



**Сборник докладов
Шестой конференции геокриологов России
«Мониторинг в криолитозоне»**

с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов

**МГУ имени М.В. Ломоносова
14 - 17 июня 2022**

Пленарные доклады

Доклады по секциям:

Секция 1. Газы и газогидраты в криолитозоне

Секция 2. Геокриологическая съемка и картирование

Секция 3. Геокриологический мониторинг

Секция 4. Геофизические исследования в криолитозоне

Секция 5. Динамическая геокриология

Секция 6. Изменения климата и реакция криолитозоны

Секция 7. Инженерная геокриология и инженерные изыскания в криолитозоне

Секция 8. История, методология и образование в геокриологии

Секция 9. Литогенетическая геокриология

Секция 10. Основания и фундаменты зданий и инженерных сооружений в условиях изменения климата

Секция 11. Физико-химия, теплофизика и механика мерзлых грунтов

Секция 12. Региональная и историческая геокриология

Секция 13. Экологические и биологические проблемы криолитозоны

Москва
КДУ
2022

УДК (551.34+551.345+556.12+528.9)
ББК 26.36
М34

Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России
М34 **«Мониторинг в криолитозоне»** с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14 - 17 июня 2022 г. : сборник статей, [электронное издание сетевого распространения] / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – 1130 с. табл., ил. – URL: <https://bookonline.ru/node/44945> – doi: 10.31453/kdu.ru.978-5-7913-1231-0-2022-1130.

ISBN 978-5-7913-1231-0

Всероссийская конференция геокриологов с международным участием проводится в целях представления последних результатов и координации научных исследований, обобщения опыта изысканий, проектирования и эксплуатации зданий и инженерных сооружений в криолитозоне, определения приоритетов и разработки совместного плана действий для власти, науки и бизнеса в сфере мониторинга и изменений в криосфере, строительства и освоения Арктики. Рассматриваются проблемы по следующим научным направлениям: газы и газогидраты в криолитозоне; геокриологическая съемка и картирование; геокриологический мониторинг; геофизические исследования в криолитозоне; динамическая геокриология; изменения климата и реакция криолитозоны; инженерная геокриология и инженерные изыскания в криолитозоне; история, методология и образование в геокриологии; литогенетическая геокриология; основания и фундаменты зданий и инженерных сооружений в условиях изменения климата; физико-химия, теплофизика и механика мерзлых грунтов; региональная и историческая геокриология; экологические и биологические проблемы криолитозоны.

УДК (551.34+551.345+556.12+528.9)
ББК 26.36

Электронное издание сетевого распространения.
Технический редактор Лисицына О.М.
Компьютерная верстка Шевчик Ф.А., Зубкова А.В., Черняк Ю.В.
Опубликовано 08.06.2022.
Издательство «КДУ»: 8(495) 638-57-34. www.kdu.ru

ISBN 978-5-7913-1231-0

© Коллектив авторов, 2022
© Издательство «КДУ», 2022

ПРОГРАММНЫЙ ОРГКОМИТЕТ
Шестой конференции геокриологов России
«Мониторинг в криолитозоне»

Сопредседатели

Мельников Владимир Павлович - академик РАН

Брушков Анатолий Викторович - заведующий кафедрой геокриологии геологического ф-та МГУ

Железняк Михаил Николаевич – директор Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

Садуртдинов Марат Ринатович – директор Института криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН

Мажаров Александр Викторович - заместитель Губернатора Ямало-Ненецкого автономного округа, директор департамента внешних связей

Сидорова Наталья Александровна - заместитель Губернатора Ненецкого автономного округа

Члены Программного оргкомитета:

Алексеев А.Г., Алексеева О. И., Ашпиз Е.С., Богданов М.И., Васильчук Ю.К., Власов А.Н., Гальченко В. Ф., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Жданеев О. В., Заболотник С. .И., Игнатов С.Г., Кекелев А. И., Комаров И.А., Котов П.И., Кроник Я.А., Кошурников А.В., Кузнецов М. Е., Маслаков А.А., Мотенко Р.Г., Оспенников Е.Н., Осипов В.И., Остарков Н.А., Попова А. А., Разбегин В.Н., Ривкин Ф. М., Рязанов А.А., Сергеев Д.О., Складнев Д.А., Соболев П.С., Стрелецкая И.Д.,Трофимов В.Т., Устинова Е.В., Федосеев С. М., Фролов А.М., Чеверев В.Г., Хрусталеv Л.Н.,Хилимонюк В.З.,Черкасов А.М., Чувилин Е.М., Якушев В.С.

- ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Кафедра геокриологии геологического факультета Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова

Научный совет по криологии Земли РАН

Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН

Кафедра криолитологии и гляциологии географического факультета Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

Правительство Ямало-Ненецкого автономного округа

Администрация Ненецкого автономного округа

ФАНУ «Востокгосплан» Минвостокразвития РФ

ФГБУ «Российское энергетическое агентство» Минэнерго РФ

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СПОНСОРЫ

Научный журнал РАН **ГЕОЭКОЛОГИЯ. Инженерная геология Гидрогеология. Геокриология**
Научно-практический журнал **Инженерные изыскания**
Научно-практический журнал **Геотехника**
Научный журнал **Инженерная геология**
Научный журнал **ГеоРиск**
Научный электронный журнал [Арктика и Антарктика](#)
Научно-технический журнал **ОСНОВАНИЯ, ФУНДАМЕНТЫ И МЕХАНИКА ГРУНТОВ**

СПОНСОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ:



ПАО ГКМ Норильский никель
ООО «Научно-производственное предприятие МГУ»
ООО "МГУ - геофизика"
Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ ГОСУДАРСТВЕННОГО МОНИТОРИНГА ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Брушков А.В.^{1,2}, Дроздов Д.С.^{3,4}, Дубровин В.А.⁵, Железняк М.Н.⁶, Садуртдинов М.Р.³, Сергеев Д.О.⁷, Осокин А.Б.⁸

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, кафедра геокриологии, 119991, Москва, Ленинские горы, 1; *brouchkov@geol.msu.ru*

²Отдел методологии междисциплинарных исследований криосферы Тюменского научного центра СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86

³Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86; *ds_drozдов@mail.ru*

⁴Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ), 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23

⁵ФГБУ «Гидроспецгеология», 123060, Москва, ул. Маршала Рыбалко, д. 4, *dva946@yandex.ru*

⁶Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, д. 36, *fe1956@mail.ru*

⁷Институт геоэкологии им Е.М. Сергеева РАН, 101000, Москва, Уланский пер., 13, стр. 2, *sergueevdo@mail.ru*

⁸ИТЦ ООО «Газпром добыча Надым», 629730, г. Надым, ул. Пионерская, д. 14, *osokinab@mail.ru*

Глобальные изменения климата и мерзлотных условий определяют возможность деградации вечной мерзлоты, развития опасных криогенных процессов, деформаций зданий и сооружений и значительный экономический ущерб. Решением проблемы обеспечения устойчивости инфраструктуры в криолитозоне является геокриологический мониторинг, включающий не только наблюдения за параметрами мерзлотных условий, но и разработку прогноза состояния вечной мерзлоты, оснований и фундаментов зданий и инженерных сооружений, а также необходимых технических решений. Структура мониторинга должна включать создание полигонов, стационаров и площадок в ненарушенных природных условиях (фоновый мониторинг) и сети наблюдений за основаниями зданий и сооружений и их конструкциями (геотехнический мониторинг), региональных и федерального центра сбора, обработки и анализа данных наблюдений, разработку прогнозов и технических решений по обеспечению устойчивости инфраструктуры.

PRINCIPLES FOR THE ORGANIZATION OF STATE MONITORING OF PERMAFROST

**Brouchkov A.V.^{1,2}, Drozdov D.S.^{3,4}, Dubrovin V.A.⁵, Zeleznyak M.N.⁶, Sadurtdinov M.R.³, Sergeev D.O.⁷,
Osokin A.B.⁸**

¹Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Department of Geocryology, 119991, Moscow, 1 Leninskie gory, *brouchkov@geol.msu.ru*

²Laboratory of Methodology for Interdisciplinary Cryosphere Research, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 625026, Tyumen, ул. 86 Malygina str.

³Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 625026, Tyumen, ул. 86 Malygina str.; *ds_drozдов@mail.ru*

⁴Russian State University for Geological Prospecting (MGRI), 117997, Moscow, 23 Mikluho-Maklaya str.,

⁵FGBU «Gidrospecgeologiya», 123060, Moscow, 6. Marshall Rybalko str., build. 4, *dva946@yandex.ru*

⁶Melnikov permafrost institute SB RAS, 677010, Yakutsk, 36 Merzlotnaya str., *fe1956@mail.ru*

⁷Sergeev institute of environmental geoscience RAS, 101000, Moscow, 13 Ulanskiy pereulok, 13, build. 2, *sergueevdo@mail.ru*

⁸ITC ООО «Gazprom dobycha Nadym». 629730, Nadym, 14 Pionerskaya str., *osokinab@mail.ru*

Global climate change and frozen ground conditions are connected to a possibility of permafrost degradation, the development of dangerous cryogenic processes, deformations of buildings and structures and significant economic damage. The solution to the problem of ensuring the stability of the infrastructure in the cryolithozone is geocryological monitoring, which includes observations of the parameters of permafrost, and also a forecast of the state of permafrost, the state of bases and foundations of buildings and engineering structures, as well as the necessary technical solutions. The monitoring should include the creation of sites in undisturbed natural conditions (background monitoring) and a network of observations of the bases of buildings and structures and

their structures (geotechnical monitoring), regional and federal centers for the collection, processing and analysis of observation data, the development of forecasts and technical solutions to ensure infrastructure stability.

Глобальные изменения климата и мерзлотных условий определяют возможность деградации вечной мерзлоты, развития опасных криогенных процессов, деформаций зданий и сооружений и значительный экономический ущерб. Особенностью современных изменений является потепление конца XX в. - начала XXI в., отмеченное со второй половины 1970-х годов. Обеспечение устойчивости оснований зданий и инженерных сооружений к изменениям климата, температурного режима грунтов и деятельности человека зависит от состава и строения мерзлых толщ, прежде всего содержания и распределения в них подземного льда. Изменения температуры грунтов вызывают развитие опасных криогенных процессов. Часть из них, например, термокарст, термоэрозия и склоновые процессы являются мощным рельефообразующим фактором, способным быстро менять облик ландшафтов. К сожалению, сегодня в целом инженерно-геологическая и геокриологическая изученность территории криолитозоны недостаточная. В целом мониторинг вечной мерзлоты можно разделить на фоновый (на ненарушенных территориях) и геотехнический (ГТМ), который проводится на застроенных или подвергающихся интенсивному воздействию человека территориях и в основаниях зданий и инженерных сооружений.

В результате изменений мерзлотных условий, происходящих в последние десятилетия, под угрозой оказываются созданные на территории Российской Федерации промышленные комплексы, обслуживающие их города, протяженные транспортные сооружения. И существующие ныне, и проектируемые здания и инженерные сооружения требуют адаптации к изменившейся климатической и мерзлотной обстановке. Ситуация в Арктике уже стала критической, число деформированных зданий приближается к 40% (в Амдерме, например, около 40%, в Диксоне - 33%, Тикси - 22%, Певеке - 50%). Отмечается потеря несущей способности оснований даже недавно построенных зданий и сооружений, деформации автомобильных и железных дорог. Изменения состояния вечной мерзлоты является причиной 23% отказов технических систем нефтегазовой отрасли и 29% потери добычи углеводородов. Только для Арктической зоны предполагаемый ущерб экономике нами был оценен к 2050 г в 5-7 триллионов рублей. При отсутствии мониторинга и сохранении ныне существующих технологий строительства и эксплуатации зданий и сооружений ущерб может возрасти кратно, заметно ухудшатся условия жизни людей. Очевидным становится то, что проектирование новых объектов следует вести, ориентируясь не на сегодняшние, а на прогнозные мерзлотно-климатические условия.

Сегодня изученность криолитозоны, в том числе мониторинговыми наблюдениями, картированием осваиваемых регионов, полевыми и лабораторными исследованиями мерзлых грунтов, очевидно, не соответствует темпам освоения северных регионов. В ряде городов и поселков, на транспортных и других сооружениях система мониторинга вечной мерзлоты отсутствует. При этом изменения теплового состояния вечной мерзлоты под влиянием динамики климата и техногенного воздействия происходят на протяжении десятилетий, но, очевидно, не достигли своего максимума. Поэтому риски в строительстве и недропользовании повышаются, появляются и новые угрозы экологического и даже эпидемиологического характера по мере освоения все новых территорий. Не исключено также, что характерные циклические изменения, и, в частности, временное похолодание могут привести к очередным угрозам из-за промерзания существующих таликов. При этом отмечается снижение объема научно-исследовательских и прикладных работ, связанных с изучением вечной мерзлоты в системе Минприроды, Миннауки и других ведомствах России, большинство данных о состоянии криолитозоны устарело и нуждаются в

обновлении и актуализации. По сути, у нас сегодня нет цельной картины изменений состояния вечной мерзлоты в масштабах страны, последняя обзорная геокриологическая карта издана более 30 лет назад. Минстрой и ЖКХ РФ, Минтранс и другие не имеют целевых программ изучения опыта строительства и эксплуатации градостроительных агломераций и транспортных коммуникаций, систематический мониторинг строительных объектов в криолитозоне не ведется. Однако срок службы многих городских, муниципальных и промышленных зданий и инженерных сооружений на вечной мерзлоте превышен, их ремонт и реконструкция проводится редко, в основном, в исключительных случаях и аварийных ситуациях.

С учетом этого положения, сегодня проводятся наблюдения за вечной мерзлотой рядом институтов РАН, в том числе Институтом мерзловедения им. П.И.Мельникова СО РАН, вузами (МГУ и другие), промышленными предприятиями – Газпромом, Ямал СПГ, Транснефью и др., некоторыми муниципалитетами (Салехард, Норильск, Якутск, Анадырь), причем общее количество наблюдательных скважин в стране превышает 10 тысяч. В настоящее время наблюдения за фоновым состоянием криолитозоны выполняются по международной программе в рамках сети глобального мониторинга криолитозоны (GTN-P - Global Terrestrial Network on Permafrost). Сеть была создана в начале 1990-х годов Международной ассоциацией мерзловедения (IPA – International Permafrost Association), однако развита в стране недостаточно. В настоящее время в системе ФА РОСНЕДРА (Минприрода) функционируют лишь два объекта, осуществляющих мониторинговые наблюдения в криолитозоне. Это Воркутинский опорный мерзлотно-гидрогеологический полигон, в пределах которого ведется государственный мониторинг состояния недр (ГМСН) по Северо-Западному Федеральному округу и геокриологический стационар Марре-Сале, выполняющий функции опорного информационного объекта мониторинга криолитозоны в Уральском Федеральном округе. Институты РАН и МГУ им. М.В.Ломоносова на Европейском Севере располагают стационарами и площадками периодического обследования включают следующие, такими как площадка «Болванский», «Шапкино», «Кашин», Учебно-научная площадка в Воркуте и на побережье Байдарацкой губы, «Тарко-Сале», «Надымская», и другие. ИМЗ СО РАН совместно с рядом научных организаций проводят мониторинговые исследования в окрестностях пос. Тикси, в дельте р. Лены и на ряде площадок в Центральной Якутии и других районах.

При этом отсутствуют координация и регулирование научных исследований и работы недропользователей (градостроительных агломераций, промышленных предприятий и других собственников) по ведению как фонового, так и геотехнического мониторинга (ГТМ). Массивы данных инженерных изысканий, фонового мониторинга и ГТМ в основном не доступны для экспертного, научного сообщества, предприятий и власти регионов. В значительной степени отсутствует и необходимое методическое и техническое обеспечение мониторинговых наблюдений.

Очевидно, что, наряду с региональными центрами, нужен единый федеральный центр, куда поступала бы мониторинговая информация, а самое главное, обрабатывалась специалистами-геокриологами и инженерами, способными предлагать технические решения по предупреждению и защите от последствий изменения мерзлоты. В 1929 г. при масштабной индустриализации в России по инициативе основателя мерзловедения М.И.Сумгина был создан такой центр – Комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством академика В. А. Обручева, успешно решившая поставленные перед ней задачи обеспечения великих строек в Сибири. Сегодня эти задачи вновь ставит потепление в Арктике. К сожалению, научно - исследовательские работы РАН и ВУЗов способны определить лишь самые общие

закономерности развития вечной мерзлоты, их экспериментальный потенциал ограничен, целевое финансирование на длительный мониторинг отсутствует.

Изменения природной среды затронули сегодня все регионы криолитозоны России. Связь температуры воздуха и температуры горных пород не является прямой, но потепление климата ведет, как правило, к повышению температуры горных пород. Температурный режим горных пород определяет их физико-механические свойства и развитие криогенных инженерно-геологических процессов, в том числе опасных.

Температурный режим верхних горизонтов криолитозоны определяется структурой радиационно-теплового баланса поверхности, тепловым влиянием наземных покровов, (снег, растительность, поверхностные воды), теплотокотом из недр Земли, а также процессами тепломассопереноса в массиве пород. Основные параметры, характеризующие температурный режим пород – среднегодовая температура пород на подошве сезонно-талого слоя (СТС), среднегодовая температура на глубине нулевых годовых амплитуд, амплитуда колебания температуры на различных глубинах в течение годового цикла, глубина проникновения сезонных колебаний в мерзлый массив. Важно отметить, что параметры геокриологического мониторинга далеко не ограничиваются температурами грунтов и деформациями поверхности, а также зданий и сооружений. Так, индикатором климатических изменений, в значительной степени определяющим состояние криолитозоны, является изменение режима и количества атмосферных осадков, особенно в зимний период. Увеличение мощности снежного покрова обуславливает дополнительное отепляющее влияние на многолетнемерзлые породы, превышающее воздействие летних климатических факторов. При этом на значительной части территории криолитозоны установлена тенденция к уменьшению продолжительности залегания снежного покрова со средним трендом около 2 дней на каждые 10 лет. Повышение температуры воздуха и увеличение количества летних осадков влечет за собой изменение условий теплообмена на поверхности за счет изменения видового состава напочвенных растительных покровов и кустарничков. Напочвенные покровы играют важную роль в формировании температурного режима вечной мерзлоты, преимущественно охлаждая вечную мерзлоту, но иногда оказывающим и отепляющее влияние. Их уплотнение, сокращение мощности, видового состава, влажности отражается на температурах грунтов. Еще большую роль играют изменения поверхностного стока, образование участков увлажнения, которые часто быстро приводят к нарушению теплового состояния вечной мерзлоты. Имеют значение изменения влажности почвы и слоя сезонного протаивания, его глубины, динамика надмерзлотных вод, также влияющие на температуры мерзлых грунтов. Перечисленные факторы необходимо учитывать при составлении прогноза состояния вечной мерзлоты, без которого наблюдения сами по себе в значительной степени обесцениваются и теряют свое значение.

Методологической основой разработки системы геокриологического мониторинга являются представления о криолитозоне, как части геологической среды с особыми свойствами. Под влиянием природных процессов, меняющегося климата, а также при техногенных воздействиях могут происходить негативные изменения в криолитозоне. Предупреждение таких явлений возможно при знании закономерностей природных процессов, их параметров и составлении прогнозов. Необходимая для решения этих задач информация может быть получена на основе геокриологического мониторинга.

Система геотехнического мониторинга (ГТМ) включает, как правило, элементы, позволяющие инструментальными (в том числе дистанционными) методами осуществлять контроль за параметрами геотехнических систем (ГТС) (глубина сезонного промерзания и оттаивания грунтов, температурный режим грунтов, уровень грунтовых вод, деформации поверхности, деформации фундаментов, элементов

конструкций зданий и инженерных сооружений). Конкретный состав работ по ГТМ, методы и методики мониторинга, применяемые приборы и оборудование, а также периодичность проведения наблюдений различны для разных типов объектов, стадий их жизненного цикла, инженерно-геокриологических условий их размещения и определяются программой ГТМ, основные стандарты которой приняты в том или ином ведомстве. Итоговым информационным документом, характеризующим состояние инженерного объекта и аккумулирующим геотехническую информацию об объекте на различных этапах его жизненного цикла, является геотехнический паспорт объекта, который является открытым документом, и содержащаяся в нем информация пополняется по мере проведения работ в рамках ГТМ. Так, основой эффективного контроля и управления состоянием ГТС на объектах ПАО «Газпром» является информационно-аналитическая система (ИАС) ГТМ, включающая в себя программно-аппаратную и информационную базу. ИАС ГТМ предназначена для накопления, хранения и обработки данных мониторинга; прогнозного моделирования состояния элементов ГТС; анализа и оценки безопасности эксплуатации сооружений и экологической сохранности территорий; плановой, оперативной и экстренной передачи информации. ИАС обеспечивает вертикальные и горизонтальные связи между различными управленческими уровнями системы ГТМ посредством организации информационных потоков. В целом, на объектах нефтегазовой промышленности реализована в определенной мере эффективная система ГТМ, позволяющая снизить риски, связанные с взаимодействием инженерных объектов и ММП.

Однако, существенным недостатком в существующей системе ГТМ большинства предприятий отсутствуют фоновые наблюдения за изменением теплового состояния мерзлых толщ под влиянием климата. Это снижает эффективность мониторинга и использования его результатов в качестве основы при проектировании новых объектов, при разработке проектов капитальных ремонтов и реконструкции эксплуатирующихся объектов. Координации и обмена информацией с фоновыми региональными стационарами нет. К сожалению, практически отсутствует межведомственный обмен информацией, получаемой в рамках ГТМ и имеющей общегосударственное значение.

Государственный мониторинг вечной мерзлоты должен представлять собой межведомственную систему регулярных наблюдений, сбора, накопления, обработки и анализа информации, оценки состояния вечной мерзлоты как в естественных условиях (фоновый мониторинг, или ФМ), так и на освоенной территории (геотехнический мониторинг, или ГТМ), а также составления прогнозов ее изменений под влиянием естественных природных факторов, недропользования, промышленного, гражданского строительства и жилищно-коммунального хозяйства и разработки методов регулирования состояния вечной мерзлоты для охраны и рационального использования криогенных ресурсов и устойчивого развития. Программа создания системы мониторинга, включающая не только наблюдения, но и разработку прогнозов и необходимых технических решений для сохранения устойчивости зданий и сооружений и защиты от опасных процессов была разработана нами по заданию Минвостокразвития в 2020 г. Эта программа соответствует действующему в Республике Саха (Якутия) «Закону о вечной мерзлоте» и была обсуждена и одобрена специалистами на заседаниях научных советов РАН, ведущих ВУЗов страны и международных конференциях.

Очевидно, что мониторинг криолитозоны является составной частью (подсистемой) комплексной системы мониторинга окружающей природной среды. Поэтому оператором этой системы Минприродой предполагается Росгидромет. Однако разрабатываемые Минприродой предложения по созданию мониторинга криолитозоны, к сожалению, имеют, по нашему мнению, принципиальные недостатки. ФА «Росгидромет», судя по имеющимся предварительным предложениям, предлагается

бурение вблизи около 140 северных метеостанций (с затратами около 2 млрд. руб) скважин и наблюдения за температурой мерзлоты. Условия на станциях не являются ни природными условиями, ни условиями на территориях застройки городов и поселков. При этом на метеостанциях уже десятилетиями проводятся наблюдения за температурой почвы и грунтов до глубины примерно 3 м, но, к сожалению, эти данные практически не обрабатываются, и по результатам этих наблюдений не составляется прогнозов их температурного режима. Это происходит в том числе потому, что для составления таких прогнозов необходим ряд других параметров мерзлотных условий, наблюдения за которыми не проводятся (состояние напочвенных покровов, влажность и теплофизические свойства почв и грунтов и т.д.). Изучения криогенных процессов, изменения мерзлотных условий в зависимости от ландшафтов, конструкции зданий и сооружений, разработка прогнозов и технических решений по инженерной защите этими предложениями не предусматривается. По сути, предложения Минприроды дополняют международную программу наблюдений за природным состоянием мерзлоты (GTN-P) за счет средств РФ.

По нашему мнению, целью государственного мониторинга криолитозоны является прежде всего обеспечение безопасного функционирования объектов недропользования, промышленного, гражданского строительства и ЖКХ, транспортных систем на территории криолитозоны и шельфа северных морей, а также изучение и картирование инженерно-геокриологических условий территорий, сохранение и использование криогенного технологического и микробиологического потенциала вечной мерзлоты, предотвращение и ликвидация техногенных и медико-биологических угроз, информационное обеспечение государственных структур власти, органов местного самоуправления и граждан информацией о состоянии вечной мерзлоты.

Поэтому основными задачами мониторинга криолитозоны являются получение, сбор, обработка и анализ данных о состоянии криолитозоны; оценка состояния криолитозоны и прогнозирование его изменений; прогноз развития природных и техногенных процессов; разработка технических решений по предотвращению или снижению негативного воздействия опасных мерзлотных процессов на осваиваемой территории; информирование органов государственной власти, организаций, субъектов хозяйственной деятельности и граждан об изменениях состояния вечной мерзлоты; межведомственное взаимодействие и международное сотрудничество в сфере обмена информацией по безопасному природопользованию в криолитозоне.

Структура государственного мониторинга включает блок сбора исходной информации; блок обработки информации, решения комплекса прогнозных задач и подготовки информации для принятия управляющих решений; блок разработки решений по регулированию состояния вечной мерзлоты. Соответственно, блок сбора исходной информации включает в себя: фоновый мониторинг на геокриологических стационарах и полигонах, включая мелководную зону шельфа северных морей; комплексную геокриологическую съемку масштаба 1:500 000 на территории полигонов; геотехнический мониторинг на объектах недропользования, промышленного и гражданского строительства и ЖКХ, транспортных систем; научное сопровождение изыскательских и проектных работ; мерзлотные станции в городах и муниципальных образованиях; мерзлотные инспекции в регионах; региональные центры проектирования и реконструкции зданий и сооружений; контрольные наблюдения и научное сопровождение полупромышленных экспериментов.

Предполагается, что геокриологические фоновые полигоны - высшее звено государственного мониторинга вечной мерзлоты – должны иметь площадь в пределах топографического листа м-ба 1:500 000. Полигон закладывается в характерных природно-климатических и ландшафтно-геоморфологических условиях и привязывается

к узлам хозяйствования крупных земле- и /или недропользователей. При этом выполняется кондиционное, с использованием дистанционных методов, инженерно-геологическое (-геокриологическое) картирование, обустраивается 10-15 геокриологических скважин глубиной 100 м и 1-2 на всю мёрзлую толщу. Полигон объединяет в себе 1-2 фоновых геокриологических стационаров и наблюдательные объекты геотехнического мониторинга (недропользования, промышленных сооружений, транспортных систем, городских и муниципальных образований). В городах и муниципальных образованиях создание мониторинговой сети предполагает строительство опорных наблюдательных термометрических скважин глубиной: 300 м -1-2 скв; 100 м – 4.скв; 80 м – 4 скв; 40м – 6 скв; и инженерно-геологических выработок глубиной до 15 м – 100 скв. для обследования состояния оснований фундаментов зданий и сооружений.

Необходимо создание центрального банка региональных баз данных в федеральном аналитическом центре, выполняющем: прогнозы и оценку макромасштабных изменений и в различных регионах и выявление критических ситуаций в криолитозоне; разработку проектов комплексного использования и рекультивации территорий; разработку и апробацию проектных решений и реализация проектов; проведение экспертизы крупных национальных проектов освоения Арктической Зоны РФ; координацию деятельности с надзорными органами (Ростехнадзор, Росприроднадзор, авторского надзора проектных организаций).

Представляется необходимым создание государственной структуры (вероятно, Федерального агентства, по примеру Комиссии по изучению вечной мерзлоты 1929 г) изучения и прогнозирования состояния вечной мерзлоты на основе системы государственного мониторинга вечной мерзлоты, с одновременным созданием сети региональных наблюдений и центров сбора и обработки информации.

Система государственного мониторинга вечной мерзлоты, без сомнения, сможет существенно снизить, а в ряде случаев исключить риски освоения криолитозоны в средне-и долгосрочной перспективе.

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОТЕКАНИЯ В НИХ МЕРЗЛОТНЫХ ПРОЦЕССОВ

Комаров И.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия,
ilya_komarov@mail.ru

В соответствии с подходом В.А. Кудрявцева к содержанию геокриологического (мерзлотного) прогноза в работе дана сводка современных представлений о свойствах засоленных мерзлых пород и методах их получения, динамике происходящих в них процессов криогенного метаморфизма и тепло- и массопереноса при наличии фазовых и химических превращений. Показано, что уточнение схем прогноза идет, как в плане повышения точности эмпирической информации о свойствах пород, полученных с помощью современных методик определения, так и за счет создания математических моделей с большей детализацией формального описания.

PROBLEMS OF FORECASTING THE PROPERTIES OF SALTED FROZEN ROCKS AND THE INTENSITY OF PERMAFROST PROCESSES IN THEM

Komarov I.A.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, *ilya_komarov@mail.ru*

In accordance with the approach of V.A. Kudryavtsev to the content of the geocryological (permafrost) forecast, the paper gives a summary of modern ideas about the methods of obtaining and properties of saline rocks, the dynamics of the processes of cryogenic metamorphism occurring in them, heat and mass transfer in the presence of phase and chemical transformations. It is shown that the prediction schemes are being refined, both in

terms of increasing the accuracy of input empirical information about the properties of rocks obtained using modern methods of determination, and by creating models with greater detail of the formal description.

ВВЕДЕНИЕ

Мерзлотный (геокриологический) прогноз по В.А. Кудрявцеву [14] представляет собой научное предсказание об изменениях геокриологических условий в будущем в связи с эволюцией природной среды либо в связи со строительством и хозяйственным освоением территории. Реализация прогноза предполагает как получение информации о свойствах пород и характеристиках природной среды, так и динамике происходящих в них процессов.

В силу многофакторности характеристик определяющих динамику процессов промерзания-оттаивания пород, включая засоленные, накопилось большое количество разнообразной эмпирической информации (натурные наблюдения, экспериментальные лабораторные исследования), которое приводит к тому, что образовался определенный разрыв между глубиной и детальностью разработок по выяснению физической природы процессов и моделями, заложенными в схемы мерзлотного прогноза. Поэтому уточнение расчетных схем прогноза идет, с одной стороны, в плане повышения точности входной эмпирической информации о свойствах пород, коэффициентах теплопереноса, полученных с помощью современных методик экспериментального определения, их правильной физической интерпретации и, что крайне важно, адекватного использования в существующих моделях. С другой стороны, в плане создания математических моделей с большей детализацией формального описания. В первую очередь, это касается замыкающих уравнений, которые характеризуют всевозможные виды и специфику фазового и химического равновесия различных категорий влаги в породах при действии нагрузки или без нее, а также учете перекрестных и динамических эффектов возникающих при взаимодействии температурных и массовых полей.

Для прогноза динамики процессов могут быть использованы методы натурального, полунатурного или лабораторного эксперимента на моделях той же физической природы или на моделях другой физической природы (аналоговые методы), а также методы математического моделирования. Интенсивный рост возможностей вычислительной техники, формирование объектно-ориентированных пакетов программ, выдвинули последние в качестве основных количественных методов для прогноза динамики мерзлотных процессов. Формальное описание с помощью детерминированных моделей (вероятностно-стахостические модели не получили пока широкого применения) встречает известные трудности, поскольку прогноз предполагает наличие информации о множестве параметров, характеризующих состав, строение и свойства пород, а также термобарических условий протекания этих процессов. Кроме того, математическое моделирование процессов промерзания-оттаивания даже в незасоленных породах является сложным в силу нелинейности уравнений тепло-и массопереноса при наличии фазовых переходов. В засоленных породах процессы промерзания-оттаивания могут сопровождаться также различного рода химическими взаимодействиями.

К засоленным мерзлым породам относятся все литологические типы дисперсных осадочных отложений, содержащих в своем составе растворимые соли в количестве более 0,05% и находящимися в мерзлом состоянии.

Степень засоленности грунта (D_{sal} , %) характеризует относительное содержание в грунте воднорастворимых солей, ее следует определять по ГОСТ 25100.2011 как отношение массы солей (g_s) содержащихся в водной вытяжке к массе сухой навески грунта (g_d) (включая массу содержащихся в ней солей) по формуле:

$$D_{sal} = (g_s/g_d) * 100\%, (1)$$

Породы считаются засоленными если величина D_{sal} выше: 1% - для песков; 0,15% - для супесей; 0,25% - для глин.

По типу засоления они обычно подразделяются на морской, где преобладают хлориды и катион натрия ($Cl \gg SO_4 > HCO_3, Na \gg Mg > Ca$) и континентальный, в котором содержание хлоридов и сульфатов сопоставимо ($SO_4 > Cl > HCO_3, Ca > Mg > Na$), что отражено на карте распространения засоленных пород предложенной Г.И. Дубиковым и Н.В. Ивановой [15].

Ряд фактических данных о величинах засоленности мерзлых пород Арктического побережья России приведены в таблице (табл. 1). Так, в частности, засоленные мерзлые четвертичные породы Арктического побережья – это четвертичные плейстоценовые и голоценовые отложения различных генетических типов, среди которых преобладающими являются морские. Соли, содержащиеся в морских осадках, в условиях их проникновения в мерзлый массив пород, частично выносились за пределы формирующих толщ, а частично перераспределялись в них. Химический состав вод лагун и озер разнообразен и иногда подвержен суточным и сезонным колебаниям. В целом, поверхностные воды криолитозоны практически не засолены легкорастворимыми солями. На низких морских террасах и морской лаиде Баренцева моря наряду с участками, сложенными многолетнемерзлыми породами, развиты участки с охлажденными ниже нуля градусами породами с криопэгами. Такие участки встречаются на побережье Болванской, Паханческой, Хайпудырской и Печорской губ, а также в дельтах и низовьях рек Нерута, Черная, Морею, Каротаиха. В пределах Северо-Сибирской низменности, вдоль побережья Якутии и Чукотского полуострова, на Анадырской низменности мерзлые засоленные породы приурочены в основном к морским плейстоценовым и голоценовым отложениям. В верхнем 50-метровом горизонте засоленные грунты распространены не повсеместно и чередуются с незасоленными. Область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов и криопэгов Западной Сибири располагается севернее широты пос. Новый Порт на Ямале. В этом районе мерзлые породы засолены на всю глубину, причем наблюдается увеличение содержания солей в мерзлых породах с юга на север полуострова в среднем от десятых долей процента до 1-1,5%.

Таблица 1. Данные о засолении мерзлых пород Арктического побережья России [4; 38].

| Район | Характеристика пород | Место отбора | Засоленность, % |
|-----------------------------------|--|---------------------|-----------------|
| Европейская территория России | Морские и аллювиальные отложения | Хайпудырская губа | 0-0,3 |
| | | р. Сарембой-Яха | 0,1-0,2 |
| | | пос. Пионерный | 0,1 |
| | | пос. Амдерма | 0,1-1,5 |
| | | о. Колгуев | 0,2-0,8 |
| Западная Сибирь | Морские, аллювиальные – морские, аллювиальные, озерные и солифлюкционно-деллювиальные отложения. | Бованенковское ГКМ | 0,03-2,1 |
| | | о-ва Шараповы Кошки | до 2,4 |
| | | Северный Ямал | 0,5-2,0 |
| | | Южный Ямал | 0,2-0,5 |
| | | Мыс Харасавэй | 0,2-0,4 |
| | | оз. Ней-то | 0,2-0,6 |
| Обско-Пурское междур. пос. Диксон | 0,05-0,1 0,5-1,0 | | |

| | | | |
|---------------------|------------------------|------------------|---------|
| Восточная Сибирь | Морские отложения | п-ов Чукотка | 0,2 |
| | Элювиальные отложения | лагуна Рыпильхин | 1,5-3,0 |
| | Озерные отложения | м. Шмидта | до 1,0 |
| | Аллювиальные отложения | г. Певек | 0,1-0,5 |
| | | г. Анадырь | 0,2-0,5 |
| | | дельта р. Лена | 0,1 |
| | | Ванькина губа | 0,4-1,2 |
| | | устье Алазеи | 0,2-1,0 |
| | Халерченская тундра | 0,8-2,0 | |
| | г. Анадырь | 0,3 | |

Область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов и криопэгов Западной Сибири располагается севернее широты пос. Новый Порт на Ямале. В этом районе мерзлые породы засолены на всю глубину, причем наблюдается увеличение содержания солей в мерзлых породах с юга на север полуострова в среднем от десятых долей процента до 1-1,5%. Криопэги представляют собой линзы высокоминерализованных отрицательно-температурных подземных вод, образующиеся в результате физико-химических процессов под воздействием криогенного метаморфизма. Так в процессе промерзания песчаных пород происходит отжимание порового раствора из зоны кристаллизации вниз по разрезу и его концентрирование. Процесс криогенного концентрирования является главным механизмом, приводящим к образованию криопэгов. Криопэги характерны для всей криолитозоны полуострова Ямал. Они залегают на разной глубине в виде изолированных линз, не имеющих связи друг с другом, поверхностными и подземными водами.

МЕТОДЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД В ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

К термодинамическим характеристикам засоленных пород относят параметры, характеризующие фазовое и химическое равновесие компонентов порового раствора. Этими характеристиками являются: энтальпия, теплоты фазовых переходов и химических реакций, температура начала замерзания, фазовый состав, теплоемкость. Последние три параметра, в расширенном применении термина, часто относят к теплофизическим свойствам. Однако надо иметь в виду, что при экспериментальном определении указанные выше параметры определяются в условиях термодинамического равновесия, в отличие от коэффициентов тепло- и теплопроводности которые являются кинетическими параметрами, характеризующими интенсивность переноса тепла в породе.

Экспериментальные методы определения температуры начала замерзания (t_{bf}), содержания незамерзшей воды (W_w) можно подразделить на группы (табл. 2). Они различаются как по физическим принципам, лежащим в их основе, так и по технической реализации. Как правило, все методы позволяют оценить количественное содержание одной из фаз воды - жидкой или твердой (льда) (содержание воды в газообразной фазе не учитывается). Содержание другой фазы рассчитывается, исходя из известного суммарного влагосодержания.

Экспериментальная оценка величин обычно проводится в лабораторных условиях на: грунтах ненарушенного (естественного) сложения - грунтах нарушенного сложения (пастах) искусственно засоляемых ($NaCl$, морская соль, комбинация солей). Химический состав и концентрация раствора определяются по водной вытяжке, пробе криопэга, электропроводным свойствам или искусственно задаются.

Таблица 2. Классификация методов определения температуры начала замерзания и фазового состава.

| | | | |
|---------------|------------------------------|-------------------|---|
| Геофизические | Диэлектрических потерь | Адсорбционные | Гигроскопический |
| | Электрического сопротивления | | Сублимационный |
| | ЯМР | | Контактный |
| | Ультразвуковой | Калориметрические | Дифференциальная сканирующая калориметрия |
| | Нейтроноскопия | | Изотермическая калориметрия |
| | Криоскопическая | | Адиабатическая калориметрия |

Криоскопический метод для нахождения температуры замерзания-оттаивания и фазового состава влаги основан на анализе термограмм нагревания или охлаждения образцов пород. При фазовом переходе, выделение (поглощение) теплоты фазового перехода приводит к резкому изменению скорости нагрева (охлаждения), что и фиксируется на термограмме. Целесообразность применения криоскопического метода в цикле оттаивания показана Л.В. Чистотинным в работе [12]. В этом случае снимаются проблемы, связанные с переохлаждением и влиянием условий теплообмена. Однако для средне и сильнозасоленных пород стандартная методика обработки, используемая для обработки термограмм образцов незасоленных пород, дает большую ошибку (рис.1). Это связано с вариативностью построения касательных к температурному профилю, что потребовало усложнения методики обработки, в частности, проведения итерационного вычислительного процесса [24; 25].

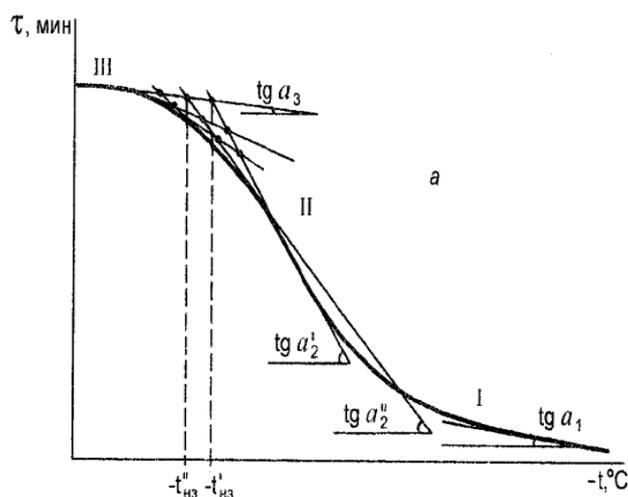


Рисунок 1. Схема обработки термограмм оттаивания для засоленных пород. I, II, III – условно выделенные участки термограммы.

Метод ядерного магнитного резонанса (ЯМР), основанный на воздействии импульсов изменения электромагнитного поля на мерзлый образец грунта, очень чувствителен к влиянию любых парамагнитных примесей (например, натрия – парамагнетик), которые присутствуют в поровых растворах засоленных пород [32].

Гигроскопический, контактный и сублимационный методы основаны на корреляционной связи между количественным содержанием незамерзшей воды в дисперсной породе, при данной температуре и величиной максимальной гигроскопической влажности. Согласно анализу, приведенному в работе [24] содержание незамерзшей воды, полученное рассматриваемым методом, будет хорошо согласовываться с данными полученными другими методами для тонкодисперсных пород, в интервале температур от -2°C и ниже, а для грубодисперсных пород начиная с более высоких отрицательных температур.

В лабораторной практике используется несколько модификаций калориметров для определения теплоемкости пород. Наиболее широко используемыми для получения информации по теплоемкости и теплотам фазовых переходов при отрицательных температурах являются методы низкотемпературной адиабатической калориметрии [32]. Ввод энергии в калориметр, обычно, осуществляется периодическим или непрерывным способом. В первом случае удается достичь состояния термодинамического равновесия изучаемого объекта и получить достаточно точные значения параметров. Второй метод более информативен, но фиксация результата в отсутствии равновесия приводит к определенному снижению точности измерения. Преимуществами дифференциально-сканирующих калориметров (ДСК) являются высокая чувствительность измерений, дающая возможность использования малых навесок (20-50 мг), легкость и простота в работе. Точность измерений теплоемкости в сканирующем режиме для области отрицательных температур, в общем случае, уступает адиабатической калориметрии. Оптимальная точность, которой добиваются на ДСК, например, на калориметрах «Перкин-Элмер» составляет 3% в интервале 100-150К и 2% в интервале 150-300К. Такой порядок погрешности, как и у ДСК фирм «Сетрам» (Франция), «Меттлер» (Швейцария), «Дю-Понт» (США) удовлетворяет требованиям, предъявляемым к точности измерений, поскольку основная погрешность при оценке величины содержания жидкой и твердой (поровый лед) фаз в засоленных породах связана с использованием, при расчете теплового баланса калориметрической системы, значений скрытой теплоты фазовых переходов $L_{\text{H}_2\text{O}}$ и теплоемкости порового раствора $C_{\text{H}_2\text{O}}$ для пресной воды (растворителя). Теплоемкость поровых растворов C_s и теплота L_s отличаются от их значений для растворителя, завися от температуры, концентрации раствора, его химического состава.

Экспериментальные данные по оценке содержания незамерзшей воды в породах, полученные с помощью разных методов показывают, что при одинаковых термобарических условиях содержание W_w в образцах пород имеет качественно аналогичный характер, однако в количественном отношении наблюдаются отличия [24]. Так, при фиксированной температуре во влагонасыщенных мерзлых образцах пород это содержание, определенное с помощью методов ЯМР, криоскопического, калориметрического, сублимационного выше, чем в образцах, которые не содержали льда (контактный метод). Наибольшее различие в величинах имеет место для суглинистых пород в диапазоне температур от t_{bf} до $-2,0^{\circ}\text{C}$. При более низких температурах оно нивелируется. Несоответствие содержания незамерзшей воды при разных методах ее определения однозначно свидетельствует о разных механизмах формирования фазового состава влаги в породах, в присутствии фазы льда и ее отсутствии. Следовательно, адсорбционное равновесие, которое достигается путем

адсорбции влаги образцом грунта, находящимся в воздушно-сухом состоянии, из парогазовой среды и фазовое равновесие лед-незамерзшая вода, достигаемое замораживанием влагонасыщенных образцов, суть равновесия разные [24]. Поэтому представляется, что результаты оценки фазового состава влаги в породах, полученные в работах [20; 46] методом пересчета опытных данных по адсорбции влаги образцами, находящимися в воздушно-сухом состоянии при положительных температурах на отрицательные температуры, должны хорошо согласоваться с данными, полученными именно контактным методом, теория которого имеет идентичное теоретическое обоснование. В то же время, криоскопический, сублимационный, калориметрический, ЯМР и диэлектрический методы определения температуры начала замерзания и фазового состава реализуются в условиях присутствия льда, то есть когда доминирующим становятся условия равновесия лед-незамерзшая вода. На взгляд автора, фиксируемое в экспериментах различие в величинах $W_w(t)$ связано как с возникновением новых поверхностей раздела при образовании льда в порах и изменением их конфигурации при изменении температуры, так и с различными количественными значениями поверхностного натяжения на границах раздела поровая влага-поровый лед, поровая влага-поровый газ [9; 10; 24]. Требуется дальнейшие экспериментальные исследования.

Определение величины W_w и общей влажности W_{tot} в образцах засоленных грунтов, при реализации ряда экспериментальных методов: калориметрического, криоскопического, контактного, сублимационного, обычно осуществляют методом высушивания, как масса испаренной в сушильных шкафах воды к массе сухой навески образца. Следовательно, реально определяются величины, соответствующие содержанию в поровом растворе растворителя (H_2O), то есть, определяются значения, которые обозначим как W_{totH_2O} и W_{WH_2O} . Эти значения по абсолютной величине будут меньшими, чем величины W_w и W_{tot} , так как плотность порового раствора (ρ_S) выше, чем плотность растворителя (ρ_{WH_2O}). Так общее содержание жидкой фазы в засоленных породах, которое обозначим как W_{tots} , будет равно величине $W_{tots} = \left(\frac{\rho_S}{\rho_{WH_2O}}\right) * W_{totH_2O}$ и следовательно, тогда $W_{tots} > W_{totH_2O}$. При больших степенях засоления грунтов D_{sal} эта разница может достигать 15%. В криопэгах, минерализация которых может достигать 300 г/л и выше, это различие будет, еще большим. Кроме того, часть воды может переходить в кристаллическую структуру выпадающих солей, в виде гидроксильных групп (OH^-). Следует отметить, что в справочной литературе, параметры водных растворов солей принято относить к массе (объему или мольной доле), именно, растворителя H_2O , в то время как в нормативных документах величина концентрации порового раствора (C_{ps}) определяется, как отношение массы солей к массе порового раствора.

В основе методов определения теплопроводящих свойств пород в полевых и лабораторных условиях лежат частные решения уравнения теплопроводности, при определенных краевых условиях. Как правило, методика реализуется на образцах простейшей формы (пластина, цилиндр), в которых создаются симметричные температурные поля. В настоящее время для горных пород в широкой области положительных и отрицательных температур (для дисперсных пород, исключая диапазон температур от t_{bf} до $-3...-5^\circ C$, где происходят основные фазовые переходы) наиболее целесообразным и перспективным является использование нестационарных методов определения теплопроводных свойств, как более информативных и оперативных. Для засоленных пород этот диапазон увеличивается до $-7...-10^\circ C$.

Все это выдвигает стационарные методы как наиболее надежный инструмент исследования теплопроводных свойств засоленных пород в диапазоне температур от t_{bf} до 10°C [24; 32; 42]. Для определения теплофизических характеристик горных пород в условиях естественного залегания используют преимущественно зондовые методы. Принцип действия их состоит в том, что в исследуемый грунт внедряют источник тепла - зонд, и рассматривают вызываемое им изменение во времени температуры окружающей среды. Достоинством зондовых методов является незначительное нарушение строения и теплового режима массива, так как размеры зонда относительно невелики, время измерения также достаточно мало (5-20 минут). Они различаются по форме (плоские, цилиндрические и сферические) и тепловому режиму работы (постоянная температура поверхности зонда, постоянная мощность теплового потока и т.д.). Плоские зонды менее всего нарушают строение пород.

Для определения коэффициента теплопроводности сейчас широко используются цилиндрические зонды постоянной мощности: МИТ-1 фирмы «Интерприбор»; KD2 Pro от компании METER Group, Inc (США).

Измеритель теплопроводности материалов «МИТ-1» предназначен для оперативного определения теплопроводности строительных и теплоизоляционных материалов зондовым методом по ГОСТ 30256-94. Диапазон измерений теплопроводности от 0,03 до 2,0 Вт/(м*К). Пределы допускаемой относительной погрешности измерения теплопроводности $\pm 7,0\%$. С помощью KD2 Pro можно получить информацию по трем теплофизическим характеристикам для диапазона величин коэффициента температуропроводности: 0,1-1,0 мм²/сек и теплопроводности: 0,02...4 Вт/(м*К), объемной теплоемкости: 0,5...4 МДж/(м³*К). Погрешность измерения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности до 10%.

К сожалению, на температурный диапазон измерений теплопроводных свойств мерзлых пород этих зондов действуют те же ограничения, что и на использование нестационарных методов (исключается интервал, где происходят основные фазовые переходы). Достоинством зонда KD2 Pro перед МИТ-1 является значительно меньший перегрев рабочей части относительно фоновой температуры массива.

МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАМЕРЗАНИЯ, ФАЗОВОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ И ОХЛАЖДЕННЫХ ПОРОД

Свойства засоленных мерзлых пород, определяются составом и строением пород, в первую очередь гранулометрическим и минералогическим составом, наличием в поровом растворе ионов солей, органики, скоростью и направлением процессов промерзания-оттаивания, понижения-повышения температуры. Присутствие ионов солей приводит к тому, что молекулы воды находятся под их силовым воздействием и это однозначно приводит к понижению температуры начала замерзания (t_{bf}) грунтов и увеличению в них содержания незамерзшей воды (W_w), которое приводит к уменьшению величины коэффициента теплопроводности, что и иллюстрируется на примере данных полученных фирмой «Криос» по территории Бованенковского ГКМ (рис. 2).

В зависимости от гранулометрического состава температура начала замерзания понижается в ряду: *пески-супеси-суглинки-глины*, а от минерального состава в ряду: *каолин-гидрослюда-монтмориллонит* [1; 24; 34; 36]. Для тонкодисперсных пород ощутимое влияние органо-минерального скелета на температуру замерзания влаги ощутимо до величин концентрации порового раствора $K_{пр} < 0,1$ н. (по нормальности NaCl), при больших концентрациях, влияние минерального состава нивелируется. температура замерзания целиком определяется типом засоления и, по существу,

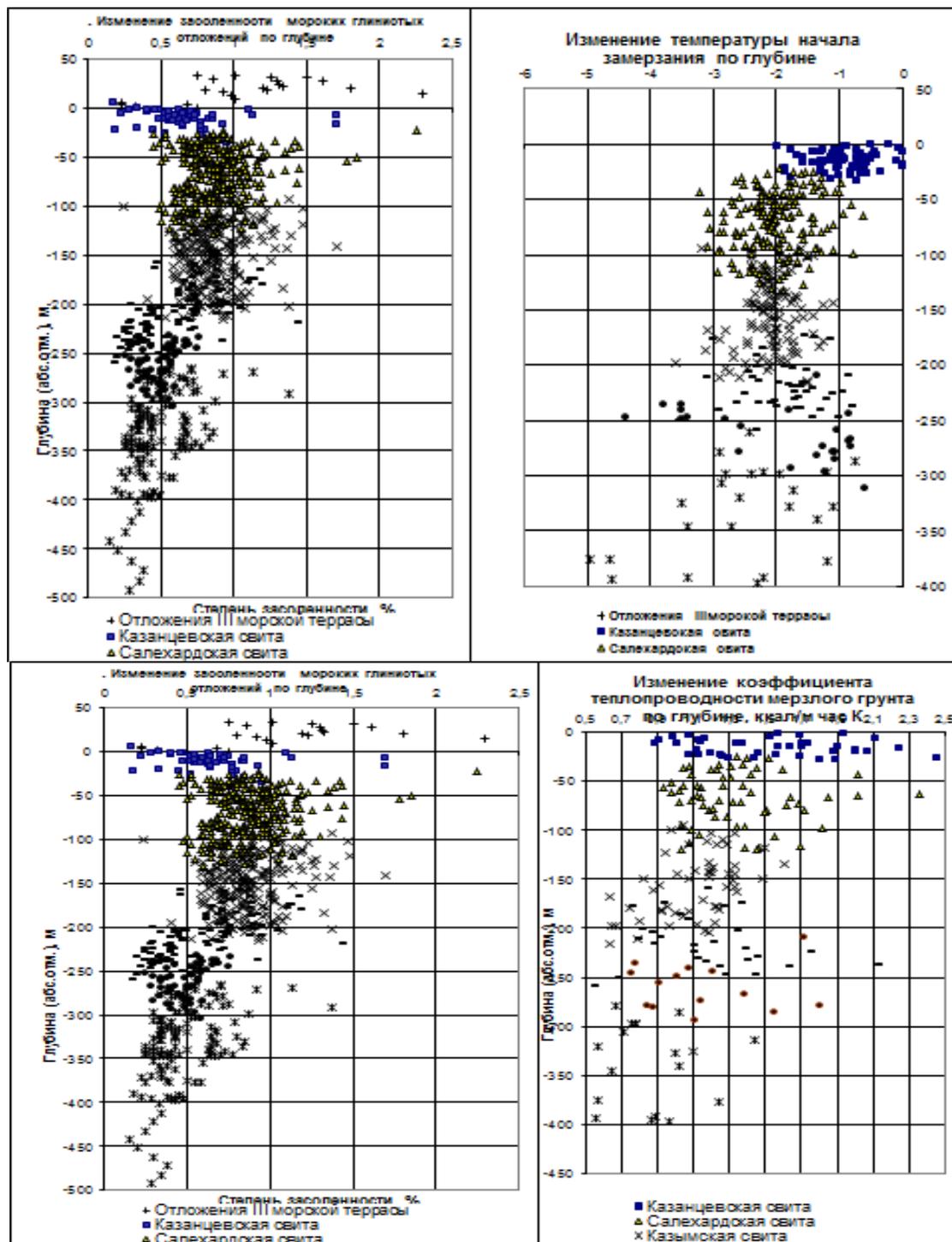


Рисунок 2. Профиль распределения величин засоленности, температуры начала замерзания, коэффициента теплопроводности по глубине массива.

перестает существенно зависеть от состава и строения пород. В зависимости от гранулометрического состава температура начала замерзания понижается в ряду: *пески-супеси-суглинки-глины*, а от минерального состава в ряду: *каолин-гидрослюда-монтмориллонит* [1; 24; 34; 36]. Для тонкодисперсных пород ощутимое влияние органико-минерального скелета на температуру замерзания влаги ощутимо до величин концентрации порового раствора $K_{пр} < 0,1n$. (по нормальности NaCl), при больших концентрациях, влияние минерального состава нивелируется. температура замерзания

целиком определяется типом засоления и, по существу, перестает существенно зависеть от состава и строения пород. Для морского типа засоления эта граница находится в диапазоне концентраций 0,3...0,4н., что соответствует примерно величине отношения концентрации порового раствора к концентрации эвтектического раствора поваренной соли: $K_{пр}/K_{прэ} \approx 0,075$. В этих же пределах можно сделать аналогичный вывод о влиянии солей Na_2SO_4 и Na_2CO_3 . В силу разной ионной силы, химический состав солей в поровом растворе существенно влияет на температуру замерзания грунта.

Температура начала замерзания при засолении с общим катионом Na^+ понижается в ряду [4; 24; 34; 36]: $Na_2SO_4 - Na_2CO_3 - NaNO_3 - NaCl$, а с анионом Cl^- - от KCl до $NaCl$. Температура замерзания с ростом концентрации порового раствора понижается. Зависимость величины температуры замерзания пород от концентрации порового раствора $K_{пр}$, также близка к линейной для пород: с хлоридным типом засоления до значений $K_{пр}=0,1-0,12$; с нитратным до 0,16; с сульфатным до 0,04 и карбонатным типом до 0,08. Для двух последних, типов засоления характерны невысокие значения эвтектической температуры, в результате чего повышение концентрации порового раствора перестает влиять на величину температуры замерзания. Увеличение концентрации порового раствора приводит к понижению коэффициента теплопроводности за счет замены относительно хорошо проводящего тепло компонента (порового льда) на менее проводящий (воду), а изменение этих свойств от типа засоления - различной активностью ионов и связанным с этим содержанием незамерзшей воды. При понижении температуры это влияние нивелируется.

Теплопроводность порового раствора однозначно увеличивается с понижением температуры и неоднозначно зависит от концентрации растворенных ионов. В зависимости от типа ионов величины коэффициентов температуро- и теплопроводности пород в мерзлом состоянии уменьшаются в ряду [1; 4; 24; 36; 42]: $Na_2SO_4 > Na_2CO_3 > NaNO_3 > NaCl$. В породах с неполным заполнением пор влагой наличие плохо проводящего тепло компонента (порового газа) приводит к затуханию влияния растворенных ионов на величину теплопроводности пород. В диапазоне засоленности от 0 до 2% наличие растворенных ионов вызывает структурообразовательные процессы - диспергирование песчаных частиц и коагуляцию глинистой фракции; для водонасыщенных глин в интервале засоления до $D_{sal}=0,5-1\%$ происходит процесс коагуляции глинистой фракции и агрегирования, что вызывает повышение теплопроводности.

Методы прогноза температуры начала замерзания и фазового состава влаги пород. Методы прогноза свойств: полуэмпирические – в основе которых лежат теоретические посылки, а коэффициенты определяются из экспериментальных данных; эмпирические – реализация с помощью статистической обработки натуральных или лабораторных данных. Присутствие ионов как бы повышает дисперсность такой капиллярно-пористой системы, увеличивая суммарную эквивалентную величину активной поверхности скелета грунтов, что приводит к соответствующему пропорциональному изменению величины изобарно-изотермического потенциала. Поэтому величину температуры начала замерзания t_{bf} (соответственно и содержание незамерзшей воды), в первом приближении, можно находить как аддитивную величину, а именно сумму двух слагаемых, одно из которых определяет вклад поверхностных (адсорбционных и капиллярных) сил t_{bf}^{sur} , а второе вклад осмотических сил t_{bf}^{os} , обусловленных влиянием растворенных ионов:

$$t_{bf} = t_{bf}^{sur} + t_{bf}^{os}, (2)$$

В научном аспекте такое предположение не является строгим. Однако для практических целей, как показывают результаты обработки экспериментальных данных,

приведенные в работах [4; 6; 24; 29] аддитивность использовать можно. Эти результаты получены в лабораторных условиях на грунтах нарушенного сложения, засоленных $NaCl$ или соевым раствором, моделирующим состав морской воды, а также на грунтах ненарушенного сложения с морским типом засоления.

Модель порового раствора у грунтов с морским типом засоления – бинарный раствор $NaCl + H_2O$, малые и средние степени засоленности по ГОСТ 25100-2011.

Для нахождения t_{bf}^{os} можно использовать известное криоскопическое уравнение из теории растворов, которое выводится из сопоставления величин химического потенциала порового раствора μ_s и раствора в объеме - μ^o_s :

$$t_{bf}^{os} = T_{bf} - T_0 = -R * T_0^2 * \ln(m * f) / L, (3)$$

где: R – газовая постоянная, T_{bf} – температура начала замерзания в градусах К, $T_0=0^\circ C=273,15$ К, m – концентрация раствора, L – скрытая теплота фазового перехода, f – коэффициент активности растворителя для определенного типа растворенных солей, который указывает на их ионную силу, если раствор идеальный или сильно разбавленный, то тогда $f=1$, а выражение (3) принимает вид:

$$t_{bf}^{os} = \beta * m,$$

здесь β – криоскопическая константа.

В экспериментальных исследованиях, проводившихся в лабораторных и природных условиях и изложенных в большом количестве работ, в частности для прогноза величины t_{bf} обычно использовалось соотношение (2), где значение t_{bf}^{sur} находилось из научной или нормативной литературы, а величина t_{bf}^{os} используя модифицированный линейный вид уравнения (3):

$$t_{bf}^{os} = \psi * C_{ps}$$

здесь ψ – эмпирическая константа, которая находилась из обработки опытных данных, например в работах [6; 24; 29]; $C_{ps} = D_{sol} / (D_{sol} + W_{tot})$ – величина концентрации порового раствора грунтов, которая определяется, зная величины засоленности порового раствора (D_{sal}) и общую влажность грунтов (W_{tot}).

Результаты экспериментальных исследований показали, что линейная зависимость $t_{bf} = f(C_{ps})$ для песков фиксируется до величин: $C_{ps}=0,1-0,12$ с хлоридным типом засоления; $C_{ps}=0,16$ с нитратным; $C_{ps}=0,04$ с сульфатным; $C_{ps}=0,08$ с карбонатным [24; 34]. Начиная с концентраций $NaCl$ равной $C_{ps} = C_{ps.k}$ величина температуры замерзания грунтов уже целиком определяется влиянием растворенных ионов. На наличие таких предельных концентраций, начиная с которых величина t_{bf} перестает существенно зависеть от типа грунтов, указывалось еще в работе [11]. Для бинарных водных растворов $NaCl$, Na_2SO_4 и Na_2CO_3 , находится в диапазоне отношений $C_{ps} / C_{ps \text{ э}} = 0,075-0,1$, где $C_{ps \text{ э}}$ – концентрация соответствующего эвтектического раствора, с погрешностью 10% в граммолекулах растворенного вещества на 1000 г H_2O .

Соотношение (3), которое описывает линейную связь температуры и концентрации работает только для сильно разбавленных растворов. Для преодоления этого недостатка в работах Л.Т. Роман, А.М. Глобуса [10] предложено использовать криоскопическое уравнение (3), с введенным в его правую часть в виде множителя, изотоническим коэффициентом Вант-Гоффа, который учитывает степень диссоциации электролита. В несколько иной форме идея подхода Вант-Гоффа используется формуле, предложенной в работе [1], в которой температуру начала замерзания предложено рассчитывать через величину засоленности D_{sal} , которая связана с C_{ps} путем учета усредненной массы и числа ионов, на которое диссоциирует молекула соли. Несмотря на привлекательность такого подхода, который обусловлен ясной физической интерпретацией, он не является плодотворным, поскольку: величина изотонического коэффициента по физическому

смыслу является целочисленным числом, в то время как суммарный эффект в растворе может быть адекватно описан дробной величиной; его значения не являются константой завися от температуры и концентрации растворенных ионов; его сложно использовать для оценок параметров природных полиионных поровых растворов и криопэггов, поскольку в них происходит взаимодействие ионов разных солей.

В настоящее время доминирующим является подход, учитывающий отклонение поведения системы от модели идеального раствора или какого-либо стандартного состояния, через такие параметры как: активность, коэффициент активности, фугитивность (летучесть), химический потенциал, данные по которым имеются в справочной литературе [5; 13; 35].

Модель порового раствора в грунтах с морским типом засоления – бинарный раствор $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$, произвольные значения концентрации порового раствора. В основе вывода расчетного соотношения использовалась аддитивность величины изменения химического потенциала порового раствора $\Delta\mu$, которая применительно к использованию удельного изобарно-изотермического потенциала правомочна. Это изменение есть сумма величин, характеризующих адсорбционно ($\Delta\mu_a$), капиллярно ($\Delta\mu_k$) и осмотически связанную влагу ($\Delta\mu_o$) с учетом соотношения (2):

$$\Delta\mu = \Delta\mu_a + \Delta\mu_k + \Delta\mu_o = \Delta\mu_n + \Delta\mu_o = \sum_i^2 \Delta\mu_i = RT \sum_i^2 \ln(m_j f_j)_i \quad (4)$$

здесь: $\Delta\mu_n = \Delta\mu_a + \Delta\mu_k$ – характеризует влияние поверхностных сил, m_j, f_j – концентрация и коэффициент активности компонента, j – номер компонента.

При произвольной концентрации бинарного порового раствора приближенная методика нахождения t_{bf} и $W_w = f(t)$ как в засоленных, так и незасоленных грунтах предложена в работе [23; 24; 51]. Расчетное соотношение имеет вид:

$$\begin{aligned} \sum_1^2 [\ln(m_j f_j)_i]_{T=T_3} = & \sum_1^2 \left[-\frac{L\theta_i}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n} \left(\frac{\theta_i}{T_0}\right)^{n-1} \right] + \sum_1^2 \left[\frac{\alpha_i \theta_i^2}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+1} \left(\frac{\theta_i}{T_0}\right)^{n-1} \right] + \\ & \sum_1^2 \left[\frac{\beta_i \theta_i^3}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+2} \left(\frac{\theta_i}{T_0}\right)^{n-1} \right] + \sum_1^2 \left[\frac{\gamma_i \theta_i^4}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+3} \left(\frac{\theta_i}{T_0}\right)^{n-1} \right] + \\ & + \frac{I}{R} \left[\frac{(T_v - T_0) + \theta_i}{T_v(T_0 - \theta_i)} \right] \sum_i^2 (H_j^0 - H_j)_i, \quad (n = 1, 2, \dots, n) \quad (5) \end{aligned}$$

где i, n – индексы суммирования; θ – температура замерзания; T_v – текущая температура, $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$ – коэффициенты, определяемые из экспериментальных данных по теплоемкости; $\Delta H = H_j - H_j^0$ – разность молярных энтальпий поровой воды (раствора) и воды (раствора) в свободном объеме при стандартных условиях, которая для незасоленных грунтов ($i=1$) представляет по физическому смыслу дифференциальную теплоту смачивания или адсорбции, а при $i=2$ – дифференциальную теплоту растворения ионов солей в объемном растворе.

На первом шаге ($i=1$) уравнение (5) рассчитывает температуру начала замерзания для незасоленной породы ($\Delta t = \Delta t_n$), при фиксированном значении W_{tot} . На втором шаге ($i=2$) проводится расчет влияния засоленности на величину Δt_c при фиксированном значении C_{ps} . Проведение серий расчетов при разных значениях величин W_{tot} и C_{ps} позволяет получить температурные кривые $W_w = f(t)$. Алгоритм расчетной программы и вся необходимая информация для растворов разной концентрации и состава дана в работе [24]. Там же приведены результаты экспериментальной проверки, показавшие удовлетворительный результат.

Модель – полиионный водно-солевой раствор (природные минерализованные воды морского и континентального типа засоления), программный продукт для оценки характеристик поровых растворов и криопэггов. Природные поровые растворы

грунтов и криопэги имеют полиионный состав, тем более это касается грунтов с континентальным типом засоления и техногенных рассолов. Концентрация легкорастворенных солей в них может достигать величин 300 г/л. В отличие от талых грунтов это обусловлено тем, что они локализованы в пленках незамерзшей воды (жидкой фазы порового раствора).

При высоких концентрациях химическая природа ионов начинает играть важную роль, хотя ее существенное проявление наблюдается в экспериментах даже при достаточно низкой ионной силе. Например, при величине концентрации 0,01 моль/кг, средний коэффициент активности для $CaCl_2$ равен $f=0,727$. Теоретические модели слабо и средне концентрированных природных вод (концентрация менее 0,2 моль/кг) описывают фазовые равновесия путем введения соответствующих произведений растворимости для минералов и используют выражение для f , основанное на теории Дебая-Хюккеля. Равновесные концентрации рассчитываются путем решения уравнений закона действующих масс с ограничением налагаемым уравнением баланса массы. При более высоких концентрациях целесообразнее использовать другие модели.

В лаборатории CRELL (США) по заказу НАСА для исследования поведения растворов солей на других планетах была разработана термодинамическая модель «FREZCHEM» и ее программные модификации для вычисления химического равновесия между водными растворами электролитов, льдом и солями, с использованием методов статистической термодинамики К. Питцера [56]. Для 7-компонентной системы $Na - K - Ca - Mg - Cl - SO_4 - H_2O$ ее описание приведено в работе [54]. Однако для анализа данных водных вытяжек грунтов и проб криопэгов кроме указанных семи компонентов, необходимо учитывать также наличие карбонатов, бикарбонатов и соответствующих солей кальцита, доломита, гипса, соединений железа и т.д., а также наличие газовой фазы, в частности, H_2O , CO_2 , CH_4 . Реальная физическая картина протекающих в природе процессов указывает на целесообразность учета: давления вышележащих грунтов; способности криопэга взаимодействовать с окружающей средой; ситуации, когда при промерзании из порового раствора грунта или криопэга выпадают вновь образованные твердые фазы солей, которые при повышении температуры не переходят обратимо в жидкую фазу. Указанных ограничений лишена программа «FREEZBRINE», в алгоритме которой также используется термодинамика К. Питцера [33]. Она была успешно использована для анализа водно-солевого режима засоленных грунтов и криопэгов [22; 26; 27; 50; 52].

Моделирование поведения водно-солевых систем в области отрицательных температур сводится к расчету фазового состава систем различного валового химического состава, которые характеризуются определенной температурой T и давлением P . Равновесный состав системы ищется методом минимизации свободной энергии Гиббса на множестве линейных ограничений, в виде системы уравнений баланса масс и электронейтральности. Приведенная функция свободной энергии системы, содержащей M твердых фаз, водный раствор (компоненты: вода и растворенные частицы) и L -компонентную газовую фазу, записывается следующим образом:

$$g = \frac{G}{RT} = \sum_{k=1}^{\psi} \mu_k^0 n_k + (\mu_w n_w + \sum_{j=1}^J \mu_j n_j) + \sum_{l=1}^L n_l \mu_l, \quad (6)$$

где g – приведенная свободная энергия системы; G – свободная энергия; n – мольные количества компонентов; ψ – количество твердых фаз; μ_k^0 – стандартный химический потенциал однокомпонентной твердой фазы k (соли или лед); $\mu_w = \mu_w^0 + \ln a_w$ – химический потенциал воды, здесь активность воды a_w , определяется через осмотический коэффициент раствора ϕ и моляльности растворенных частиц с учетом молекулярной масса воды, $\ln a_w = -\phi (W/1000) (\sum_j m_j)$; J – количество растворенных частиц, $\mu_j = \mu_j^0 + \ln a_j = \mu_j^0 + \ln(m_j \gamma_j)$ – химический потенциал частицы

водного раствора в терминах моляльной концентрации (моль/кг воды, $m_j = n_j \frac{n_j}{n_w} * 55.51$), здесь μ_j^0 – стандартный (при бесконечном разведении) химический потенциал, γ_j – коэффициент активности компонента; L – количество газовых частиц; $\mu_l = \mu_l^0 + \ln a_l = \mu_l^0 + \ln(x_l \gamma_l)$ – химические потенциалы частиц газового раствора, где μ_l^0 – стандартный химический потенциал, x_l – молярные доли частиц и γ_l – коэффициент летучести.

Ограничения баланса масс, включая уравнение электронейтральности, записываются в виде системы линейных уравнений:

$$\sum_{j=1}^{M+1+J+L} v_{ij} n_j = B_i, i = 1, P, (7)$$

где P – число независимых компонентов системы, v_{ij} – число молей (стехиометрических единиц) независимого компонента i в одном моле компонента, B_i – количество молей независимого компонента i в системе, которое для уравнения электронейтральности $B_i=0$, и $v_{ij}=z_j$, где z_j – заряд j -го компонента.

В матричном виде система может быть записана как:

$$Nn^T = \vec{B}, (8)$$

где N – стехиометрическая матрица, \vec{n} – вектор количества молей компонентов, \vec{B} – вектор валового химического состава системы.

Задача расчета равновесного состава сводится к нахождению минимума функции (6), удовлетворяющему системе линейных уравнений (7). Параметры, необходимые для расчета величин и представляют собой предмет базы термодинамических данных. База данных включает в себя следующие химические компоненты, которые могут быть образованы в системе: *раствор* (23 компонента), включающий катионы, анионы и нейтральные: *Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, H₂O(l), CaCO₃, aq, MgCO₃, aq*, и др.; *твердые фазы* (56 компонентов): *H₂O(cr,l), NaCl * 2H₂O, Na₂SO₄ * 10H₂O, Ca * SO₄ * 2H₂O, SYLVITE, CALCITE, MAGNESITE, HALITE, ANHYDRITE, DOLOMITE, ARAGONITE, SIDERITE, CaCl₂ * 6H₂O, MgCl₂ * 6H₂O, FeSO₄ * 7H₂O* и др.; *газы* (8 компонентов): *H₂O, g, CH₄, g, CO₂, g*, и др. В отличие от программы «FREEZCHEM 2», которая калибрована по данным работы [55], программа «FREEZBRINE» калибрована согласно данным работы [8].

Входные данные в программу: исходная общая минерализация и концентрация основных компонентов химического состава пробы, полученные на основании химического анализа. *Выходные данные:* содержание воды, ионов и солей в жидкой, твердой и газообразной фазе; плотность и объемы фаз; осмотический коэффициент, ионная сила и pH растворов; химический потенциал и другие. Эти характеристики рассчитываются для определенного выбираемого диапазона температур или давлений с заданным шагом. *Программа не учитывает* возможность нахождения в криопэге органических примесей, сульфатредукцию, химические реакции, типа восстановления сульфатов с образованием сульфидов и сероводорода, а также химическое взаимодействие порового раствора с грунтом. Однако следует иметь в виду, что при низких температурах скорости взаимодействия растворов с минералами вмещающих грунтов несопоставимо малы по сравнению со скоростями установления вводно-солевых и водно-газовых равновесий, а также с замерзанием или оттаиванием растворов, поэтому, на данном этапе развития термодинамической модели, грунты полагаются относительно химически инертными.

Программа «FREEZBRINE» работает в различных режимах: «закрытые или открытые системы», «равновесная или фракционная кристаллизация», «промерзание-оттаивание», «изменение давления», «испарение-конденсация воды». Равновесная кристаллизация означает, что при изменении внешних условий (температуры или

давления) все ранее образованные фазы системы (например, лед, соли, раствор электролита) могут взаимодействовать вновь между собой. Фракционная кристаллизация – это когда мобильная фаза после частичной кристаллизации перемещается в другое место, отделяясь от ранее отложенных твердых фаз, либо раствор отделен от ранее образованных солей коркой льда, которая мешает им взаимодействовать, т.е. выходит из материального баланса рассола.

При верификации программы использовались данные по пробам 60 криопэгов п-ова Ямал с морским типом засоления [31; 41; 43] и пробам криопэгов территории Якутской алмазоносной провинции с континентальным типом засоления [2].

Экспресс-методики для прогноза характеристик криопэгов. На основе результатов моделирования с помощью программы «FREEZBRINE» и имеющейся эмпирической информации для криопэгов с морским типом засоления предложены приближенные инженерные соотношения [22; 26; 52]. К сожалению, учет изменения химического состава при промерзании (оттаивании) и других процессах возможен, только с помощью вышеуказанного программного продукта. Экспресс -методики позволяют рассчитывать характеристики *на основе использования величины концентрации порового раствора или степени минерализации криопэга (M)* с морским типом засоления в диапазонах. Для оценки зависимости температуры начала замерзания от общей минерализации для криопэгов использовалась степенная форма зависимости от величины минерализации:

$$t_{bf} = -10^{-3}(\varphi M + 0,04M^2), 15 < M < 130, (9)$$

где φ – коэффициент, зависящий химического состава вод.

Для криопэгов п-ова Ямал с морским типом засоления (лайды, террасы, поймы) статистическая обработка показала, что осредненные данные укладываются в доверительный интервал $\varphi_{cp} \pm s$: $\varphi_{cp}=57,14$ и $s=11,42$. Обработка данных для криопэгов с континентальным типом засоления показала, что величина $\varphi_{cp}=59,8$. Это неожиданный результат, поскольку для криопэгов с континентальным типом засоления характерно наличие большого количество сульфатов, ионная сила которых существенно меньше, чем у хлоридов. Причем значение ψ_{cp} для криопэгов Якутии оказалось выше, чем соответствующая величина для криопэгов расположенных в районах лайд Ямала. Необходимы дополнительные исследования.

Характерный вид температурных кривых фазового состава $W_w = f(M, t)$ представлен на рис. 3, из которого видно, что содержание жидкой фазы в криопэге существенно зависит от степени минерализации.

При понижении температуры от точки начала замерзания количество льда увеличивается, а в растворе образуются минералы мирабилита, кальцита и других солей. Однако для практических целей целесообразно учитывать только влияние выпадения гидрогалита ($NaCl * 2H_2O$) при температурах $-22,0...-23,0^{\circ}C$. Такие температуры могут реализоваться, в частности, в линзах криопэгов, расположенных вблизи термостабилизаторов естественного и машинного охлаждения. Для двух характерных диапазонов температурной кривой изменения фазового состава предложены расчетные формулы, аппроксимированные степенной и логарифмической зависимостями при условии «сшивки» уравнений при температуре $-22,5^{\circ}C$, которая получена статистической обработкой расчетов для разных минерализаций и химического состава криопэгов:

$$W_w(M, t) = 1; 0 > t > t_{bf}; 5 \leq M \leq 130; (10)$$

$$\frac{W_w(M, t) - W_w(M - 22,5)}{W_w[t_{bf}(M)] - W_w(M - 22,5)} = \left(\frac{t + 22,5}{t_{bf}(M) + 22,5} \right)^N; t_{bf} \geq t \geq -22,5; 5 \leq M \leq 130; (11)$$

$$\frac{W_w(M-22,5)-W_w(M,t)}{W_w(M-22,5)} = \exp \left[\psi * \left(\frac{22,5}{t(M)+22,5} \right) + E \right]; t \leq -22,5; 5 \leq M \leq 130; (12)$$

где $W_w(M, t)$, $W_w[t_{bf}(M)]$, $W_w(M - 22,5)$ – осредненные значения содержания незамерзшей воды соответственно при текущей температуре t , температуре начала замерзания t_{bf} и $t=-22,5^\circ\text{C}$, д. ед.; N , E и ψ – коэффициенты, значения которых можно найти в работах [26; 52].

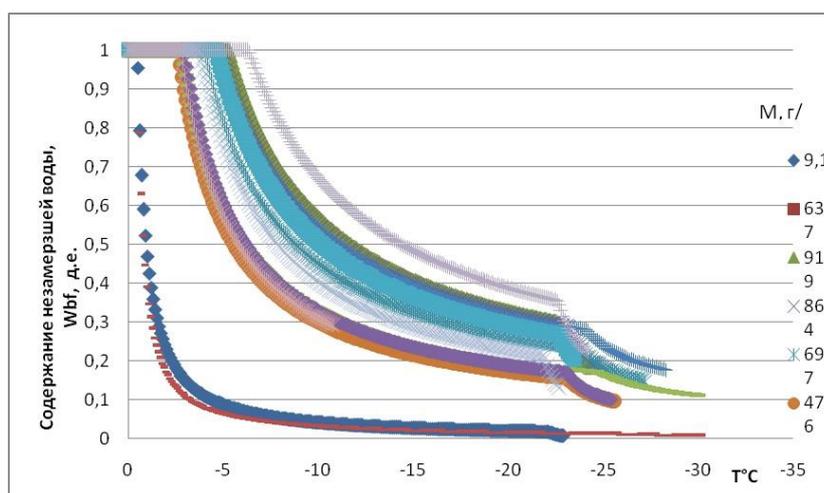


Рисунок 3. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры и минерализации $W_w = f(M, t)$, для криопэгов Ямала, рассчитанные по программе «FREEZBRINE»

Предложенные инженерные соотношения были сопоставлены с опытными данными и показали удовлетворительную сходимость, что позволяет рекомендовать их для разработки соответствующих нормативных документов. В тоже время использование программного продукта, является оптимальным, поскольку позволяет учесть специфику химического состава природных вод и некоторых техногенных растворов, а также получить полную информацию о характеристиках раствора. Например, сопоставление натуральных данных для криопэгов п-ова Ямал по величине рН и рассчитанных по программе «FREEZBRINE», показало их удовлетворительную сходимость. Ошибка не превышала 7%, для криопэгов расположенных в районе лайд и 11% - в районах пойм и морских террас. При этом соблюдалась и качественное соответствие между показателями щелочная – кислотная среда.

Методики для прогноза характеристик засоленных мерзлых грунтов в нормативной технической документации (НТД). В приложении «Б» СП 25.13330.2012 (2020) автором предложены приближенные инженерные соотношения для оценки температуры начала замерзания и фазового состава в засоленных и незасоленных грунтах, полученные путем статистической обработки экспериментальных данных. Логика и форма изложения принятые в приложении «Б» СП 25.13330.2012 имеют преимущество с предшествующим нормативным документом СНиП 2.02.04-88. С другой стороны, в приложении учтены зависимости, в том числе, теплофизических свойств от степени засоленности, заторфованности и температуры. Расчет $t_{bf} = f(C_{ps})$ и $W_w = f(t, D_{sal})$ ведется по аддитивным соотношениям, суммирующих вклад поверхностных сил грунта и его засоленности. Величину t_{bf} предложено рассчитывать по степенному уравнению, в зависимости от вида грунта и величины C_{ps} . Вид соотношения

для оценки $W_w = f(t, D_{sal})$ представляет сумму двух слагаемых. Форма первого соответствовала таковому в СНиП 2.02.04-88, позволявшему рассчитывать содержание $W_w = f(t)$ для незасоленных грунтов, которая выбрана из соображений преемственности НТД. Второе слагаемое представляло сомножители – значения D_{sal} и эмпирического коэффициента, зависящего от водно-физических свойств грунта. При сопоставлении экспериментальных данных по температуре начала замерзания с расчетными по нормативным показателям погрешность составляет менее 18%, а с

П
о
л
у
ч
е
н
н
ы

М ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ФАЗОВОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД (ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ) В ПРОЦЕССЕ ИХ КРИОГЕННОГО МЕТАМОРФИЗМА

с

Существующие взгляды о процессах изменения фазового и химического состава поровых растворов и криопэггов в диапазоне отрицательных температур основаны на представлениях о закономерностях криогенного метаморфизма, который представляет совокупность физико-химических процессов: кристаллизацией воды и плавлением льда; образованием минералов – мирабилита, гидрогалита и др. и растворением солей; а при относительно невысоких скоростях промерзания возможен и захват ионов растущими кристаллами льда; адсорбцией порового раствора на минеральной поверхности пород; ионным обменом и химическими реакциями; удаление и поглощение газов; изменение состояния солевых равновесий [3; 18; 19; 44]. Промерзание грунтов сопровождается частичным или полным отжиманием солей из зоны кристаллизации и его криогенным концентрированием. Процесс криогенного концентрирования может приводить к образованию линз высокоминерализованных криопэггов.

Г Фундаментальные экспериментальные работы по выявлению закономерностей формирования солевого состава и минерализации морской воды при последовательном вымораживании были проведены В.В. Рингером [57], К.Э. Гиттерманом [8], К.Х. Нельсоном и Т.Г. Томпсоном Т.Г. [55]. Более поздние работы – В.Л. Цурикова, Ю.Л. Назинцева, С. Ричардсона, Е. Келлера и др. – только уточняли данные или по-другому их интерпретировали. Экспериментальные исследования авторов обладают одним общим недостатком, важным при рассмотрении криометаморфизма криопэггов: они игнорировали факт присутствия карбонатов, бикарбонатов и ряда других ионов солей в растворе. В.В. Рингер и К.Э. Гиттерман исходили из того, что эвтектическая точка карбоната кальция равна $-1,9^{\circ}\text{C}$, т.е. очень близка к точке замерзания морской воды с соленостью 35‰. При замерзании такой воды карбонат кальция должен кристаллизоваться вместе со льдом и, таким образом, карбонатов в рассоле не должно быть. Нельсон К.Х. и Томпсон Т.Г., замораживая природную морскую воду, просто не определяли содержание карбонатов. Однако, в химическом составе природных криопэггов присутствуют бикарбонаты, ионы других солей. Для криогенного метаморфизма морской воды характерна трехстадийность процесса (рис. 4) [43; 44].

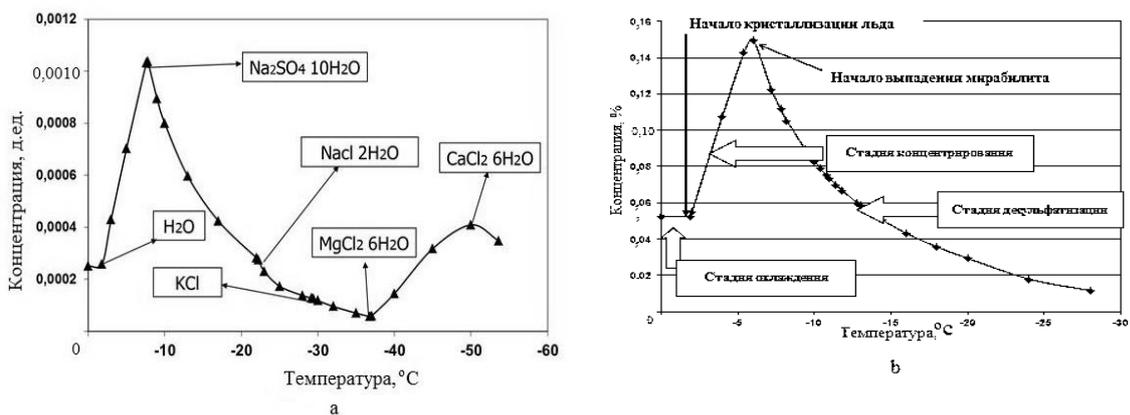


Рисунок 4. Температурная зависимость изменения сульфат-иона морской воды (а) и ее трехстадийное представление (б).

Однако большие степени их засоленности за счет криогенного концентрирования и более разнообразный водно-ионный состав поровых растворов засоленных грунтов и криопэггов приводят к различным сценариям реализации процесса: стадийности; выпадению солей кальцита, гипса, доломита магнезита; смещению температуры начала кристаллизации солей.

Процесс криометаморфизма криопэггов морского генезиса п-ова Ямал отличается от характера его протекания в морской воде, как на лайде, не говоря уже о морских террасах. Для них характерно наличие 4-ой стадии процесса, которая обусловлена выпадением гидрогалита при температуре около $-21...-23^{\circ}\text{C}$, сопровождающимся ростом концентрации сульфат-иона, а также возможным выпадением гипса и магнезита. Даже незначительное содержание бикарбонатов в криопэге существенно деформирует температурную кривую десульфатизации на третьей стадии процесса [22; 23; 52], позволяя выделить несколько возможных подстадий, характеризующихся выпадением кальцита и гипса (рис. 5, 6).

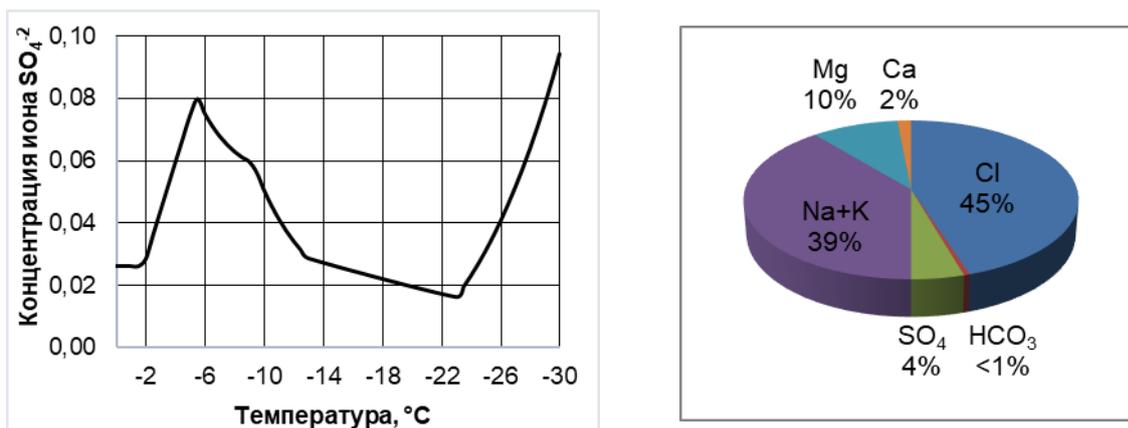


Рисунок 5. Характерная кривая десульфатизации для криопэга п-ова Ямал с минерализацией 103 г/л (слева) при наличии бикарбонатов в химическом составе пробы (справа).

Специфика сценария (стадийности) реализации процесса криометаморфизма поровых растворов и криопэггов зависит от величины исходной минерализации и водно-ионного состава. При анализе данных представлялось целесообразным использовать температурную зависимость изменения содержания сульфат-иона, т.е. кривую

десульфатизации. Плодотворность этой методики для засоленных пород и криопэггов морского генезиса будет показана ниже.

Полученные результаты показывают, что, в основном, качественный характер кривой десульфатизации для всех криопэггов п-ова Ямал имеет вид, близкий к таковому для морской воды, однако отличающийся количественно (рис. 6).

Выделенная 1 стадия охлаждения криопэггов характеризуется, соответственно, более низким значением температуры начала замерзания (от 0°C до -4,0...-6,6°C), что связано с большими значениями минерализации рассолов криопэггов (до 150 г/л). Кривая десульфатизации для 2-ой стадии, в целом, близка к ее виду для морской воды. Различие состоит в том, что для криопэггов, находящихся в СТС эта стадия выделяется в диапазоне температур от -4,5°C до -7,5°C, а ниже СТС, но в слое годовых амплитуд – от -5,0°C до -14,0°C. Ниже слоя годовых амплитуд в исходном составе криопэггов сульфат-ион уже отсутствует. Вероятно, эти криопэги сформировались при низких отрицательных температурах, в конце стадии их десульфатизации. В ряде случаев фиксируется выпадение $CaCO_3$, в отличие от морской воды, в которой его содержание крайне низко. При наличии достаточного количества карбонатов возможно образование доломита $CaMg(CO_3)_2$. На 3 стадии – десульфатизации (от -7,4°C до -25,0°C) на фоне постепенного промерзания криопэга и уменьшения содержания сульфат – иона, за счет образования мирабилита, происходит увеличение концентрации ионов Cl^- , $Na^+ + K^+$ и Mg^+ и общей минерализации. Даже незначительное содержание бикарбонатов (<1%) в рассоле криопэггов, существенно деформирует температурную кривую десульфатизации, что позволяет выделить несколько подстадий, характеризующихся выпадением гипса. Завершение третьей стадии обусловлено началом выпадения гидрогалита ($NaCl * 2H_2O$).

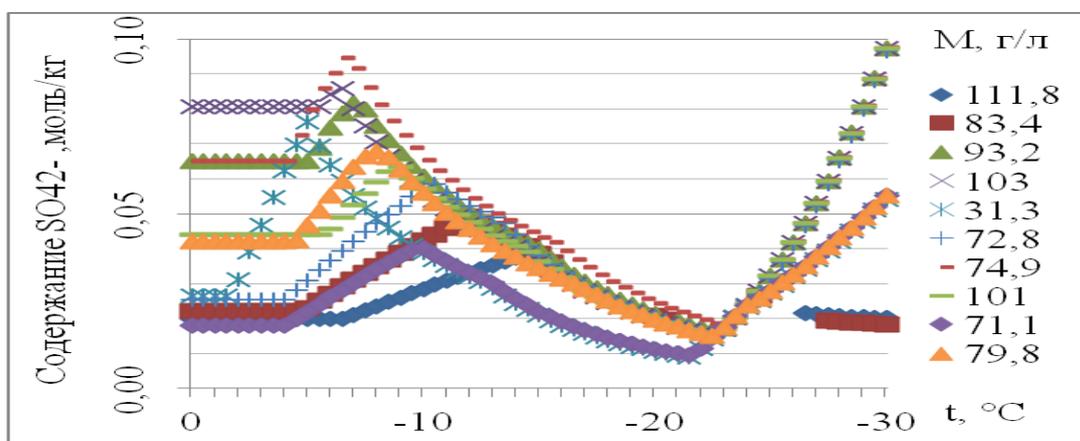


Рисунок 6. Кривые десульфатизации для криопэггов разной минерализации на лайдах (цветом указана степень минерализации M).

Выделенная 4-ая стадия, сопровождается ростом концентрации сульфат-иона, а также возможным выпадением гипса ($CaSO_4 * 2H_2O$) и магнезита ($MgCO_3$).

Для исследования процесса криометаморфизма большой интерес представляет рассмотрение случая крайне больших концентраций (до 350 г/л), когда промерзание не происходит тем не менее, процесс криогенного метаморфизма реализуется за счет перераспределения жидкой и твердых фаз, кристаллизации солей гидрогалита и мирабилита (рис. 7.) [52].

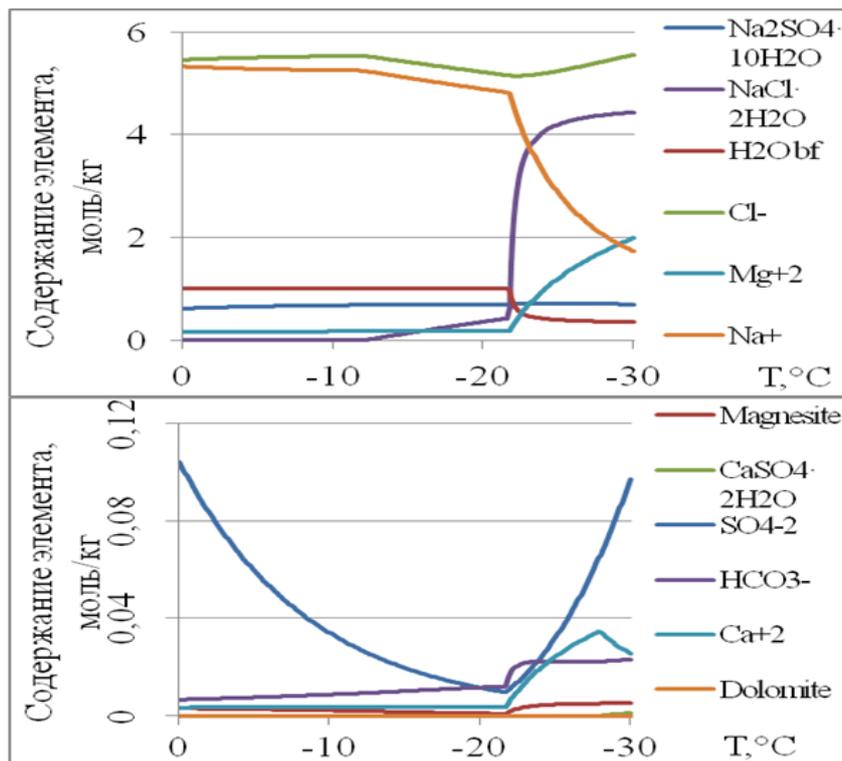


Рисунок 7. Изменение состава почвенных растворов солончаков при промерзании.

Такие концентрации характерны, например, для солончаков оазиса Эхийн-Гол (Монголия) с минерализацией от 36 до 350 г/л, расположенных на глубине от 0,02 до 0,85 м. В силу аридного характера климата и низких отрицательных температур воздуха в зимний период (до -30°C), в верхних горизонтах может происходить интенсивный процесс криогенного концентрирования растворов солончаков. При высоких концентрациях рассола (297-350 г/л) промерзание не происходит,

Ряд растворов солончаков имеет менее минерализованный рассол (36-222 г/л). Их температура начала замерзания совпадает с температурой выпадения мирабилита и колеблется в пределах $-2 \dots -7^\circ\text{C}$. Характер кривой десульфатизации близок к таковой для криопэггов морского типа засоления, с проявлением 4-ой стадии, хотя солончаки являются образованиями с континентальным типом засоления. В пробах этого типа может кристаллизоваться доломит, кальцит и гипс.

Прогноз формирования ионно-солевого состава природных минерализованных вод в процессе криогенного метаморфизма. Процессы, происходящие при промерзании морской воды, обычно исследуются с помощью анализа параметров ее хлорности и солёности. С целью определения температуры формирования ионно-солевого состава природных криопэггов С.М. Фотиев предложил методику, основанную на анализе палетки по иону хлора, которая была построена по лабораторным данным К.Э. Гиттермана [43; 44]. Однако это будет корректным только в случае, если исходный состав морской воды, из которого сформировался криопэг, будет близок к составу, который исследовался в лабораторных условиях. Однако даже ионный состав морской воды, может ощутимо меняться.

В отличие от анализа данных по иону хлора, Н.Г. Волковым и И.А. Комаровым предложена новая методика оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов морского генезиса по кривой десульфатизации, с использованием данных по температурной зависимости концентрации сульфат-иона, как более информативного маркера [7; 25]. Это позволяет на основании химического анализа пробы криопэга по

кривой десульфатизации восстановить величину минимальной температуры, при которой произошло формирование его ионно-солевого состава. Эта температура соответствует температуре начала кристаллизации мирабилита для каждой конкретной пробы криопэга и четко фиксируется на кривой десульфатизации. *Причем для корректного определения температуры формирования ионно-солевого состава криопэга не обязательно знать исходный состав морской воды, из которой сформировался криопэг.*

По предложенной методике, используя кривую десульфатизации, оценены температурные условия формирования ионно-солевого состава ряда криопэгов п-ова Ямал, находящиеся на разных глубинах при разных термобарических условиях (табл. 4). Так, например, для пробы криопэга, отобранного в долине р. Хальмеряха его ионно-солевой состав сформировался при температуре охлаждения вмещающих грунтов ниже $-16,0^{\circ}\text{C}$. Но при такой температуре криопэг должен иметь минерализацию около 200 г/л и температуру начала замерзания около $-17,0^{\circ}\text{C}$. Однако фактическая минерализация составляет 58,7 г/л, а расчетная температура начала замерзания $-3,2^{\circ}\text{C}$. Это несоответствие свидетельствует о смешении криометаморфизованных вод с пресными водами. Об этом свидетельствует также наличие в этих пробах бикарбонатов. Разбавление пробы криопэга, скорее всего, происходит уже после вскрытия линзы буровой скважиной, что подтверждается близостью значений, измеренной в натуральных условиях температуры вмещающих грунтов и криопэгов ($-3,5^{\circ}\text{C}$) и рассчитанной авторами температуры начала замерзания раствора ($3,2^{\circ}\text{C}$). Результаты моделирования показывают, что на формирование химического состава и концентрации криопэгов, которые были отобраны в долине р. Хейяха, предположительно, повлияло разбавление пресными водами. В то время как на криопэг, отобранный в районе м. Харасавей, сформировался в температурном диапазоне от $-5,0$ до $-5,9^{\circ}\text{C}$ и не подвергался разбавлению.

Таблица 4. Результаты расчетов температуры формирования ионно-солевого состава криопэгов п-ова Ямал [23; 25].

| Натурные данные | | | Расчетные данные | | |
|-------------------------|------------|--|------------------|---------------------------|---------------------------|
| Место отбора | Глубина, м | Формула Курлова | pH | $t_{bf},^{\circ}\text{C}$ | $t_{bf},^{\circ}\text{C}$ |
| Долина р. Хейяха | 9,5 | $M_{58.7} \frac{\text{Cl}96\text{SO}_4\text{1HCO}_3\text{3}}{\text{Na}75\text{Mg}21\text{Ca}4} T_{-3.5}$ | - | | |
| Долина р. Хальмеряха | 9,3 | $M_{15.9} \frac{\text{Cl}89\text{SO}_4\text{9HCO}_3\text{2}}{\text{Na}79\text{Mg}18\text{Ca}3} T_{-0.5}$ | - | | |
| III терраса р. Надуйяха | 3,5 | $M_{59.6} \frac{\text{Cl}99\text{SO}_4\text{1HCO}_3\text{1}}{\text{Na}57\text{Mg}32\text{Ca}11} T_{-3.0}$ | - | - | |
| О-в Белый | 1,8 | $M_{118.8} \frac{\text{Cl}97\text{SO}_4\text{2HCO}_3\text{1}}{\text{Na}76\text{Mg}21\text{Ca}3} \text{pH}6.8 T_{-6.0}$ | 6,62 | 6,62 | |
| О-в Литке | 4,6 | $M_{72.8} \frac{\text{Cl}94\text{SO}_4\text{4HCO}_3\text{2}}{\text{Na}76\text{Mg}21\text{Ca}3} \text{pH}7.2$ | 6,64 | 6,64 | |
| Мыс Харасавей | 7,0 | $M_{103.0} \frac{\text{Cl}99\text{SO}_4\text{1HCO}_3\text{1}}{\text{Na}78\text{Mg}19\text{Ca}3} \text{pH}7.04$ | 6,87 | 6,87 | |

На рис. 8 представлены зависимости концентрации сульфат-иона от температуры для указанных выше проб криопэгов и для сравнения морской воды (данные лаборатории CRREL), из которого видно, что содержание сульфат-иона в криопэгах для

температуры ниже температуры начала кристаллизации мирабилита соответствует содержанию сульфат-иона в морской воде.

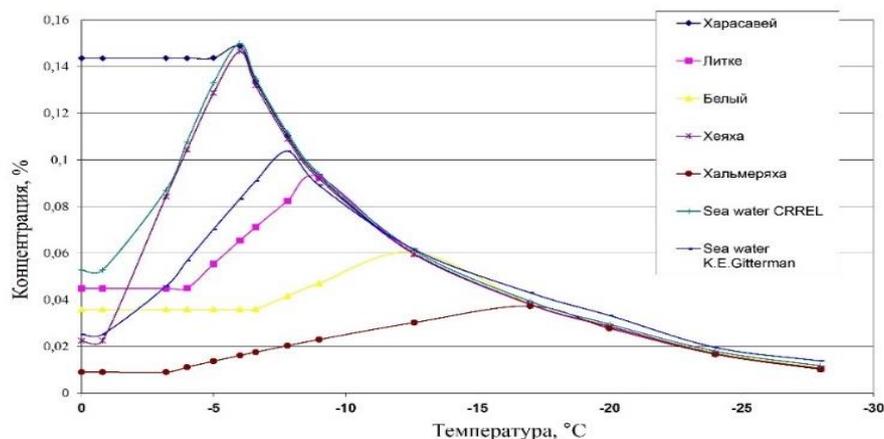


Рисунок 8. Зависимость концентрации иона SO_4^{2-} от температуры, рассчитанная для проб криопэггов п-ова Ямал [25].

Этот факт подтверждает предположение о том, что криопэги сформировались из морской воды и не подвергались охлаждению ниже температуры начала кристаллизации мирабилита. Различие в концентрациях сульфат-иона при температуре начала кристаллизации мирабилита и в отобранной пробе позволяет оценить, насколько сильно криопэг был разбавлен.

Обработка данных по криопэгам, расположенным на п-ове Ямал со стороны бассейна Карского моря, приведенная в табл. 5, показала, что сходимость данных по сульфат-иону в диапазоне температур ниже точки начала выпадения мирабилита свидетельствует о близости и постоянстве количественного и качественного состава природных вод, а именно взаимного соотношения ионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- .

Таблица 5. Средний ионно-солевой состав природных вод Ямала (*Б.О.Г – бассейн Обской губы) [43].

| Место отбора | Количество проб | Минерализация, г/л | Ионный состав воды, %-экв | | | | | |
|----------------------------|-----------------|-----------------------------|---------------------------|-----------|-----------|--------|-------------|-----------|
| | | Пределы изменения (среднее) | $Na^+ + K^+$ | Ca^{2+} | Mg^{2+} | Cl^- | SO_4^{2-} | HCO_3^- |
| Карское море | 2 | 5,5-23,9 (14,7) | 78,5 | 3,0 | 18,5 | 89,0 | 10,0 | 1,0 |
| Обская губа | 1 | 0,1 | 66,0 | 15,0 | 19,0 | 27,0 | 32,0 | 41,0 |
| Речные Б.О.Г.* | 37 | 0,019-0,180 (0,05) | 40,6 | 38,0 | 21,4 | 25,6 | 11,8 | 62,6 |
| Озерные | 107 | 0,018-0,300(0,06) | 50,2 | 31,6 | 18,2 | 39,8 | 5,3 | 54,9 |
| СТС | 13 | 0,020-0,300(0,08) | 49,3 | 41,9 | 8,8 | 14,8 | 5,8 | 79,4 |
| Подрусловые талики Б.О.Г.* | 5 | 0,04-0,8(0,24) | 39,4 | 35,0 | 25,6 | 22,6 | 10,4 | 67,0 |
| Криопэги под руслами рек | 82 | 3,5-107,0(55,6) | 68,2 | 8,1 | 23,7 | 96,4 | 0,6 | 3,0 |
| Криопэги на лайдах | 18 | 71,0-150,0(89,4) | 77,6 | 4,0 | 18,4 | 94,0 | 5,3 | 0,7 |

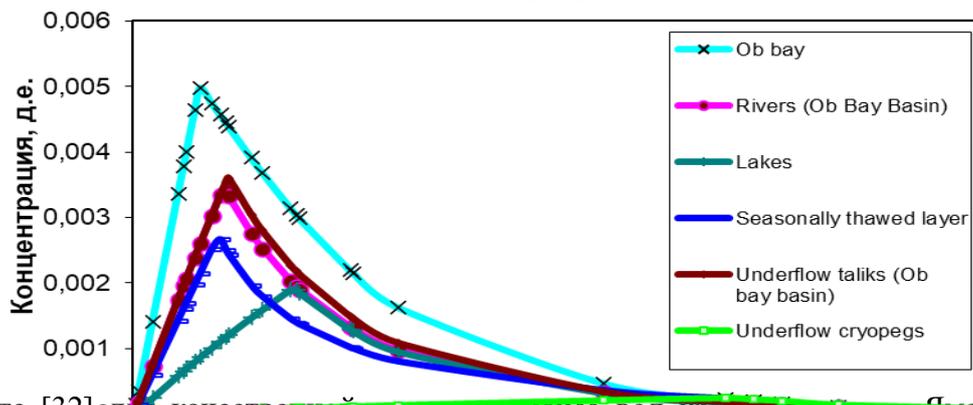
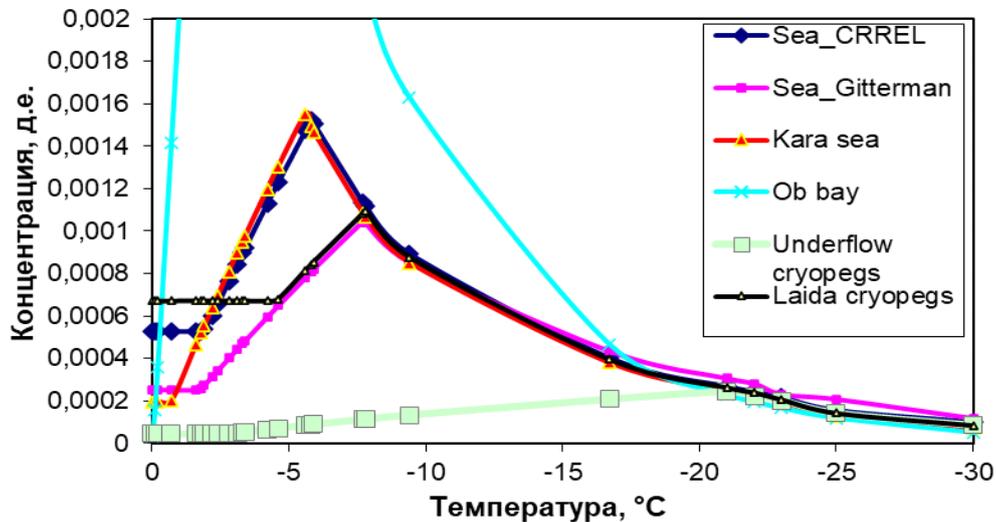
Следовательно, можно предположить, что их формирование происходило в результате доминирующего участия морской воды (рис. 9, верх). Пробы природных вод бассейна Обской губы, отличаются непостоянством ионного состава, и характеризуются различным количественным и качественным характером поведения кривых

десульфатизации (рис. 9, низ). По-видимому, влияние морских вод на их формирование

У
ж
е

н
е
я
в
л
я
е
т
с
я

д
о
м
и
н
и
р
у
ю
щ
и
м



В работе [32] для качественной оценки генезиса вод криопэггов Ч-ова Ямал (лайды, пойма) было проведено сравнение имеющихся данных о химическом составе криопэггов с химическим составом морской воды и химическими составами растворов, образующихся при поверхностном концентрировании морской воды.

Рисунок 9. Зависимость концентрации иона SO_4^{2-} от температуры, рассчитанная для проб криопэггов п-ова Ямал со стороны бассейна Карского моря (верх) и со стороны Обской губы (низ) [25].

Анализ содержания ионов в исследованных пробах криопэггов выявил прогрессивное накопление ионов Mg^{2+}, Na^+, Cl^- при увеличении минерализации раствора, в то время как ионы Ca^{2+}, HCO_3^- и SO_4^{2-} не накапливаются в криопэггах с высокой минерализацией (более 31-35 г/л), что связывается с образованием ряда минералов: кальцита, гипса и ангидрита (рис. 10). Большая часть криопэггов данной территории была образована при концентрировании исходной воды морского генезиса, о чем свидетельствует прогрессивное накопление магния в рассолах с образованием рассолов хлоридно-натриево-магниевого состава.

Ряд проб (7%) криопэггов лайд и пойм сформированы при концентрировании поверхностных вод, так как отмечается пониженное содержание в рассолах магния, относительно морской воды, и формирование результирующих хлоридно-натриевых растворов аналогичной минерализации. В одном случае генезис исходных вод криопэггов лайд предполагается, как смешанный инфильтрационно-морской, о чем свидетельствует

образование сульфатно-хлоридно-натриевого раствора с относительным содержанием магния аналогичным содержанию в морской воде.

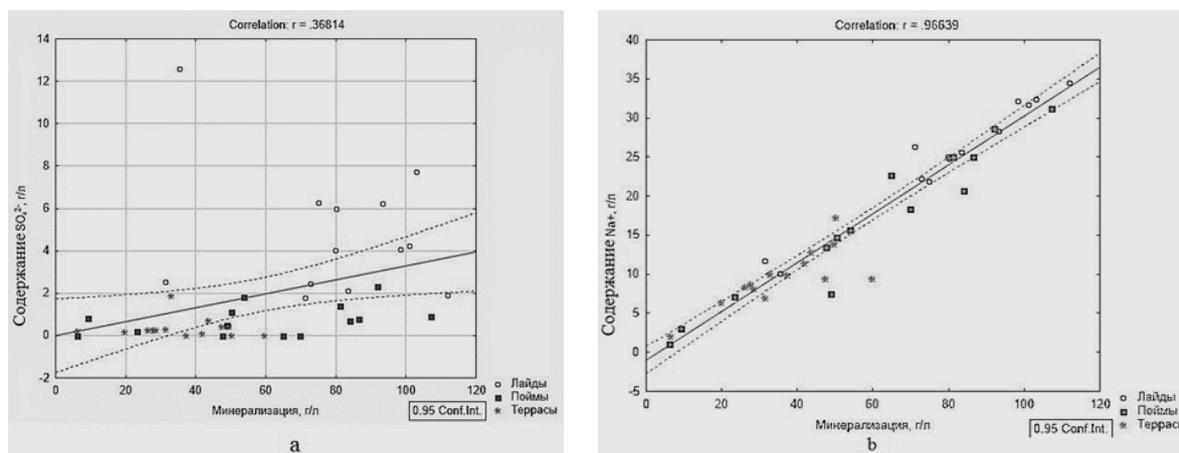


Рисунок 10. Зависимость содержания ионов SO_4^{2-} (a) и Na^+ (b) от минерализации криопэга [32].

Прогноз влияния скорости и направления хода изменения температуры на процесс криогенного метаморфизма растворов. Фазовый и химический состав порового раствора в грунте и криопэге будет зависеть от скорости и направления хода процесса изменения температуры. Возможна ситуация, когда плохо- и среднерастворимые соли при промерзании слоя сезонно-талого слоя и понижении температуры в слое годовых амплитуд кристаллизуются и не переходят в раствор в теплый период. Например, минерал мирабилит, присутствие которого в верхних горизонтах часто фиксируется в натуральных наблюдениях. Влияние скорости промерзания сказывается на количестве захваченных поровым льдом солей. Это происходит за счет адсорбции ионов поверхностью кристаллов и механического захвата раствора в межкристаллическое пространство аналогично процессу образования морского льда. Количественно этот эффект учитывается величиной коэффициент захвата, который равен отношению концентрации соли во льду C_{is} и в поровом растворе C_{ps} и изменяется от 0 (полное вытеснение ионов от растущих кристаллов льда в порах в пленки незамерзшей воды) до 1 (случай заморзания при температурах ниже эвтектической):

$$k_{зх} = C_{is}/C_{ps}, \quad (13)$$

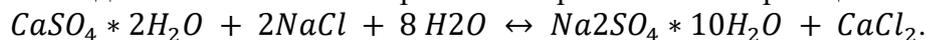
Сводка данных по значениям $k_{зх}$ от скорости промерзания приведена в работе [39], пример в табл. 6.

Таблица 6. Величина коэффициента захвата солей в процессе замораживания растворов NaCl, при различных температурах.

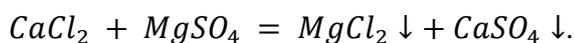
| Содержание СГ в исходном растворе мг/л | Температура, °С | | |
|--|-----------------|------|------|
| | -8 | -15 | -23 |
| | $k_{зх}$ | | |
| 1245 | 0,18 | 0,23 | 0,29 |
| 2494 | 0,26 | 0,29 | 0,35 |
| 3776 | 0,28 | 0,32 | 0,36 |
| 5014 | 0,30 | 0,34 | 0,37 |
| 6212 | 0,30 | 0,34 | 0,37 |

Влиянием скорости промораживания растворов, в первую очередь, объясняется различие в экспериментальных результатах, полученных в фундаментальных работах [8] и [55], по которым калибруются термодинамические модели.

Так, по данным работы [8], стадия десульфатизации кончается при температуре – 22,6°C, а концентрация мирабилита в жидкой фазе возрастает. Это связывается с химическим взаимодействием гипса с хлористым натрием согласно реакции:



До температуры -21,6°C реакция протекает слева вправо, а ниже -21,6°C с момента кристаллизации $NaCl$ в обратном направлении, что не приводит к накоплению мирабилита и хлористого кальция в рассоле. В указанных работах фиксируется также различие в величинах эвтектической температуры кристаллизации солей. Согласно работе [8] эвтектическая температура соответствует температуре выпадения хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в сернокислый кальций:



Прогноз влияния криогенного метаморфизма природных минерализованных вод (поровых растворов) на их коррозионную агрессивность. В работах по оценке коррозионной агрессивности мёрзлых грунтов указывается, что скорость коррозии материалов фундаментов и прочих коммуникаций в мерзлых грунтах может достигать скорости коррозии в дисперсных грунтах. В засоленных мерзлых породах коррозионная агрессивность их поровых растворов резко возрастает. Не меньшую значимость представляет коррозионная агрессивность высокоминерализованных низкотемпературных техногенных растворов, или криопэгов, на материалы фундаментов и подземных коммуникаций.

В нормативных документах коррозионная агрессивность вод определяется, преимущественно, по химическому составу, который при инженерных изысканиях определяется фрагментарно. Однако, как в криопэгах, так и поровых растворах засоленных пород, расположенных в слое годовых амплитуд, который вмещает фундаменты и подземные коммуникации, на стадиях строительства и эксплуатации сооружения могут происходить существенные процессы криогенного метаморфизма. Для моделирования изменения фазового и химического состава была использована программа «FREEZEBRINE». Оценка степени агрессивного воздействия низкотемпературных минерализованных растворов на бетон проводилась с учетом СП 28.13330.2017. Для оценки коррозионной активности подземных вод к бетонам марок по водопроницаемости W4-12 используется ряд параметров, а именно: концентрации ионов: Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , HCO_3^- , CO_2 , NH_4^+ ; водородный показатель и суммарное содержание анионов Cl^- , SO_4^{2-} при наличии испаряющих поверхностей. На оболочки кабелей степень агрессивного воздействия производилась в соответствии с указаниями ГОСТ 9.602-2016. Коррозионная агрессивность вод по отношению к свинцовым оболочкам кабелей определяется по ряду показателей: pH, общая жесткость, содержание органического вещества и нитрат иона.

Результаты прогнозирования коррозионной агрессивности приведены в работах [49; 58]. В целом при понижении температуры криопэгов их коррозионная агрессивность может существенно возрасть. Особенного внимания требуют сульфат ион и ион магния, так как их концентрация может резко возрасть, при понижении температуры, тем самым изменяя степень агрессивности криопэгов на 1-2 пункта.

ПРОГНОЗ ДИНАМИКИ ПРОМЕРЗАНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Физическая картина процесса промерзания (оттаивания) засоленных дисперсных пород значительно более сложная, чем незасоленных пород. Процесс образования кристаллов порового льда сопровождается вытеснением ионов растворенных солей в пленки незамерзшей воды, приводящий к увеличению концентрации ионов в поровом растворе, а при относительно высоких скоростях промерзания возможен и захват ионов растущими кристаллами льда, имеющий селективный характер; миграцией воды и ионов за счет концентрационной диффузии и осмоса; кристаллизацией солей с образованием минералов -мирабилита, галита и т.д.; адсорбцией порового раствора на минеральной поверхности пород; ионным обменом и химическими реакциями

Естественно, что это проявляется в более сложном виде системы основных уравнений краевой задачи, которая включает: дифференциальные уравнения теплопроводности; дифференциальные уравнения влагопроводности; дифференциальные уравнения солепереноса; сложный взаимосвязанный вид начальных и граничных условий. Общий вид системы основных уравнений переноса параболического вида при наличии фазовых переходов и химических превращений приведен в работе [24]. Уравнения можно также записать, трактуя фазовые превращения, как частный случай химических реакций с выделением или поглощением тепла.

В силу сложности реализации *связанной* системы уравнений теплопереноса часто используется подход к рассмотрению задачи, как *несвязанной*. В этом случае последовательность решения задачи следующая: сначала автономно реализуется краевая задача теплопроводности и находится распределение температурного поля в пространстве и во времени, а затем, с учетом найденного распределения температур, реализуется алгоритм нахождения полей влагосодержания и засоленности. Для нахождения последних возможно также использование различного рода многочисленных полуэмпирических соотношений [9; 10; 12; 21; 24]. В физическом плане такой подход обосновывается тем, что температурные поля релаксируют (меняются) во времени на несколько порядков быстрее, чем массовые поля. Из-за их различной инерционности можно считать, что в каждый момент времени температурное поле является как бы установившимся относительно изменения во времени полей влагосодержания и концентрации солей. Существуют два принципиально разных подхода к математическому моделированию процесса. Первый – это модели с явным выделением фронта фазового перехода (задача типа Стефана), а второй – модели без выделения фронта (фазовый переход реализуется в объеме массива). Применительно к моделированию процесса тепло-, соле- и влагопереноса первый подход реализован, например, в работах [16; 17; 24; 30; 40; 53], второй – в работах [21; 39].

Общий подход к использованию аналитического метода реализации системы уравнений тепло- и влагопереноса в автомодельном приближении с явным выделением фронта дан в работах [17]. Используя его автором, были рассмотрены задачи: моделирования процесса многолетнего субаквального оттаивания массива ММП на примере, задачи о взаимодействии мерзлых пород шельфа Баренцева моря с придонным слоем морской воды, в процессе позднеплейстоценовой- голоценовой трансгрессии, длительность которой полагалась 10-12 т.л. [24; 53], а также моделирования процесса многолетнего субаквального оттаивания массива ММП в районе Байдарацкой Губы [40]. Были получены приближенные аналитические решения в неявном виде, которые доводились до числа численными методами дихотомии и Ньютона. Правые и левые производные вычисляются по двухточечной схеме с точностью 10^{-8} .

Так показано, что расчетные и фактические данные положения кровли ММП, профилей температуры и концентрации солей в скважинах по глубине массива (до 100 м) находятся в приемлемой сходимости [24; 53]. Описания скважин были получены в

результате морского бурения, проводившегося ГП «АМИГЭ» (участок от о. Колгуева до о. Вайгач). Скважины находятся на расстоянии 10-50 км от берега. Кровля мерзлых пород залегает на различной глубине от 20 до 40 м от дна моря. Оценка влияния различных факторов на интенсивность процесса оттаивания придонного слоя, показала, что наиболее сильно влияющими факторами являются величины: коэффициента диффузии солей, влажности и начальной температуры пород. Изменение величин теплофизических характеристик, концентрации ионов в этом слое и ее начального распределения в породе влияют менее существенно. Расчетные оценки показали, что не учёт процесса солепереноса при взаимодействии морских вод с придонным слоем в ходе процесса трансгрессии, по сравнению с расчетом учитывающим только тепловое воздействие, *может привести к занижению мощности зоны оттаивания на 50% и более*. Численная реализация системы уравнений теплосолепереноса (задача типа Стефана) при допущении о поршневом механизме отжатия солей от фронта промерзания (коэффициент захвата равен нулю $k_{zx}=0$), реализована в работе [30]. Решается задача о промерзании влагонасыщенного двумерного массива пород, тепло в котором распространяется чисто кондуктивным путем. Перенос ионов происходит только в талой зоне чисто диффузионным путем за счет разности концентраций, в мерзлой зоне он не учитывается. При промерзании в массиве образуется подвижная граница раздела зон, а поровый раствор подвергается дифференциации: небольшая часть солей остается в промерзшей области, а основная часть отжимается в талую. В результате отжима солей фазовой границей могут образовываться талые сильноминерализованные зоны, концентрация раствора в которых может достигать 200 г/л и более, что не дает им промерзнуть и при отрицательной температуре. Расчетные оценки показывают необходимость учета в прогнозе влияния засоленности пород, поскольку даже при небольшой исходной минерализации, в результате перераспределения солей могут образоваться участки с большой концентрацией солей (криопэги).

Для нахождения температурного и водно-ионного режима засоленных грунтов и криопэгов представляется плодотворным использование комплекс программ расчета краевой задачи теплопроводности типа «Тепло», «Тундра» с программой «FREEZBRINE», которая может работать как в режиме подпрограммы с пересчетом на каждом временном шаге химического состава раствора, так и автономно.

Модель объемного промерзания (без явного выделения фронта) с учетом диффузионного солепереноса в мерзлой зоне и эффекта захвата солей льдом рассмотрена в работе [39]. Анализ экспериментальных данных показывает, что гипотеза об отжатии солей от фронта промерзания для тонкодисперсных засоленных пород не всегда выполняется. При интенсивном промерзании образующийся поровый лед может захватывать растворенные соли в результате механического захвата минерализованной воды в межкристаллическое пространство, адсорбции ионов на поверхности кристаллов льда ($k_{zx} \neq 0$). Происходит миграция ионов солей в мерзлую зону. Математическая модель включала систему параболических уравнений: переноса тепла, влаги и солей, а в качестве замыкающих используются уравнения фазового равновесия незамерзшей воды и льда и захвата солей льдом. Не учитывалась кинетика массообмена между транспортными и внутриагрегатными порами, а также сорбция ионов поглощающим комплексом пород. На примере расчета конфигурации зон протаивания (чаши оттаивания) в мерзлых тонкодисперсных грунтах под сооружениями, полученные с помощью чисто тепловой модели и модели с учетом тепло-и влагосолепереноса показано, что не учет процессов переноса массы приводит к занижению расчетной величины мощности зоны протаивания у тонкодисперсных пород в 1,2-1,35 раз на момент времени эксплуатации в 10 лет. В работе [16] рассмотрена термомеханическая модель процесса промерзания влагонасыщенных пород в замкнутом

объеме с учетом: эффекта поршневого отжатия растворенных ионов солей от фронта промерзания и их последующего перераспределения; проявления пластических и вязкоупругих свойств пород; зависимости температуры замерзания пород от их концентрации солей и давления. Система основных уравнений, описывающих процесс промерзания водонасыщенных пород (в осесимметричной и центрально-симметричной постановке) когда процесс замерзания протекает по направлению от охлаждаемых наружных стенок емкости к ее центру, включает уравнения: теплопроводности, диффузии ионов солей, напряженно – деформированного состояния массива. Как показали расчеты, в зависимости от соотношения реологических характеристик вмещающих пород и размеров мерзлой зоны процесс промерзания предположительно может протекать со знакопеременной скоростью изменения его параметров и выходом на стабилизированный режим на конечном интервале времени. Этого не наблюдается при реализации аналогичной упруго-пластичной модели, которая не учитывает наличие растворенных ионов.

НАХОЖДЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВХОДЯЩИХ В РАСЧЕТНУЮ СХЕМУ ПРОГНОЗА

Учет интегрального эффекта тепловыделений в промерзающей зоне засоленных пород. При проведении прогноза температурного режима пород с помощью математического моделирования краевой задачи теплопроводности с явным выделением фронтов фазовых переходов (задача типа Стефана), или бесфронтных моделей, для оценки теплового эффекта перехода вода-лед используется величина скрытой теплоты замерзания для свободной воды $L_{H_2O}=333$ Дж/г. В отличие от незасоленных грунтов, где энтальпия H_{H_2O} (интегральный эффект тепловыделений в промерзающей зоне) складывается из двух составляющих, в засоленных породах энтальпия H_s определяется совокупностью тепловых эффектов процессов: *фазового перехода вода-лед; кристаллизацией (растворением) солей; химическим взаимодействием растворенного вещества с растворителем (гидратация); изменения теплоемкости льда, солей и раствора с температурой.*

Величина удельной энтальпии H_s (отнесенной к единице массы растворителя H_2O) является аддитивной величиной и рассчитывается как алгебраическая сумма количества тепла, расходуемого на кристаллизацию (плавление) льда и солей, понижению (повышению) их температуры, охлаждение (нагревание) раствора:

$$Q_{\text{сум}} = Q_{\text{л}} + Q_{\text{р}} + Q_{\text{с}} + Q_{\text{фл}} + Q_{\text{фс}}, \quad (14)$$

где $Q_{\text{сум}}$ – интегральный (суммарный) тепловой эффект, Дж/г; $Q_{\text{л}}$ –теплота, необходимая на изменение температуры кристаллов пресного льда, Дж/г; $Q_{\text{р}}$ – теплота, необходимая на изменение температуры рассола, Дж/г; $Q_{\text{с}}$ – теплота, необходимая на изменение температуры кристаллов твердых солей, Дж/г; $Q_{\text{фл}}$ – теплота, выделяющаяся при фазовом переходе вода/лед, Дж/г; $Q_{\text{фс}}$ – теплота, выделяющаяся при кристаллизации солей, Дж/г.

Изменениями в составе газообразной фазы для оценки тепловыделений, в первом приближении пренебрегаем. Нахождение ряда параметров не вызывает сложности или позволяет ими пренебречь. Так основными образующимися солями являются гидрогалит, мирабилит, доломит, гипс, кальцит. В зависимости от степени минерализации и ионного состава раствора, начиная с температур $-8...-14^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречаются кристаллогидраты: $\text{NaCl} * 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 * 10\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 * 2\text{H}_2\text{O}$. Удельная теплоемкость гипса составляет – 1,11 Дж/(г*К), а безводных солей NaCl

(галит) – 0,85 Дж/(г*К) и Na_2SO_4 (тенардит) – 0,84 Дж/(г*К). Оценка показывает, что в диапазоне температур от -8 до -22°C средневзвешенная теплоемкость солей составляет от 0,84 до 0,96 Дж/(г*К). Учитывая, что указанные величины в два раза меньше, чем теплоемкость льда, а суммарное содержание солей в твердой фазе не превышает первых процентов от содержания льда, то для слабо и среднезасоленных поровых растворов расходом тепла на нагревание (охлаждение) образовавшихся солей в твердой фазе можно пренебречь.

При реализации алгоритма расчета тепловых эффектов возникают трудности, связанные как с получением необходимой информации, так и с ее математической обработкой. В частности, кривая зависимости незамерзшей воды (растворителя H_2O) от температуры имеет изломы, связанные с эффектом кристаллизации солей. Функция, описывающая такую зависимость, не является непрерывно-дифференцируемой, поэтому необходимо использовать специальные процедуры обработки данных.

Основные трудности, как в экспериментальном, так и расчетном отношении, связаны с получением информации по энтальпии растворения (кристаллизации) солей. Она является совокупностью двух процессов: перехода компонентов из индивидуального состояния в раствор и наоборот; гидратации – химического взаимодействия растворенного вещества с растворителем. Гидратация всегда происходит с выделением теплоты, в то время как кристаллизация солей в зависимости от их химического состава сопровождается как поглощением, так и выделением теплоты кристаллизации. В литературе имеются данные, в основном, по значениям энтальпии растворения (дж/моль растворителя H_2O), для безводных солей (галит, тенардит, сильвин, кальцит, доломит) полученных для стандартной температуры $t=+25^\circ C$, однако существуют методы пересчета интегральных теплот растворения от безводных солей к минералам, которые содержат воду. Относительные концентрации даются в размерностях: число молей H_2O на 1 моль растворенной соли; количество молей соли на 1 кг H_2O .

Для ряда солей, интересующих исследователей: гидрогалита ($NaCl * 2H_2O$), гипса ($CaSO_4 * 2H_2O$), мирабилита ($Na_2SO_4 * 10H_2O$), в литературе имеются данные, указывающие на то, что зависимость энтальпии растворения от отрицательных температур зависит незначительно, по крайней мере, до значений $-10^\circ C$. В поровых растворах и криопэгах при отрицательных температурах может происходить кристаллизация безводных и содержащих воду солей. Как и для льда, образование гидрогалита, мирабилита, гипса, оливина, в процессе понижения температуры сопровождается выделением теплоты фазового перехода, в отличие, например, от тенардита (Na_2SO_4) и карбоната натрия (Na_2CO_3), где идет поглощение энергии. Наличие у мирабилита ($Na_2SO_4 * 10H_2O$), значительного содержания воды 50-56%, приводит к смене знака тепловыделений. В гидрогалите содержится около 45% воды. Это обуславливает значительную величину интегральной теплоты растворения.

Разнонаправленность тепловых эффектов при растворении (кристаллизации) солей и, в целом, составляющих суммарной величины интегральной энтальпии (H_s), может обусловить неоднозначность влияния внешнего температурного фактора на величину H_s . Имеющиеся в литературе данные по указанным параметрам выше противоречивы и имеют фрагментарный характер [14; 18; 45]. Поэтому в работе [47] были представлены результаты отработки методики прогноза энергетических характеристик путем сопоставления тепловых эффектов замерзания морской воды и таяния морского льда, которые были рассчитаны с помощью программы «FREEZBRINE» и аналитических соотношений, полученных на основе использования параметров хлорности и солёности морской воды, которые приведены в работах [14; 45].

Наибольшая относительная погрешность между теплотой плавления льда составляет 8% (рис. 11). Используя уравнение (14), были рассчитаны эффективные теплоемкости замерзающей морской воды, т.е. количество тепла, необходимое для нагревания одного грамма замерзающей морской воды на один градус.

Результаты сопоставления температурной кривой эффективных теплоемкостей морского льда, полученного из морской воды с минерализацией 35‰ (промилле) рассчитанные при помощи аналитических методов [45] и программы «FREEZBRINE» в среднем, различаются менее чем на 10%. Исключением являются теплоемкости в диапазоне температур от -21 до -24°C, в котором происходит резкое уменьшение массы рассола в морском льду и связанное с этим выделение тепла при фазовом переходе вода-лед и кристаллизации гидрогалита. Значения температуры начала замерзания морской воды, полученные по двум методам, совпадают. Температуры, при которых происходит кристаллизация твердых солей, полученные аналитическим решением и моделированием, несколько разнятся.

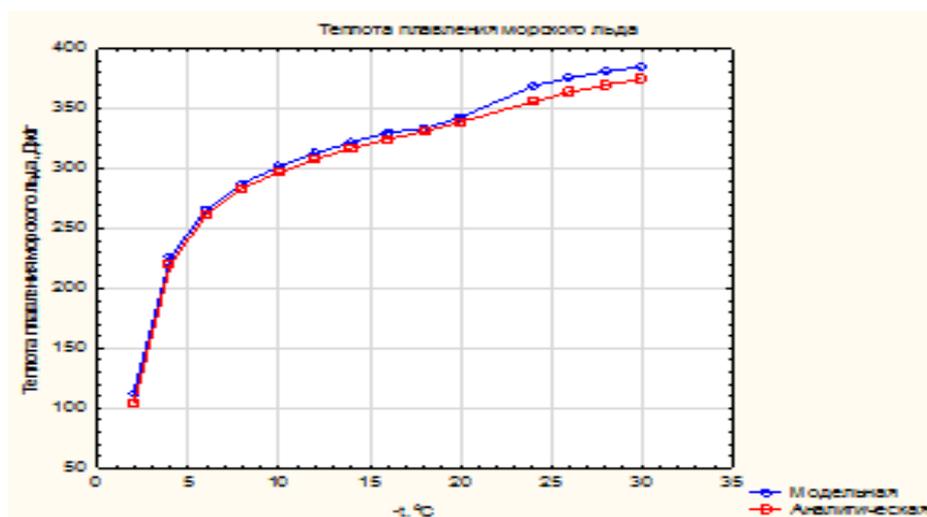


Рисунок 11. Сопоставление расчетных данных по величине теплоты таяния морского льда соленостью 25 ‰, полученных с помощью аналитических методов и моделирования по программе «FREEZBRINE».

Наиболее близкие значения температур кристаллизации твердых солей, получены для гидрогалита, а наибольшая разница температур выпадения соли получена для гипса. Несмотря на существенные различия расчетных температур начала кристаллизации мирабилита и гипса, суммарный тепловой эффект кристаллизации и изменения температуры данных солей, крайне мал и не оказывает существенного влияния на оценку энергетических эффектов при замерзании морской воды и плавлении морского льда.

Прогнозная оценка значений теплофизических характеристик засоленных пород и криопэггов. Удельная теплоемкость растворов C_w , кДж/(кг*К) с учетом степени минерализации M согласно обработанных нами данных, определяется как:

$$C_w(T, M) = 10^{-3}(4020 * |T|^{-0,05} - 4,55 * M), 5 < M < 130,0 > T > T_{bf}, \quad (15)$$

где M (г/л), T (°C), T_{bf} – по уравнению (9).

Величина объемной теплоемкости раствора $C_{pw}(T, M)$ определяется как:

$$C_{pw}(T, M) = C_w(T, M) * \rho_w, \quad (16)$$

здесь ρ_w (г/см³) – плотность раствора.

Величина плотности растет с понижением температуры T (°C) и увеличением минерализации M (г/л), она менее чувствительна к изменению температуры, чем от

изменения степени минерализации. В рамках погрешности 10%, соотношение для расчета этой величины:

$$\rho_w = 1 + 10^{-3}[34,998 - (0,08 T) + (M - 35)], (17)$$

В случае, если раствор (криопэг) частично промерзает, величина его объемной теплоемкости C , кДж/(м³*К) равна:

$$C_w(T, M) = \{C_w(T, M) * W_w(T, M) + C_i(T) * [1 - W_w(T, M)]\} * \rho_w, T \leq T_{bf}, 5 < M < 130, (18)$$

где: $C_w(T, M)$ – по формуле (15); $W_w(T, M)$ – по (11 и 12); $C_i(T) = 2,12 + 0,0078 * T$ – удельная теплоемкость пресного льда, кДж/(кг*К); T (°С); T_{bf} – по уравнению (9).

Оценка величины удельной, объемной или мольной теплоемкости пород находится, исходя из условия аддитивности теплоемкостей всех компонентов и фаз пропорционально их весовой, объемной или мольной доли:

$$C_{уд} = \sum_{i=1}^{i=5} C_i * v_i / \sum_{i=1}^{i=5} v_i, (19)$$

где: C_i, v_i – теплоемкость и весовая доля i -ого компонента, здесь $i=1, 2, 3, 4, 5$ – индексы, которые относятся соответственно к компонентам породы: органо-минеральному скелету, воздуху, водяному пару, незамерзшей воде (поровые растворы) и поровому льду.

Аддитивность соотношения (19) для пород проверена на очень большом экспериментальном материале, поэтому расчетные соотношения для нахождения теплоемкости засоленных пород можно использовать соотношения, предложенные автором в СП 25.13330.2012 (вкладом теплоемкостей воздуха и водяного пара пренебрегаем). Следует добавить, что для мерзлых пород при заэвтектических температурах величина объемной теплоемкости определяется как:

$$C(T) = \{C_{ск}(T) + C_{ик}(T)(W_{tot} - AW_{мг}) + C_w(T) * AW_{мг}\} * \rho_{ск}, T < T_{эв}, (20)$$

где: $C_{ск}, \rho_{ск}$ – теплоемкость и плотность скелета пород; $C_{ик}$ – теплоемкость криогидрата; $W_{мг}$ – максимальная гигроскопическая влажность; $A=0,2-0,4$; $AW_{мг}$ – влагосодержание незамерзшей воды, соответствующее величине «нерастворяющего объема», для пород с морским типом засоления может приниматься постоянным в области заэвтектических температур выпадения криогидрата $NaCl$.

Коэффициент теплопроводности λ большинства растворов электролитов понижается с увеличением концентрации (за исключением $NaOH$ и Na_2SO_4) и увеличивается с повышением температуры. Для криопэгов морского типа засоления коэффициент теплопроводности можно оценить как:

$$\lambda_w = (\lambda_b - 0,0009 * M) * (0,946 + 0,0027 * T), 0 > T > T_{bf}, (21)$$

Здесь $\lambda_b = 0,56$ Вт/(м*К) – коэффициент теплопроводности воды при минерализации $M=0$, $T=0$ °С и давлении $P=1$ атм.

Для криопэгов континентального типа засоления следует ожидать несколько большее значение, поскольку там увеличена относительная концентрация Na_2SO_4 .

Коэффициент теплопроводности твердой фазы криопэга можно условно принять равным теплопроводности пресного льда, поскольку скорость его образования в естественных условиях значительно ниже скорости кристаллизации, например, морского льда:

$$\lambda = \lambda_i(1 - 0,0159 * T), (22)$$

где $\lambda_i = 2,22$ Вт/(м*К) – теплопроводность льда при $T=0$ °С.

В отличие от теплоемкости величина коэффициента теплопроводности пород не может рассчитываться по аддитивным соотношениям учитывающих теплопроводность компонентов, поскольку существенную роль в механизме теплопереноса играет теплопроводность на контактах частиц. Теоретические представления о формировании теплопроводных свойств применительно к горным

породам, позволили дифференцировать механизмы переноса и предложить для расчетных оценок величины коэффициента теплопроводности ряд модельных аналогов структуры и текстуры реальных пород. Однако они разработаны модели зернистых материалов свободной засыпки, например в виде упорядоченных кладок идеальных гладких шаров. Удовлетворительное сопоставление с опытными данными имело место для грубодисперсных пород, в основном, песков разных фракций при невысоких степенях заполнения пор. Ряд обнадеживающих результатов получен для массивов пород со слоисто-сетчатой текстурой, крупнообломочных пород с однородным наполнителем при применении принципа обобщенной проводимости. Однако большое число допущений, связанных с представлением реальной горной породы как ансамбля частиц определенной простой формы и размеров с фиксированной системой укладки, крайне затрудняют расчетный путь прогноза. Поэтому основное направление исследования базируется на анализе экспериментальных данных.

Используя обработанные экспериментальные данные автором для засоленных пород в СП 25.13330.2012, предложены расчетные формулы, в основу которых положена корреляционная связь между коэффициентом теплопроводности и содержанием незамерзшей воды, как доминирующего фактора формирования теплопроводящих свойств, а также разделение пород на слабо, средне и сильнозасоленные.

Прогноз величины коэффициента диффузии ионов легкорастворимых солей в поровых растворах. Реальные поровые растворы содержат большое количество ионов легкорастворимых солей, например, Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ и т.д. Это влияние будет неоднозначным. Так часть ионов ослабляет трансляционное движение молекул воды, это ионы: Fe^{3+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , а часть, наоборот, усиливает: Ag^+ , K^+ , Cl^- , Br^- , I^- , Cs^+ .

Это влияет на изменение интенсивности миграции, приводя к ее увеличению при насыщении пород многовалентными катионами Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} или к ее затуханию при насыщении одновалентными катионами (Na^+ , K^+ , H^+).

Кроме того, при взаимодействии водных растворов с дисперсными породами происходит адсорбция ионов раствора и ионообменные реакции.

По способности катионов внедряться в дисперсные породы соответствующий ряд выглядит следующим образом:

$Fe > Al > Ca > Mg > K > Na > Li$, а анионы располагаются в ряд: $H_2PO_4 > SO_4 > Cl > NO_3$.

По способности участия в обменных реакциях они располагаются в следующем ряду: $Fe^{3+} > Al^{3+} > H^+ > Al^{3+} > Ba^{2+} > Sr^{2+} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > NH^+ > K^+ > Na^+ > Li^+$.

Физическая картина переноса ионов солей в горных породах, на которую накладываются различного рода химические реакции не только ионного обмена, но и окислительно-восстановительные реакции, замещения и т.д., крайне усложняет количественное описание. Это приводит к необходимости рассмотрения теории многокомпонентной диффузии. В самом общем виде уравнение многокомпонентной диффузии для чисто концентрационного случая:

$$J^a = D^{ac} \nabla G_k, \quad (23)$$

где ∇G есть (n-1) – мерный вектор концентрации с компонентами $\nabla G_1, \nabla G_2, \nabla G_{n-1}$, а D^{ac} является тензором из (n-1)² коэффициентов диффузии, соответствующим скорости системы отсчета и параметров состава.

Поскольку методика расчета диффузионных потоков в многокомпонентной смеси крайне сложна, то на практике часто пользуются приближением независимой диффузии вне области строгой ее применимости. Приближение независимой диффузии строго обосновано для трех случаев: а) диффузия в бинарном растворе; б) диффузия в

сильноразбавленном растворе, содержащем доминирующий избыток одного компонента, концентрацию которого можно считать постоянной; в) коэффициенты диффузии всех компонентов близки по величине. Диффузию компонента $NaCl$ в породах морского генезиса в ряде случаев можно рассматривать как диффузию в бинарном растворе. Значения коэффициентов диффузии близки у таких групп ионов, как: $Na, K, NH_4, NO_3, Cl, Ca, Mg, CO_3, HCO_3$.

При оценке интенсивность процессов массопереноса в приближении независимой диффузии удобнее сохранить форму законов Фурье и Фика, пополнив их конвективными членами, связанными с движением всего раствора как целого. Если линейную скорость этого движения обозначить через V , то уравнение Фика принимает вид:

$$J = -D \text{grad } G + G * V, (24)$$

где: D – коэффициент диффузии; G – концентрация; V – либо средняя массовая скорость, либо средняя молярная скорость в зависимости от выбора определенной системы отсчета.

В задачах, где процессы переноса рассматриваются совместно с уравнениями фильтрации, удобно пользоваться системой отсчета, связанной со среднемассовой скоростью потока, а концентрации и потоки выражать не в молярных, а в массовых единицах - концентрациях. Массовая доля через молекулярную определяется как отношение массы данного компонента к общей массе смеси:

$$C_{mi} = \frac{M_i G_i}{\sum_k M_k G_k} = \frac{M_i G_i}{\rho}, (25)$$

где: M – молекулярный вес; i, k – индексы, нумерующие компоненты среды.

Средний молекулярный вес смеси M определяется как $\rho = M \sum G_k$, а через молярные концентрации: $M = \sum M_k G_k / \sum G_k$.

Для оценки величины коэффициента диффузии ионов в водных бинарных растворах используются различные модификации закона Фика различающиеся, в первую очередь, физическим смыслом использованной величины этого коэффициента. Для случая бесконечно разбавленного раствора величину коэффициента диффузии D_0 можно найти по формуле Нерста, используя данные по абсолютной подвижности ионов (табл. 7).

Таблица 7. Расчетные значения коэффициента диффузии ионов в бесконечно разбавленном растворе в зависимости от температуры, $D_0 * 10^9$, м²/сек.

| № | Ионы | Температура t, °C | | | | | | |
|---|-------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|
| | | -15 | -10 | -5 | 0 | +10 | -15 | -20 |
| 1 | Na^+ | 0,39 | 0,46 | 0,56 | 0,66 | 0,91 | 1,05 | 1,21 |
| 2 | K^+ | 0,32 | 0,46 | 0,61 | 0,77 | 1,12 | 1,32 | 1,52 |
| 3 | Ca^{2+} | 0,21 | 0,25 | 0,31 | 0,37 | 0,52 | 0,60 | 0,69 |
| 4 | Mg^{2+} | 0,05 | 0,09 | 0,12 | 0,18 | 0,29 | 0,37 | 0,45 |
| 5 | Cl^- | 0,48 | 0,63 | 0,80 | 0,97 | 1,36 | 1,57 | 1,08 |
| 6 | SO_4^{2-} | 0,08 | 0,15 | 0,23 | 0,32 | 0,52 | 0,64 | 0,88 |
| 7 | NO_3^- | 0,35 | 0,52 | 0,69 | 0,86 | 1,23 | 1,42 | 1,61 |
| 8 | CO_3^{2-} | 0,14 | 0,22 | 0,30 | 0,39 | 0,61 | 0,73 | 0,85 |
| 9 | HCO_3^- | 5,36 | 5,46 | 5,57 | 5,68 | 5,91 | 6,03 | 6,15 |

Имеющиеся в литературе экспериментальные данные по величине коэффициента диффузии D указанных ионов в талых породах [10], показывают, что их порядок колеблется в пределах от 10^{-10} до 10^{-12} м²/сек, т.е. существенно ниже, чем приведенные в табл. 7. Этот результат вполне очевиден, поскольку, поверхностные силы электростатической природы и капиллярно-пористая структура пород существенно

соответствует 10^{-9} - 10^{-10} м²/сек [36]. Так в зависимости от внешней компрессионной нагрузки от 1 до 18 атм. для образцов каолининовой глины, величина D для ионов Na (при t=-2°C) менялась от 0,8 до $0,3 \cdot 10^{-9}$ м²/сек, в диапазоне температур -1,5...-6°C, для образцов каолининовой глины, известкового доломита, доломитового мергеля величина D для ионов Na⁺ изменялась от 0,4 до $0,8 \cdot 10^{-9}$ м²/сек, а ионов Cl⁻ от 0,5 до $0,9 \cdot 10^{-9}$ м²/сек. В обзоре Д. Андерсона и С. Моргенштерна, на который ссылаются в работе [36], указывается, что для ионов Na и Cl порядок величины D= $1 \cdot 10^{-10}$ м²/сек.

Эти результаты вызывают вопросы, поскольку в талых породах величина свободной (активной) пористости для диффундирующих ионов значительно выше, чем в мерзлых, где часть порового пространства занята льдом. Кроме того, извилистость траектории движения в талых породах меньше. Приведенные данные однозначно свидетельствует о том, что при промерзании пород включаются другие механизмы переноса ионов резко интенсифицирующие процесс. В частности, вблизи поверхностей порового льда образуются зоны, благоприятствующие переносу ионов, вследствие отсутствия электростатической составляющей поверхностных сил льда. Может иметь место и высокая межзерновая проводимость поверхности льда, а также его объемная проводимость, о чем свидетельствуют результаты опытной оценки диффузии ионов Na в объемном льду, при t=-7°C величина D= $1,5 \cdot 10^{-9}$ м²/сек [14].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Уточнение схем геокриологического прогноза идет, как в плане повышения точности эмпирической информации о свойствах мерзлых засоленных пород, полученных с помощью современных методик определения, так и за счет создания математических моделей с большей детализацией формального описания.

2. В целом для засоленных пород могут использоваться методики нахождения термодинамических и теплофизических характеристик что и для незасоленных с определенными доработками: усложнением методов обработки термограмм оттаивания образцов (криоскопия); уточнением величин теплоемкости растворов и теплоты фазового перехода, вводимых в тепловой баланс (калориметрия); выявлением степени влияния парамагнитных примесей (ЯМР); нахождением температурных пределов применимости методов определения температуры начала замерзания и фазового состава растворов (гигроскопический, контактный, сублимационный); модифицированием нестационарных методов определения теплопроводящих свойств в лабораторных и полевых (зонды) условиях.

3. Присутствие в поровых растворах ионов солей у пород различного гранулометрического и минералогического состава, плотности и влажности, приводит к тому, что молекулы воды находятся и под их силовым воздействием, что создает дополнительное препятствие процессу кристаллизации. Это однозначно приводит к понижению температуры начала замерзания, увеличению содержания незамерзшей воды и уменьшению величины теплопроводящих характеристик.

Полученные экспериментальные данные позволяют предложить для прогноза этих параметров эмпирические или полуэмпирические соотношения. В основном это касается слабо и средnezасоленных пород морского генезиса (натурные опробования), или пород нарушенного сложения, насыщенных водными растворами морской соли, или NaCl (эксперименты в лабораторных условиях). При прогнозировании величину температуры начала замерзания грунтов и содержание жидкой и твердой (льда) фаз влаги, в первом приближении, можно находить как аддитивную величину, учитывающую влияние поверхностных сил органо-минерального скелета и засоленности. При малых и средних степенях засоленности можно использовать различные модификации криоскопической

формулы теории растворов. Для криопэггов с произвольной степенью минерализации раствора и различным химическим составом, для прогноза необходимо использовать программный продукт, или полученные на базе его применения инженерные соотношения.

Предлагаемый программный продукт использует модели, основанные на аппарате классической и статистической термодинамики, которые учитывают отклонение поведения порового раствора (криопэга) от модели идеального раствора, или какого-либо стандартного состояния через параметры: активность, коэффициент активности, фугитивность (летучесть) и т.д. Он позволяет исходя из данных об общей минерализации и концентрации основных компонентов полиионного состава пробы криопэга (водных вытяжек поровых растворов), полученных на основании химического анализа, рассчитать содержание воды, ионов и солей в жидкой, твердой и газообразной фазе; плотность и объемы фаз; осмотический коэффициент, ионную силу и рН растворов; химический потенциал и другие. Эти характеристики рассчитываются для определенного выбираемого диапазона температур или давлений с заданным шагом. Результаты моделирования проверены на большом экспериментальном материале.

4. Физическая картина процесса промерзания (оттаивания) засоленных дисперсных пород значительно более сложная, чем у незасоленных пород, за счет проходящих в них процессов криогенного метаморфизма, сопровождающихся фазовыми и химическими взаимодействиями. Для криогенного метаморфизма морской воды характерна трехстадийность процесса. Разнообразный водно-ионный состав поровых растворов засоленных грунтов и криопэггов, а также сравнительно более значимые степени засоленности, реализующиеся за счет криогенного концентрирования, приводят к разным сценариям реализации процесса: различной стадийности; выпадению солей кальцита, гипса, доломита магнезита; смещению температуры начала кристаллизации солей. При очень высоких концентрациях рассола (297-350 г/л), такие концентрации характерны, например, для солончаков оазиса Эхийн-Гол (Монголия), промерзание вообще не происходит, однако процесс криогенного метаморфизма, тем не менее, происходит за счет перераспределения жидкой и твердых фаз, кристаллизации солей гидрогалита и мирабилита.

5. Методика оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов морского генезиса по температурной зависимости концентрации сульфат-иона, как более информативного маркера, по сравнению с хлор-ионом, является плодотворной для анализа процессов криогенного метаморфизма. Она позволяет на основании химического анализа пробы криопэга по кривой десульфатизации восстановить величину минимальной температуры, при которой произошло формирование его ионно-солевого состава. Эта температура соответствует температуре начала кристаллизации мирабилита для каждой конкретной пробы криопэга и четко фиксируется на кривой десульфатизации. Причем для корректного определения температуры формирования ионно-солевого состава криопэга не обязательно знать исходный состав морской воды, из которой сформировался криопэг.

6. Проходящие в засоленных породах и криопэгах процессы криогенного метаморфизма, сопровождающиеся фазовыми и химическими взаимодействиями, приводят к разработке значительно более сложных физических и, следовательно, математических моделей прогноза, чем для незасоленных пород. Система основных уравнений включает: дифференциальные уравнения теплопроводности, влагопроводности и солепереноса, взаимосвязанные начальные и граничные условия, замыкающие систему уравнения. Реализация связанной системы уравнений тепломассопереноса представляет большие проблемы, не только за счет сложностей разработки вычислительных алгоритмов, но также и нахождения величин кинетических

параметров переноса тепла и массы, а также перекрестных коэффициентов (термодиффузия и др.). Поэтому для практических целей часто используется подход к рассмотрению задачи, как несвязанной.

Использование расчетных схем с явным выделением фронта фазового перехода (задача типа Стефана), является в настоящее время доминирующим при проведении математического моделирования, так как представление о фронте промерзания как о некоем пространственно-геометрическом образе, является в определенной степени уместным, из-за того что линейный размер неоднородности влажностных и температурных полей вниз по разрезу несопоставим с их неоднородностью в плане. Это правомочно и для полей концентрации солей из-за проявления эффекта отжатия солей от образующегося в порах льда в пленки незамерзшей воды. Однако модели (без явного выделения фронта), учитывающие наличие зон фазовых и химических превращений более адекватны физической картине проходящих в породах процессов, позволяя более детально, с учетом их многофакторности и специфики, описывать динамику процессов. В качестве замыкающих уравнений используются различного рода полуэмпирические соотношения.

7. Используемая для реализации математического моделирования информация о значениях входных данных по коэффициентам теплопроводности пород, коэффициентам диффузии ионов солей и ряду других параметров нуждается в дополнительных уточнениях. Качество геокриологического прогноза, кондиционность вводимой информации по изменению исходного химического состава раствора несомненно улучшится при использовании в алгоритме подпрограммы для расчета модификаций моделей типа «FREZCHEM» и «FREEZBRINE», позволяющих оценивать эволюцию водно-ионного режима засоленных пород при изменении термобарических условий.

Список литературы

1. Аксенов В.И., Засоленные мерзлые грунты арктического побережья как основание сооружений. Все о мире строительства, Москва, 2008. 351 с.
2. Алексеев С.В. Криогидрологические системы Якутской алмазодобывающей провинции. ГЕО, Новосибирск. 2009. 314 с.
3. Анисимова Н.П. Криогенный метаморфизм химического состава подземных вод. // Мат. 2 Международной конференции по мерзлотоведению. Якутск, Вып. 5, 1973, с. 5-12.
4. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. Изд-во МГУ, Москва. 1998. 330 с.
5. Булах А.Г., Булах Г.К. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. 167 с.
6. Велли Ю.Я., Гришин П.А. О функциональной зависимости температуры замерзания от состава воднорастворимых солей в поровом растворе // Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. М.: Наука, 1982. с. 193-196.
7. Волков Н.Г., Комаров И.А., Мироненко М.В., Фотиев С.М. Методики оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов / Криосфера Земли, Том IX, № 4, 2005. с. 54-61.
8. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды. Труды Соляной лаборатории АН СССР, Вып. 15, ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937. с. 5-23.
9. Горелик Я.Б., Колунин В.С. Физика криогенных процессов в литосфере.- Тюмень, 2002. 317 с.
10. Глобус А.М. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 279 с.
11. Григорьева В.Г. О понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. В сб. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, Том 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
12. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980, 381 с.
13. Грунтоведение. / Под ред. В.Т. Трофимова – 6-ое изд., переработ. и доп. М.: Изд-во. МГУ, 2005. 1024 с.

14. Доронин Ю.П., Хасин Д.Е., Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 318 с.
15. Дубиков Г.И., Иванова Н.В., Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. с. 3-9.
16. Дубина М.М. Термомеханическое взаимодействие мерзлых пород с подземными сооружениями. Авт. дис. на соиск. степ. доктора наук. Якутск, 1991. 32 с.
17. Ентов В.М., Максимов А.М., Цыпкин Г.Г. Образование двухфазной зоны при промерзании пористой среды. М.: Институт проблем механики АН СССР.1986. 56 с.
18. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
19. Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
20. Истомин В.А., Чувиллин Е.М., Буханов Б.А. Ускоренный метод оценки содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах // Криосфера Земли, Том XXI, № 6, 2017. с. 134-139.
21. Калюжный И.Л., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе Спб: Нестор-История, 2012. 615 с.
22. Кияшко Н.В., Комаров И.А. О некоторых закономерностях криогенного метаморфизма криопэггов п-ова Ямал. Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами, Томск, 2012. с. 451-454.
23. Комаров И.А. Термодинамическое описание фазового и химического равновесия влаги в дисперсных мерзлых и промерзающих породах, часть 2 // Инженерная геология, том 15, № 2, 2020. с. 50-66.
24. Комаров И.А., Термодинамика и теплообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 608 с.
25. Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного и водно-ионного составов засоленных пород и криопэггов. В сб. Проблемы строительства на засоленных грунтах. М.: Эпоха, 2007. с. 147-183.
26. Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств засоленных пород и криопэггов // Основания, фундаменты и механика грунтов, № 2, 2012. с. 25-30.
27. Комаров И.А., Мироненко М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криопэггов при изменении термобарических условий. Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике и информационно-коммуникационных технологиях, Труды Международной конференции, Москва, 2010, с. 23-29.
28. Комаров И.А., Мироненко М.В., Пустовойт Г.П. Разработка программного продукта для прогноза температурного и ионно-солевого режима засоленных пород и криопэггов // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов, состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения. Тюмень, 2008. с. 404-407.
29. Коновалов А.А., Конюшенко А.Г., Роман Л.Т. Количественная оценка влияния растворов солей на температуру начала замерзания грунтовой влаги. // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера, 1973, Вып. 26. с. 200-209.
30. Красс М.С. Гусева Е.В. Прогноз теплового режима минерализованного грунта // Проблемы термомеханики грунта. М.: Изд-во МГУ, 1986, с.113-123.
31. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 351 с.
32. Лабораторные методы исследования мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1985, 351 с.
33. Мироненко М.В., Поляков В.Б. Об алгоритме расчета равновесного состава водно-солевых систем на основе модели Питцера // Геохимия, 2009, № 10. с. 1103-1107.
34. Мотенко Р.Г., Комаров И.А. Результаты экспериментальных исследований фазового состава влаги засоленных мерзлых грунтов. // Материалы 1 конференции геокриологов России. Кн. 2. М., 1996. с. 287-292.
35. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.
36. Основы геокриологии / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ. Ч. 2. Литогенетическая геокриология. 1996. 399 с.
37. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 432 с.
38. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / Под ред. Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова. М: Геоинфо, 2016, 511 с.
39. Пермяков П.П., Романов П.Г., Тепло- и солеперенос в мерзлых ненасыщенных грунтах. Якутск: Изд-во Якутский филиал СО РАН, 2000.128 с.
40. Природные условия Байдаракской губы. Ямал-Центр. М.: ГЕОС,1997. 423 с.

41. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений центрального Ямала // Криосфера Земли, Том VI, № 3, 2002. с. 15-24.
42. Теплофизические свойства горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1984, 203 с.
43. Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, Том III, № 2, 1999. с. 40-65.
44. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск.: «Гео», 2009, 279 с.
45. Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
46. Чеврев В.Г., Видяпин И.Ю., Кондаков М.В., Мотенко Р.Г. Определение содержания незамерзшей воды в грунтах по изотермам сорбции-десорбции // Криосфера Земли, Том IX, № 3, 2005. с. 29-33.
47. Шиманов А.А., Комаров И.А. Оценка тепловых эффектов при замерзании минерализованных растворов // Инженерная геология, Том XIV, № 3, 2019. с. 68-76.
48. Шиманов А.А., Комаров И.А., Киреева Т.А. Особенности изменения химического состава криопэггов полуострова Ямал в процессе криогенного концентрирования // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 6, 2019.с. 73-80.
49. Шиманов А.А., Комаров И.А. Оценка коррозионной агрессивности криопэггов на примере высоко минерализованных растворов полуострова Ямал // Основания, фундаменты и механика грунтов, № 5, 2020 .с. 28-32.
50. Kiyashko N.V., Komarov I.A., Golovanov D.L., 2014. Cryogenic transformation of soil solutions and the development of salt profiles in solonchaks of Mongolia according to the results of modeling. Eurasian Soil Science, Vol. 47, No. 5, pp. 353-359.
51. Komarov I.A., 2001. Unified thermodynamical model of phase, adsorption and chemical balance of the porous liquid in frozen grounds (part 1, part 2). Proceedings of the 7th International Symposium on thermal engineering and sciences for cold regions, Seoul, Korea, 2001, pp. 187-191, 193-197.
52. Komarov I.A., Kiyashko N.V., 2012. Method for estimating properties of cryopegs from the Yamal Peninsula. Proceedings of the 10th International Conference on permafrost, Vol. 2, Salekhard, 2012, pp. 169-174.
53. Komarov I.A., Loukovkine D.S. Influence of salt transportation process on subaquatic permafrost dynamic in the course of the Holocene transgression. // 1 European Permafrost Conference – Rome 2001. 108-109.
54. Mironenko M.V., Grant S.A., Marion G.M., Farren R.E., 1997. A chemical thermodynamic model for electrolyte solutions at subzero temperatures «FREZCHEM2». U.S. Army cold regions research and engineering laboratory report No. 97-5, pp. 1-42.
55. Nelson K.H., Thompson T.G., 1954. Deposition of salts from sea water by frigid concentration. Journal of Marine Research, Vol. 13, No. 2, pp. 166-182.
56. Pitzer K.S., 1987. A thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density. Reviews in Mineralogy, Vol. 17, pp. 97-142.
57. Ringer W.W., 1906. Uber der Vernderungen in der Zusammensetzung des Meerwassersalzes heim Austriern. Band XLVII, Copenhagen, Dänemark.
58. Shimanov A., Stanilovskaya J., Komarov I. Phase composition and chemical properties of saline soils on the Arctic coast of Russia. // International Conference “Solving the puzzles from Cryosphere, Pushchino, Russia, 2019. p.136-137.

Секция 1

ГАЗЫ И ГАЗОГИДРАТЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

ДЕГРАДАЦИЯ ПОДВОДНОЙ МЕРЗЛОТЫ ШЕЛЬФА МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ –ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ДРАЙВЕР БЫСТРЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Семилетов И.П.^{1,2,3}, Шахова Н.Е.¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия;
e-mail: ipsemiletov@poi.dvo.ru; natalia.shakhova1@icloud.com

²Высшая школа экономики, Москва, Россия

³Томский государственный университет, Томск, Россия

В настоящее время считается, что более 80% всей подводной мерзлоты приурочено к шельфу морей Восточной Арктики (МВА), которая также ассоциируется с неглубоко залегающими газогидратными скоплениями. Предполагается, что ранее захороненные в подводной и прибрежной мерзлоте колоссальные объемы органического вещества и метана (CH₄) играют роль своеобразных «спящих гигантов» применительно к морскому циклу углерода, т.к. CH₄ потенциал МВА составляет ~1400 Гт, что на 2 порядка больше общего количества CH₄ в атмосфере (~5 Гт). В результате деградации подводной мерзлоты происходит массивованная струйная разгрузка CH₄ в водную толщу и далее атмосферу, что в обозримом будущем может привести к трудно прогнозируемым климатическим изменениям.

DEGRADATION OF SUBSEA PERMAFROST IN THE EAST SIBERIAN ARCTIC SHELF – POTENTIAL KEY DRIVER FOR THE ABRUPT CLIMATE CHANGE

Semiletov, I.P.^{1,2,3}, Shakhova, N.E.¹

¹Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia;
e-mail: ipsemiletov@poi.dvo.ru; natalia.shakhova1@icloud.com

²Higher School of Economics, Moscow, Russia

³Tomsk State University, Tomsk, Russia

It is currently believed that more than 80% of the total area of sub-sea permafrost is predicted to exist in the East Siberian Arctic Shelf (ESAS), associated with shallow gas hydrate deposits. It is assumed that the huge amount of organic matter and methane (CH₄) previously buried in sub-sea and coastal permafrost play the role of a "sleeping giants" in relation to the marine carbon cycle, because CH₄ potential of ESAS is ~1400 Gt, which is 2 orders of magnitude greater than the total amount of CH₄ in the atmosphere (~5 Gt). As a result of the degradation of sub-sea permafrost degradation, a massive jet discharge of CH₄ into the water column and further into the atmosphere occurs, which in the foreseeable future can lead to climate changes that are difficult to predict.

Введение

В настоящее время и в ближайшие несколько десятилетий арктический шельф есть и будет одной из наиболее важных природных систем на нашей планете, потому что он не только оказывает влияние на климат опосредованно через изменяющийся цикл пресной воды и **углеродный цикл**, но и сам является наиболее чувствительной частью климатической системы [4]. Мониторинг арктической прибрежной зоны и шельфа морей Восточной Арктики в целом очень важен для понимания и оценки отклика арктической морской экосистемы на современное потепление, а также для понимания и предсказания экологического состояния экосистем акватории Северного морского пути.

Почему шельф морей Восточной Арктики (МВА)?

Шельф МВА является самым широким и мелководным шельфом Мирового океана (Рис. 1), который наиболее подвержен современному потеплению и интегрирует сигнал (пресная вода, тепловой поток, взвешенное и растворенное наземное вещество, включая ОВ) стока Великих Сибирских рек (Лена, Яна, Индигирка, Колыма). Шельф МВА характеризуется мощным осадочным чехлом (толщиной до 15-20 км) и гигантскими

запасами углеводородных ресурсов, включая нефть, свободный газ и гидраты [5]. Характерной особенностью Северного Ледовитого океана (СЛО) является наиболее сильно выраженное изменение основных компонентов криосферы – морского льда, наземной и подводной мерзлоты.

На рис. 1 представлены области распространения мелководных Арктических газогидратов и подводной мерзлоты, состояние которой определяет масштабы разгрузки пузырькового метана из осадков в водную толщу-атмосферу [18-24].

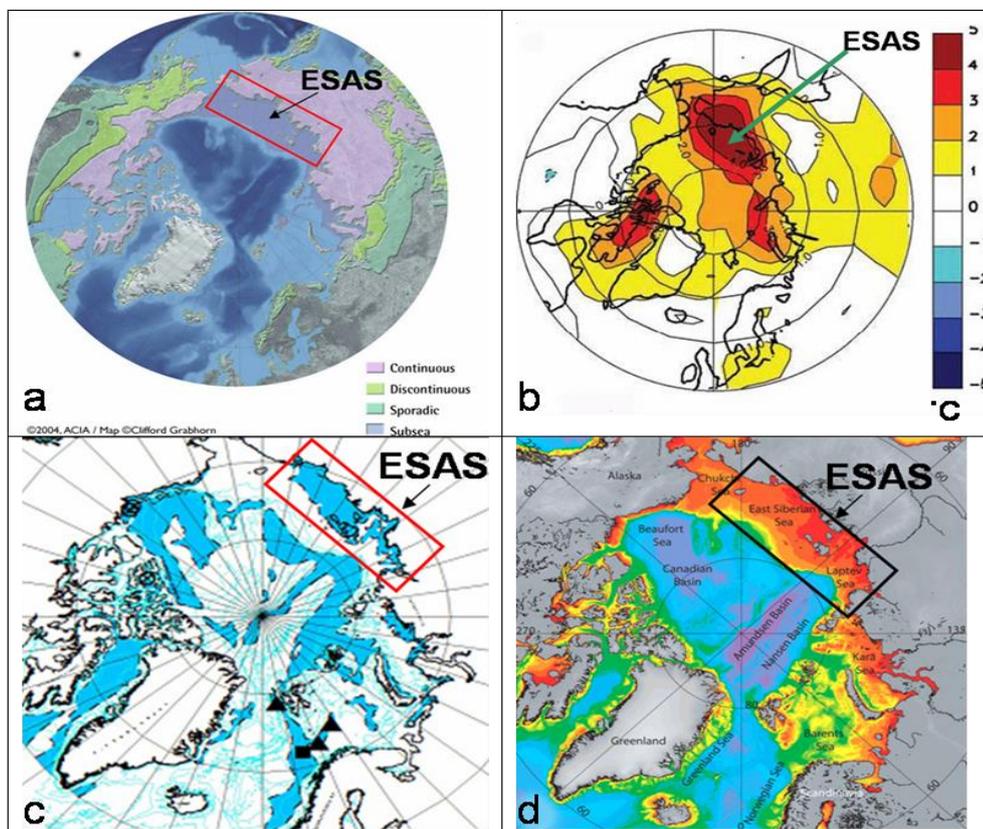


Рис 1. (a) Распространение подводной мерзлоты в СЛО (в лиловом цвете, ACIA, 2005); (b) аномалии температуры воздуха за 2000–2005 (Источник: NOAA/OAR/PMEL, http://www.eoearth.org/article/State_of_the_Arctic_Report); (c) предполагаемое распространение гидратов метана [25]; (d) батиметрическая карта СЛО (глубина ≤ 50 м в тонах красного цвета. Модифицировано из [15].

СЛО – единственный из океанов, который со всех сторон окружён материковыми ландшафтами со значительной долей мерзлоты, при этом шельф занимает более половины его площади. Деграция наземной мерзлоты, верхнего – доступного к оттаиванию в декадном масштабе времени 3х метрового слоя почвы, которой содержит примерно 1300 Гт С-ОВ [4], может привести к плавному изменению баланса атмосферного С-СО₂ (примерно 800Гт в современной атмосфере). Вследствие деграции мерзлоты происходит мощная перекачка органического вещества (ОВ) наземного происхождения в арктической системе суша-шельф [12-17]. Главные процессы, ответственные за транспорт наземного ОВ на Сибирский шельф – это термоэрозия обогащенного ОВ берегового ледового комплекса и почвенного ОВ, который смывается реками в море. В результате, молекулярный и изотопный состав поступающего в СЛО взвешенного вещества и определяющего его седиментационный режим, в значительной степени подвержен влиянию экспорта ОВ из наземной мерзлоты. В ряде авторских работ показано, что окисление эрозионного (а не речного) ОВ до СО₂

играет определяющую роль в формировании биогеохимического режима вод и атмосферной эмиссии в мелководной части МВА [14-17]. В наиболее явной форме определяющая роль транспорта эрозионного ОВ в режиме седиментации и особенностях биогеохимического режима проявляется на самом широком и мелководном шельфе Мирового океана – на шельфе МВА, где выделяется три основных типа ОВ: I – образованное преимущественно из гидробионтов; II – смешанного гидрогенно-территенного генезиса; III – преимущественно континентального генезиса. Большая часть осадков в МВА относится к ОВ II и III типов, причем в отдельных районах, преимущественно до изобат 20-30 м, осадки терригенного происхождения достигают 100% [17]. Ключевая роль экспорта терригенного органического материала на шельф МВА иллюстрируется обобщенной картой-схемой распределения содержания $\delta^{13}\text{C}$ в ОВ поверхностных осадков (Рис. 2).

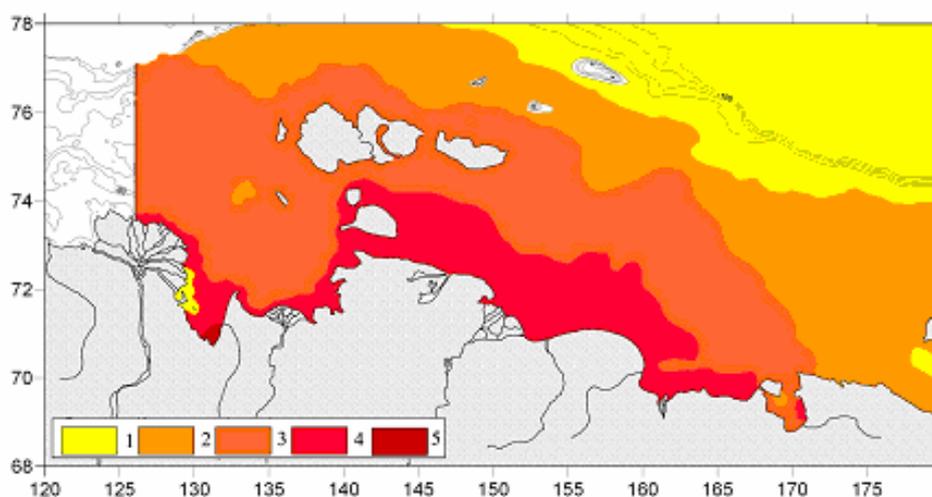


Рис. 2. Пространственная изменчивость изотопного состава ОВ осадков шельфа МВА. Диапазоны $\delta^{13}\text{C}$, ‰: 1) >-23 ; 2) $-23\dots-24.5$; 3) $-24.5\dots-26$; 4) $-26\dots-27.5$; 5) $-27.5\dots-28$ [15].

Как видно из Рис. 2 в областях, расположенных ближе к абразионным берегам ледового комплекса, величина близка к -27‰ – величине, характеризующей ОВ наземного генезиса, который трансформируется в геологическом цикле (катагенез, метаморфизм) и до его возвращения в верхние оболочки Земли, океан и атмосферу, проходят сотни тысяч и миллионы лет. Здесь важно отметить, что наземная мерзлота на северо-востоке Сибири имеет среднюю температуру верхнего 100-метрового слоя в пределах от -11°C до -8°C , в отличие от подводной мерзлоты МВА, которая характеризуется температурой $\sim -1^\circ\text{C}$, и близка к состоянию фазового перехода.

Данная работа посвящена обоснованию и доказательству гипотезы о ключевой роли деградации подводной мерзлоты, динамика которой определяет величину и пространственно-временные масштабы эмиссии пузырькового метана в системе донные отложения – водная толща – атмосфера МВА. Это направление исследований критически важно для решения фундаментальной задачи – оценки потенциального климатического риска, обусловленного массированными выбросами пузырькового метана, вследствие прогрессирующей деградацией подводной мерзлоты. Обобщается уровень знаний, достигнутых на основе комплекса натуральных оригинальных данных, полученных в МВА в более 45 всепогодных экспедиций выполненных за последние >20 лет (Рис. 3).

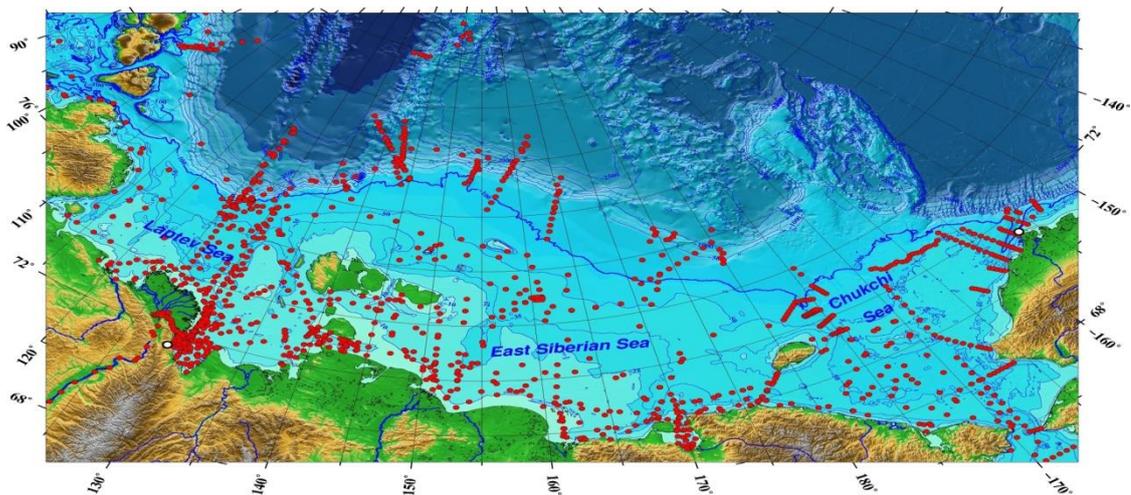


Рис. 3. Положение комплексных океанологических станций, выполненных авторским коллективом в МВА и в реке Лене в период (1994-2021 гг.).

В процессе исследований, начатых в 1994 году [13] было выявлено, что основным источником CH_4 в водную толщу являются донные отложения, в то время как роль современной продукции в осадках, водном столбе и роль латерального переноса из наземных источников незначительна [22-24]. Установлено, что подводная мерзлота является ведущим фактором геологического контроля эмиссии метана в МВА, и что термический режим подводной мерзлоты определяется сложным комплексом факторов, в числе имеется ряд ранее неучтенных факторов, таких как степень минерализации осадка, доля незамерзшей воды в его структуре, сложное строение осадочной толщи и влияние процессов термокарста.

Впервые в МВА выполнены многолетние широкомасштабные площадные съемки, в результате которых достигнуто покрытие более 70% МВА и получен огромный массив высоко кондиционных и репрезентативных данных, характеризующих содержание концентраций CH_4 в водной толще и приводном слое атмосферы. На основании полученных данных составлены картосхемы распределения метана в водах МВА, картосхемы потоков метана в системе водная поверхность – приводный слой атмосферы. Впервые показано, что МВА являются источником метана в атмосферу Арктического региона. В результате рассчитана суммарная годовая эмиссия CH_4 и показано, что вклад МВА в современную эмиссию CH_4 является значительным – согласно *первым консервативным оценкам* авторов этот вклад соизмерим с ежегодным суммарным вкладом всех шельфовых морей Мирового океана, примерно 8 млн тонн CH_4 в год [21-22].

Предполагается, что ранее законсервированные в подводной и прибрежной мерзлоте огромные запасы $\text{C}_{\text{орг}}$ и CH_4 выполняют роль своеобразных «спящих гигантов» применительно к морскому циклу углерода. В случае расконсервирования этих запасов морской цикл углерода может быть в значительной степени изменен [1-5]. *Последние оценки пузырькового переноса CH_4* только из мелководной части МВА дают консервативную оценку в 2-3 раза превышающую интегральный вклад всех морей Мирового океана, примерно 17 млн тонн CH_4 в год [20]. Эта оценка может быть скорректирована в сторону увеличения за счет включения разгрузки CH_4 из мегасипов внешнего шельфа МВА [19]. Первые результаты по количественной оценке массивов выбросов CH_4 из мегасипов открытых авторской группой в МВА в 2011-2012 гг. совместно с группой ИО РАН академика РАН Л.И. Лобковского показали, что с небольшой площади ($6.4 \times 10^3 \text{ км}^2$), охватывающей два мегасипа, в водную толщу из осадков МВА поступает не менее 7 млн тонн (7 Тг) CH_4 в год [19]. Открытие мощного

мегасипа в Восточно-Сибирском море поставило перед геологическим сообществом вопрос о наличии сейсмотектонической активности в Восточно-Сибирском море, которое до настоящего времени считается пассивным континентальным шельфом. Отметим, что открытие этого мегасипа было предсказано [20] на основе обнаружения в 2008 году шлейфа аномально высоких (до 1000 нМ) концентраций растворенного CH_4 на протяжении примерно 300-мильного вертикального профиля выполненного в рамках авторской программы International Siberian Shelf Studies.

Углеводородные запасы МВА рассматриваются как относительно мало разведанная часть энергетического потенциала России. Разведанные прогнозные запасы Российского шельфа составляют не менее 100 млрд. тонн углеводородов (или 100 Гт, что превышает современное количество метана в атмосфере планеты более чем в 25 раз). Согласно данным геологической службы США, полученным в 2007 году, неразведанные запасы углеводородов только в море Лаптевых составляют 9.3×10^9 баррелей нефть-эквивалента, из которых 3.1×10^9 баррелей составляет нефть, $32 \times 10^{11} \text{ м}^3$ природного газа и 8.6×10^8 баррелей газоконденсата. В целом принято считать, что недоразведанные запасы углеводородов на Российском Арктическом шельфе составляют не менее 30% от разведанных. К этому необходимо добавить, что на Российском Арктическом шельфе существуют условия наличия газогидратных скоплений, приуроченных к породам криолитозоны [7]. Основываясь на результатах расчета объема зоны стабильности гидратов газов (в основном метана), которые были выполнены ПГО Севморгеология [25] и предполагая, что гидраты содержатся в ~10% объема вмещающего осадка, мы рассчитали, что на Арктическом шельфе Российской Федерации содержится примерно 3600 Гт (1 Гт = 1 млрд. тонн) газогидратного метана [2]. Эта величина на два порядка выше общего содержания метана (CH_4) в атмосфере (около 5 Гт), который, по некоторым оценкам (IPCC, 2001), вносит до 30-40% вклада в парниковый эффект, обусловленный присутствием в атмосфере двуокиси углерода (CO_2). Более консервативные оценки выполненные для шельфа морей Восточной Арктики (МВА) – самого широкого и мелководного шельфа Мирового океана, дают величину метанового потенциала МВА примерно в 1750 Гт углерода, из них в форме газовых гидратов – 750 Гт, природного газа – 500 Гт и собственно ОВ мерзлоты – 500 Гт, при том, что в современной атмосфере содержится примерно 750 Гт-С/ CO_2 и 4 Гт-С/ CH_4 [4, 21-24]. Из этого следует, что быстрая деградация $\approx 1\%$ запасов гидратов, которые поступят в атмосферу в форме газообразного метана, может привести к утроению современного содержания CH_4 в атмосфере, что вызовет значительное усиление парникового эффекта. Это в свою очередь вызовет дополнительный нагрев атмосферы, усиление циклонической активности (увеличение осадков), дальнейшее увеличение стока Сибирских рек, увеличение активности термокарста, подъем уровня океана, дальнейший нагрев донных осадков (особенно вблизи устьев крупных рек). Все это может проявиться в усилении положительной обратной связи между антропогенным потеплением и включением в современный (будущий) биогеохимический цикл углерода шельфовых газовых гидратов [1-4, 24], и как следствие, к труднопредсказуемым климатическим изменениям.

Экономический негативный эффект, обусловленный выбросом в атмосферу незначительной доли (1-5 %) от предполагаемого метанового гидратного потенциала (консервативная оценка) шельфа МВА, оценивается авторитетными международными организациями от 80 млрд \$ в год, начиная с 2030 г., с основным ущербом на территории РФ (go.nature.com/vnlzax, <https://www.nature.com/articles/500529c>), и до 60 триллионов \$ (экстремальный сценарий) – в случае выброса примерно 50 Гт метана в течении 10 лет, что приведет к дополнительному потеплению климата примерно на 2°C через 15-35 лет после такого выброса [27]. Основной экономический ущерб связывается с усилением атмосферной циркуляции и циклогенеза, повышением уровня океана, наводнениями и

потерей традиционных промыслов коренных народов Севера. Из этого следует, что в долгосрочной перспективе ущерб от дестабилизации только предполагаемого потенциала гидратов МВА, который контролируется состоянием подводной мерзлоты [21-23], может нанести существенный ущерб социально-экономическому развитию не только в пределах России, но и в планетарном масштабе. Вышеприведенные результаты экономических расчетов Бизнес школы Университета Кембридж были выполнены на основе работ авторов данного доклада (<https://www.cam.ac.uk/research/news/cost-of-arctic-methane-release-could-be-size-of-global-economy-warn-experts>). Важно отметить, что роль выбросов основных парниковых газов: двуокиси углерода и метана в результате деградации наземной мерзлоты оценивается в сумму «только» в 43 триллиона \$– до конца следующего столетия (2200 г.), что составляет примерно 8% от ожидаемого интегрального ущерба вызванного антропогенным потеплением, то есть ежегодный экономический ущерб от относительно медленной деградации наземной мерзлоты оценивается величиной примерно на два порядка ниже, чем от дезинтеграции подводной мерзлоты и выбросов метана из шельфа МВА. Показано, что в случае реализации экстремального (катастрофического) сценария разгрузки в течении нескольких лет в атмосферу малой доли (~3%) предсказанного метанового потенциала донных осадков МВА [1-4], интегральный эффект от этого массивованного выброса и удвоения концентрации атмосферного CO₂ может привести к потеплению климата на 3.3°C, т.е. на 1.3°C выше по сравнению с последствиями учета только предсказанного роста концентрации CO₂ (IPCC, 2007). Согласно оценкам, основанным на экономической модели описанной в [27], реализация такого сценария может привести к значительному экономическому ущербу. Авторы рассматривают такой климатический сценарий как маловероятный. Тем не менее, показано, что подводная мерзлота в последние 30 лет деградирует с удвоенной скоростью по сравнению со скоростями предшествующих десятилетий [18]. Более того, показано, что в районах мегасипов пузырьковый выброс CH₄ из осадков в водную толщу уже достигает значений порядка 10² – 10³ г м⁻² в сутки [19], что по порядку величин соответствует скоростям разгрузки CH₄ в атмосферу – в случае реализации катастрофического сценария. Предполагая, что под сквозными таликами гидраты уже дестабилизированы, и полагая, что площадь сквозных таликов на шельфе МВА составляет 5-10% [9-11], потенциальная эмиссия метана в атмосферу может составить от 37.5 до 75 Гт, что при различных сценариях кинетики поступления в атмосферу [1-2] может оказать потепление климата по крайней мере сопоставимое с эффектом от предполагаемого удвоения содержания в атмосфере до конца 2100 года (IPCC, 2001). Дополнительное воздействие на нарушение сплошности подводной мерзлоты и формирование каналов выброса метана может играть повышенная сейсмотектоническая активность на границе Евро-Азиатской и Северо-Американской тектонических плит и в рифтовой зоне МВА [4-6].

Результаты последних комплексных авторских исследований дают основания предполагать, что залежи гидратов на арктическом шельфе могут быть рассмотрены как возобновляемые ресурсы в долгосрочной перспективе. Рассмотрим этот тезис на примере моря Лаптевых, где предполагается наличие гигантских нефтяных месторождений, которые оцениваются как минимум в 400 Гт. Залежи нефти ассоциируются с огромным объемом свободного газа в основном метана. При восходящей миграции метана ассоциируемого с залежами УВ (нефть, газ) в зону стабильности гидратов происходит “подпитка” гидратной системы арктического шельфа, что позволяет рассматривать этот пул гидратов как возобновляемый (в масштабе климатических циклов, *подробнее в статье* [24]) за счет перекачки метана глубинного происхождения [26].

Кроме того, для ряда районов МВА было доказано, что 1) мелкозалегающий акустический рефлектор, широко распространенный в донных осадках арктических морей, объясняется существованием метанового фронта (МФ), а не является кровлей подводной мерзлоты, как было принято считать ранее; 2) МФ движется вверх со скоростью до семи метров в год, что приводит к массивованному выбросу пузырькового CH_4 в воду при достижении МФ поверхности осадка; 3) многочисленные борозды ледового выпахивания ускоряют пузырьковый выброс CH_4 за счет достижения МФ поверхности осадков, обнаружено заглубливание кровли подводной мерзлоты в зону стабильности гидратов, что пространственно коррелирует с наличием выбросов пузырькового CH_4 [18].

Выводы

Как следует из вышеизложенного, степень деградации подводной мерзлоты контролирует масштабы выброса пузырькового CH_4 , что представляет ранее неизвестный фактор в климатической системе Арктики, которая представлена сложнейшим комплексом физических и биогеохимических процессов, взаимодействующих друг с другом в масштабе различных временных шкал, от дней до десятилетий.

Экспедиционные морские геофизические, геологические, и биогеохимические исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ (проект № 21-77-30001).

Литература

1. Шахова Н.Е., Алексеев В.А., Семилетов И.П. Прогноз эмиссии метана на Восточно-Сибирском шельфе // Доклады Академии наук. 2010. № 1. с. 533-536.
2. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов М.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестник РАН. 2009. № 6. с. 507-518.
3. Шахова Н.Е., Никольский Д.Ю., Семилетов И.П. О современном состоянии подводной мерзлоты на Восточно-Сибирском шельфе: тестирование результатов моделирования данными натурных измерений // Доклады Академии наук. 2009. № 6. с. 541
4. Arctic Climate Impact Assessment (ACIA). Impacts of a Warming Arctic, Chapter 4: Future Climate Change: Modeling and Scenarios. Cambridge University Press, 2009. P. 99-150.
5. Gramberg M., Kulakov I.S., Pogrebitsky Yu. N., Sorokov D.S. Arctic oil and gas super basin // X World Petroleum Congress. London, 1983. P.93-99.
6. Krylov A.A., Egorov I.V., Kovachev S.A., Ilinskiy D.A., Ganzha O.Y., Timashkevich G.K., Roginskiy K.A., Kulikov M.E., Novikov M.A., Ivanov V.N., Radiuk E.A., Rukavishnikova D.D., Neeshpara A.V., Velichko G.O., Lobkovsky L.I., Medvedev I.P., Semiletov I.P. Ocean-Bottom Seismographs Based on Broadband MET Sensors: Architecture and Deployment Case Study in the Arctic // Sensors. 2021. 21. 3979. <https://doi.org/10.3390/s21123979>.
7. Makogon Y.F., Holditch S.A., Makogon T.Y. Natural-gas hydrates - A potential energy source for the 21st Century // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2007. 56. p. 14–31.
8. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea Region // Journal of Geophysical Research. 2011. 117; DOI:10.1029/2012JF002358.
9. Romanovskii N.N., Hubberten H.W. Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2001. 2. p. 191-202.
10. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Tumskey V.E., Tipenko G.S., Grigoriev M.N., Siegert Ch. Thermokarst and land-ocean interaction, Laptev Sea region, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2000. 2. p. 137-152.
11. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // Geo-mar. Lett. 2005. 25. p. 167-182.
12. Semiletov I.P. Destruction of the coastal permafrost ground as an important factor in biogeochemistry of the Arctic Shelf waters // Doklady Russian Acad. Sci. 1999. 368. p. 679-682. (*translation from Russian*)
13. Semiletov I.P., Pipko I.I., Pivovarov N.Y., Popov V.V., Zimov S.A., Voropaev Y.V., Daviodov S.P. Atmospheric carbon emissions from northern lakes: a factor of global significance // Atmospheric Environment. 1996. 30. p. 1657-1671.

14. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson O., Anderson L., Sergienko V., Pugach S., Dudarev O., Charkin A., Gukov A., Bröder L., Andersson A., Spivak E., Shakhova N. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geoscience*. 2016. 9. p. 361-365.
15. Semiletov I.P., Shakhova N. E., Sergienko V.I., Pipko I.I., Dudarev O. On Carbon Transport and Fate in the East Siberian Arctic Land-Shelf-Atmosphere System // *Environment Research Letters*. 2012. 7; DOI:10.1088/1748-9326/7/1/015201.
16. Semiletov I.P., Pipko I.I., Repina I.A., Shakhova N. Carbonate dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere-ice-water interfaces in the Arctic Ocean Pacific sector of the Arctic // *Journal of Marine Systems*. 2007. 1-4. p. 204-226.
17. Semiletov I., Dudarev O., Luchin V., Shin K.H., Tanaka N. The East-Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // *Geophysical Research Letters*. 2005. 32.
18. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., Sergienko V., Lobkovsky L., Dudarev O., Tumskey T., Grigoriev M., Mazurov A., Salyuk A., Ananiev R., Koshurnikov A., Kosmach D., Charkin A., Dmitrevsky N., Karnaukh V., Gunar A., Meluzov A., Chernykh D. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Communications*. 2017. 8. 15872. DOI: 10.1038/ncomms15872.
19. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson Ö. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. 373. 20140451.
20. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Sergienko V., Salyuk A., Kosmach D., Chernikh D., Stubbs C., Nicolsky D., Tumskey V., Gustafsson O. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geosciences*. 2014. 1. p. 64-70.
21. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Joussupov V., Kosmach D., Gustafsson O. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. 2010. 327. 1246-1250.
22. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Rekant P., Salyuk A., Kosmach D. Geochemical and geophysical evidence of methane release from the inner East Siberian Shelf // *Journal Geophys. Res.* 2010. 115; DOI:10.1029/2009JC005602.
23. Shakhova N., Semiletov I. Methane release and coastal environment in the East Siberian Arctic shelf // *Journal of Marine Systems*. 2007. 1-4. p. 227-243.
24. Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the Permafrost–Hydrate System and Associated Methane Releases in the East Siberian Arctic Shelf // *Geosciences*. 2019. 9. 251. <https://doi.org/10.3390/geosciences9060251>.
25. Soloviev V.A., Ginzburg G.D., Telepnev E.V., Mikhaluk Y.N., 1987. Cryothermia and gas hydrates in the Arctic Ocean. Leningrad, Sevmorgeologia, 1987. 150 p. (in Russian)
26. Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K., Kosmach D., Brüchert V., Shakhova N., Salyuk A., Sapart C.J., Chernykh D., Noormets R., Semiletov I., Gustafsson Ö. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)*. 2021. 118. e2019672118.

ВОПРОСЫ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЗОВОГО ВЫБРОСА ГРУНТА В КРИОЛИТОЗОНЕ

Бобин В.А., Одинцев В.Н.

Институт проблем комплексного освоения недр РАН, Москва, Россия, odin-vn@yandex.ru

Обсуждаются вопросы моделирования газовых выбросов в криолитозоне на основе анализа геомеханических процессов в ледогрунтовой толще. В качестве движущей силы процессов рассматривается разложение газогидратов. Моделируется образование полости в виде магистральной трещины, заполняемой свободным метаном, и влияние полости на деформацию толщи. С помощью рассмотренной модели можно объяснить такие последствия выбросов как круглая форма кратера, его гладкие стенки и пучение грунта на стадии подготовки выброса.

GEOMECHANICAL ISSUES OF MODELING GAS EXPLOSION OF SOIL IN THE CRYOLITHOZONE

Bobin V.A., Odintsev V.N.

Institute of Comprehensive Exploitation of Mineral Resources RAS, Moscow, Russia odin-vn@yandex.ru

The issues of model studies of gas explosions in the cryolithozone based on the analysis of geomechanical processes in the ground massif are discussed. Decomposition of gas hydrates is considered as the driving force of the processes. The formation of a cavity in the form of a main crack filled with free methane and the effect of the cavity on the deformation of the ground massif are simulated. With the help of the considered model, it is possible to explain such consequences of emissions as the round shape of the crater, its smooth walls and the heaving of the soil at the stage of preparation of the explosion.

Среди опасных природных явлений в криолитозоне особое место занимают выбросы грунта и газа с образованием кратеров на земной поверхности, глубина и диаметр которых могут достигать несколько десятков метров. Выбросы и кратеры стали объектом исследований ученых разных направлений: криогеологов, геофизиков, экологов и др. (см., например, [1,2,5,6,7,11,12,14]).

Несмотря на развитие разнонаправленных исследований, природа выбросов грунта и газа все еще остается загадкой. Геомеханические исследования с количественными оценками могли бы способствовать выявлению более объективной картины подготовки выбросов и их прогнозу. Это относится к механизму образования полостей в грунтовой толще, заполняемых свободным метаном, закономерностям образования круглой формы кратеров с ровными вертикальными стенками и боковыми углублениями в донной части кратеров. Геомеханические исследования должны привести к пониманию динамики самого выброса – либо выброс происходит по типу детонационного взрыва, либо в виде простого «выталкивания» грунта, либо в виде послойного отрыва геоматериала, как это имеет место при катастрофических выбросах угля и газа в угольных шахтах.

В настоящей работе рассматривается один из факторов, приводящих к выбросам – разложение газогидратов [3,4,9]. В грунтовой толще криолитовой зоны могут находиться рассеянные и консолидированные газогидраты. При повышении температуры зоны разложение газогидратов сопровождается образованием свободного метана, который может быть движущей силой микро- и макрогеомеханических процессов. Следует заметить в этой связи ряд специалистов полагают, что именно разложение газогидратов является одной из причин образования газонаполненных трещин в угле при выбросах угля и газа [10].

Ниже приводятся некоторые результаты математического моделирования образования полости, заполненной свободным метаном, в виде магистральной трещины разрыва грунта (рис. 1а). Сначала рассматривается модель осесимметричной трещины в грунте в условиях всестороннего сжатия, затем возможные следствия.

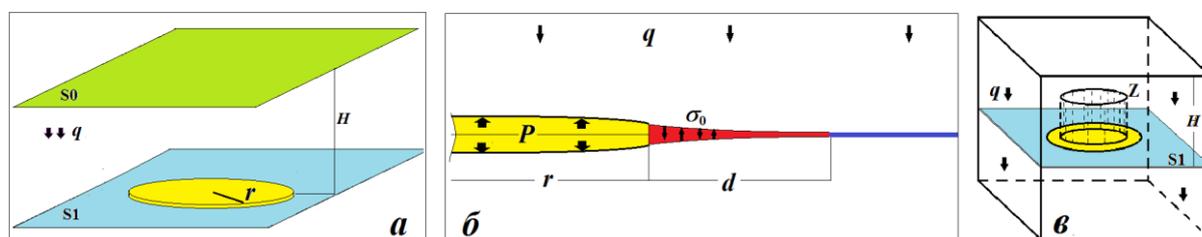


Рис.1. Схемы к задачам о развитии трещин при разложении газогидратов: а – слой газогидратов S1 с трещиной отрыва радиуса r ; б – силовые факторы вблизи конца трещины (P – давление газа, q – горное давление, d – малая зона предельного сцепления берегов); в – образование и развитие цилиндрической трещины сдвига Z

При разработке модели трещины отрыва исходим из того, что при разложении газогидратов в замкнутом пространстве давление свободного метана возрастает, и это может препятствовать дальнейшему разложению. Если же разложение происходит в

трещине, которая по условиям механики может расти, то объем трещины увеличивается, давление газа падает, процесс разложения газогидратов продолжается.

Для получения системы уравнений, описывающих медленное развитие магистральной трещины, проходящей через новые газогидратные включения, примем ряд упрощений. Рассматриваем слой мощности h , содержащий небольшие газогидратные включения, радиуса ρ , при этом $\rho \sim h$. Обозначив n – плотность газогидратных включений в слое, общее количество вскрытых осесимметричной трещиной радиуса r газогидратных включений можно выразить соотношением $n\pi h r^2$.

Полагаем, что слой тонкий, поэтому все включения газогидратов в слое разлагаются с выходом образовавшегося метана в трещину. Считаем также, что объем образующейся при разложении газогидратов переохлажденной воды, мал по сравнению с объемом газа. Объем трещины зависит от силовых факторов и механических параметров.

Обозначим начальное давление разложения газогидратов P_0 , фактическое давление метана в трещине P . Пусть каждое газогидратное включение при разложении выделяет m метана (в единицах массы). Общую массу выделившегося метана M представим линейной зависимостью от давления P , а именно $M = m\pi r^2 h \lambda (P_0 - P) / P_0$. где безразмерный коэффициент λ будем считать параметром модели.

Объем V осесимметричной трещины радиуса r (следовательно, и объем газа в трещине) можно записать в виде соотношения $V \approx 16(1 - \nu^2)r^3(P - q)/(3E)$, где q – горное давление сжатия в грунте, E – модуль упругости, ν – коэффициент Пуассона.

Для определения давления свободного метана P для простоты используем уравнение состояния идеального газа $PV = (M/\mu)RT$, где R – газовая постоянная, T – температура, μ – молекулярный вес метана. Температура считается постоянной, поскольку ее реальные изменения в грунте не сильно влияют на результаты расчетов рассматриваемых геомеханических процессов.

Решение системы полученных уравнений приводит к следующему выражению для давления метана в магистральной трещине в зависимости от ее радиуса

$$P = \left[\left(\sigma - \frac{B}{r} \right) + \sqrt{\left(\sigma - \frac{B}{r} \right)^2 + 4 \cdot \frac{BP_0}{r}} \right] / 2P = \left[\left(\sigma - \frac{B}{r} \right) + \sqrt{\left(\sigma - \frac{B}{r} \right)^2 + 4 \cdot \frac{BP_0}{r}} \right] / 2;$$

$$B = \frac{3Enm\pi h \lambda RT}{16(1-\nu^2)\mu P_0} = \frac{3Enm\pi h \lambda RT}{16(1-\nu^2)\mu P_0}$$

Здесь B – комплексный параметр модели, имеющий размерность [н/м]. Поскольку пока не известен порядок значений параметров, определяющих в нашей модели выход метана при разложении газогидратов, а именно параметров $\lambda, n, m, \lambda, n, m$, оценочные расчеты проведены при значениях B , различающихся на пять порядков – $B = 0.01; 0.1; 1; 10; 100$. Некоторые результаты количественных оценок представлены на рис. 2, 3. На рис.2 показаны зависимости давления газа P и радиуса трещины r при критическом давлении разложения гидратов $P_0 = 2 \text{ МПа}$ при различных значениях комплексного параметра модели B и горного давления q (в МПа): 1.1 – ($B = 0.1, q = 0.6 \text{ МПа}$); 1.2 – (0.1, 1); 2.1 – (1, 0.6); 2.2 – (1, 1); 3.1 – (10, 0.6); 3.2 – (10, 1); 4.1 – (100, 0.6); 4.2 – (100, 1); 5.1 – (1000, 0.6); 5.1 – (1000, 1).

На рис.3 показана зависимость давления газа P и радиуса трещины r при различном критическом давлении разложения гидратов P_0 и горного давления q (в МПа): I.1 – ($P_0 = P_0 = 0.7, q = 0.6$); I.2 – (1.1, 0.6); I.3 – (1.5, 0.6); I.4 – (2.0, 0.6); I.5 – (2.5, 0.6); II.2 – (1.1, 1.0); II.3 – (1.5, 1.0); II.4 – (2.0, 1.0); II.5 – (2.5, 1.0)

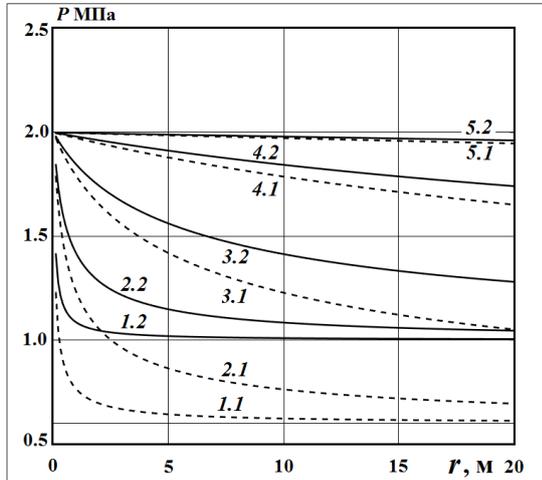


Рис. 2. Зависимости давления газа P и радиуса трещины r при критическом давлении разложения $P_0 = 2$ МПа для разных значений параметра B и горного давления q (пояснения в тексте)

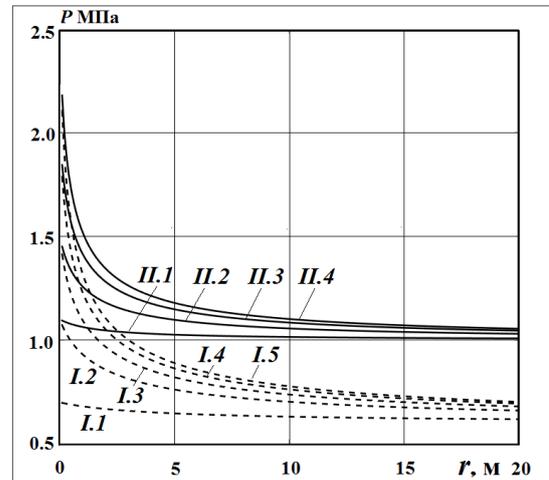


Рис. 3. Зависимости давления газа P и радиуса трещины r при различном критическом давлении разложения P_0 и горного давления q (пояснения в тексте)

Радиус предельно равновесной трещины зависит от характеристик материала, связанных с трещиностойкостью. В оценках максимального размера трещины использовалась модель трещины Дагдейла-Панасюка [8]. В соответствии с этой моделью критическими параметрами, входящими в условия развития трещины, являются теоретическая прочность на разрыв σ_0 и критическая величина расхождения берегов трещины δ_k . На рис. 3 показаны полученные в расчетах зависимости давления газа P и максимально возможного радиуса трещины r^* при значении параметра прочности грунта $\sigma_0 = 0.7$ МПа и различных значениях комплексного параметра модели $A = \delta_k E / [(1 - \nu^2) \sigma_0]$ (в метрах): 1 – 0.01; 2 – 0.157; 3 – 1; 4 – 5; 5 – 10. На рис.4 показаны зависимости давления газа P и максимально возможного радиуса трещины r^* при комплексном параметре модели $A = 1$ и различных значениях параметра прочности грунта σ_0 (в МПа): 1 – 0.5 МПа; 2 – 0.7; 3 – 1.1; 4 – 2.0; 5 – 5.0.

Из анализа приведенных выше зависимостей следует, что в условиях, характерных для газовых выбросов, таких как глубины несколько десятков метров, модуль деформации грунта $E \sim (10^2 \div 10^3)$ МПа, прочность на растяжение грунта порядка 0.5 МПа, в толще грунта могут расти трещины, размером десятки и даже сотни метров пока есть подпитка метаном. Протяженность трещин определяется, главным образом, характерным размером скопления газогидратов. Давление газа в этих трещинах может быть порядка 1 МПа и выше, но не может быть, конечно, выше критического давления разложения газогидратов. По грубой оценке объем газа в

горизонтальной трещине радиуса 50м при модуле деформации грунта $E \sim 5 \cdot 10^2 \text{МПа}$ $E \sim 5 \cdot 10^2 \text{МПа}$ может превышать 1300м^3 . Из этого следует, что трещины, растущие за счет разложения газогидратов могут быть значительными емкостями газа, который может участвовать в геомеханических макропроцессах.

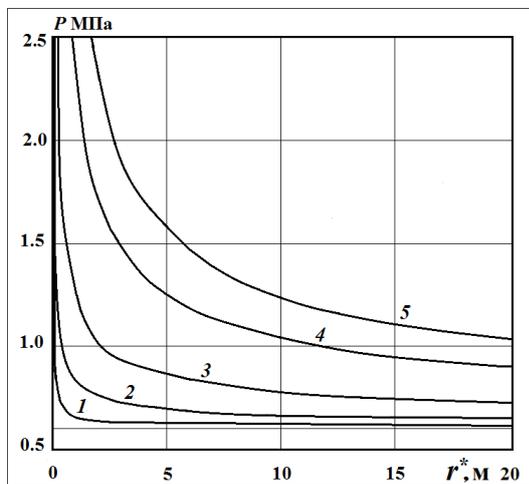


Рис. 4. Зависимости давления газа P и максимально возможного радиуса трещины r^* при прочности грунта $\sigma_0 = 0.7 \text{МПа}$ и различных значениях параметра A (пояснения в тексте)

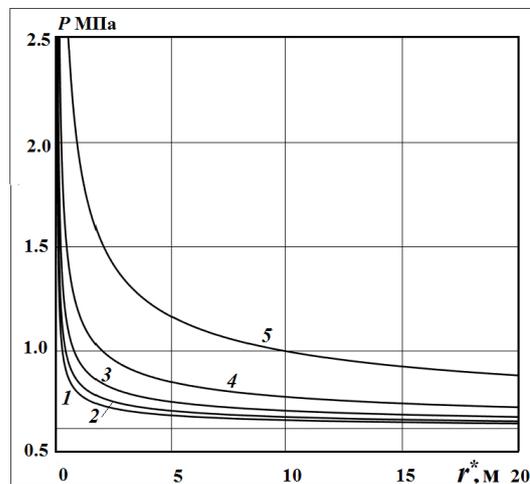


Рис. 5. Зависимости давления газа P и максимально возможного радиуса трещины r^* при параметре модели $A = 1$ и различных значениях прочности σ_0 (пояснения в тексте)

Разработанная модель развития магистральной трещины за счет разложения газогидратов была использована затем в расчетах напряженно-деформированного состояния грунта численным методом конечных элементов. Задача о развитии трещины имела следующую постановку (см. рис.1). На глубине $H=30\text{м}$ находится горизонтальный слой $S1S1$, содержащий газогидраты. В слое имеется небольшое природное нарушение эллипсоидной формы с характерным размером порядка метра. В этом нарушении газогидраты могут разложиться на компоненты с образованием свободного метана. Если давление свободного метана превысит горное давление q , природное нарушение может раскрыться с образованием открытой трещины, которая далее развивается по законам теории трещин. При этом процесс разложения газогидратов будет затрагивать новые области пласта.

В компьютерной модели рассматривается полупространство со свойствами упругой однородной среды, нагруженное собственным весом при удельном весе геоматериала 2т/м^3 . В этом случае горное давление на глубине 30м равно $q = 0.6 \text{МПа}$. Как следует из теории трещин и расчетов, начальная произвольная конфигурация трещины изменяется в соответствии с физическим условием минимальных энергетических затрат на образование свободной поверхности трещины. Трещина изначально произвольной формы по мере развития постепенно приобретает круговую, осесимметричную форму.

В проведенных расчетах определены закономерности изменения напряженного состояния среды с учетом критерия развития трещины Дагдейла-Панасюка. Выявлена примечательная особенность напряженного состояния в области конца трещины, где расположена зона полуразрушенных связей частиц грунта – зона предельного сцепления с действующими напряжениями $\sigma_0 \sigma_0$ (рис.1.б). Расчеты показали, если давление

свободного метана $P \approx 1.1 \text{ МПа}$, а радиус горизонтальной трещины $r \approx 15 \text{ м}$, то вблизи конца трещины по условиям напряжений возможно зарождение и развитие круговой (цилиндрической) вертикальной трещины Z (рис. 1в).

Цилиндрическая трещина Z может развиваться либо по механизму сдвиго-отрыва (сдвиговое разрушение материала с последующим расхождением берегов трещины и образованием свободного пространства), либо по механизму чистого сдвига без образования свободного пространства. В предварительных расчетах невозможно определить конкретный механизм развития вертикальной трещины из-за отсутствия количественных данных о параметрах процесса. Поэтому целесообразно при моделировании использовать оба механизма развития вертикальной трещины.

В [7] моделировалось развитие раскрывающейся цилиндрической трещины, которая может заполняться свободным метаном из горизонтальной трещины. Здесь рассмотрен другой случай и приведены некоторые результаты расчетов для закрытой цилиндрической трещины, развивающейся по механизму чистого сдвига с использованием условия разрушения Кулона-Мора. На рис. 6 показаны изолинии сдвиговых напряжений в плоском сечении по диаметру на начальном этапе развития закрытой цилиндрической трещины в области конца открытой горизонтальной трещины. Радиус горизонтальной трещины 15 м, высота цилиндрической трещины 1.6 м. Анализ напряжений показывает, что у конца сдвиговой трещины касательные напряжения достаточны для продолжения процесса развития трещины.

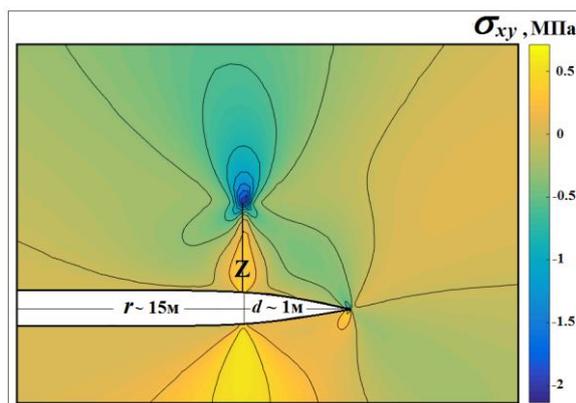


Рис.6. Распределение касательных напряжений σ_{xy} вблизи вертикальной сдвиговой трещины, образовавшейся у конца трещины газового разрыва

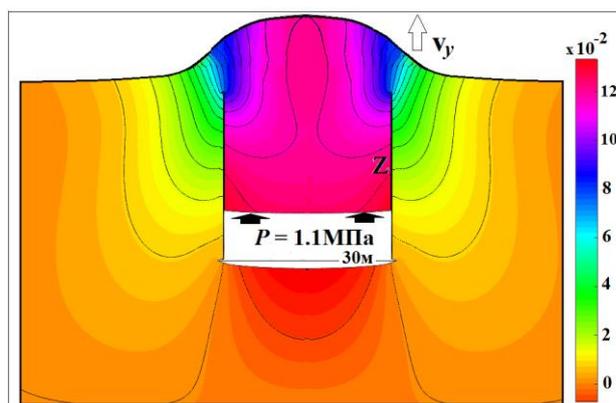


Рис. 7. Изолинии вертикальных смещений v_y ледогрунтовой толщи при длине цилиндрической сдвиговой трещины 24 м

В результате моделирования мы пришли к следующим результатам.

1) С развитием вертикальной закрытой цилиндрической трещины напряженное состояние среды начинает качественно изменяться, при этом в области конца горизонтальной трещины резко возрастают вертикальные сжимающие напряжения. Как следствие, критерий развития горизонтальной трещины перестает выполняться и эта трещина прекращает свой рост. Газовая полость свободного метана будет далее формироваться за счет подъема вверх ограниченного вертикальной трещиной породного цилиндра (рис.7). Рисунок для большего эффекта построен автоматически по деформированной сетке конечных элементов.

2) Вертикальная цилиндрическая закрытая трещина сдвига может расти до дневной поверхности. При этом давление газа снизу на сдвигающийся цилиндр грунта сохраняется, а сопротивление его сдвигению уменьшается.

3) При подходе вертикальной трещины к поверхности (когда расстояние от конца трещины до поверхности составляет несколько метров) резко возрастают горизонтальные и вертикальные деформации верхней части толщи грунта, что можно интерпретировать как процесс пучения грунта.

4) В финальной стадии роста цилиндрической трещины ее устойчивый квазистатический режим развития должен смениться на неустойчивый. Это означает потерю равновесия сформировавшейся геомеханической системы и начало динамической фазы изменений – выброса грунта.

Обсуждение результатов и направления возможных геомеханических исследований. Предложенная геомеханическая модель учета процесса разложения газогидратов способна объяснить некоторые особенности образования кратера. Из этой модели следует возможность образования двух трещин отрывного и сдвигового типа с характерным размером несколько десятков метров. Закон развития горизонтальной трещины отрыва объясняет круговую форму кратера и образование газовой полости большого объема, причем давление газа в этой полости может быть достаточным для сдвижения толщи грунта и ее разрушения. Трещина сдвига объясняет гладкие стенки воронки за счет разрушения сдвигом и последующего скольжения берегов.

Рассмотренная модель предполагает медленный квазистатический режим изменений в продолжительной подготовительной стадии и динамический режим развития геопроцессов в финальной стадии. Начало перехода из подготовительной стадии в финальную должно сопровождаться пучением земной поверхности непосредственно над очагом геомеханического воздействия на грунт – газовой полостью в глубине толщи. Пучение связано с развитием больших смещений грунта, а также напряжений растяжения и, строго говоря, должно описываться нелинейной моделью деформирования. Появление напряжений растяжения может вести к нарушению сплошности верхнего слоя грунта, что в свою очередь может вызвать образование локальных каналов для просачивания газа.

Перераспределение напряжений в грунте и наведенные деформации при развитии трещин должны сильно влиять на условия постановки задач расчета фильтрации газа в грунтовой толще. Полностью закрытая цилиндрическая сдвиговая трещина и раскрывающаяся сдвиговая трещина определяют существенно различные граничные условия для насыщения грунта метаном из газовой полости. В свою очередь, это определяет различие в постановке задач динамики выброса грунтовой толщи, в особенности задач послойного отрыва грунта, ведущего к разлету грунтовой массы. Предварительные оценки показали, что послойным отрывом газонасыщенного грунта можно объяснить образование углублений в стенках донной части кратеров, где наведенная фильтрация метана должна проходить наиболее интенсивно.

Анализируя полученные результаты, можно также заключить, что одним из определяющих условий геопроцессов, ведущих к выбросу грунтовой толщи, является перманентность процесса разложения газогидратов.

Проведенное геомеханическое исследование, основанное на активном использовании теории трещин, является достаточно продуктивным, но безусловно не исчерпывающим. Возможны и необходимы другие постановки геомеханических задач в анализе особенностей газовых выбросов. Представляются весьма перспективными междисциплинарные исследования газовых выбросов с позиции концепции формирования газодинамической геосистемы в грунте [11]. Это даст возможность адекватно ставить комплексные задачи геомеханических исследований в отношении прогноза и инструментального контроля процессов деформации, разрушения и фильтрации, оптимального выбора исходных физических и геометрических

соотношений для задач математического моделирования и представления результатов в форме, удобной для использования в смежных дисциплинах.

Литература

1. Бобин В.А. Концептуальная модель геомеханических и взрывных процессов при формировании и развитии "Ямальского кратера" // Инженерная физика. 2021. № 5. С. 47-56
2. Богоявленский В.И., Гарагаш И.А. Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // Арктика: экология и экономика. 2015. № 3 (19). С. 12-17.
3. Истомин В. А., Нестеров А. Н., Чувилин Е. М., Квон В. М., Решетников А. М. Разложение гидратов различных газов при температурах ниже 273К // Газохимия. 2008. № 3. С. 30-44.
4. Истомин В. А., Якушев В. С. Газовые гидраты в природных условиях. – М.: Недра, 1992. 236 с.
5. Кизяков А. И., Сонюшкин А. В., Лейбман М. О., Зимин М. В., Хомутов А. В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 15–25.
6. Кожина Л.Ю., Микляева Е.С., Перлова Е.В., Синицкий А.И., Ткачева Е.В., Черкасов В.А. Опасные современные проявления криоактивности – основные результаты исследования Ямальского кратера // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2015. № 2 (87). С. 19-28.
7. Одинцев В.Н, Трофимов В.А., Филиппов Ю.А., Шиповский И.Е. Геомеханическая модель образования воронки на земной поверхности в зоне вечной мерзлоты // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2021. №12-1. С.159–166.
8. Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. – Киев: Наукова думка, 1968. 246с.
9. Перлова Е. В., Микляева Е. С., Леонов С. А., Ткачёва Е. В., Ухова Ю. А. Газовые гидраты полуострова Ямал и прилегающего шельфа Карского моря как осложняющий фактор освоения региона. // Вести газовой науки. 2017. № 3 (31). С. 255-262.
10. Смирнов В.Г., Дырдин В.В., Исмагилов З.Р., Ким Т.Л. Влияние разложения газогидратов на рост трещин в массиве угля впереди забоя подготовительной выработки // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2016. № 3. С. 96-103.
11. Хименков А.Н., Станиловская Ю.В. Воронки газового выброса как результат саморазвития локальных криогенных газодинамических геосистем // ГеоРиск. 2021. Т. 15. № 2. С. 40-58
12. Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б. Газовые выбросы в криолитозоне как новый вид геокриологических опасностей // ГеоРиск. 2017. № 3. С. 58-65.
13. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. Метастабильные (реликтовые) газогидраты: распространение, ресурсы, перспективы освоения // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 1. С. 68-7
14. Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R., Kargina T., Chuvilin E., Bukhanov B., Umnikov A. New Catastrophic Gas Blowout and Giant Crater on the Yamal Peninsula in 2020: Results of the Expedition and Data Processing // Geosciences (Switzerland). 2021. Т. 11. № 2. С. 71.
15. Kwon Tae-Hyuk, Cho Gye-Chun, Santamarina J. C. Gas Hydrate Dissociation in Sediments: Pressure-Temperature Evolution // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2008. V9. N3.
16. Xu W., Germanovich L.N. Excess Pore Pressure Resulting from Methane Hydrate Dissociation in Marine Sediments: A Theoretical Approach // Journal of Geophysical Research. 2006. V.111, B01104.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЖИДКОЙ ВОДЫ В ГИДРАТОСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ ЯМР

Буханов Б.А.¹, Чувилин Е.М.¹, Мухаметдинова А.З.¹, Афонин М.М.¹, Истомин В.А.¹

¹Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия;

e-mail: b.bukhanov@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

В ходе проведенных исследований разработана методика определения содержания жидкой воды в гидратосодержащих породах с помощью низкочастотного ЯМР-релаксометра. Для реализации данной методики была изготовлена специальная ЯМР-ячейка, позволяющая проводить сканирование гидратосодержащих горных пород под газовым давлением до 8,0 МПа. В качестве объекта исследования была использована песчано-глинистая смесь, состоящая из песка и 25 масс. % глины каолинитового состава. В результате выполненных исследований с помощью ЯМР в гидратонасыщенном грунтовом

образце, находящимся при давлении выше равновесного и температуре около 3°C было измерено равновесное содержание воды, которое согласуется с данными, полученными другими методами.

LIQUID WATER CONTENT DETERMINATION FOR HYDRATE-BEARING SEDIMENTS BY NMR

Bukhanov B.A.¹, Chuvilin E.M.¹, Mukhametdinova A.Z.¹, Afonin M.M.¹, Istomin V.A.¹

¹ Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia;

e-mail: b.bukhanov@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

In the framework of conducted studies, a new technique was developed for determining the content of liquid water content in hydrate-bearing sediments using a low-field NMR relaxometer. Special NMR core holder, designed by authors, was used to analyze hydrate-bearing sediments under gas pressure up to 8.0 MPa. The target object was a sand-clay mixture, consisting of fine sand and 25 wt.% kaolinite clay. As a result, the equilibrium water content was measured by NMR in sediment sample at gas pressure above the equilibrium and temperature about 3°C, which is in good agreement with the results obtained by other methods.

Природные газовые гидраты (прежде всего гидраты метана) в настоящее время являются важным и перспективным нетрадиционным источником углеводородов. Это обусловлено высоким содержанием природного газа в газогидратах (1 м³ газогидрата содержит около 160 м³ метана), неглубоким залеганием (до 1 км), а также большими ресурсами метана в гидратной форме, которые сопоставимы с ресурсами других (традиционных) углеводородов вместе взятых. В этой связи в ряде стран существуют специальные государственные программы, а также созданы научно-исследовательские гидратные центры, целью которых является разработка эффективных технологий по добыче метана из природных газогидратных скоплений. За последние три десятилетия в области разработки технологий добычи природного газа из гидратосодержащих скоплений были проведены серьезные теоретические, экспериментальные исследования и пилотные полевые проекты. При этом основной акцент при реализации данных проектов был направлен в первую очередь на изучение субаквальных газогидратов (находящихся в донных отложениях морей и океанов), которые являются наиболее перспективными для разработки. Но природные газогидратные образования также могут быть приурочены и к областям распространения многолетнемерзлых пород [1-4]. В криолитозоне газовые гидраты могут находиться под мерзлыми толщами при низких положительных температурах (подмерзлотные газогидраты), а также внутри мерзлых толщ при отрицательных температурах (внутримерзлотные газогидраты). Наиболее исследованными на сегодняшний день являются подмерзлотные газогидратные скопления. Это связано в первую очередь с тем, что выделение и картирование внутримерзлотных газогидратных скоплений на основе традиционных геофизических методов (прежде всего сейсмики) крайне затруднительно из-за схожести многих свойств гидрата и льда. Однако, имеются отдельные данные об извлечении мерзлых гидратосодержащих кернов, полученных в результате специального параметрического бурения.

За последние 20-25 лет достигнут значительный прогресс в лабораторных исследованиях по изучению строения и свойств (теплофизических, механических, геофизических и фильтрационных) газовых гидратов, а также особенностей их образования и разложения в поровом пространстве пород при различных термобарических условиях. В результате выявлены и рассмотрены основные внутренние и внешние факторы, которые не только определяют стабильность гидратосодержащих пород при различных термобарических условиях, но и участвуют в формировании их физических свойств. Одним из таких важных факторов является количество жидкой воды в гидратосодержащих породах. Величина этого параметра может варьироваться в

гидратосодержащих средах от нескольких десятков процентов в виде остаточной воды при положительной температуре, до долей процента при отрицательных температурах. Также на основе экспериментальных и теоретических данных установлено, что в гидратное состояние переходит не вся поровая влага. Ее минимальное (остаточное) количество этой влаги, находящейся в термодинамическом равновесии с гидратной компонентой, которую принято называть неклатратной водой [5] по аналогии с термином «незамерзшая вода», которая находится в термодинамическом равновесии с поровым льдом. Неклатратная вода, как и незамерзшая в мерзлых породах, также оказывает большое влияние на теплофизические, физико-механические и геофизические свойства пород, содержащих газовые гидраты мерзлых грунтов. В связи с этим, определение количества жидкой воды применительно к гидратосодержащим горным породам является весьма актуальным направлением. В настоящее время существуют различные методы определения количества остаточной равновесной (или неклатратной) воды в гидратосодержащих породах. Самым простым в использовании методом для оценки остаточной воды в гидратосодержащих дисперсных средах можно считать PVT метод. Однако у этого метода есть существенные ограничения в применении. Существуют подходы по определению содержания неклатратной воды в гидратосодержащих дисперсных породах при низких положительных и отрицательных температурах, основанные на модернизации контактного и потенциометрического методов определения незамёрзшей воды в грунтах с учетом внешнего давления гидратообразующего газа [8, 9]. В качестве других перспективных экспериментальных методов определения количества жидкой воды в гидратосодержащих породах можно назвать методы, основанные на измерениях диэлектрической проницаемости и акустических характеристик пород, а также на использовании рентгеновской дифрактометрии или ядерного магнитного резонанса (ЯМР) [6, 7]. Однако, эти подходы, которое активно применяются при исследовании незамёрзшей воды в мерзлых породах пока не нашли применения для исследования жидкой фазы в гидратосодержащих породах, поскольку кроме использования высокотехнологичного дорогостоящего оборудования, необходима разработка специальных методик определения жидкой фазы в пористых средах в условиях высоких давлений.

Учитывая важность использования современного инновационных оборудования авторами были проведены методические исследования на базе низкочастотного ЯМР-релаксометра Geospec 2-53 (Oxford Instruments Inc), в ходе которых была разработана методика количественного определения жидкой фазы воды в газонасыщенных горных породах, содержащих поровые газовые гидраты. Обработка получаемых на приборе сигналов была проведена с использованием программного комплекса GIT Systems Advanced v.7.5.1 (Green Imaging Technologies). Принцип работы ЯМР-релаксометра основан на взаимодействии атомных ядер водорода и внешних магнитных полей. Для этого исследуемый газонасыщенный образец помещался в постоянное магнитное поле и подвергался воздействию последовательности радиочастотных импульсов, чередующихся измерением сигнала. Далее, путем математической обработки спада намагниченности и времен поперечной релаксации (T_2 , мс) рассчитывался общий объем жидкой фазы воды (см^3) в исследуемом образце. Одной из важных особенностей данной модели ЯМР-релаксометра, работающей на частоте 2,28 МГц с магнитным полем 0.05 Тл, является наличие дополнительного набора градиентных катушек, расположенных вдоль магнита, что позволяет определять не только общий объем жидкой фазы в исследуемом образце, но и получить одномерный профиль (1D) её распределения по высоте образца. В экспериментах для обеспечения наилучшей точности измерения жидкой фазы в исследуемых грунтах проводилась серия калибровочных измерений на эталонном образце, где объем жидкой фазы точно известен.

Для определения количества жидкой воды в гидратосодержащих породах под давлением газа была спроектирована и изготовлена специальная ЯМР-ячейка (Рис. 1а). Эта ячейка представляет собой барокамеру с рабочим объемом 47 см³, оборудованную газовым манометром и арматурой для подачи газа. Ее уникальность заключается в том, что она полностью (за исключением некоторых элементов верхней части, которые не помещаются внутрь измерительной ячейки ЯМР-релаксометра (Рис. 1б)) изготовлена из высокопрочного пластика (РЕЕК), который имеет рабочую температуру в диапазоне от -60°C до +250°C, характеризуется низкой теплопроводностью (~0,2 Вт/м·К), высокой прочностью, сопоставимой с показателями для нержавеющей стали, и малой помехой для ЯМР сигналов. Данная барокамера была протестирована под давлением в 16 МПа, однако, в целях безопасности рабочее давление было ограничено до 8,0 МПа, а рабочая температура задавалась в диапазоне от -10°C до +25 °C.

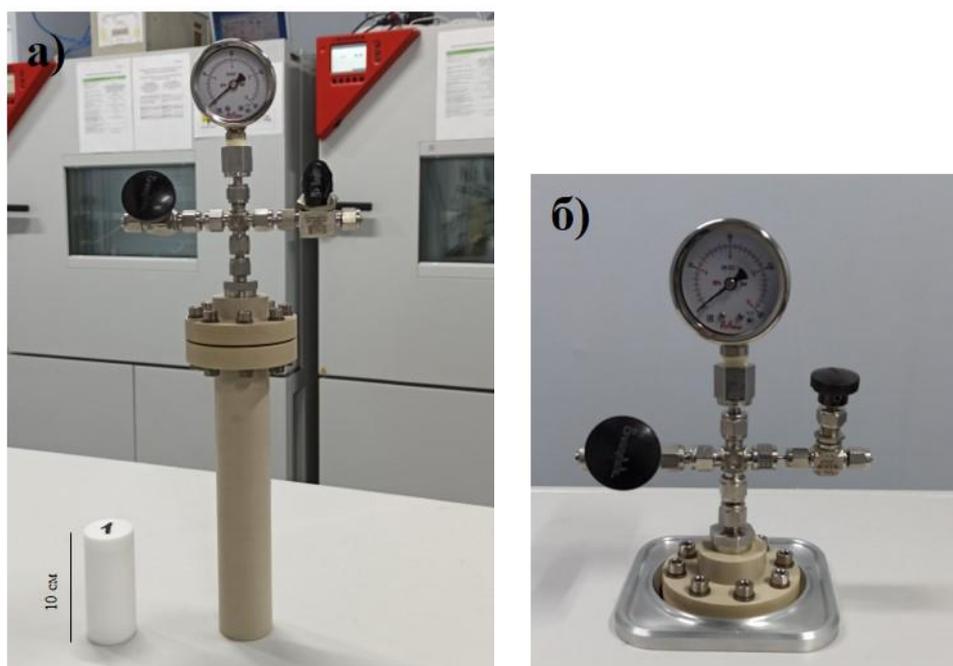


Рис. 1. Внешний вид барокамеры высокого давления, используемой для ЯМР исследований:

- а) внешний вид барокамеры;
- б) вид барокамеры, установленной в прибор ЯМР.

Объектом исследования являлась модельная песчано-глинистая смесь, состоящая из мелкозернистого песка и 25 масс.% коллинитовой глины. Выбор этой грунтовой среды для ЯМР исследований связан, в первую очередь, с наличием ранее полученных данных о содержании равновесной жидкой фазы воды (неклатратной воды) в данной гидратосодержащей горной породе с использованием других методов. Это позволило сравнить полученные результаты и оценить эффективность предлагаемой методики [9]. Для проведения исследования грунт с заданной влажностью (~3%) методом послойного уплотнения помещался в нижнюю часть барокамеры, далее барокамера закрывалась и вакуумировалась. Объем грунтового образца (около 30 см³) рассчитывался из геометрических данных (диаметр 2,0 см, высота около 10 см), а масса – взвешиванием на аналитических весах с точностью 0,001 г. В итоге для исследуемого образца, помещенного в барокамеру, были определены весовая и объемная влажность, плотность грунта и плотность скелета грунта. Далее барокамера охлаждалась до температуры около

-5...-7°C и выдерживалась в течение 12 часов для полного замерзания исследуемого грунта. Для поддержания необходимых температурных условий барокамера помещалась в климатическую камеру Binder МК-240, позволяющей задавать температуру в диапазоне от -40 °С до +180 °С и поддерживать с точностью 0,1 °С. После этого в барокамеру с образцом подавался охлажденный метан (СН₄ 99,999%) при давлении до 8,0 МПа и начинался процесс образования порового гидрата из порового льда. В дальнейшем, для ускорения перехода поровой влаги в гидрат, использовались температурные циклы нагревания и охлаждения. Для этого газонасыщенный образец нагревался от -5°C до +2,5°C со скоростью 1°C/час, затем выстаивался при +2,5°C около 24 часов, а далее со скоростью 1°C/час охлаждался до -5°C и выдерживался при этой температуре в течение 24 часов. Температурные циклы повторялись несколько раз (4-5 раз). В ходе эксперимента производились оценочные расчеты параметров гидратосодержания в образце PVT методом, а также выполнялись измерения объема жидкой фазы воды в гидратосодержащем грунте при отрицательной (-5°C) и положительной (+2,5°C) температурах с помощью ЯМР-релаксометра. В результате методических исследований были подобраны оптимальные режимы ЯМР измерений, применительно к газонасыщенным льдо- и гидратосодержащим породам, которые гарантировали отсутствие «растепления» образца (таяние порового льда и разложение гидрата) и обеспечивали необходимую точность определения содержания жидкой фазы воды ($\pm 0,1\%$). В ходе методических экспериментов при низкой положительной и при отрицательных температурах было установлено, что для гидратосодержащих грунтовых сред в разработанной барокамере (специальной ЯМР-ячейка высокого давления) общее время ЯМР измерений не должно превышать 90 секунд., По этой причине режимы сканирования (число циклов сканирования, уровень сигнал-шум) были подобраны так, чтобы определение общего объема жидкой фазы (незамерзшей воды) в мерзлом образце составило около 60 секунд, а построение 1D профиля распределения жидкой фазы воды по высоте образца не превышало 90 секунд (Таблица 1).

Таблица 1. Режимы ЯМР измерений для оценки содержания жидкой воды в гидратосодержащих грунтовых образцах при положительных и отрицательных температурах.

| № п/п | Название теста | Параметры | | Максимальная длительность теста, сек |
|-------|---|--|--------------------------|--------------------------------------|
| | | NSA (число накоплений или число циклов сканирования) | SNR (уровень сигнал-шум) | |
| 1 | Интегральное влагосодержание (по T ₂) | 32 | Не менее 50 | 60 |
| 2 | Одномерный профиль влагосодержания по высоте образца (по T ₂) | 8 | Не менее 20 | 77 |

Кроме того, использование программного комплекса GIT Systems Advanced v.7.5.1 при исследовании гидратосодержащих грунтовых сред существенно упростило процесс обработки полученных данных и выделение полезного сигнала. Это связано с возможностью разделения ЯМР сигналов от самой барокамеры, остаточной воды и газообразного метана (т.к. данный углеводородный газ также регистрируется прибором ЯМР с низким значением водородного индекса) (Рис. 2). На представленном графике четко выделяются 3 пика по времени T₂ релаксации. Первый пик соответствует малым временам релаксации (0,1-1,0 мс) и связан со спецификой материала, из которого изготовлена барокамера, а также минеральным скелетом горной породы (песок + 25% каолининовой глины) и газогидратной компонентой. Второй пик (с временами T₂

релаксации в диапазоне 3-30 мс) связан с количеством остаточной жидкой фазы воды в поровом пространстве (сорбированной глинистой компонентой), которое в процессе образования порового гидрата закономерно снижается до некоторого постоянного значения, которое нам и необходимо экспериментально определить.

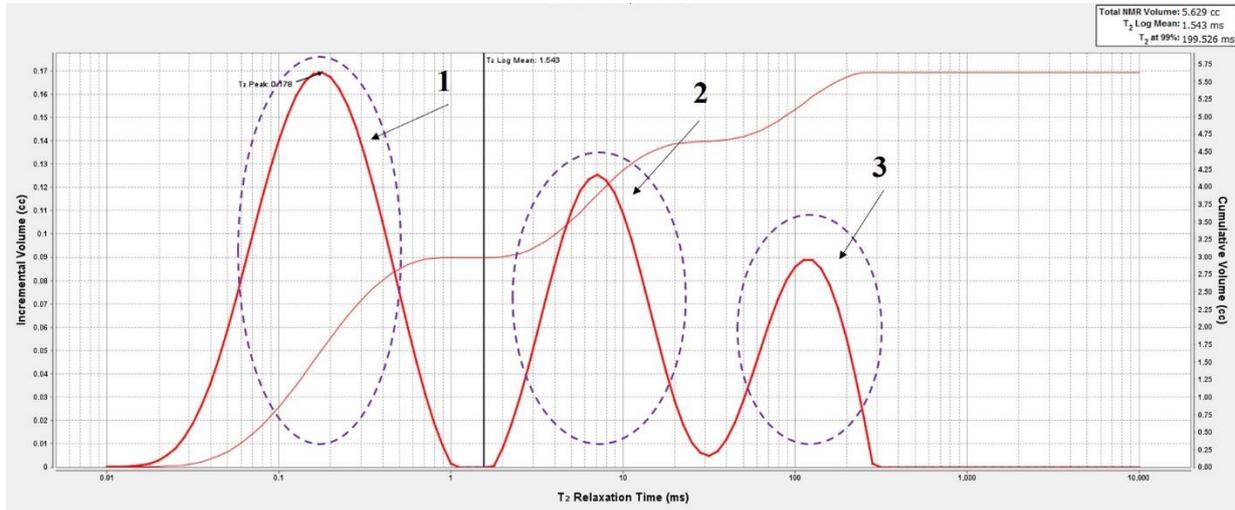


Рис. 2. Распределения времен T_2 релаксации и различных категорий водородосодержащих сред в гидратосодержащем грунте при $t=+2,5^\circ\text{C}$.

- 1- материал барокамеры, твердая компонента породы и поровые гидраты;
- 2- поровая вода; 3- метан ($P=6,4$ МПа)

В итоге, для исследуемой песчано-глинистой смеси при температуре $+2,5^\circ\text{C}$ и давлении метана 6,4 МПа, содержащей гидраты метана, были проведены несколько серий термоциклирования, которые активизировали процессы гидратообразования. В результате было отмечено, что количество остаточной поровой воды становится постоянной величиной ($W=0,8\%$), т.е. эта вода при заданных термобарических условиях больше не переходит в поровый гидрат. Таким образом, эти результаты экспериментально подтвердили возможность неполного перехода поровой воды в гидрат и существование в гидратосодержащих горных породах равновесного содержания воды (неклатратной воды), равного минимальному количеству остаточной воды. Кроме того, при сопоставлении полученного в ходе ЯМР исследований значения остаточной жидкой воды ($W=0,8\%$) в исследуемом гидратосодержащем грунте с результатами термодинамических расчетов содержания неклатратной воды, была отмечена их хорошая сопоставимость (Рис. 3).

Таким образом, на основе разработанной методике с использованием ЯМР релаксометрии для исследуемой грунтовой смеси (песок с 25% каолинистой глины) было выполнено определение содержания жидкой фазы воды в процессе гидратонасыщения. Про это зафиксировано, минимальное ее количество при заданных термобарических условиях соответствующее содержанию неклатратной воды.

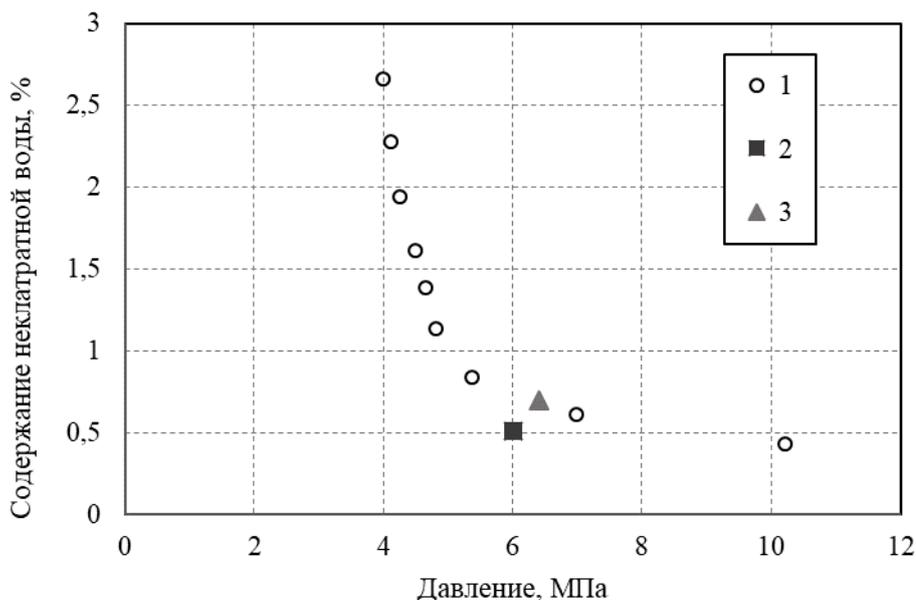


Рис. 3. Содержание неклатратной воды в песчано-глинистой смеси (песок + 25% каолинитовой глины) при +3,0 °С и различном давлении метана.

1- расчетные данные; 2 – экспериментальные данные, полученные контактным методом; 3 - экспериментальные данные, полученные ЯМР методом (при +2,5 °С).

Выводы

В результате проведенных работ была разработана методика определения содержания жидкой воды в гидратосодержащих породах под давлением газа с помощью ЯМР-релаксометра Geospec 2-53 в изготовленной ячейке высокого давления. Особенностью созданной ЯМР ячейки является возможность проводить сканирование исследуемых гидратосодержащих горных пород под давлением до 8,0 МПа. Эта ячейка представляет собой барокамеру с рабочим объемом 47 см³, изготовленную из высокопрочного пластика РЕЕК, который характеризуется низкой теплопроводностью, высокой прочностью и малой помехой для ЯМР.

В качестве объекта исследования была выбрана песчано-глинистая смесь, состоящая из песка и 25% глины каолинитового состава, для которой уже имелись данные о содержании равновесной жидкой фазы воды (неклатратной воды), полученные другими методами. В ходе методических исследований было отмечено, что несмотря на дополнительные мероприятия по термоциклированию, не вся поровая вода в исследуемой грунтовой системе переходит в гидрат, что подтверждает существование в гидратосодержащих горных породах равновесного содержания воды (неклатратной воды), равного минимальному количеству остаточной воды. В гидратосодержащей песчано-глинистой смеси (при температуре +2,5 °С и давлении метана 6,0 МПа) с помощью ЯМР было зафиксировано содержание неклатратной воды равное 0,7%, что хорошо согласуется с результатами, полученными другими методами.

В итоге, разработанная методика ЯМР позволила экспериментально зарегистрировать в исследуемой гидратосодержащей горной породе значение остаточной поровой влаги, равное содержанию неклатратной воды при заданных термобарических условиях. Это создает предпосылки успешного использования разработанной методики определения содержания жидкой воды в гидратосодержащих

горных породах не только при положительных, но и при отрицательных температурах в тех случаях, когда в поровом пространстве пород помимо остаточной воды и гидрата дополнительно присутствует поровый лед.

Авторы выражают благодарность коллегам из ЦКП «Фаблаб и Мастерская» за изготовление ЯМР-ячейки высокого давления. Представленные исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 21-77-10074.

Литература

1. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые Гидраты в Природных Условиях. М.: Недра, 1992. 235 с.
2. Якушев В.С. Природный Газ и Газовые Гидраты в Криолитозоне. М., ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
3. Якушев В.С. Разработка Газовых и Газоконденсатных Месторождений в Сложных Геокриологических Условиях. М., ИЦ РГУ нефти и газа, 2014. 187 с.
4. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // *Polarforschung*. 2000. 68. 215–219.
5. Chuvilin E.M., Istomin V.A., Safonov S.S. Residual nonclathrated water in sediments in equilibrium with gas hydrate: comparison with unfrozen water // *Cold Regions Science and Technology*. 2011. 68. 68-73; <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.05.006>
6. Drobchik A.N., Nikitin V.V., Fokin M.I., Dugarov G.A., Shevchenko P.D., Deriy A.L., Manakov A.Y., Kuper K.E., Duchkov A.A. Environmental cell for in situ X-ray synchrotron micro-CT imaging with simultaneous acoustic measurements // *Journal of synchrotron radiation*. 2022. 29; <https://doi.org/10.1107/S1600577521013308>
7. Farahani M.V., Guo X., Zhang L., Yang M., Hassanpouryouzband A., Zhao J., Yang J., Song Y., Tohidi B. Effect of thermal formation/dissociation cycles on the kinetics of formation and pore-scale distribution of methane hydrates in porous media: a magnetic resonance imaging study // *Sustainable Energy & Fuels*. 2021. 5. 1567. DOI: 10.1039/d0se01705a
8. Istomin V.A., Chuvilin E.M., Bukhanov B.A., Uchida T.A. Pore water content in equilibrium with ice or gas hydrate in sediments // *Cold Regions Science and Technology*. 2017. 137. 60–67; <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.02.005>
9. Sergeeva D., Istomin V.A., Chuvilin E., Bukhanov B., Sokolova N. Influence of hydrate-forming gas pressure on equilibrium pore water content in soil // *Energies*. 2021. 14. 1841; <https://doi.org/10.3390/en14071841>

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ФИЛЬТРАЦИИ И ГАЗА В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ ПРИ ПОВЫШЕНИИ ГАДИЕНТОВ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Гребенкин С.И.¹, Чувилин Е.М.¹, Жмаев М.В.¹, Писсаренко Д.В.²

¹Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия; e-mail: s.grebenkin@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

²ТотальЭнерджис Разведка Разработка, Москва, Россия

В работе дана экспериментальная оценка изменения фильтрационных свойств мерзлых пород при возникновении различных градиентов давления, а также влияние на эти свойства температурных условий. Полученные результаты имеют важное значение для прогноза поведения многолетнемерзлых пород, находящихся под воздействием градиентов газового давления, в условиях их нагревания и оттаивания - поскольку эти процессы могут значительно снижать экранирующую роль мерзлой толщи.

EXPERIMENTAL EVALUATION OF GAS FILTRATION IN FROZEN SOILS AT INCREASING PRESSURE GRADIENTS AND TEMPERATURE

Grebenkin S.I.¹, Chuvilin E.M.¹, Zhmaev M.V.¹, Pissarenko D.V.²

¹Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia; e-mail: s.grebenkin@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

²TotalEnergies Research and Development, Moscow, Russia

The paper gives an experimental assessment of changes in the filtration properties of frozen rocks in the event of various pressure gradients, as well as the effect of temperature conditions on these properties. The results obtained are important for predicting the behavior of permafrost rocks under the influence of gas pressure gradients under conditions of their heating and thawing, since these processes can significantly reduce the shielding role of the permafrost.

Введение

Изучение газопроницаемости мерзлых и оттаивающих пород представляет огромный интерес при рассмотрении эмиссии природных газов в Арктических районах. Оно также важно при анализе результатов газогеохимической съемки в областях распространения многолетнемерзлых пород при поиске и разведке месторождений углеводородов. Несмотря на то, что многолетнемерзлые породы, часто рассматривают, как естественными флюидоупорами существует много данных, которые свидетельствуют, что в толщах мерзлых породах может аккумулироваться большое количества газа, а промерзание пород не приводит к полному прекращению миграции газов в криогенных толщах [2, 6, 5, 9, 15]. Факт существования проницаемых зон в толщах мерзлых пород неоднократно отмечался исследователями. При этом решающую роль в формировании коллекторских свойств мерзлой породы играет льдистость или степень заполнения пор льдом. [9, 12].

Экспериментальные определения проницаемости мерзлых пород, проводимые различными авторами, показали, что существует критическая величина льдонасыщенности, при которой порода становится практически не проницаемой. Одними из первых исследователей, которые экспериментально оценили газопроницаемость мерзлых пород был А.А. Ананян с соавторами [1]. Эти авторы эксперименты по изучению газопроницаемости пород проводили при температуре -40°C с целью оценки возможности оборудования подземных газохранилищ в толще рыхлых горных пород без специальной облицовки. Режим эксплуатации этих сооружений предусматривал постоянное или частичное испарение сжиженного газа, что позволяло хранить его при атмосферном давлении и обеспечивало постоянную низкую температуру стен хранилища. В ходе экспериментов было установлено, что в образцах из песка при увеличении начальной влагонасыщенности с 0,65 до 0,75 д.е. происходит резкое падение скорости фильтрационного потока, при этом проницаемость образцов отличалась на 3 порядка [1]. При дальнейшем увеличении начальной влагонасыщенности (от 0,75 до 0,82 д.е.) в образцах фиксировалось падение проницаемости на 2 порядка, а при влагонасыщенности более 0,9 д.е. образцы были не проницаемы.

Позднее И.С. Старобинец и Р.Н. Муругова [7] при исследовании экранирующей и проводящей роли пород криолитозоны по отношению к миграционным углеводородам установили, что проницаемость мерзлых доломитов с влагонасыщенностью 67% при температуре $-5 - -7^{\circ}\text{C}$ на 2 порядка ниже, чем воздушно-сухих и на порядок ниже не мерзлых.

Зависимости проницаемости по воздуху от заполнения пор льдом и водой для песчаных образцов были получены М.Зифридом и М. Мёрдоком [16]. Они показали, что при равных степенях заполнения пор, проницаемость мерзлых образцов оказывается ниже, чем талых.

Китайскими исследователями [18] были проведены эксперименты по изучению проницаемости по метану мерзлых песчаных пород с различной льдонасыщенностью, в результате которых была получена зависимость проницаемости по метану от льдонасыщенности.

Чувилиным Е.М. с соавторами [12] были получены зависимости проницаемости от льдонасыщенности при промерзании песков различного гранулометрического состава,

отобранных из мерзлых толщ в пределах полуострова Ямал. При исследовании было выявлено, что при льдонасыщенности 45-60% происходит резкое падение проницаемости образцов [12, 13].

Все описанные выше экспериментальные исследования по оценке проницаемости мерзлых пород проводились при постоянных отрицательных температурах гораздо ниже температуры их оттаивания в условиях сравнительно небольшим перепадам газового давления (от долей бара до первых бар). Среди имеющихся публикаций нет исследований, которые рассматривали изменение проницаемости мерзлых пород в условиях повышении их температуры, а также при повышенных градиентах давления газа.

Однако имеются полевые данные, которые указывают на появление миграции газа даже в достаточно льдистых мерзлых породах. Это повреждают результаты геохимических исследований приповерхностных горизонтов пород криолитозоны [2,4,5].

Проведенные исследование кратеров газового выброса зафиксированные в последние годы в районах активного освоения месторождений на севере Западной Сибири (Ямал, Гыдан), которые показали, что газ может не просто накапливаться в мерзлой толще, а формировать газовые скопления в верхних горизонтах криолитозоны с аномально высоким давлением, достаточным для взрывного выброса многометрового слоя многолетнемерзлых пород, перекрывающих газовые скопления [3, 8, 10, 11, 15, 17].

Таким образом, возникает необходимость специального исследования проницаемости мерзлых пород при аномально высоких градиентах давлений, а также при температурах, близких к температуре оттаивания.

Методика исследований

Экспериментальная установка представляла собой кернодержатель с системой гидравлического обжима, изготовленный ООО «Экогеоспром» (рис.1).

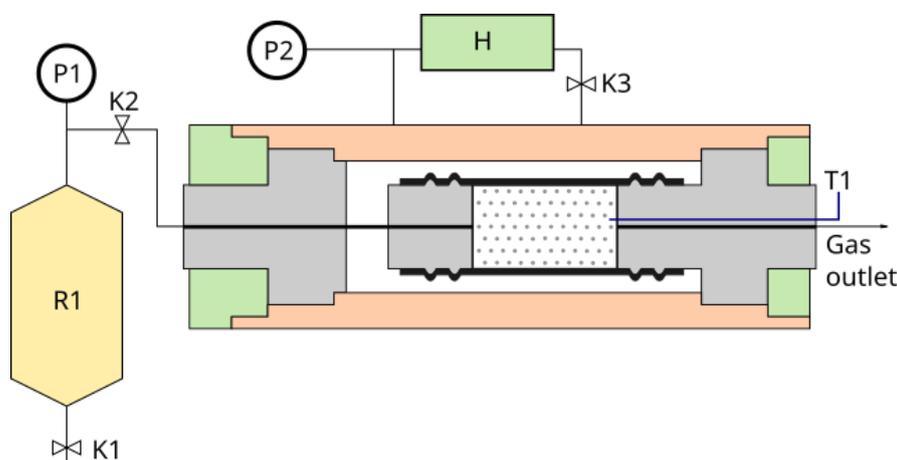


Рис. 1. Схема установки с системой всестороннего обжима образца.

Данный кернодержатель позволяет устанавливать образцы диаметром 3 см и длиной до 7 см [12,13]. Система всестороннего обжима включает пневмогидравлический насос с максимальным давлением 60 МПа, управляющую пневматическую и рабочую гидравлическую магистрали, Цифровой датчик давления P2 и сливной кран K3. Газовая арматура включает подводящую магистраль, ресивер объемом 150 см³, перекрывающийся игольчатым K1 и мембранным K2 клапанами, на магистрали, подходящей к кернодержателю установлен цифровой датчик давления P1.

Через выходную магистраль была установлена термопара Т1, измеряющая температуру на торце образца. Вся установка была помещена в термошкаф Binder, позволяющий поддерживать температуру с точностью 0,1 °С в диапазоне от -40 до +180 °С. Запись параметров производилась с помощью АЦП и ПО ЭкоГеосПром.

Методические исследования по оценке фильтрации газа в мерзлых породах в условиях повышения температур пород и возрастания градиентов газового давления на описанных выше экспериментальных установках включали следующие этапы:

1. Подготовка образца горной породы
2. Заморозка образца
3. Фильтрационные испытания
4. Завершение эксперимента

Подготовительный этап включал в себя приготовление образца горной породы заданной влажности путем смешивания воздушно-сухой навески с определённым количеством. Далее производилось заполнение грунтовой массой пластиковой гильзы (диаметром 30 мм, высотой 50-60 мм), которая помещалась в морозильную камеру с температурой -20 С. После заморозки образец извлекался из гильзы, помещался в силиконовую манжету и закреплялся в кернадержателе фильтрационной установки (рис 2), помещенной в холодильный шкаф.

После стабилизации температуры (-5°С) в кернадержателе производился ступенчатый обжим образца. После достижения заданного давления обжима образец выстаивался в течение получаса для релаксации внутренних напряжений. В экспериментах задавалось обжимное давление, превышающее давление газа на 1МПа.

Далее начиналась ступенчатая закачка азота с шагом 2 бара. Для этого к входной магистрали установки подключался газовый баллон, из которого газ поступал в ресивер, где выдерживался в течение 2 минут для охлаждения. Затем кран К2 открывался и газ поступал в образец. Далее К2 закрывался и в ресивер подавалась новая порция газа для охлаждения. По достижении заданного давления азота баллон отсоединялся и производилась запись температуры и давления во времени.

После подачи газа образец выдерживался 8 часов при температуре -5°С, а затем нагревался до температуры -1°С в течение 30 часов. Далее производились несколько продувок образца, затем образец охлаждался до -5°С опять продувался. Затем образец извлекался из кернадержателя и производилось измерение размеров, поинтервальное определение влажности, а также исследовалось микростроение образца на свежем сколе и по реплике скола.

В качестве объекта исследования использовалась песчано-глинистая смесь, состоящая из фракции 0,1-0,5 мм кварцевого песка с добавлением 25% каолининовой глины (Табл. 1).

Таблица 1. Краткая характеристика грунтов, использованных для приготовления песчано-глинистой смеси.

| Тип грунта | Фракции в мм, % | | | Минеральный состав, % | D _{sal} , % | S _{уд} , м ² /г |
|------------|-----------------|------------|--------|-----------------------|----------------------|-------------------------------------|
| | 1-0,05 | 0,05-0,001 | <0,001 | | | |
| песок | 100 | | | кварц > 90 | 0,012 | 0,3 |
| каолин | 4,5 | 70,9 | 24,6 | каолинит -92 | 0,043 | 11,7 |

В песчаном грунте преобладала фракция, он был представлен преимущественно кварцем более 90%, содержание каолинита в каолинистой глине составляло около 92%. Грунты были не засолены, удельная поверхность их составляла 0,3 м²/г для песка и 11,7 м²/г для каолининовой глины.

Результаты исследования

Эксперименты с обжимом образцов проводились на песчано-глинистых образцах с начальной влажностью 14% (Табл. 2). Длина образцов составляла 4,7 - 6,2 см, а диаметр - 2,9 см. Их пористость варьировала в пределах 0,33 - 0,36 д.е., при этом степень заполнения пор влагой была в пределах 66,8 - 76,6 %.

Таблица. 2. Начальные характеристики песчано-глинистых образцов

| № опыта (образца) | SC-1 | SC-2 | SC-3 |
|---|------|------|------|
| Влажность начальная, % | 14 | 14 | 14 |
| Плотность, г/см ³ | 2,00 | 1,95 | 2,04 |
| Плотность скелета, г/см ³ | 1,75 | 1,71 | 1,79 |
| Пористость, д.е. | 0,34 | 0,36 | 0,33 |
| Влагонасыщенность, % | 71,9 | 66,8 | 76,6 |
| Льдонасыщенность (в мерзлом состоянии), % | 79,1 | 73,5 | 84,3 |
| Начальный перепад давления в опыте, МПа | 1 | 2 | 4 |

В ходе экспериментальных исследований фильтрационные характеристики приготовленных мерзлых образцов определялись при разных начальных перепадах давлений (1; 2; 4 МПа) и в спектре отрицательных температур от -5,5 °С до 0 °С. Вначале эксперимента замороженный образец в кернодержателе обжимался до некоторого заданного (обжимного) давления, которое превышало максимальное давление газа в заданном эксперименте на 1 МПа. Далее, при температуре -5,5 °С, в кернодержатель с образцом ступенчато закачивался охлажденный газ - азот. В экспериментах SC-1 и SC-4 после закачки газа до заданных значений (1 МПа и 4 МПа, соответственно) проводились наблюдения за фильтрацией при фиксированной отрицательной температуре (-5,5 °С). После этого образцы в кернодержателе плавно нагревались (рис. 2). В эксперименте SC-2 при -5,5 °С газ подавался лишь до давления 0,5 МПа, а затем происходило нагревание образца до -1°С, давление 2 МПа в этом опыте создавалось уже при температуре -1°С (рис. 2б).

Во всех экспериментах при исходной температуре -5,5 °С и перепаде давления от 1 до 4 МПа фильтрации газа через образец не наблюдалось - мерзлые образцы при этих условиях были практически непроницаемы.

При дальнейшем нагревании образцов было получено, что при перепаде давления 1 МПа (опыт SC-1) фильтрация не фиксировалась при температурах от -5,5 до -1°С (рис. 2а). При продолжении нагревания мерзлого образца (SC-1) резкая активизация фильтрации, зафиксированная по снижению давления перед образцом, произошла лишь при -0,3°С (рис. 2а), что соответствует температуре начала оттаивания этого образца.

В опыте с перепадом давления в 2 МПа (образец SC-2), фильтрация газа через образец началась только при нагревании до -0,9°С (рис. 2б).

При этом температура начала фильтрации в эксперименте с перепадом давления 4 МПа (образец SC-4) составила -4,6°С (рис. 2в). Таким образом экспериментально было получено, что в зависимости от перепада газового давления температура начала фильтрации газа через мерзлый образец со степенью заполнения пор льдом 0,74-0,84 может меняться от -4,6 °С при перепаде давления 4 МПа до -0,3 °С при перепаде давления 1 МПа (Рис. 3).

В описываемых экспериментах при зафиксированных температурах начала фильтрации газа через образец были проведены дополнительные исследования по оценке газопроницаемости. Это было осуществлено с помощью периодических закачек газа до начального перепада давления 1, 2 и 4 МПа в исследуемых образцах. При

фильтрации газа определялись значения максимальной эффективной газопроницаемости образцов при соответствующим им перепадах давления (табл. 3). При этом также фиксировалась величина перепада давления, при котором фильтрация прекращалась (табл. 3).

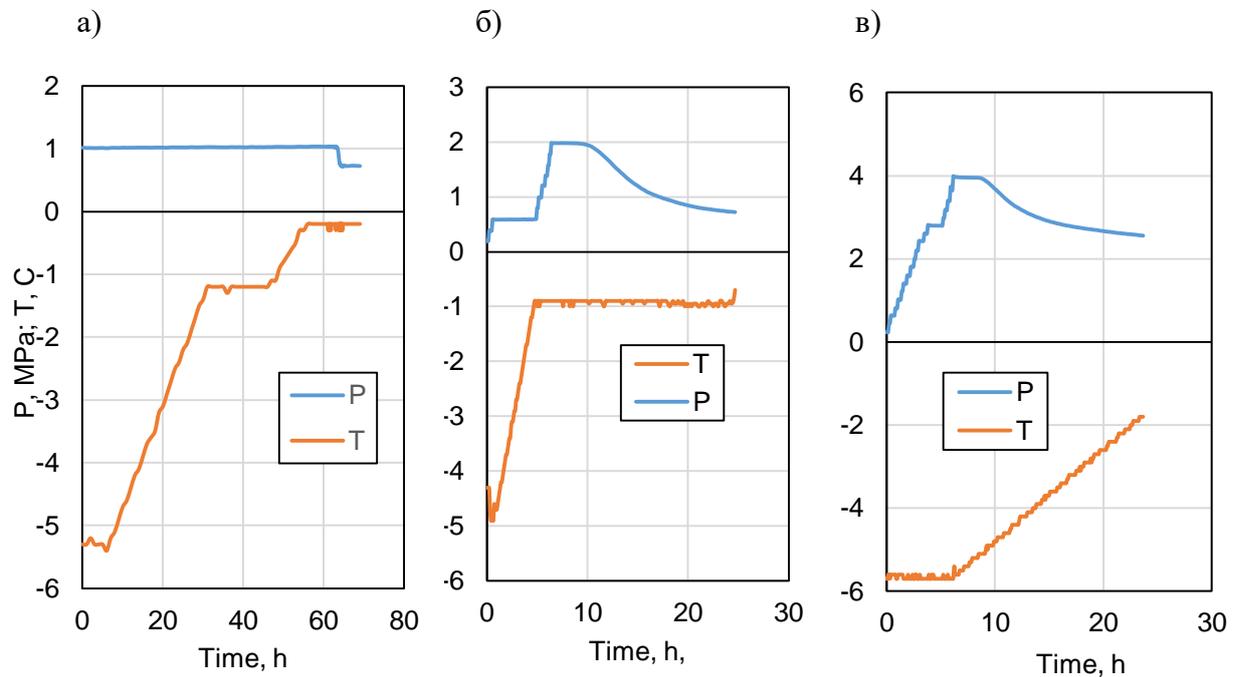


Рис. 2. Изменение давления и температуры во времени в кернодержателе с мерзлым образцом после закачки азота. 1,2,3 – соответственно, эксперименты SC-1, SC-2, SC-4.

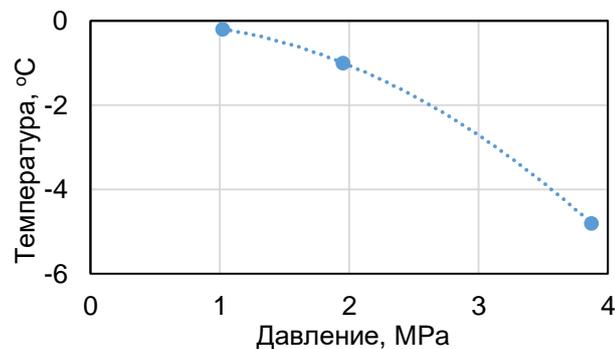


Рис. 3. Зависимость температуры начала фильтрации газа через мерзлых песчано-глинистый образец (W=14%) от перепада давления.

Таблица 3. Оценка максимальная эффективной проницаемость образцов при фильтрации газа

| Перепад давления, МПа | Максимальная эффективная проницаемость, мД | Температура, °С | Конечный перепад давлений, МПа |
|-----------------------|--|-----------------|--------------------------------|
| Образец SC-1 | | | |
| 0,87 | 0,97 | -0,3 | 0,73 |
| 0,62 | 2,93 | -0,3 | 0,36 |

| | | | |
|--------------|------|------|------|
| 0,64 | 1,49 | -0,3 | 0,48 |
| Образец SC-2 | | | |
| 1,5 | 0,23 | -0,9 | 0,58 |
| 1,7 | 0,32 | -0,9 | 0,85 |
| 1,53 | 0,29 | -0,9 | 0,8 |
| 1,69 | 0,23 | -0,9 | 0,98 |
| Образец SC-4 | | | |
| 3,48 | 0,19 | -4,6 | 2,45 |
| 3,57 | 1,11 | -0,9 | 2,5 |
| 3,67 | 1,02 | -0,9 | 2,43 |

В эксперименте с перепадом давления 1 МПа (SC-1) максимальная проницаемость в образце при температуре $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ изменялась в пределах 1-3 мД, а перепад давлений при котором прекращалась фильтрация составлял 0,4-0,7 МПа (табл. 3). В эксперименте SC-1 отмечена некоторая связь перепада давлений, при котором прекращалась фильтрация, с величиной проницаемости. Более высокому зафиксированному значению проницаемости соответствовал более низкий конечный перепад давлений. Исследование этого образца после эксперимента показало некоторое снижение общей влажности образца от 14% до 11,8%, при этом, наибольшее количество влаги ушло с выходного торца образца. Исследование свежего скола образца показало наличие пустых пор размером до 0,2 мм, которые образовались в результате отжата незамерзшей воды газом. В результате миграции влаги под действием градиента давлений по-видимому изменялась конфигурация свободных поровых каналов, что повлияло на величину проницаемости.

В эксперименте с перепадом давления 2 МПа (SC-2) значения максимальной проницаемости образца при температуре $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ также варьировались, но были намного ниже, чем в предыдущем опыте (SC-1) - в пределах 0,2-0,3 мД. В данном эксперименте определенной связи проницаемости и давления прекращения фильтрации не наблюдалось (табл. 3). Исследование образца после эксперимента показало снижение общей влажности образца (до 11,3%) и значительное перераспределение влажности по длине образца. Исследование свежего скола замороженного образца SC-2 показало более однородное строение, чем в эксперименте с перепадом давления 1 МПа. Также на свежем сколе практически не фиксировались полностью пустые поры. Таким образом, можно сделать вывод что при более низкой температуре и большем обжимном давлении в образце SC-2 формирующиеся фильтрационные каналы имеют меньший диаметр, что дает более низкую проницаемость (табл. 3).

В эксперименте с перепадом давления 4 МПа (SC-4) фильтрация газа началась уже при температуре $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Максимальная проницаемость при данной температуре составила 0,19 мД (табл. 3), а фильтрация прекратилась при перепаде давлений 2,45 МПа (табл. 3). Исследование фильтрации газа в этом образце (SC-3) при более высокой температуре - $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ показало повышение проницаемости более чем в 5 раз, до 1,0 - 1,1 мД (табл. 3), при этом окончание фильтрации фиксировалось при перепаде давлений 2,4-2,5 МПа (табл. 3). По окончании эксперимента SC-3 в образце зафиксировано наибольшее снижение общей влажности с 14 до 9,8%. Исследование свежего скола образца показало однородную структуру образца, однако были зафиксированы отдельные пустые поры размером до 0,1 мм, что может указать на формирование каналов фильтрации газа.

Выводы

В ходе методических исследований по оценке фильтрационных свойств мерзлых газонасыщенных пород была разработана экспериментальная методика определения фильтрационных характеристик мерзлых пород в условиях повышения газового давления и температуры мерзлых пород.

На основе разработанной методики по оценки фильтрации газа в мерзлых породах показано, что практически непроницаемые мерзлых породы в условиях повышения газового давления и температуры пород могут становиться проницаемыми.

В ходе экспериментов выявлено, что начало фильтрации газа в мерзлых породах зависит от градиента газового давления и температурных условиях. Экспериментально установлено, что с повышением градиента газового давления температура начала фильтрации смещается в область более низких температур. Для исследованного диапазона перепада давления от 1 до 4 МПа температура начала фильтрации снижалась от $-0,3^{\circ}\text{C}$ при перепаде давления 1 МПа до $-4,6^{\circ}\text{C}$ при достижении перепада давления 4 МПа.

Повышение температуры мерзлых пород способствует снижению необходимого для фильтрации градиента давления. Это обусловлено увеличением содержания незамёрзшей воды в мерзлых породах, которая в условиях существования высоких градиентов давления может отжиматься из мерзлых пород, вызывая дополнительное подплавление порового льда для поддержания фазового равновесия. Кроме того, в области более высоких отрицательных температур могут происходить вязкопластические структурные преобразования скелета. В результате, в мерзлой породе могут формироваться фильтрационные каналы, которые делают ранее непроницаемую мерзлую породу проницаемой. Также, проведенные исследования показали, что при выявленных температурах начала фильтрации газа через мерзлую породу существует конечный перепад давления, при котором фильтрация газа в мерзлую породу прекращается.

Работа выполнена при поддержке компании ТотальЭнерджис и РФФ (проект № 21-77-10074).

Литература

1. Ананян А.А., Арутюнян Н.А., Мазуров В.А., Сильвестров Л.К. О проницаемости мерзлых пород// Мерзлотные исследования, №12, 1972, с. 205-209.
2. Арэ Ф.Э. Проблема эмиссии глубинных газов в атмосферу// Криосфера Земли, т. II, №4, 1998, с. 42-50.
3. Богдавленский В.И., Гарагаш И.А. Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // Арктика: экология и экономика, 2015, №3(19), с. 12-17.
4. Глотов В.Е., Иванов Б.Б., Шило Н.А. Миграция углеводородов через подземную толщу многолетнемерзлых пород// Доклады АН СССР, т.285, №6, 1985, с. 1443-1446.
5. Глотов В.Е. Естественные источники атмосферного метана в криолитозоне// Материалы третьей конференции геокриологов России, МГУ, т.1, 2005, с. 236-240.
6. Оловин, Б.А. Фильтрационная проницаемость вечномерзлых грунтов. Новосибирск: ВО «Наука», 1993, 257 с.
7. Старобинец И.С., Мурогова Р.Н. Экранирующая и проводящая роль пород криолитозоны по отношению к миграционным углеводородам// Геология нефти и газа, №1, 1985, с. 24-27.
8. Хименков А.Н., Станиловская Ю.В. Феноменологическая модель формирования воронок газового выброса на примере Ямальского кратера // Арктика и Антарктика. 2018. № 3. С. 1–25. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.3.27524.
9. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
10. Bogoyavlensky, V.; Bogoyavlensky, I.; Nikonov, R.; Kargina T.; Chuvilin E.; Bukhanov B.; Umnikov A. New catastrophic gas blowout and giant crater on the Yamal Peninsula in 2020: results of the expedition and data processing. Geosciences 2021, 11, 71. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020071>

11. Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y., Ospennikov E.N., Vorobyev S.A., Gunar A.Y., Gorshkov E.I., Chuvilin E.M., Cherbunina M.Y., Kotov P.I., Lubnina N.V., Motenko R.G., Amanzhurov R.M. 2018. Cryovolcanism on the Earth: Origin of a Spectacular Crater in the Yamal Peninsula (Russia). Scientific reports, 8; DOI: 10.1038/s41598-018-31858-9.

12. Chuvilin E. M., Grebenkin S. I., and Sacleux M. Influence of moisture content on permeability of frozen and unfrozen soils // Kriosfera Zemli 20, 3 (2016), 66–72.

13. Chuvilin E., Grebenkin S., and Zhmaev M.. Gas permeability of sandy sediments: Effects of phase changes in pore ice and gas hydrates // Energy and Fuels, 2021. [DOI: <http://dx.doi.org/10.1021/acs.energyfuels.1c00366>]

14. Chuvilin E., Sokolova N., Davletshina D., Bukhanov B., Stanilovskaya J., Badetz C., Spasennykh M. Conceptual Models of Gas Accumulation in the Shallow Permafrost of Northern West Siberia and Conditions for Explosive Gas Emissions // Geosciences 2020, 10, 195; doi:10.3390/geosciences10050195.

15. Chuvilin E., Ekimova V., Davletshina D., Sokolova N., Bukhanov B. 2020a. Evidence of gas emissions from permafrost in the Russian arctic. Geosciences, 10, 383; DOI: 10.3390/geosciences10100383

16. Seyfried M.S, Murdock M.D. Use of air permeability to estimate infiltrability of frozen soil // Journal of Hydrology, 1997, 202, pp. 95 – 107.

17. Yakushev V.S., Semenov A.P., Bogoyavlensky V.I. et al. Experimental modeling of methane release from intrapermafrost relic gas hydrates when sediment temperature change // Cold Regions Science and Technology. 2018. Vol. 149. P. 46–50.

18. Wang J., Zhang L., Zhao J., Ai L., Yang L. Variations in permeability along with interfacial tension in hydrate-bearing porous media // Journal of Natural Gas Science and Engineering, 51, 2018, pp.141–146.

ВЛИЯНИЕ ЗАКАЧКИ CO₂ И ДЫМОВОГО ГАЗА НА ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТЬ ПЕСЧАНОГО ГИДРАТОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА

Жмаев М.В.¹, Чувилин Е.М.¹, Гребенкин С.И.¹, Маерле К.В.¹, Гончарова А.В.¹

¹Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия; email: maksim.zhmaev@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

В данной работе на основе экспериментального моделирования анализируется изменение газопроницаемости в гидратосодержащем песчаном коллекторе при закачке CO₂ и дымового газа в условиях замещения гидрата CH₄ на гидрат CO₂. Установлено, что при закачке наряду с процессом замещения CH₄/CO₂, происходит дополнительное образование гидратов CO₂ из остаточной поровой воды, что приводит к значительному снижению газопроницаемости модельного песчаного коллектора.

THE EFFECT OF CO₂ AND FLUE GAS INJECTION ON THE GAS PERMEABILITY OF A SANDY HYDRATE-SATURATED RESERVOIR

Zhmaev M.V.¹, Chuvilin E.M.¹, Grebenkin S.I.¹, Maerle K.V.¹, Goncharova A.V.¹

¹Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia; email: maksim.zhmaev@skoltech.ru; e.chuvilin@skoltech.ru

In this research, based on experimental modeling, the change in gas permeability in a hydrate-containing sand reservoir during injection of CO₂ and flue gas under conditions of substitution of CH₄ hydrate for CO₂ hydrate was analyzed. It was found that the injection, along with the CH₄/CO₂ replacement process, causes additional formation of CO₂ hydrates from the residual pore water, which leads to a significant decrease in the gas permeability of the model sand collector.

Введение

Криолитозона является областью, где возможно существование газогидратных скоплений [2,4], которые являются перспективным нетрадиционным источником углеводородов. Газовые гидраты могут находиться как непосредственно в толще мерзлых пород, так и в подмерзлотных горизонтах. Наличие газогидратов в поровом пространстве пород влияет на их теплофизические, механические и фильтрационные свойства. Особое внимание, в настоящее время, уделяется фильтрационным свойствам горных пород в криолитозоне, и в частности, их газопроницаемости, которая позволяет оценить возможность миграции углеводородных газов в криолитозоне, а также определить

перспективы добычи природного газа в областях распространения многолетнемерзлых пород из газогидратных коллекторов, находящихся над продуктивными нефтяными и газовыми горизонтами. На сегодняшний день известно три основных способа добычи газа из газогидратных залежей: нагрев, снижение давления, закачка ингибитора в скважину или комбинация этих методов [5]. Закачка в качестве ингибитора CO_2 или дымового газа (смеси CO_2 и N_2) позволяет не просто разложить гидрат метана, а провести его замещение гидратом CO_2 , сохраняя призабойную область коллектора от разрушения. При этом одновременно происходит и захоронение (утилизация) CO_2 в гидратной форме в криолитозоне, что имеет важное экологическое значение. В этой связи возникает необходимость изучения проницаемости гидратосодержащего коллектора.

В данной работе были проведены специальные экспериментальные исследования по оценке изменения газопроницаемости гидратосодержащего модельного коллектора с различным соотношением гидрата метана и воды в поровом пространстве при закачке чистого CO_2 или дымового газа.

Методика экспериментальных исследований

Для исследования газопроницаемости гидратосодержащих грунтовых образцов в условиях $\text{CH}_4 - \text{CO}_2$ замещения была использована оригинальная разработанная авторами методика, позволяющая определять проницаемость пород в условиях различных фазовых переходов поровой влаги (вода-лед-гидрат) [1,3]. Данная методика позволяет моделировать различные тепломассообменные процессы, происходящие в газонасыщенных породах в условиях криолитозоны. Она основана на изучении фильтрации газа через образец грунта на специальной экспериментальной установке, а также дает возможность создавать и поддерживать необходимые термобарические условия для искусственного замораживания и гидратонасыщения грунтовых образцов. Для изучения газопроницаемости льдо- и гидратосодержащих пород использовалась экспериментальная установка, разработанная ООО “ЭкоГеосПром” (рис. 1). Установка позволяет создавать заданные термобарические условия в образцах грунтов в широком диапазоне температур (от -15 до $+30^\circ\text{C}$) и давлений до 10 МПа. В установке можно использовать грунтовые образцы диаметром 30 мм и длиной 30-60 мм.

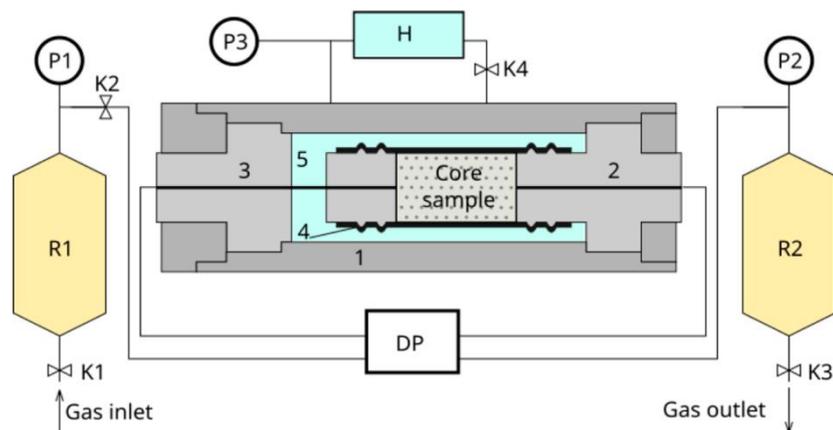


Рис.1. Схема экспериментальной установки по определению газопроницаемости в гидратосодержащих грунтовых образцах. K1–K3 – мембранные клапаны системы подачи газа; R1, R2 – ресиверы системы подачи газа; P1–P3 – датчики давления; DP – датчик дифференциального давления; Н – гидравлический насос с масляным резервуаром; 1 – кернодержатель; 2,3 – система подачи газа; 4 – резиновая манжета; 5 – камера с маслом.

Экспериментальная оценка изменения газопроницаемости гидратосодержащих пород до и после $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ замещения проводилась на образцах песчано-глинистой смеси, приготовленной из кварцевого песка (0,1 – 0,5мм) с добавлением 25% монтмориллонитовой глины.

Методика включала несколько этапов. Вначале готовилась песчано-глинистая смесь с заданным значением влажности. Затем приготовленный грунт послойно уплотнялся в специальную пластиковую гильзу длиной 60 мм и диаметром 30 мм для задания цилиндрической формы образца, после чего данная гильза помещалась в морозильную камеру. После промораживания образца, он извлекался из пластиковой гильзы и устанавливался в охлажденный кернодержатель фильтрационной установки, которая находилась в специальной климатической камере с регулируемой температурой. Далее производилось ступенчатое обжатие образца до 7 МПа, вакуумирование системы и закачка метана в мерзлый образец при температуре -5°C до давления 5 МПа. Закачка метана сопровождалась периодическим определением газопроницаемости. Процесс гидратонасыщения образца начинался при отрицательных температурах (-5°C), в дальнейшем для активизации гидратообразования использовались циклические изменения температуры от -5°C до $+1^\circ\text{C}$. По окончании стадии насыщения образца гидратом метана давление в кернодержателе установки при температуре $+1^\circ\text{C}$ снижалось до 3 МПа. Затем после вакуумирования ресиверов производилась закачка углекислого газа либо газовой смеси в ресиверы и продувка образца газом-заместителем при давлении 2,5-3 МПа бар для чистого CO_2 и 3,5-4 МПа для смеси с содержанием CO_2 55% и N_2 45%. После закачки газа проводился отбор проб газа из второго ресивера на хроматографический анализ для определения количества метана, извлеченного из образца. В дальнейшем производились периодические продувки образца углекислым газом с определением количества извлеченного метана. По окончании фильтрационного эксперимента давление в системе снижалось и определялось конечное гидратосодержание образца, а после извлечения образца и некоторые конечные физические характеристики.

Изменение газопроницаемости гидратосодержащего коллектора до и после закачки CO_2 и дымового газа

При проведении экспериментов было подготовлено 3 песчано-глинистых образца нарушенного сложения. Основные физические характеристики грунтовых образцов, использованных в фильтрационных экспериментах представлены в табл. 1.

Табл.1. Характеристики исследуемого образца до гидратообразования.

| № опыта | Влажность, % | Плотность, г/см^3 | Пористость, д.е. | Исходная льдонасыщенность (S_i , %) |
|---------|--------------|----------------------------|------------------|--|
| F1 | 11,3 | 1,81 | 0,39 | 51,45 |
| F2 | 11,3 | 1,69 | 0,43 | 42,0 |
| F3 | 11 | 1,59 | 0,46 | 37,1 |

Как следует из представленных в таблице 1 данных, грунтовые образцы до гидратообразования имели влажность около 11 %, а их льдонасыщенность (S_i)

составляла от 37 до 52%. В ходе насыщения образцов гидратами метана их газопроницаемость закономерно снижалась табл. 2.

Табл.2. Изменение эффективной газопроницаемости по метану грунтовых образцов до (числитель) и после (знаменатель) гидратонасыщения.

| № опыта | T, °C | $S_{i(w)}$, % | S_h , % | K_h , д.е. | K, мД |
|---------|-------|----------------|-----------|--------------|--------------|
| F1 | -5/+1 | 51,45/12,22 | 0/52,20 | 0/0,74 | 38,98/1,1 |
| F2 | -5/+1 | 42,0/31,0 | 0/16,4 | 0/0,26 | 261,77/84,14 |
| F3 | -5/+1 | 37,1/11,8 | 9/35,6 | 0/0,67 | 289,66/24,90 |

Так в образце F1 эффективная газопроницаемость (K) при переходе 74% влаги в гидрат метана снизилась более чем на порядок от 38,98 мД до 1,1 мД. В образцах F2 и F3 это снижение в зависимости от исходной степени влагонасыщенности и доли влаги, перешедшей в гидрат (K_h) составило от 3 до 10 раз. После насыщения гидратом метана проницаемость образцов F2 и F3 составила 84,14 мД и 14,90 мД, соответственно. Далее в гидратонасыщенные грунтовые образцы в экспериментах F1 и F2 проводилась закачка CO_2 для оценки изменения газопроницаемости в процессе $CH_4 - CO_2$ замещения. В эксперименте F1 уже через час после закачки CO_2 газопроницаемость снизилась до 0,5 мД, а к концу эксперимента оказалась ниже предела измерения установки ($< 0,01$ мД).

В эксперименте F2 расчет изменения параметров гидратосодержания после закачки CO_2 проводился на основе хроматографического анализа газа. Было получено, что за первые полчаса наблюдения в гидрат CO_2 перешло 0,07 д.е. поровой влаги, тогда как коэффициент гидратности (K_h) по метану снизился на 0,03 д.е. и составил 0,23 д.е. (Рис. 2А). Через 1,35 часа после начала эксперимента, коэффициент гидратности по CO_2 составлял 0,14 д.е., а по CH_4 - 0,21 д.е. Через 3,33 часа в гидрат CO_2 перешло 0,2 д.е. поровой влаги. Скорость разложения гидрата CH_4 была на том же уровне, и коэффициент гидратности составил 0,19 д.е. В дальнейшем процесс разложения гидрата CH_4 практически остановился. Через 72 часа после начала эксперимента K_h по метану составил 0,16 д.е. Активное образование гидрата CO_2 фиксировалось в первые сутки после закачки газа (рис. 2А). Далее процесс образования гидрата CO_2 затухал и на конец наблюдений K_h по CO_2 составлял 0,35 д.е.

Данные по изменению газопроницаемости после закачки CO_2 в метанонасыщенный образец при температуре $+1^\circ C$ показывают, что проницаемость по газу CO_2 сильно снижается в первые 3 часа после закачки с 164,09 мД до 72,91 мД, а в дальнейшем изменения проницаемости практически не происходит (рис.2Б).

Анализ зависимости коэффициентов гидратности для метана и коэффициентов гидратности для CO_2 после закачки двуокиси углерода демонстрирует практически линейное снижение коэффициента гидратности для CH_4 при повышении коэффициента гидратности CO_2 . При этом наблюдается более интенсивное повышение K_h для CO_2 , по сравнению со снижением K_h для CH_4 , что свидетельствует об образовании гидрата CO_2 не только за счет $CH_4 - CO_2$ замещения, но и за счет гидратообразования из остаточной поровой воды. В результате наблюдается повышение общей степени заполнения порового пространства грунта гидратами и водой во времени, что в конечном итоге и приводит к снижению газопроницаемости грунтового образца насыщенного гидратом метана после закачки CO_2 . Если в начале закачки CO_2 газопроницаемость составляла 164,09 мД при общей степени заполнения пор 47,4%, то в конце эксперимента проницаемость снизилась до 77 мД, а общая степень заполнения пор повысилась до 57% (рис.3).

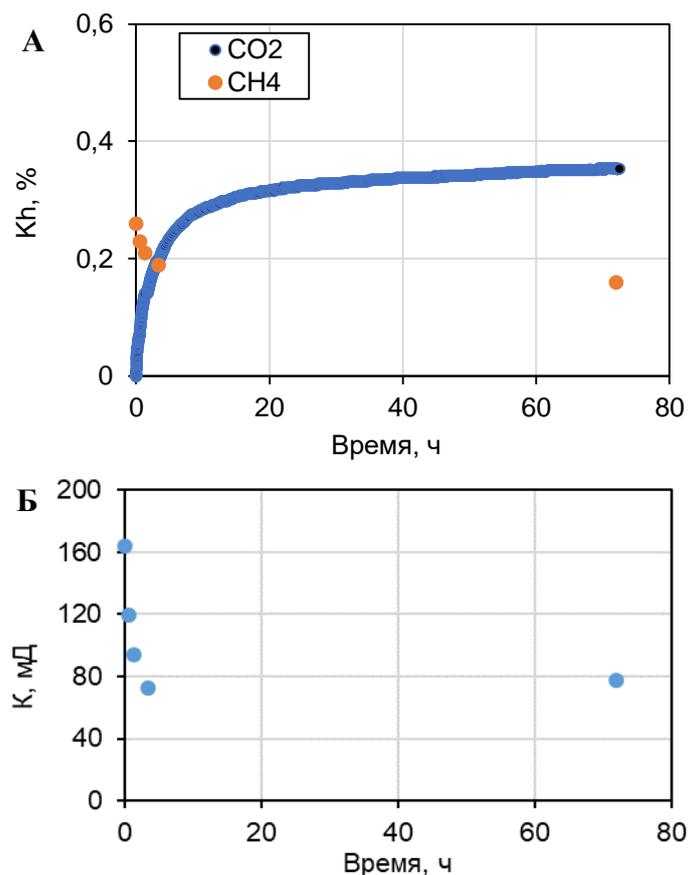


Рис.2. Изменение коэффициента гидратности (K_h) метана и углекислого газа (А), и эффективной газопроницаемости (Б) по CO_2 во времени в эксперименте F2 после закачки двуокиси углерода.

В эксперименте F3 после закачки дымового газа, содержащего 55% CO_2 и 45% N_2 , за 48 часов эксперимента насыщенность порового пространства образца гидратом CH_4 снизилось на 10,3%, а насыщенность гидратом CO_2 достигла 7,4% по данным хроматографических исследований газовых проб. Таким образом, изменение гидратонасыщенности оказалось практически пропорциональным. Изменение газопроницаемости образца после закачки дымового газа было незначительным и фиксировалось лишь в первые часы после закачки. Так, в первые 2,5 часа газопроницаемость снизилась от 79,47 мД до 75,51 мД, а дальнейшее изменение было в пределах погрешности. На момент окончания эксперимента (через 48 часов) проницаемость составляла 75,02 мД.

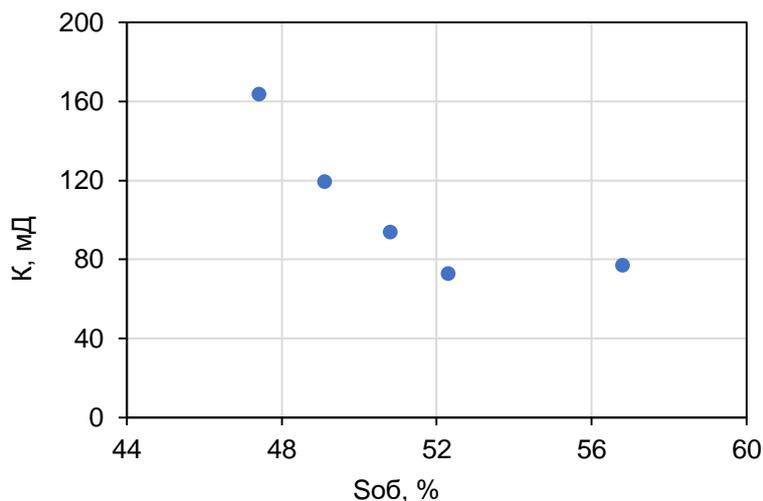


Рис.3. Связь газопроницаемости (К) с общей степенью заполнения пор гидратом и льдом ($S_{об}$) после закачки CO_2 в грунтовый образец в эксперименте F2.

Заключение

В ходе проведенных исследований была разработана методика экспериментального определения газопроницаемости гидратосодержащих коллекторов при закачке CO_2 и дымового газа и оценке изменения их газопроницаемости в процессе $CH_4 - CO_2$ замещения. Результаты исследования, полученные на основе разработанной методики, показали, что проницаемость гидратосодержащего коллектора после закачки CO_2 и дымового газа в процессе $CH_4 - CO_2$ замещения и дополнительного образования гидрата CO_2 из остаточной поровой влаги, как правило, снижается. Интенсивность этого снижения зависит от суммарной степени заполнения пор гидратом и водой, а также от начальной доли влаги, находящейся в гидратной форме. При увеличении суммарной степени заполнения пор гидратом и водой, а также с уменьшением коэффициента гидратности, газопроницаемость коллектора после закачки CO_2 и дымового газа резко снижается. Особенно значительное снижение наблюдается при дополнительном образовании гидрата CO_2 из остаточной воды при низком исходном значении коэффициента гидратности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-55-51001) и РНФ (проект № 21-77-10074).

Литература

1. Чувиллин Е.М., Гребенкин С.И., Давлетшина Д.А., Жмаев М.В. Влияние гидратообразования на изменение газопроницаемости мерзлых песчаных пород // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV, № 2. с. 40–47.
2. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009, 192 с.
3. Chuvilin E.M., Grebenkin S.I., Zhmaev M.V. Gas Permeability of Sandy Sediments: Effects of Phase Changes in Pore Ice and Gas Hydrates // Energy&Fuels. 2021. V. 39, № 8. p. 7874-7882.
4. Giavarini C., Hester K. Gas Hydrates: Immense Energy Potential and Environmental Challenges. – L.: Springer London, 2011, 173 p.
5. Shaibu R., Sambo C., Guo B., Dudun A. An assessment of methane gas production from natural gas hydrates: Challenges, technology and market outlook // Advances in Geo-Energy Research. 2021. V.5, №3. p. 318-322.

ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ ДИССОЦИАЦИИ ГАЗОГИДРАТА ПРОПАНА ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ И ТОЛЩИНЫ КОРКИ ЛЬДА НА ЕГО ПОВЕРХНОСТИ

Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; zag-2-57@yandex.ru

Успешно реализована консервация газогидрата пропана, образованного из замороженных водных растворов поливинилпирролидона (ПВП). Результаты экспериментов показывают, что ее эффективность увеличивается с ростом толщины корки льда, образующейся на поверхности газогидрата при его диссоциации. При этом установлено, что экранирующее действие корки льда зависит от температуры образца и уменьшается практически до нуля вблизи 273 К. Для ряда температур определена минимальная толщина корки льда, при которых имеет место консервация исследуемого газогидрата.

DEPENDENCE OF THE DISSOCIATION RATE OF PROPANE GAS HYDRATE ON THE TEMPERATURE AND THICKNESS OF THE ICE CRUST ON ITS SURFACE

Zavodovsky A.G., Madygulov M.Sh., Reshetnikov A.M.

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia; zag-2-57@yandex.ru

The conservation of propane gas hydrate formed from frozen aqueous solutions of polyvinylpyrrolidone (PVP) has been successfully implemented. The results of the experiments show that its efficiency increases with an increase in the thickness of the ice crust formed on the surface of the gas hydrate during its dissociation. It was found that the shielding effect of the ice crust depends on the sample temperature and decreases almost to zero near 273 K. For a number of temperatures, the minimum ice crust thickness at which conservation of the studied gas hydrate takes place is determined.

В данной работе с помощью метода P - V - T измерений исследована кинетика диссоциации объемных образцов газогидрата пропана, полученных из замороженных водных растворов поливинилпирролидона (ПВП) с концентрацией 0,75 %. Для достижения высокой степени перехода воды/льда в газогидрат использовали режим термоциклирования образца в интервале температур [258,2 ÷ 273,3] К по методике, описанной в работах [1, 2].

Анализ полученных экспериментальных данных показал, что на скорость диссоциации исследуемых образцов газогидрата пропана на лед и газ в наибольшей степени влияет толщина корки льда, образованной на поверхности газогидрата, и, движущая сила процесса диссоциации $\Delta P = P_{eq1} - P$ (P_{eq1} - давление фазового равновесия “лед-гидрат-газ”; P – давление газа). Установлено, что при толщине льда более 40 мкм определяющим фактором становится толщина корки льда, образованной на поверхности диссоциирующего газогидрата. С учетом этого были получены зависимости скорости диссоциации от толщины корки льда, образующейся на поверхности газогидрата в процессе его диссоциации. Основной массив данных получен при температурах образца 255 К, 263 К и 269 К. Характерный вид зависимости скорости диссоциации от толщины корки льда изображен на рис. 1.

Согласно представленным данным скорость диссоциации чувствительна к изменениям толщины корки льда при прочих равных условиях. Так она уменьшается на несколько порядков при изменении толщины корки льда на поверхности исследуемого газогидрата от 300 мкм до 800 мкм. Следует отметить, что при толщине корки льда равной 900 мкм скорость диссоциации достигает аномально низких значений ~ 0,05 кПа/час и при дальнейшем увеличении толщины корки льда становится практически равной нулю. Констатируем, что в данном случае имеет место консервация газогидрата пропана, образованного из замороженного водного раствора ПВП с концентрацией полимера равной 0,75%.

Следует также отметить, что при одной и той же толщине корки льда на поверхности исследуемого газогидрата скорость диссоциации уменьшается на несколько порядков при увеличении температуры образца от 255 К до 269 К. При этом прослеживается следующая тенденция: чем выше температура образца, тем при меньшей толщине корки льда наступает эффект консервации исследуемого газогидрата. В частности получено, что при температуре 263 К данный эффект имеет место при толщине льда более 450 мкм, а при температуре 269 К достаточно всего 180 мкм льда, чтобы законсервировать исследуемый газогидрат.

Как следует из представленных на рис.2 данных, экранирующее действие корки льда,

находящейся на поверхности газогидрата пропана, сохраняется до температуры ~272 К. Однако при приближении к 273 К наблюдается заметный рост давления. Этот факт связываем с разрыхлением структуры льда и, соответственно, аннулированием консервации исследуемого газогидрата пропана по мере приближения температуры образца к температуре плавления льда.

Работа выполнена по госзаданиям № 121041600040-3, № 1021110317891-3-2.4.2 и финансовой поддержке гранта РФФИ и Тюменской области (проект № 20-43-720002).

Литература

1. Власов В.А., Заводовский А.Г., Нестеров А.Н., Решетников А.М., Ширшова А.В., Пульдас Л.А., Данык М.Ю. Гидратообразование при термоциклировании образцов дисперсного льда по данным метода ядерного магнитного резонанса // Вестник Тюменского Государственного университета, 2011. №7. С. 73-81.
2. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Кинетика роста газогидрата фреона-12 при термоциклировании образца // Криосфера Земли, 2017. том 21. № 5. С. 55–62.

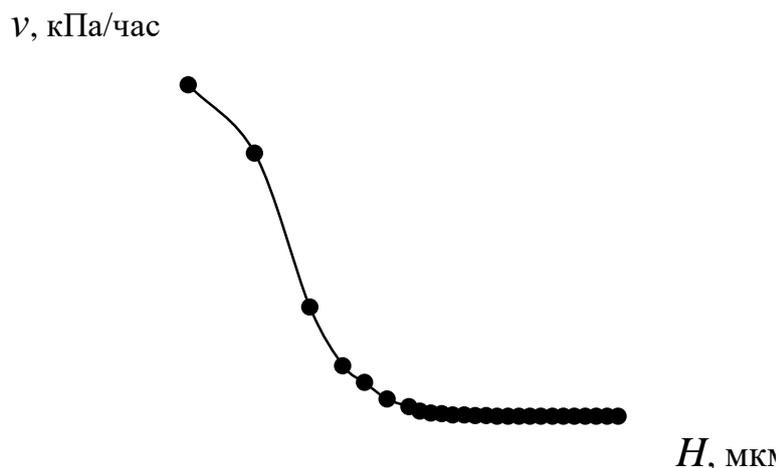


Рис. 1. Зависимость скорости диссоциации газогидрата пропана от толщины корки льда на его поверхности. Температура образца 255 К. Концентрация ПВП равна 0,75%.

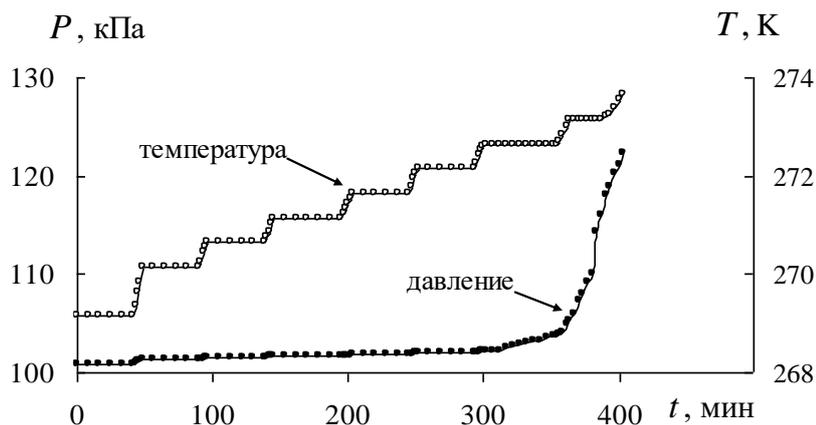


Рис. 2. Изменение давления газа в ячейке с законсервированным газогидратом пропана при повышении температуры образца. Концентрация ПВП 0,75 %. Толщина корки льда на поверхности газогидрата 210 мкм.

ТЕРМОДИНАМИКА НЕКЛАТРАТНОЙ ВОДЫ В ГРУНТОВЫХ СИСТЕМАХ

Истомин В.А.^{1,2}, Чувиллин Е.М.², Сергеева Д.В.², Буханов Б.А.², Соколова Н.С.²

¹ООО «Газпром ВНИИГАЗ» (Москва, Россия), V_Istomin@vniigaz.gazprom.ru

²АНОО ВПО «Сколковский институт науки и технологий» (Москва, Россия), D.Sergeeva@skoltech.ru

Обсуждается термодинамика неклатратной воды в пористых средах. Получены аналитические зависимости влияния давления газа-гидратообразователя на содержание неклатратной воды в грунтовых системах при фиксированной температуре. Приведены качественные закономерности влияния давления газа на содержание неклатратной воды. Подробно рассмотрена методика термодинамических расчетов неклатратной воды в грунтах и связь между незамерзшей водой и неклатратной водой.

THERMODYNAMICS OF NON-CLATHRATED WATER IN SOIL SYSTEMS

Istomin V.A.^{1,2}, Chuvilin E.M.², Sergeeva D.V.², Bukhanov B.A.², Sokolova N.S.²

¹Gazprom VNIIGAZ LLC (Moscow, Russia), V_Istomin@vniigaz.gazprom.ru

²Skoltech «Skolkovo Institute of Science and Technology» (Moscow, Russia), D.Sergeeva@skoltech.ru

Thermodynamics of non-clathrate water in porous media are discussed. The analytical dependences on the gas pressure influence on the of non-clathrate water content in the soil systems at a fixed temperature are derived. The qualitative regularities are presented for the gas pressure influence on the non-clathrate water content. The technique for the thermodynamic calculations of non-clathrate water in soils and connection between unfrozen water and non-clathrate water are considered in detail.

Проблема фазового равновесия газогидратов в пористых средах имеет давнюю историю. Российские ученые впервые обратили внимание на эту проблему в 1960-х годах 20 века при анализе возможности газогидратных скоплений в зоне распространения многолетних мерзлых пород. Первые экспериментальные данные по условиям существования гидратов в поровом пространстве были получены Ю.Ф.Макогоном в середине 60-х годов прошлого века при обосновании существования природных газогидратов в породах-коллекторах [13]. Эти результаты показали, что термобарические условия для гидратов в поровом пространстве пород могут отличаться от условий в свободном объеме. Для оценки влияния пористых сред в термодинамическую модель существования гидратов был добавлен новый параметр для описания поровой воды в одиночном капилляре заданного радиуса. В последующих исследованиях пористая среда также рассматривалась как система со средним радиусом капилляра. Как правило, значение $\cos\theta$ (θ – контактный угол) для гидрофильных капилляров принималось равным единице. Такая модель дает величину температурного сдвига кривой гидратообразования в зависимости от радиуса капилляра (сдвиг увеличивается при уменьшении радиуса капилляра). Затем последовали многочисленные попытки экспериментального изучения газогидратных условий в различных пористых средах [1, 3, 7, 8, 15-19], а также попытки представить теоретические оценки для описания распределения по размерам и его влияния на фазовое равновесие в пористой среде [2, 11, 12, 14, 20].

В настоящее время теоретический подход для реальной грунтовой системы, заключающийся в задании структуры порового пространства в виде определенного распределения капилляров по размерам и расчете по этому распределению термодинамических свойств поровой воды, имеет лишь методологическое значение [10]. Это связано с тем, что реальные пористые среды (почвы, горные породы) могут рассматриваться как системы капилляров только на качественном уровне. Такая теоретическая схема применима для модельных пористых сред с узким распределением капилляров по размерам, как это рассмотрено в [10]. Тогда как для грунтовых систем предпочтительнее другой подход, при котором термодинамические свойства поровой

воды в образце пористой среды непосредственно измеряются в зависимости от содержания воды в образце. Экспериментальные данные о свойствах поровой воды (измерения активности поровой воды или содержания незамерзшей воды в образцах) делают возможными последующие термодинамические расчеты содержания поровой воды в равновесии с газом, гидратом и льдом.

Нашей основной задачей является выявление влияния давления гидратообразующего газа на содержание поровой воды в образце, находящемся в равновесии с гидратами при рассматриваемой температуре. Такая поровая вода в почвах/грунтах называется неклатратной водой. Таким образом, неклатратная вода – это жидкая вода в образце пористой среды (грунта или осадочной породы) при давлении P , находящаяся в термодинамическом равновесии с гидратообразующим газом и газогидратом в объемной фазе. Давление P должно быть больше, чем P_{eq} - равновесное давление гидратообразования (соответствующее равновесию с объемной водой или льдом).

Впервые термин «неклатратная вода» был введен в наших работах [5, 6] по аналогии с понятием незамерзшей воды. В настоящее время этот термин уже активно используется в литературе. В отличие от незамерзшей воды понятие неклатратной воды применимо как к отрицательным, так и к положительным по Цельсию температурам. На P, T -диаграмме схематически показаны (рис.1) области существования незамерзшей и неклатратной воды. Красная точка характеризует незамерзшую воду и ее содержание в образце W_0 . При повышении давления газа равновесное содержание незамерзшей воды несколько увеличивается. В точке пересечения с линией равновесия газ-лед-гидрат сосуществуют четыре фазы: газ, лед, гидрат и поровая жидкая вода. Выше этой точки в системе нет льда, и мы начинаем называть поровую воду неклатратной водой.

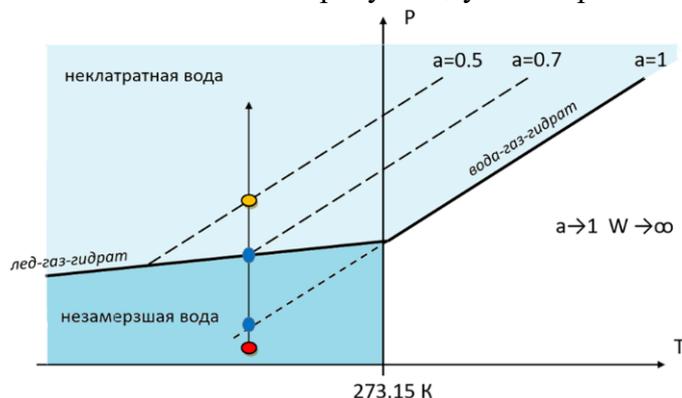


Рис.1. Области существования незамерзшей и неклатратной воды на P, T диаграмме

Причем количество неклатратной воды в образце пористой среды зависит от давления газа гидратообразователя и с ростом давления ее равновесное количество уменьшается. При положительной по Цельсию температуре неклатратную воду можно рассматривать только при давлениях, выше давления трехфазного равновесия «объемная вода – газ – объемный гидрат». С увеличением давления газа количество неклатратной воды уменьшается, наоборот при стремлении P к P_{eq} эта величина формально стремится к бесконечности. Тогда как при отрицательной по Цельсию температуре с ростом давления газа количество поровой воды (незамерзшей воды) сначала увеличивается, но после пересечения квадрупольной точки (равновесие: «газ – поровая вода – объемный лед – объемная гидратная фаза») количество поровой (неклатратной) воды с ростом давления начинает уменьшаться (рис.2).

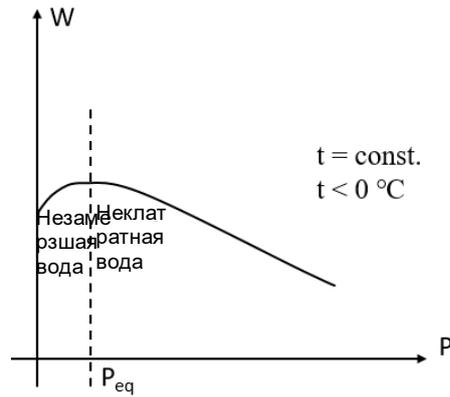


Рис.2. Качественная зависимость влияния давления газа-гидратообразователя на равновесное содержание незамёрзшей и неклатратной воды

Аналитические формулы влияния давления газа на равновесное содержание неклатратной воды

Ранее был разработан простой термодинамический метод [4, 9, 10] определения зависимости незамёрзшей воды в пористом образце от влажности образца (температурная зависимость содержания незамёрзшей воды) на основе экспериментального определения активности воды (или потенциала воды) при положительных температурах Цельсия (главным образом около комнатной температуры). Активность поровой воды в почвенной системе вводится по аналогии с водными растворами:

$$a = \frac{p_{wpor}}{p_w}, \quad (1)$$

где p_{wpor} – парциальное давление паров воды над испытуемым образцом при фиксированной влажности образца W , p_w – давление паров над объемной фазой жидкой воды.

Для измерения активности поровой воды при атмосферном давлении был использован прибор WP4-C (разработка Decagon Devices).

Ниже получены некоторые термодинамические соотношения для содержания неклатратной воды в зависимости от давления, предполагая наличие данных об активности поровой воды от влажности образца.

Рассмотрим при давлении P равновесие «газ-гидратообразователь – поровая вода – объемная фаза гидрата» при фиксированной температуре T ($T > 273,15 K$). Случай $T < 273,15 K$ может быть рассмотрен аналогично. Необходимо вывести аналитическую формулу, связывающую активность поровой воды a при ее равновесии с газом-гидратообразователем с летучестью газовой фазы (летучесть газа обозначим через f , а его давление через P). При этом используем в качестве опорной линию трехфазного равновесия «газ – объемная фаза воды – гидрат» (на опорной кривой активность воды a равна 1, давление газа P_{eq} , его летучесть f_{eq}), причем $P > P_{eq}$. Значения летучести газа и его давления на опорной кривой известны, если задан газ-гидратообразователь. Используя термодинамическую модель газового гидрата Ван-дер-Ваальса - Платтеу и Барера-Стюарта можно вывести следующую зависимость:

$$v_1 RT \ln \left(\frac{1+c_1 f}{1+c_1 f_{eq}} \right) + v_2 RT \ln \left(\frac{1+c_2 f}{1+c_2 f_{eq}} \right) - \Delta V_{hw} \cdot (P - P_{eq}) + RT \ln \left(\frac{1-x}{1-x_{eq}} \right) + RT \ln a = 0, \quad (2)$$

где v_1, v_2 – кристаллохимические константы, для структуры гидрата I имеем $v_1 = \frac{1}{23}, v_2 = \frac{3}{23}$, а для структуры гидрата II - $v_1 = \frac{2}{17}, v_2 = \frac{1}{17}$;

$C_1 = C_1(T)$, $C_2 = C_2(T)$ – константы Ленгмюра для большой и малой полостей (зависящие только от температуры);

R – универсальная газовая постоянная, $R = 8,3146$ Дж/(моль·К);

$\Delta V_{hw} = 4,595$ и $5,045$ см³/моль для структуры I и II, соответственно.

T – температура, К;

P , f – давление и летучесть газа на линии трехфазного равновесия «газ - поровая вода - объемная фаза гидрата», МПа;

P_{eq} , f_{eq} – давление и летучесть газа на линии трехфазного равновесия газ- объемная фаза воды - объемная фаза гидрата (на опорной кривой), МПа;

x – растворимость газа в воде, мол.доля.

Уравнение (2) дает возможность проводить необходимые термодинамические расчеты, т.к. оно связывает давление газа гидратообразователя P (через летучесть f газовой фазы) и активность поровой влаги a . Следует отметить, что при использовании уравнения (2) необходимо знать константы Ленгмюра газа-гидратообразователя в рассматриваемой гидратной решетке (структур I или II). Однако не требуется информация о термодинамических свойствах незаполненной гидратной решетки.

Схема термодинамического расчета состоит в следующем. Пусть экспериментально определена зависимость величины активности воды a от влажности образца W . Из (2) при заданном значении давления $P > P_{eq}$ может быть определена величина a , по значению которой и определяется искомая влажность образца W . Таким образом, устанавливается связь между давлением газа и равновесной влажностью образца W (т.е. определяется содержание неклатратной воды от давления газа-гидратообразователя при рассматриваемой температуре).

Формулу (2) можно упростить и записать в приближенном виде для ряда практически важных случаев.

Пусть имеют место высокие степени заполнения (близкие к единице) как малых, так и больших полостей в гидратной структуре, т.е. $\theta_1 \approx 1$ и $\theta_2 \approx 1$. Тогда можно получить:

$$\frac{f}{f_{eq}} = \left(\frac{b}{b_{eq}} \right)^{\frac{1}{v_1+v_2}}; \quad (3)$$

где:

$$b = a(1 - x) \cdot \exp \left(-\frac{\Delta V_{hw} \cdot (P - P_0)}{RT} \right);$$

$$b_{eq} = (1 - x_{eq}) \cdot \exp \left(-\frac{\Delta V_{hw} \cdot (P_{eq} - P_0)}{RT} \right);$$

$$n = \frac{1}{v_1+v_2} \text{ – предельное гидратное число;}$$

z - фактор сжимаемости газа при давлении P ;

z_{eq} - фактор сжимаемости газа при давлении P_{eq} .

Так, n принимает значение 5,75 для гидратов структуры I и 5,67 для гидратов структуры II (при заполнении и больших и малых полостей).

Следует отметить, что для идеального газа летучесть совпадает с давлением, а для слабо неидеального газа $f \approx zP$. Отсюда следует, что при низких давлениях газа можно пользоваться приближенными соотношениями:

$$\frac{f}{f_{eq}} \approx \frac{P \cdot z}{P_{eq} \cdot z_{eq}} \approx \frac{P}{P_{eq}}.$$

Важно подчеркнуть, что в формуле (3) уже отсутствуют константы Ленгмюра. Это означает, что формулу (3) можно использовать, если известна активность воды как функция влажности грунтового образца (при атмосферном давлении), а также опорная кривая гидратообразования для объемной фазы воды (в этом случае активность воды равна 1).

Рассматриваемый случай характерен для метана, природных газов газовых и газоконденсатных месторождений. Тогда как для гидрата диоксида углерода нельзя непосредственно использовать формулу (3) с предельными степенями заполнения, т.к. малая полость гидратной структуре I для гидрата диоксида углерода слабо заполнена и ее степень заполнения зависит от температуры и давления. Однако, как показали тестовые расчеты для гидрата диоксида углерода также можно использовать соотношение (3) вместо соотношения (2), но при фактическом гидратном числе, рассчитанном на линии трехфазного равновесия (гидратное число в диапазоне 6,5-7,0).

При близкой к единице степени заполнения в гидратной структуре только больших полостей, $\theta_2 \approx 1$, и когда степень заполнения малых полостей $\theta_1 \approx 0$ формула (3) преобразуется в формулу (4)

$$\frac{f}{f_{eq}} = \left(\frac{b}{b_{eq}} \right)^{-\frac{1}{v_2}}, \quad (4)$$

где гидратное число $n = \frac{1}{v_2}$ для структуры I $n = 7,67$, а для гидратов структуры II $n = 17$ (случай заполнения только больших полостей).

Полученная зависимость (3) (и ее частный случай - соотношение (4)) дает возможность без проведения дополнительных экспериментов осуществлять расчеты неклатратной воды с одной температуры на другую температуру (для данного газа-гидратообразователя), а также делать пересчеты (с некоторым приближением) на другие газы-гидратообразователи.

Также следует отметить, что для расчета неклатратной воды при отрицательных по Цельсию температур формулу (3) можно модифицировать. В модифицированном варианте в качестве опорной линии следует использовать линию трехфазного равновесия «газ – объемная фаза льда – объемная фаза гидрата».

Термодинамический расчет количества неклатратной воды

Используем экспериментальные данные по зависимости активности a поровой влаги от весовой влажности, $a = a(W)$. Зададим температуру T , а также газ-гидратообразователь. Из известной кривой трехфазного равновесия «газ – объемная вода – гидрат» при заданной температуре находим давление P_{eq} . Для значений T и P_{eq} определяем величины x_{eq} , f_{eq} и z_{eq} . Используя полученные значения, из заданного значения активности воды a рассчитываем по формуле (3), величины b_{eq} и b и затем летучесть газа f . Далее от летучести газа f переходим к давлению P (с использованием уравнения состояния для рассматриваемого газа).

Другой вариант расчета – использование экспериментальных данных по кривой незамерзшей воды $W(t)$, т.е. зависимость содержания незамерзшей воды от отрицательной по Цельсию температуры. Здесь используем приближенную формулу зависимости активности порового раствора от его температуры замедания:

$$a = 1 + 9.6768 \cdot 10^{-3} \cdot t + 4.1769 \cdot 10^{-3} \cdot t^2,$$

по которой находим зависимость активности поровой воды от влажности образца. Далее из активности a по формуле (3) рассчитываем значение летучести газа с последующим пересчетом на его давление.

Используя предложенную выше расчетную методику были проведены расчеты зависимости содержания неклатратной воды в образце каолиновой глины от давления метана при температуре $-7,5$ °С, исходя из экспериментальных данных по кривой незамерзшей воды, полученной при атмосферном давлении. Далее проведено сравнение содержания неклатратной воды по расчету с экспериментальными данными, полученными контактным методом. (рис. 3).

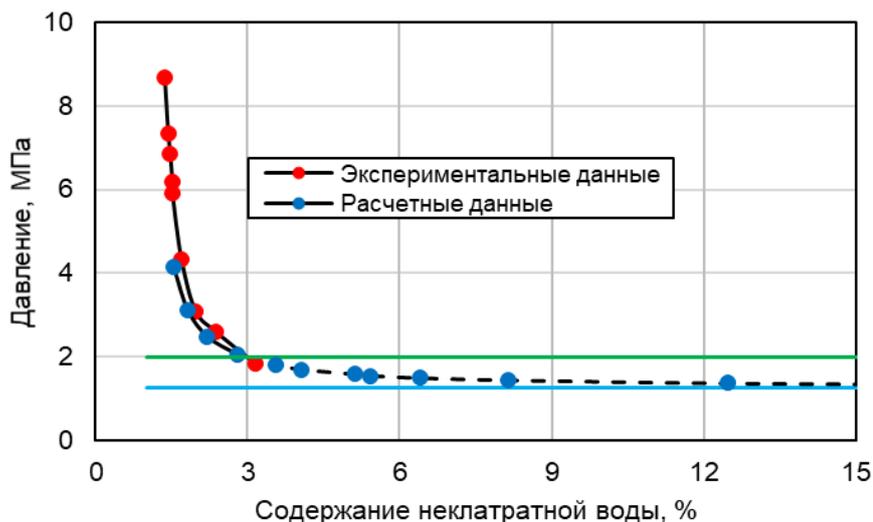


Рис.3. Зависимость содержания неклатратной воды в образце каолининовой глины от давления метана при температуре $-7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На рис. 3 голубая горизонтальная линия - равновесное давление $P_{eq} = 1,26\text{ МПа}$ при температуре $-7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (для равновесия «переохлажденная вода – газ - гидрат»). Зеленая линия - равновесное давление на линии равновесия «лед – газ – гидрат». Прямые экспериментальные данные определения неклатратной воды, полученные контактным методом при разных давлениях, показаны красными точками, а расчетные данные - с использованием кривой незамерзшей воды - синими точками. Пунктиром показана метастабильная (гипотетическая) область существования неклатратной воды (по расчету).

Заключение

Таким образом, получены аналитические соотношения, описывающие достаточно точно равновесие «газ – поровая вода – газовый гидрат». Эти соотношения в явной аналитической форме представляют влияние давления газа-гидратообразователя на равновесное содержание поровой воды (неклатратной воды) в образце породы через ее активность. Это формулы и рекомендуются для практического использования. Для их применения надо иметь данные, связывающие активность поровой влаги с влажностью образца (их можно получить прямым измерением, с использованием прибора WP4-C, либо пересчитать зависимость активности поровой воды от влажности образца из кривой незамерзшей воды, полученной каким-либо экспериментальным методом при атмосферном давлении). Важным моментом является применение опорной кривой гидратообразования (линии трехфазного равновесия «газ - гидратообразователь – объемная фаза воды (или льда) – объемная фаза гидрата»). Также следует отметить, что полученные соотношения дают возможность пересчитывать содержание неклатратной воды в образце пористой среды для заданного газа-гидратообразователя с одной температуры на другую, а также переносить зависимости неклатратной воды с одного газа-гидратообразователя на другой газ-гидратообразователь.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 21-77-10074).

Литература

1. Anderson, R., Llamedo, M., Tohidi, B., Burgass, R.W. Experimental measurement of methane and carbon dioxide clathrate hydrate equilibria in mesoporous silica//*J. Phys. Chem. B.*, 2003. 107. 3507-3514.
2. Azimi, A., Javanmardi, J., Mohammadi, A.H. Development of thermodynamic frameworks for modeling of clathrate hydrates stability conditions in porous media//*J. Mol. Liq.*, 2021. 329. 115463. <https://doi.org/10.1016/j.molliq.2021.115463>.
3. Chong, Zh. R., Yang, M., Khoo, B. Ch., Linga, P. Size effect of porous media on methane hydrate formation and dissociation in an excess gas environment//*Ind. Eng. Chem. Res.*, 2016. 55. 7981-7991. <https://doi.org/10.1021/acs.iecr.5b03908>.
4. Chuvilin, E.M., Gureeva, O.M., Istomin, V.A., Safonov, S.S. Experimental method for determination of the residual equilibrium water content in hydrate-saturated natural sediments//*In Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008)*, Vancouver, BC, Canada, 2008. 6-10 July. p. 5490.
5. Chuvilin, E., Istomin, V. Temperature dependence of the equilibrium pore water content in gas hydrate contained sediments//*Proc. Tenth Int. Conf. Permafr.*, 2012. 2. 57-60.
6. Chuvilin, E.V., Istomin, V.A., Safonov, S.S. Residual nonclathrated water in sediments in equilibrium with gas hydrate, Comparison with unfrozen water//*Colds Reg. Sci. Technol.*, 2011. 68. 68-73. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.05.006>.
7. Em, Y., Stoporev, A., Semenov, A., Glotov, A., Smirnova, E., Villevald, G., Lvov, Y. Methane hydrate formation in halloysite clay nanotubes//*ACS Sustain. Chem. Eng.*, 2020. 8. 7860-7868. <https://doi.org/10.1021/acssuschemeng.0c00758>.
8. Handa, Y.P., Stupin, D.Y. Thermodynamic properties and dissociation characteristics of methane and propane hydrates in 70-Å-radius silica gel pores//*J. Phys. Chem.*, 1992. 96. 8599-8603. <https://doi.org/10.1021/j100200a071>.
9. Istomin V.A., Yakushev V.S., Kvon V.G., Chuvilin, E.M., Dolgaev S.I. Directions of modern research of gas hydrates//*Gas chemistry*, 2009. 1(5). 56-63.
10. Istomin, V.A., Chuvilin, E.M., Bukhanov, B.A., Uchida, T.A. Pore water content in equilibrium with ice or gas hydrates in sediments//*Cold Region Science and Technology*, 2017. 137. 60-67. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.02.005>.
11. Klauda, J.B., Sandler, S.I. Modeling gas hydrate phase equilibria in laboratory and natural porous media//*Ind. Eng. Chem. Res.*, 2001. 40. 4197-4208. <https://doi.org/10.1021/ie000961m>.
12. Lee, S., Seo, Y. Experimental measurement and thermodynamic modeling of the mixed CH₄+C₃H₈ clathrate hydrate equilibria in silica gel pores: Effects of pore size and salinity//*Langmuir*, 2010. 26. 9742-9748. <https://doi.org/10.1021/la100466s>.
13. Makogon, Y.F. Hydrates of Natural Gases//*Nedra: Moscow. Russia*, 1974. 208p. (In Russian).
14. Mel'nikov, V.P., Nesterov, A.N. Gas hydrate formation from porous mineralized water//*Earth's Cryosphere* 1., 2001. 61-67 (In Russian).
15. Park, T., Lee, J.Y., Kwon, T.H. Effect of pore size distribution on dissociation temperature depression and phase boundary shift of gas hydrate in various fine-grained sediments//*Energy Fuels*, 2018. 32. 5321-5330. <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.8b00074>.
16. Seo, Y., Lee, H., Uchida, T. Methane and carbon dioxide hydrate phase behavior in small porous silica gels: Three-phase equilibrium determination and thermodynamic modeling//*Langmuir*, 2002. 18. 9164-9170. <https://doi.org/10.1021/la0257844>.
17. Smith, D.H., Seshadri, K., Uchida, T., Wilder, J.W. Thermodynamics of methane, propane, and carbon dioxide hydrates in porous glass//*AIChE J.*, 2004. 7. 1589-1598. <https://doi.org/10.1002/aic.10141>.
18. Uchida, T., Ebinuma, T., Ishizaki, T. Dissociation condition measurements of methane hydrate in confined small pores of porous glass//*J. Phys. Chem. B*, 1999. 103. 3659-3662.
19. Uchida, T., Takeya, S., Chuvilin, E.M., Ohmura, R., Nagao, J., Yakushev, V.S., Istomin, V.A., Minagawa, H., Ebinuma, T., Narita, H. Decomposition of methane hydrates in sand, sandstone, clays and glass beads//*J. Geophys. Res.*, 2004. 109. B05206. <https://doi.org/10.1029/2003JB002771>.
20. Wilder, J.W., Seshadri, K., Smith, D.H. Modeling hydrate formation in media with broad pore size distributions//*Langmuir*, 2001. 17. 6729-6735.

ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА В МОДЕЛЬНЫХ ПОРИСТЫХ СРЕДАХ

Калачева Л.П.¹, Иванова И.К.¹, Портнягин А.С.¹, Аргунова К.К.¹
¹Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия; lpko@mail.ru

В настоящей работе рассматриваются процессы гидратообразования в модельных пористых средах с различным размером зерен песка для изучения возможности создания подземных хранилищ газа в гидратном состоянии в подмерзлотных водоносных горизонтах Вилуйской синеклизы. Засоленность пористых сред задавалась растворами гидрокарбоната натрия с концентрациями от 0,25 до 2%. В качестве газа-гидратообразователя использован природный газ Средневилуйского месторождения. Показано, что по всем исследованным параметрам для создания подземных хранилищ газа в пористых средах подходят полидисперсные грунты.

STUDY OF THE NATURAL GAS HYDRATES FORMATION IN MODEL POROUS MEDIA

Kalacheva L.P.¹, Ivanova I.K.¹, Portnyagin A.S.¹, Argunova K.K.¹

¹Institute of oil and gas problems SB RAS, Yakutsk, Russia; *lpko@mail.ru*

In this paper, we consider the processes of the hydrate formation in the model porous media with different sizes of sand grains in order to study the possibility of underground gas storage facilities in the hydrate state in subpermafrost aquifers of the Vilyui syncline. The salinity of porous media was set by sodium bicarbonate solutions with concentrations from 0,25 to 2%. Natural gas of the Srednevilyuiskoye field was used as a hydrate-forming gas. It was shown that polydispersed sands are suitable for the creation of underground gas storage facilities in porous media according to all the studied parameters.

Введение. Исследованию гидратообразования в пористых средах посвящено достаточно большое количество монографий, статей и обзоров, некоторые из которых приведены в [1-4, 8, 10-17, 27]. В этих работах изучено образование гидратов метана, смесей газов и природных углеводородных газов в искусственных и природных пористых средах, засоленных растворами электролитов, в основном хлоридом натрия и морскими водами. Однако практически не изучено влияние гидрокарбонатно-натриевых вод на процесс гидратообразования. В работе Mei и др. [9] рассмотрено гидратообразование бинарной смеси «метан-азот» в объеме различных растворов электролитов и их смесей. В частности, изучено гидратообразование этой смеси в 3% и 5% растворах гидрокарбоната натрия, концентрации которых соответствуют составу вод Южно-Китайского моря. Для прогнозирования экспериментальных данных в растворах гидрокарбоната натрия была использована обобщенная модель гидратов, предложенная Zuo и Guo. Однако были получены большие отклонения между расчётными и экспериментальными данными, которые авторы объяснили неточностью расчетных значений параметров в модели Zuo и Guo.

Изучение гидратообразования природного газа в пористых средах, засоленных гидрокарбонатно-натриевыми водами, продиктовано возможностью создания подземных хранилищ газа в гидратном состоянии в подмерзлотных водоносных горизонтах Вилуйской синеклизы. Было показано [7], что глубина таких хранилищ зависит от расположения границ зоны стабильности гидратов природного газа. Для создания подземных хранилищ газа были выбраны площади вблизи г. Якутска и по пути следования магистрального газопровода «Кысыл-Сыр – Мастах – Якутск». Установлено, что верхняя граница зоны стабильности гидратов охватывает многолетнемерзлые породы, а нижняя граница зоны стабильности гидратов лежит в пределах от 930 м до 1120 м в случае пресной воды, от 760 м до 910 м в случае пластовой воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 20 г/л. Таким образом, зона стабильности гидратов охватывает отложения нижней юры, которые представлены песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов и аргиллитов [19]. Пластовые давления в нижнеюрских горизонтах близки по величине к условным гидростатическим [18], а температура пород в юрских отложениях на рассматриваемых глубинах изменяется от +5 °С до +15 °С. Пластовые воды юрских отложений относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу, минерализация которых увеличивается с глубиной от 1 до 25 г/л [19, 24, 25].

Экспериментальная часть. Эксперименты по получению гидратов в пористых средах проводились с использованием в качестве гидратообразующего природного газа Средневилюйского газоконденсатного месторождения, который по магистральному газопроводу «Кысыл-Сыр – Мастах – Якутск» поступает в Центральный промышленный узел. Компонентный состав газа был исследован методом газо-адсорбционной хроматографии на хроматографе GC-2010 Plus ATF (Shimadzu, Япония) по ГОСТ 31371.7-2008 [22]. Разделение компонентов газовой смеси проводилось на колонках RT-MSieve5A (длиной 30 м, внутренним диаметром 0,53 мм) и Rt-Q-Bond (длиной 30 м, внутренним диаметром 0,53 мм). Для регистрации пиков компонентов использовались детекторы по теплопроводности, температура детектора 240 °С, подъем температуры со скоростью 10 °С/мин. Количественный анализ компонентного состава газа был проведен методом абсолютной калибровки. Состав природного газа Средневилюйского ГКМ (% мол.): метан – 93,9; этан – 4,44; пропан – 1,10; изобутан – 0,087; н-бутан – 0,108; диоксид углерода – 0,056; азот – 0,33. Молярная масса газа – 17,11 г/моль; относительная плотность – 0,592.

Для приготовления модельных образцов пористых сред был использован природный песчаный грунт нарушенного строения. Песок кварцевый голоценового возраста аллювиального происхождения, был отобран с поймы р. Лена [29]. Гранулометрический состав и физические характеристики определялись по ГОСТ 12536-2014 [20] и ГОСТ 5180-2015 [23], соответственно. По классификации Е.М. Сергеева песок слабо отсортированный (бидисперсный), мелко-среднезернистый с преобладанием частиц 0,5-0,25 мм (52%). Средний диаметр частиц – 0,265 мм. Плотность твердой компоненты – 2,67 г/см³. Пористость в рыхлом сложении – 39,5%, в плотном – 37,0%. Для проведения количественного анализа степени окатанности был использован КР-спектрометр SENTERRA Raman Microscope Spectrometer R200-L (Bruker) при увеличении объектива x10-40. Песок был фракционирован, из каждой фракции было отобрано минимум по 30 зерен и получены цифровые изображения, которые обрабатывались с помощью графической программы *ImageJ* [6]. Степень окатанности песков рассчитывалась по формуле Уоделла [26] и составил 0,495. По классификации Ф. Дж. Петтиджона песок относится к классу окатанных [28]. Для проведения сравнительных экспериментов из данного песчаного грунта была выбрана узкая фракция с размером зерен 0,4 – 0,315 мм, средний диаметр частиц которой составляет 0,360 мм.

Засоленность и влажность пористым средам задавались растворами гидрокарбоната натрия с концентрациями 0,25; 0,5; 1 и 2%, минерализация этих растворов составляла 2,5; 5,01; 10,06 и 20,26 г/л, соответственно. Такие концентрации растворов были выбраны с учетом минерализации пластовых вод нижнеюрских отложений на рассматриваемых для создания хранилищ газа площадях.

Для экспериментов было взято 200 г песка и 30 мл раствора, при этом заданная влажность составила ~15%.

Таким образом, для гидратообразования были подготовлены следующие модельные образцы для 2-х серий экспериментов:

- 1) бидисперсный песок – раствор гидрокарбоната натрия – природный газ;
- 2) монодисперсный песок – раствор гидрокарбоната натрия – природный газ.

Полученные результаты и их обсуждение.

Гидратообразование природного газа было изучено одновременно в 4-х в камерах высокого давления, изготовленных из нержавеющей стали, объемом 1000 мл, которые устанавливались в термостат при температуре +5 °С. Такая температура характерна для подмерзлотных водоносных горизонтов на глубине, при которой существует возможность создания подземных хранилищ газа в гидратном состоянии. Начальное

задаваемое давление в камеру – 8 МПа. Изменение давления в ходе эксперимента в каждой камере фиксировалось с помощью образцовых манометров. Камеры, в которые были помещены влажные засоленные пески, промывали природным газом для удаления остатков воздуха и подавали газ до давления 8 МПа. Затем их помещали в термостат и следили за изменением давления по манометру. Эксперимент считался завершенным при достижении постоянного значения давления. Для определения времени начала гидратообразования был дополнительно проведен эксперимент без гидратообразования по замеру давления газа при снижении температуры от +25 °С до +5 °С. Кривая зависимости давления от времени накладывалась на экспериментальные кривые падения давления и по точке изменения хода кривой определялось время начала гидратообразования (рис. 1).

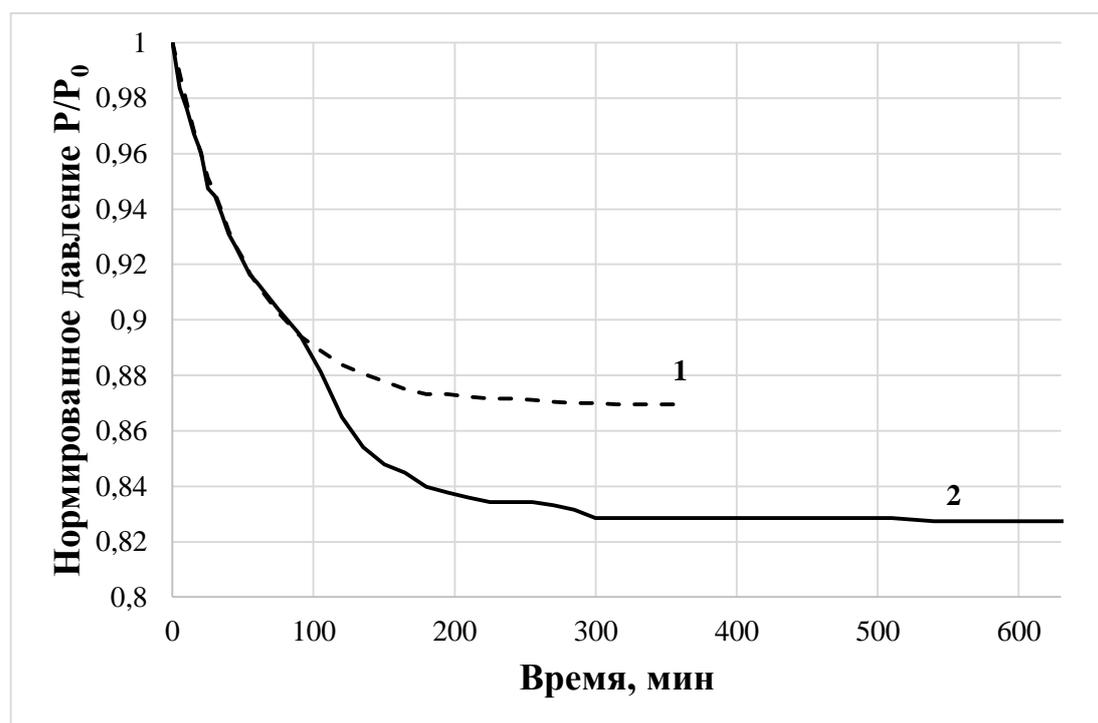


Рис. 1. Зависимость давления от времени: 1 – эксперимент без гидратообразования; 2 – гидратообразование в бидисперсном песке с 0,25% раствором NaHCO_3

Основные параметры гидратообразования в исследуемых модельных пористых средах рассчитаны по формулам, приведенным в [5, 10, 15, 17, 21], и представлены в таблицах 1 и 2 для би- и монодисперсных песков, соответственно: время начала гидратообразования, количество газа, связанного в гидрат, степень гидратонасыщенности и количество газа, поглощенного 1 моль воды.

За начало процесса роста гидратов принято считать время, при котором наблюдается резкое снижение количества газа в системе (рис. 1). Гидратообразование в модельных системах начинается в разное время от начала реакции (табл. 1 и 2). В бидисперсном песке не наблюдается четкой зависимости величин параметров гидратообразования от концентрации растворов гидрокарбоната натрия (табл. 1).

Таблица 1. Кинетические параметры реакции образования гидратов в модельной пористой среде «бидисперсный песок – раствор гидрокарбоната натрия – природный газ»

| Параметр | Камера №1 | Камера №2 | Камера №3 | Камера №4 |
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|

| | | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|
| Концентрация раствора гидрокарбоната натрия, % | 0,25 | 0,5 | 1,0 | 2,0 |
| Начальное давление, МПа | 6,94 | 7,74 | 6,95 | 7,30 |
| Конечное давление, МПа | 5,73 | 6,49 | 5,98 | 6,28 |
| Время начала гидратообразования, мин | 90 | 75 | 90 | 120 |
| Давление начала гидратообразования, МПа | 6,21 | 6,92 | 6,40 | 6,74 |
| Количество газа, связанного в гидрат, моль | 0,0287 | 0,0266 | 0,0254 | 0,0282 |
| Степень гидратонасыщенности, % | 9,72 | 9,04 | 8,60 | 9,57 |
| Количество поглощенного газа на 1 моль воды, моль/моль | 0,0172 | 0,0160 | 0,0153 | 0,0170 |

В таблице 2 приведены параметры гидратообразования в модельных пористых средах с узкой фракцией песка.

Таблица 2. Кинетические параметры реакции образования гидратов в модельной пористой среде «монодисперсный песок – раствор гидрокарбоната натрия – природный газ»

| Параметр | Камера №1 | Камера №2 | Камера №3 | Камера №4 |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Концентрация раствора гидрокарбоната натрия, % | 0,25 | 0,5 | 1,0 | 2,0 |
| Начальное давление, МПа | 7,88 | 7,84 | 7,89 | 7,88 |
| Конечное давление, МПа | 6,82 | 6,76 | 6,83 | 6,84 |
| Время начала гидратообразования, мин | 120 | 105 | 165 | 165 |
| Давление начала гидратообразования, МПа | 7,00 | 6,96 | 7,04 | 7,06 |
| Количество газа, связанного в гидрат, моль | 0,0113 | 0,0125 | 0,0131 | 0,0138 |
| Степень гидратонасыщенности, % | 3,83 | 4,23 | 4,46 | 4,68 |
| Количество поглощенного газа на 1 моль воды, моль/моль | 0,0068 | 0,0075 | 0,0079 | 0,0083 |

В монодисперсном песке количество газа, связанного в гидрат; степень гидратонасыщенности и количество газа, поглощенного 1 моль воды, с увеличением концентрации растворов гидрокарбоната натрия возрастают.

В исследованных системах время начала гидратообразования зависит от дисперсности среды и уменьшается в бидисперсном песке. Количество поглощенного газа, гидратонасыщенность и количество газа, поглощенного 1 моль воды, в бидисперсном песке практически в 2 раза превышают эти показатели в монодисперсном песке.

Высокие значения параметров гидратообразования в бидисперсном песке по сравнению с монодисперсным можно объяснить большей удельной поверхностью зерен нефракционированного песка.

На основании вышеизложенного можно заключить, что по всем исследованным параметрам для создания подземных хранилищ газа в пористых средах подходят полидисперсные грунты, как среда для образования гидратов природного газа, т.к. процесс гидратообразования в них характеризуется высокими значениями гидратонасыщенности.

Работа выполнена в рамках Госзадания Рег.№122011100157-5.

Литература

1. Babu P., Yee, D., Linga P., Palmer A., Khoo B.C., Tan T.S., Rangsunvigit P. Morphology of Methane Hydrate Formation in Porous Media // *Energy Fuels*. 2013. 27. 6. 3364–3372.
2. Bhini R.C., Malagar K.P., Lijith D.N. Singh Formation and dissociation of methane gas hydrates in sediments: A critical review // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2019. 65. 168-184;
3. Chong Z., Chan A., Babu P., Yang M., Linga P. Effect of NaCl on methane hydrate formation and dissociation in porous media // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2015. 27. 178-189.
4. Chong Z.R., Yang M., Khoo B.C., Linga P. Size effect of porous media on methane hydrate formation and dissociation // *Ind. Eng. Chem. Res.* 2016. 55. 29. 7981–7991.
5. Gupta P., Sangwai J.S. Formation and dissociation kinetics of methane hydrate in aqueous oilfield polymer solutions (polyacrylamide, xanthan gum, and guar gum) and their performance evaluation as low-dosage kinetic hydrate inhibitors (LDHI) // *Energy Fuels*. 2019. 33. 6335–6349.
6. <https://imagej.nih.gov/ij/index.html>
7. Kalacheva L.P., Ivanova I.K., Portnyagin A.S., Rozhin I.I., Argunova K.K., Nikolaev A.I. Determination of the lower boundaries of the natural gas hydrates stability zone in the subpermafrost horizons of the Yakut arch of the Vilyui syncline, saturated with bicarbonate-sodium type waters // *SOCAR Proceedings*. 2021. Special Issue 2. 001-011.
8. Lv T., Li X., Chen Z., Xu C., Zhang Y., Cai J. Effect of fulvic acid and sodium chloride on the phase equilibrium of methane hydrate in mixed sand – clay sediment // *Journal of Chemical & Engineering Data*. 2019. 64. 2. 632-639.
9. Mei D.-H., Liao J., Yang J.T., Guo T.-M. Experimental and Modeling Studies on the Hydrate Formation of a Methane + Nitrogen Gas Mixture in the Presence of Aqueous Electrolyte Solutions // *Ind. Eng. Chem. Res.* 1996. 35. 4342-4347.
10. Mekala P., Babu P., Sangwai J.S., Linga P. Formation and Dissociation Kinetics of Methane Hydrates in Seawater and Silica Sand // *Energy Fuels*. 2014. 28. 2708–2716.
11. Palodkar A. V., Mandal S., Jana A.K. Modeling Growth Kinetics of Gas Hydrate in Porous Media: Experimental Validation // *Energy Fuels*. 2013. 30. 9. 7656-7665.
12. Palodkar A.V., Jana A.K. Growth and decomposition mechanism of clathrate hydrates in the presence of porous media and seawater: experimental validation // *Energy & Fuels*. 2019. 33. 2. 1433-1443.
13. Prasad P.S.R., Chari V.D., Sharma D.V.S.G.K., Murthy S.R. Effect of silica particles on the stability of methane hydrates // *Fluid Phase Equilibria*. 2012. 318. 110–114.
14. Sun S.-C., Kong Y.-Y., Zhang Y., Liu C.-L. Phase equilibrium of methane hydrate in silica sand containing chloride salt solution // *J. Chem. Thermodynamics*. 2015. 90. 116–121.
15. Wu C, Fan S., Wang Y., Lang X. Morphology observation on formation and dissociation cycles of methane hydrate in stacked quartz sandy sediments // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2022. 98. 104382.
16. Zhang B., Zheng J., Yin Zh., Liu Ch., Wu Q., Wu Q., Liu Ch., Gao X., Zhang Q. Methane hydrate formation in mixed-size porous media with gas circulation: Effects of sediment properties on gas consumption, hydrate saturation and rate constant // *Fuel*. 2018. 233. 94-102.
17. Zhang L., Xu S., Li X., Zhang Y., Yang R., Quyang Q., Ren S. Reaction kinetic characteristics and model of methane hydrate formation in porous media // *Energy&Fuels*. 2017. 31. 8. 8548–8559.
18. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР: справочник / под ред. Л.М. Зорькина. М.: Недра, 1989. 382 с.
19. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири. Л.: Недра, 1980. 200 с.
20. ГОСТ 12536-2014. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. М.: Стандартинформ, 2019. 19 с.
21. ГОСТ 30319.3-2015 Газ природный. Методы расчета физических свойств. Вычисление физических свойств на основе данных о компонентном составе. – Взамен ГОСТ 30319.3–96; введ. 01.01.2017. – Москва: Стандартинформ, 2016. – 32 с.
22. ГОСТ 31371.7-2008. Газ природный. Определение состава методом газовой хроматографии с оценкой неопределенности. М.: Стандартинформ, 2009. 22 с.

23. ГОСТ 5180-2015. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. М.: Стандартинформ, 2019. 20 с.
24. Грубов, Л.А., Славин, В.И. Сравнительная оценка гидрогеологических условий различных районов Якутского артезианского бассейна в связи с нефтегазоносностью. В книге «Гидрогеологические исследования в нефтегазоносных районах». Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1971. 184-203.
25. Железняк, М.Н., Семенов, В.П. Геотемпературное поле и криолитозона Вилюйской синеклизы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2020. 123 с.
26. Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. 3-е изд., перераб. и доп. М.: КДУ. Университетская книга, 2017. 656 с.
27. Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. М.: Недра, 1974. 208 с.
28. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
29. Правкин С.А., Большианов Д.Ю., Поморцев О.А., Савельева Л.А., Молодьков А.Н., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. 63(2). 209–229.

ЭМИССИЯ ГАЗА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Кишанков А.В.¹

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; *alexey137k@yandex.ru*

Рассмотрена центральная часть моря Лаптевых, где находится зона сипов газа. Проанализированы сейсмические данные, включая сейсмограммы общего пункта взрыва и временные разрезы, а также данные по температурам придонных вод. Сделан вывод об отсутствии многолетнемерзлых пород и газовых гидратов в зоне сипов и о высоко вероятном глубинном генезисе газа в сипах.

GAS EMISSION AND DISTRIBUTION OF PERMAFROST AND GAS HYDRATES IN THE CENTRAL PART OF THE LAPTEV SEA

Kishankov A.V.¹

¹ Oil and Gas Research Institute of RAS, Moscow, Russia; *alexey137k@yandex.ru*

The central part of the Laptev Sea was studied, where the zone of gas seeps is located. Seismic data, including common shot gathers and seismic sections, as well as data on near-bottom water temperatures were analyzed. A conclusion was made about the absence of permafrost and gas hydrates in the zone of seeps and highly probable deep genesis of gas in seeps.

Море Лаптевых является акваторией Восточно-Сибирского арктического шельфа с высоким потенциалом нефтегазоносности. На акватории отсутствуют глубокие скважины, в связи с этим, информация о геологическом строении и углеводородном потенциале региона основана преимущественно на данных геофизических съёмок. В центральной части акватории открыта и изучена зона сипов газа [3,4,7,8]. По имеющимся предположениям, газ на Восточно-Сибирском арктическом шельфе выходит из газовых гидратов (ГГ), сформировавшихся при образовании многолетнемерзлых пород (ММП) в ходе последнего оледенения и в настоящее время диссоциирующих вследствие глобального потепления.

Целью работы являлось изучение распространения ММП и ГГ в центральной части моря Лаптевых и генезиса эмиссии газа в зоне открытых сипов. Исследование основано на анализе сейсмических данных, включающих полевые сейсмограммы общего пункта взрыва и временные сейсмические разрезы. Также выполнялся анализ океанологических данных, в частности, придонных температур воды в центральной части моря Лаптевых. В ходе анализа сейсмограмм общего пункта взрыва выделялись повышенные скорости преломленных волн в верхней части разреза, указывающих на ММП и/или ГГ [2,5,6]. В ходе анализа временных разрезов выделялись разрывные нарушения и аномалии сейсмической записи, указывающие на потенциально газонасыщенные объекты, которые характеризуются повышенными амплитудами, пониженными частотами и другими признаками [1]. Также в работе выполнялся анализ изменения придонных

температур воды в течение последних десятилетий, что является важным фактором для определения влияния глобального потепления на диссоциацию потенциальных ГГ.

В результате анализа сейсмограмм общего пункта взрыва, преломленные волны с повышенными скоростями в верхней части разреза, указывающие на присутствие ММП и/или ГГ, были выявлены в южной части района исследования (рис. 1). В северной части, в которой находится зона газовых сипов, преломленные волны с повышенными скоростями в верхней части разреза, в основном, отсутствовали. На временных разрезах выделены многочисленные потенциально газонасыщенные объекты в верхней части осадочного чехла, а также глубинные разломы. Некоторые разломы расположены рядом с газовыми сипами, что указывает на возможность миграции термогенного газа к морскому дну из глубинных залежей и нефтегазоматеринских толщ. Кроме того, имеются опубликованные данные о присутствии в сипах термогенного газа [8]. Анализ придонных температур воды в зоне газовых сипов не показал потепления в последние десятилетия, что исключает роль глобального потепления в современной диссоциации потенциальных ГГ.

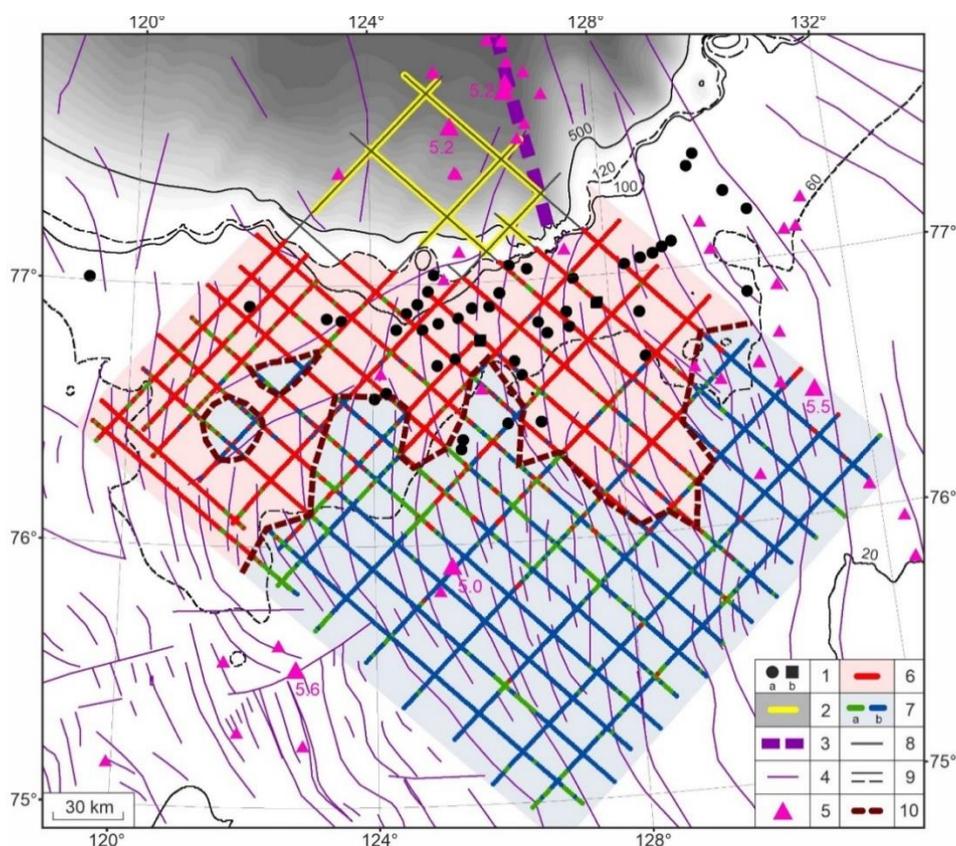


Рисунок 1. Расположение сипов газа и результаты анализа состояния придонных отложений в Центральном-Лаптевском районе. Обозначения: 1 а, б – сипы газа (б – участки с высокой концентрацией сипов); 2 – признаки наличия ГГ на континентальном склоне (горизонт BSR); 3 – ось хребта Гаккеля; 4 – глубинные разломы; 5 – землетрясения (в том числе с указанной магнитудой более 5,0); 6 – отсутствие преломленных волн или их скорости менее 2,3 км/с; 7 – преломленные волны с кажущимися скоростями 2,3-2,8 км/с (а) и 2,8-4,0 км/с (б); 8 – участки сеймопрофилей на глубинах свыше 120 м; 9 – изобаты; 10 – прогнозируемая граница между зоной присутствия ММП и/или ГГ и зоной преимущественного их отсутствия.

Результаты выполненной работы позволяют делать заключение о том, что эмиссия газа в зоне сипов в центральной части моря Лаптевых, наиболее вероятно, связана с вертикальной миграцией термогенного газа по разломам из глубинных залежей, а не с диссоциацией ГГ.

Литература

1. Богоявленский В.И., Казанин А.Г., Кишанков А.В., Казанин Г.А. Дегазация Земли в Арктике: комплексный анализ факторов мощной эмиссии газа в море Лаптевых //Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11, № 2. С. 178-194.
2. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Мерзлота, газогидраты и сипы газа в центральной части моря Лаптевых //Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500, № 1. С. 70-76.
3. Сергиенко В. И., Лобковский Л. И., Шахова Н. Е. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года //Докл. Акад. наук. 2012. Т. 446, № 3. С. 330-335.
4. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna //Geo-Marine Letters. 2020. V. 40. P. 541-557.
5. Bogoyavlensky V., Kishankov A., Kazanin A., Kazanin G. Distribution of permafrost and gas hydrates in relation to intensive gas emission in the central part of the Laptev Sea (Russian Arctic) //Marine and Petroleum Geology. 2022. V. 138, 105527. P. 1-15.
6. Brothers L. L., Hart P. E., Ruppel C. D. Minimum distribution of subsea ice-bearing permafrost on the US Beaufort Sea continental shelf //Geophysical research letters. 2012. V. 39, No. 15, P. 1-6.
7. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice //Philosophical Transactions of the Royal Society. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373, 20140451.
8. Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K. et al. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf //PNAS. 2021. V. 118, No. 10, e2019672118. P. 1-9.

УДЕЛЬНЫЕ ПОТОКИ МЕТАНА И ДИОКСИДА УГЛЕРОДА ИЗ ЭКОСИСТЕМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Кривенок Л.А.¹, Казанцев В.С.¹, Тананаев Н.И.^{2,3}

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия, *krivenok@ifaran.ru*, *kazantsev@ifaran.ru*

² Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, *nikita.tananaev@gmail.com*

³ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

Измерения удельных потоков важных парниковых газов — метана и диоксида углерода — проводились в Центральной Якутии летом 2021 года на экосистемах аласных котловин и примыкающих к ним ландшафтов. Особое внимание уделялось былларам как распространенной в регионе форме деградации многолетнемерзлых пород. Исследование показало, что эмиссия метана с былларных поверхностей ниже, чем с центральной части аласных котловин и не отличается от эмиссий с примыкающих к котловине хорошо дренированных ландшафтов. Высокая эмиссия диоксида углерода отмечена на буграх былларов.

METHANE AND CARBON DIOXIDE FLUXES FROM THE CENTRAL YAKUTIA ECOSYSTEMS

Krivenok L.A.¹, Kazantsev V.S.¹, Tananaev N.I.^{2,3}

¹ Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia, *krivenok@ifaran.ru*, *kazantsev@ifaran.ru*

² Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, *nikita.tananaev@gmail.com*

³ Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia

In Central Yakutia, measurements of the GHG fluxes (methane and carbon dioxide) were conducted in summer 2021 on byllars as a special form of permafrost degradation and on the “background” landscapes under the principle of the greatest representativeness. Study shows methane emission from byllar surfaces is lower than from the central part of alas depressions and does not differ from the emissions from well-drained landscapes. High carbon dioxide emission was noted on the hillocks of the byllars.

Углекислый газ и метан являются важными парниковыми газами в современной атмосфере [3]. Многолетнемерзлые породы в арктических и субарктических регионах содержат в себе значительные запасы органического углерода, освобождающиеся при

оттаивании мерзлоты и преобразуемые почвенными микроорганизмами, что приводит к выделению метана и CO_2 [4]. Мониторинг актуальных эмиссий парниковых газов необходим для оценки текущего состояния экосистем северных территорий, особенно чувствительных к изменениям климата.

Полевые работы проходили 30 июля – 7 августа 2021 г. в Центральной Якутии на правом берегу р. Лены на четырех ключевых участках (Уолба, Кыйы, Сырдах, Суллар; рис. 1). Исследовались экосистемы аласных котловин и примыкающих к ним ландшафтов, выбранные по принципу наибольшей репрезентативности (рис. 2–3): удельные потоки парниковых газов измерялись на былларах, являющихся особой формой деградации многолетнемерзлых пород, межбылларных понижениях, в различных частях аласной котловины с луговой и болотной растительностью на мочажинах и кочках, озерах, а также примыкающих к котловине сухих «фоновых» экосистемах — лесных и луговых участках. В рамках экосистемы выбирались участки отличные по рельефу (микроповышение/микропонижение), уровню увлажненности, глубине в случае водной экосистемы.



Рисунок 1. Ключевые участки измерений эмиссии парниковых газов в 2021 г.



Рисунок 2. Выбор экосистем для измерения удельных потоков парниковых газов на примере ключевого участка Уолба



Рисунок 3. Аласная котловина

Для измерения удельных потоков метана и диоксида углерода использовался камерный метод (статические камеры для наземных экосистем [5] и плавающие для водных [1]; рис. 4). В случае метана отбор газовой фазы осуществлялся в предварительно заполненные раствором NaCl герметичные стеклянные флаконы. Концентрация метана в образцах определялась в Лаборатории математической экологии Института физики атмосферы РАН (г. Москва) на газовом хроматографе «Кристалл 5000.2» (г. Йошкар-Ола, Россия) с пламенно-ионизационным детектором. Концентрация CO₂ определялась непосредственно в камере при помощи мини-логгеров, конструкция которых описана в [2]. Также во время полевых измерений определялись сопутствующие параметры окружающей среды, потенциально влияющие на интенсивность эмиссии (метеорологические условия, температура воды и почвы). Удельные потоки рассчитывались при помощи аппроксимации полученных значений (в координатах время-концентрация) линейной регрессией в случае эмиссии и экспоненциальной в случае поглощения.



Рисунок 4. Полевые измерения удельных потоков парниковых газов: А — статические, Б — плавающие камеры.

Результаты измерений удельных потоков CH₄ и CO₂ отражены на рис. 5–6. Наиболее высокая эмиссия метана отмечена непосредственно над выклиниванием межмерзлотных вод на ключевом участке Суллар (долина р. Лены, Бестяхская терраса). Медианное значение удельного потока 44.8 мгС/м²/ч в три раза превышает эмиссию из

второй по интенсивности выделения CH_4 экосистемы — мочажины во влажной части аласа на участке Уолба (уровень болотных вод в точке измерений составлял 7–10 см над поверхностью). Интенсивная эмиссия метана с мочажины объясняется высоким содержанием органического вещества и анаэробными условиями, при этом она выше, чем из расположенного в центре этой аласной котловины озера, вода в котором прогревается медленнее.

Максимальное медианное значение удельных потоков CO_2 заметно во влажной аласной котловине, основной вклад вносит часть экосистемы с осоковыми кочками с уровнем болотных вод ниже поверхности. Минимальная эмиссия диоксида углерода наблюдаются из озёр и с водной поверхности над выклиниванием межмерзлотных вод: медианные значения 6 и 27 $\text{мгС/м}^2/\text{ч}$ соответственно. На одном из озёр (участок Сырдах) отмечено слабое поглощение CO_2 , чему, вероятно, способствует пресноводная растительность.

Для былларов преимущественно наблюдается слабое поглощение CH_4 (полученные медианные значения удельных потоков немного ниже измеренных на сухих «фоновых» экосистемах). Статистически значимых различий между удельными потоками метана с бугров былларов и межбылларных понижений не обнаружено (использовался U-критерий Манна-Уитни при $p=0.05$). Аналогичный результат получен для диоксида углерода, однако медианный удельный поток CO_2 с бугров былларов, как и максимальные измеренные значения, выше, чем с межбылларных понижений ввиду лучшей аэрированности первых, а также превышает «фоновую» эмиссию из сухих лесных и луговых экосистем.

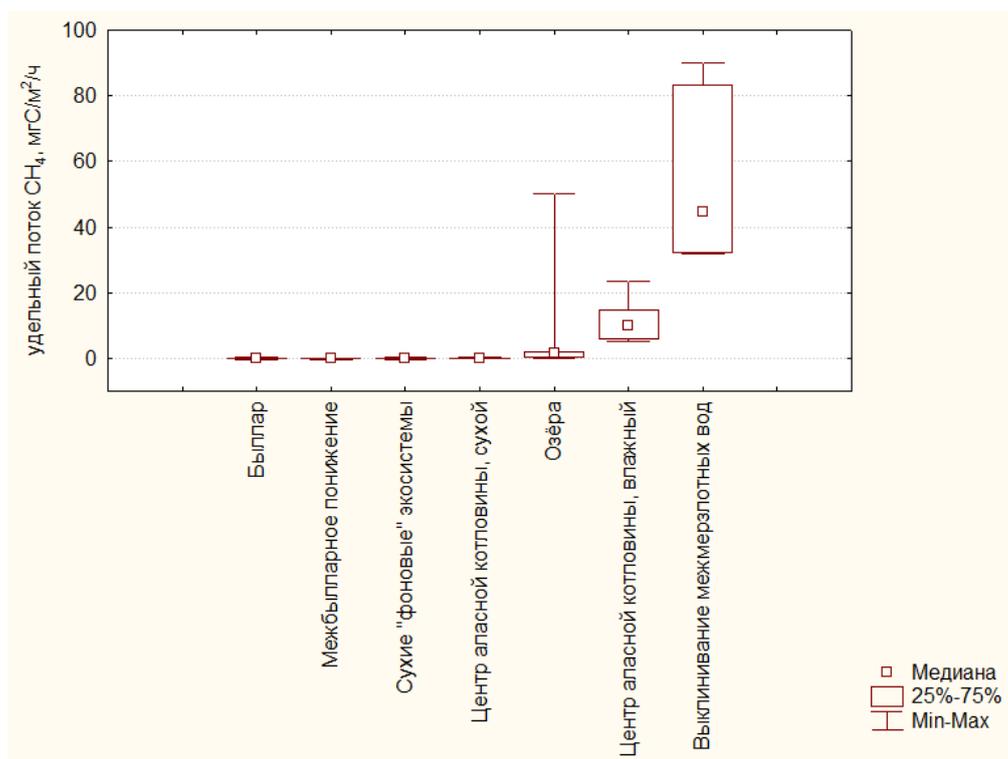


Рисунок 5. Статистические характеристики удельных потоков метана из экосистем Центральной Якутии (по увеличению медианного значения)

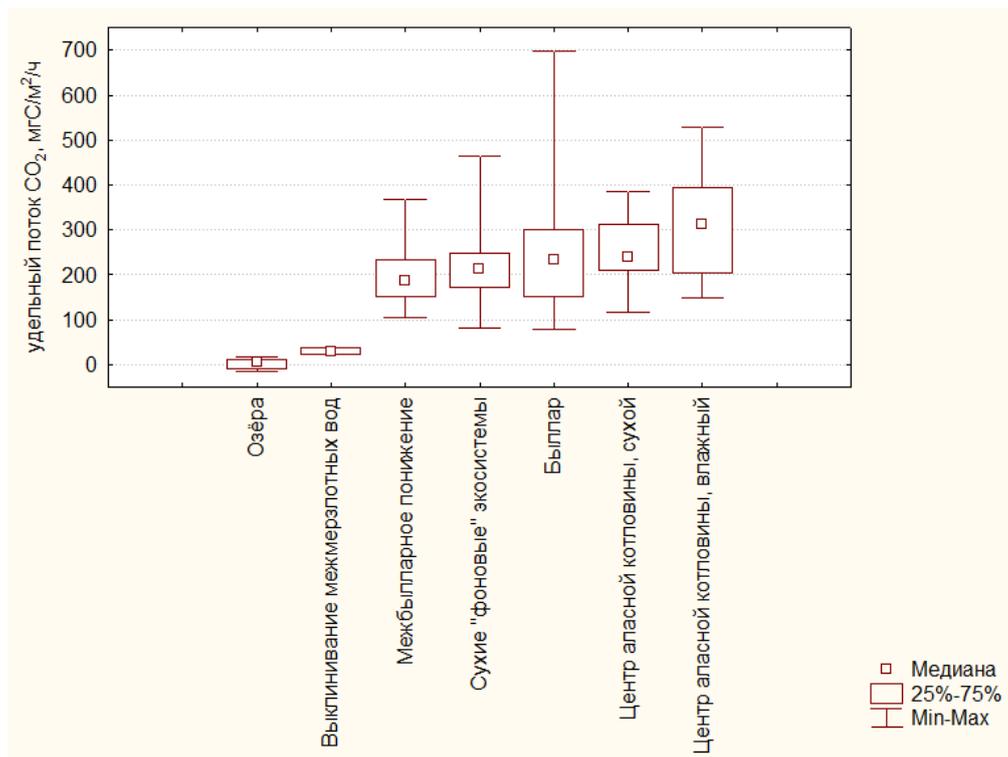


Рисунок 6. Статистические характеристики удельных потоков диоксида углерода из экосистем Центральной Якутии (по увеличению медианного значения)

Таким образом, различия в эмиссии метана на былларных поверхностях по сравнению с другими типами хорошо дренированных экосистем не отмечены, в то время как эмиссия диоксида углерода непосредственно с бугров былларов превышает эмиссию на межбылларных понижениях, а также именно на этом типе экосистем отмечены самые высокие значения удельных потоков CO₂.

Литература

1. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // *Global Biogeochemical Cycles*. 2004. V. 18. GB4009. doi:10.1029/2004GB002238.
2. Bastviken D., Sundgren I., Natchimuthu S., Reyier H., Gålfalk M. Cost-efficient approaches to measure carbon dioxide (CO₂) fluxes and concentrations in terrestrial and aquatic environments using mini loggers // *Biogeosciences*. 2015. 12(12). P. 3849-3859.
3. Ciais P., Sabine C., Bala G. et al. Carbon and other biogeochemical cycles // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis; Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds.: Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K. et al. Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2013. P. 465–570.
4. Schuur E., McGuire A., Schädel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. 520. P. 171–179.
5. Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва – атмосфера // Томск, ТГПУ, 2010. 104 с.

ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТА ПРОПАНА В ПРИСУТСТВИИ ВОДОРАСТВОРИМЫХ ПОЛИМЕРОВ

Мадыгулов М.Ш.¹, Заводовский А.Г.², Каменев Л.К.³

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; marat747@gmail.com

²Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; zag2-57@yandex.ru

³Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; kamenev-lev2012@yandex.ru

Представлены результаты исследований по влиянию поливинилпирролидона (ПВП) на кинетику гидратообразования пропана. На основе данных P-V-T измерений рассчитана степень превращения дисперсного льда в газовый гидрат при различных концентрациях ПВП. Установлено, что ПВП в замороженных водных растворах проявляет промотирующие свойства, что приводит к увеличению скорости роста гидрата пропана на основе модифицированного ПВП льда.

INTENSIFICATION OF PROPANE HYDRATE FORMATION IN THE PRESENCE OF WATER-SOLUBLE POLYMERS

Madygulov M.Sh.¹, Zavodovky A.G.², Kamenev L.K.³

¹Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; marat747@gmail.com

²Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; zag2-57@yandex.ru

³Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia;

kamenev-lev2012@yandex.ru

The results of studies on the effect of polyvinylpyrrolidone (PVP) on the kinetics of propane hydrate formation are presented. Based on P-V-T measurement data, the degree of transformation of dispersed ice into gas hydrate at various PVP concentrations was calculated. It has been established that PVP in frozen aqueous solutions exhibits promoting properties, which leads to an increase in the growth rate of propane hydrate based on PVP-modified ice.

Газовые гидраты – это кристаллические соединения включения образованные из молекул воды и низкомолекулярных газов при определенных термобарических условиях. Благодаря особенностям строения в 1 м³ газового гидрата может содержаться до 160 м³ газа при нормальных условиях, что позволяет использовать их в технологиях транспорта и хранения природного и парниковых газов [1]. Развитие эффективных технологий транспорта и хранения газов в газогидратном состоянии сдерживается низкой скоростью конверсии воды в газовый гидрат.

На сегодняшний день наиболее эффективными способами повышения скорости роста газовых гидратов, является использование дисперсного льда [2] и различного рода катализаторов, среди которых можно выделить поливинилпирролидон (ПВП) [3]. ПВП используется на нефтегазовых промыслах в качестве добавки, предотвращающей процессы гидратообразования, в виде водных растворов с концентрацией от 0.5 до 2 % масс. [4]. При этом установлено, что после появления жизнеспособных зародышей газогидрата наличие в образце ПВП значительно увеличивает скорость его роста [1]. Исходя из этого, можно предположить, что модифицированный добавками ПВП дисперсный лед будет способствовать эффективному повышению скорости роста газовых гидратов.

Для изучения влияния добавок ПВП на кинетику гидратообразования использовали дисперсные образцы со средним размером гранул льда ~ 150 мкм, полученных на основе замороженных водных растворов ПВП с концентрацией от 0.1 до 1.7 % масс. Водные растворы ПВП готовили на основе дистиллированной воды и ПВП торговой марки NKY PVP K12 производства Boai NKY Pharmaceutical ltd. (КНР). Приготовленные водные растворы ПВП выдерживали в морозильной камере при температуре 258 К в течение суток. Последующее их измельчение и фракционирование производили в термостатируемой камере при температуре 258 К. В качестве гидратобразующего газа использовали газовую смесь следующего состава (в % масс.): CH₄ – 0.02; C₂H₆ – 1.24; C₃H₈ – 96.58; *i*-C₄H₁₀ – 2.12; *n*-C₄H₁₀ – 0.05.

Исследования кинетики гидратообразования производилось с помощью метода P-V-T измерений на экспериментальной установке, подробное описание которой приведено в работах [5-7].

Синтез газовых гидратов производили в режиме термоциклирования [8,9]. Для этого в охлажденный до температуры 258 К реактор помещали исследуемые образцы замороженных водных растворов ПВП массой 0.5 г. Далее реактор погружали в

термостат с температурой 258 К и выстаивали при данной температуре в течение 30 минут. Затем реактор вакуумировали и заполняли пропаном до давления 250 ± 10 кПа и запускали режим термоциклирования, повышая температуру в реакторе с 258 К до 273.1 К и снова охлаждая до 258 К. Перед началом каждого последующего термоцикла при температуре 258 К производили однократный напуск газа.

О количестве молей (Δn) перешедшего в гидрата пропана судили по падению давления газа в реакторе:

$$\Delta n = \frac{V}{R} \left[\left(\frac{P}{zT} \right)_0 - \left(\frac{P}{zT} \right)_\tau \right] \quad (1)$$

где V - объем газовой фазы в реакторе; R - универсальная газовая постоянная; P, T - давление и температура газа в реакторе; z - коэффициент сжимаемости газа; $0, \tau$ - соответственно начальный и текущий моменты времени.

Расчет степени конверсии (P_g) льда в газовый гидрат рассчитывали по формуле:

$$P_g = \frac{17\mu\Delta n}{m} 100\% \quad (2)$$

где μ - молярная масса воды, m - начальная масса льда в реакторе.

Проведенные исследования по синтезу газовых гидратов на основе дисперсных образцов замороженных водных растворов ПВП в режиме термоциклирования показали, что добавки ПВП способствуют интенсивному росту газогидрата пропана. Экспериментально установлено, что добавки ПВП в 3 раза снижают время образования дисперсных образцов газогидрата пропана на основе замороженных водных растворов ПВП по сравнению со временем их синтеза из чистого дисперсного льда при прочих равных условиях.

В то же время установлено, что добавки ПВП оказывают влияние на значение максимальной степени конверсии ($P_{g_{max}}$) воды в газовый гидрат (рис. 1). Из рис. 1 видно, что активное снижение значения $P_{g_{max}}$ (на 25 %) происходит с ростом концентрации ПВП от 0.1 до 0.4 масс. %. В тоже время, с ростом концентрацией ПВП от 0.4 до 1.7 масс. % снижение значения $P_{g_{max}}$ происходит практически линейно.

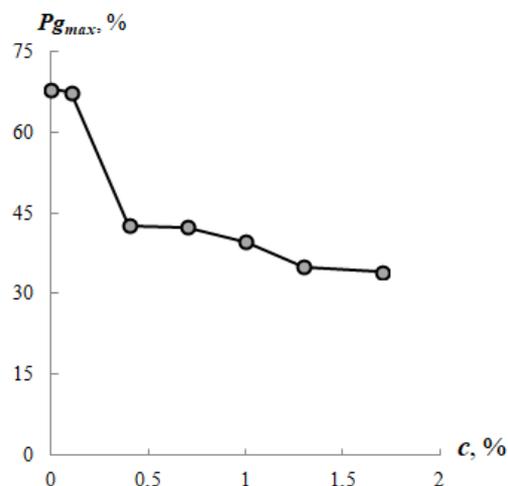


Рис. 1. Динамика изменения максимальной степени конверсии льда в газовый гидрат пропана с ростом концентрации ПВП в образце.

Исходя из полученных результатов можно предположить, что в замороженных водных растворах ПВП вода находится в разных агрегатных состояниях. Часть воды находится в состоянии льда, а другая связана в различной степени молекулами ПВП вокруг которых формируются соответствующие гидратных оболочки (слои с различной степенью связанности молекул воды), в которых вода не замерзает даже при очень низких температурах [10-12]. С учетом этого, одна из причин высокой скорости роста и степени $P_{g_{max}}$ при концентрации 0.1 масс. %, по всей видимости, связана с ростом

газогидрата пропана преимущественно из незамерзшей воды, локализованной в гидратных оболочках и способной активно участвовать в процессе гидратообразования. Следует отметить, что наблюдаемое снижение значения P_{gmax} при концентрациях ПВП ≥ 0.4 масс. % может являться следствием частичного перекрытия гидратных оболочек молекул ПВП, что в конечном итоге уменьшает количество незамерзшей воды, способной участвовать в образовании газогидрата пропана.

Кроме того, не исключено влияние молекул ПВП на морфологию образующейся корки газогидрата пропана на поверхности замороженных водных растворов. По все видимости, на поверхности формируется неоднородная корка газогидрата с включениями молекул ПВП. Через эту корку молекулы гидратообразующего газа могут проникать к фронту гидратообразования. В зависимости от концентрации ПВП пористость образующейся корки газового гидрата пропана различна.

Работа выполнена по госзаданиям № 121041600040-3 и № 1021110317891-3-2.4.2 при финансовой поддержке РФФИ и Тюменской области (проект № 20-43-720002).

Литература

1. Sloan E., Koh A. Clathrate hydrates of natural gases // CRC Press, Taylor and Francis group, 2008. 721p.
2. Rivera J.J., Janda K.C. Ice Particle Size and Temperature Dependence of the Kinetics of Propane Clathrate Hydrate Formation // The Journal of Physical Chemistry C, 2012. 116. P. 19062–19072.
3. Ke W., Svartaas T.M., Kvaløy J.T., Kosberg B.R. Inhibition–Promotion: Dual Effects of Polyvinylpyrrolidone (PVP) on Structure-II Hydrate Nucleation // Energy Fuels, 2016. 30(6). P. 7646–7655
4. Kelland M. History of the development of low dosage hydrate inhibitors // Energy & Fuels, 2006. Vol.20. № 3. P. 825–847.
5. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Равновесные условия и область метастабильных состояний газогидрата фреона-12 // Журнал физической химии, 2015. том 89. № 12. С. 1845–1850.
6. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Щипанов В.П. Рост газовых гидратов в эмульсии вода/масло поданным метода дифференциального термического анализа // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ, 2014. № 2. С. 82–88.
7. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Щипанов В.П. Индукционные явления при диссоциации газогидрата фреона-12 // Вестник Тюменского государственного университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика, 2018. том 4. № 1. С. 23–38.
8. Власов В.А., Заводовский А.Г., Нестеров А.Н., Решетников А.М., Ширшова А.В., Пульдас Л.А., Данько М.Ю. Гидратообразование при термоциклировании образцов дисперсного льда по данным метода ядерного магнитного резонанса // Вестник Тюменского Государственного университета, 2011. №7. С. 73–81.
9. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Кинетика роста газогидрата фреона-12 при термоциклировании образца // Криосфера Земли, 2017. том 21. № 5. С. 55–62.
10. Jellinek H.H.G., Fok S.Y. Freezing of aqueous polyvinylpyrrolidone solutions // Kolloid-Zeitschrift und Zeitschrift für Polymere, 1967. Vol. 220. 2. P.122–133.
11. Scheie P., Dalen H., Saetersdal T., Myklebust R. Freezing patterns in quench frozen, freeze-dried polyvinylpyrrolidone // Journale of Microscopy, 1982. Vol. 126. 3. P.237–242.
12. Кирш Ю.Э., Януль Н.А., Карапутадзе Т.М., Тимашев С.Ф. Особенности плавления замороженных водных растворов поли-N-виниламидов // Журнал физическая химия, 1992. Т. 66. № 10. С. 2629–2633.

КИНЕТИКА ДИССОЦИАЦИИ ГИДРАТОВ МЕТАНА В ДИСПЕРСНЫХ СРЕДАХ

Молокитина Н.С.^{1,2}, Плетнева К.А.¹, Кибкало А.А.¹, Драчук А.О.¹

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; sciensec@ikz.ru

²Казанский Федеральный Университет, Казань, Россия; public.mail@kpfu.ru

Изучена кинетика диссоциации гидратов метана, образованных из растворов поверхностно-активных веществ, растворов ПАВ+поливиниловый спирт (ПВС), а так же из дисперсных систем, стабилизированных гидрофобными наночастицами. Синтез гидратов осуществлялся в реакторе высокого давления без использования перемешивающих устройств. Диссоциации гидратов метана исследовалась

при температуре 268,2 К и начальном давлении 0,1 МПа. В ходе работы было установлено, что ПВС преимущественно приводит к увеличению скорости диссоциации гидрата метана. Однако в случае образования гидрата из раствора ПВС+ПАВ, наблюдалось снижение скорости диссоциации.

KINETICS OF METHANE HYDRATE DISSOCIATION IN DISPERSED SYSTEMS

Molokitina N.S.^{1,2}, Pletneva K.A.¹, Kibkalo A.A.¹

¹ Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; sciensec@ikz.ru

² Kazan Federal University, Kazan, Russia; public.mail@kpfu.ru

The kinetics of dissociation of methane hydrates formed from solutions of surfactants, surfactant+polyvinyl alcohol (PVA), as well as from dispersed systems stabilized with hydrophobic silica nanoparticles have been studied. Hydrates were synthesized in a high-pressure reactor without mixing devices. Methane hydrate dissociation was studied at a temperature of 268.2 K and an initial pressure of 0.1 MPa. The results of experimental investigation demonstrated that PVA mainly leads to an increase in methane hydrate dissociation rate. However, in the case of hydrate formation from a solution of PVA+Surfactants, there was a decrease in methane hydrate dissociation rate.

Зона вечной мерзлоты занимает большую часть территории России. Мерзлые породы могут достигать 1 км в толщину и хранить большое количество природного газа, в том числе в форме гидрата [1]. Гидраты представляют собой твердые кристаллические соединения, включающие молекулы воды (хозяева) и молекулы газа (гости) и образующиеся при высоких давлениях и низких температурах [2]. Зона стабильности гидратов метана в мерзлых грунтах располагается глубже 200–250 м, и в диапазоне от 800 до 1500 м под мерзлыми грунтами [3]. Кроме того известно, что гидраты метана могут сохраняться в вечной мерзлоте на глубинах, значительно выше зоны стабильности гидрата, что называется зоной метастабильных (или реликтовых) гидратов [4]. Так исследование песчаного керна в Канаде, извлеченного с глубины 119 м показало, что поровые гидраты могут длительное время сохраняться при отрицательных температурах вне зоны стабильности. Такая способность гидратов сохранять стабильность вне области предполагаемого равновесия получила название эффект самоконсервации. Благодаря способности гидратов к самоконсервации при отрицательных температурах, реликтовые газогидраты сохранились до настоящего времени. Зачастую под самоконсервацией понимается аномально низкая скорость диссоциации газогидратов, затухающая после падения давления ниже фазового равновесия газ-лед-гидрат при температурах ниже 273,2 К. В результате частицы газогидрата покрываются тонкими ледяными корками, препятствующими дальнейшей диссоциации гидрата. [5]. Способность вмещать большое количество газа и сохранять стабильность при отрицательной температуре и атмосферном давлении «законсервированных» гидратов определила перспективность газогидратных технологий транспортировки и хранения природного газа. [6]. Для развития и внедрения газогидратных технологий в нефтегазовую отрасль необходимо решить ряд проблем, такие как низкая скорость роста гидрата, степень и скорость диссоциации гидрата метана, разработка универсальных систем, решающих одновременно несколько задач, например система, в которой можно многократно получать гидраты метана с высокой скоростью и степенью конверсии воды в гидрат или система, в которой сохраняется высокая скорость роста гидрата за счет добавки промотора, но при этом диссоциация протекает с низкой скоростью или отсутствует вне зоны стабильности гидрата метана при температуре ниже 273,2К.

Регионы с холодным климатом, такие как Арктика, куда в настоящее время смещаются нефтегазодобывающие компании, считаются наиболее перспективными для применения газогидратных технологий хранения и транспортировки природного газа. В этих регионах естественным образом могут быть созданы условия необходимые для

хранения «законсервированных» гидратов. Некоторые эксперты утверждают, что транспортировка и хранение природного газа в твердой гидратной форме являются более выгодными с экономической точки зрения по сравнению с прокладкой трубопровода, сжижением газа на расстояния до 2000 км [7], то есть локальное энергообеспечение. Японские ученые в 2008 году разработали «пилотные» установки по производству гранул гидрата метана в г. Чiba (производительность установки - 600 кг гидрата метана в сутки) и на электростанции Янай («пилотная» установка, производительность 5000 кг гидрата метана в сутки) [8]. Однако, не смотря на наличие действующих установок по производству гидратов, проекты не стали крупномасштабными, ввиду нерешенной проблемы низкой скорости роста гидрата метана. Учеными используется множество методов и систем с целью получать гидраты с высокой скоростью и степенью конверсии воды в гидрат. Так, известными способами увеличить скорость роста гидрата считаются добавки поверхностно-активных веществ (ПАВ), промоторов (соли, спирты, полимеры, биополимеры), использование дисперсного льда, дисперсных замороженных растворов поливинилового спирта (ПВС) и других дисперсных микрокапельных систем [9]. Для увеличения поверхности контакта газ-вода так же применяют механические методы, а именно реакторы с перемешивающими устройствами и с системами распыления жидкости. Однако все предложенные методы обладают как достоинствами, в виде увеличения скорости роста, так и недостатками, такими как вспенивание, индукционные времена, удорожание технологии производства гидратов и др. [10].

Таким образом, поиск систем, позволяющих получать гидраты с высокой скоростью роста гидрата метана и степенью конверсии воды в гидрат, но при этом не увеличивающих скорость диссоциации гидрата остается актуальным [11].

В данной работе авторами было исследовано влияние добавок ПАВ 0,05% и ПВС в различных концентрациях от 0,1 до 3 % на степень и скорость диссоциации гидратов метана. Так же была изучена кинетика диссоциации в системе порошковый криогель с добавкой ПВС 7 мас.% и гидрофобных наночастиц в диапазоне от 2 до 10 мас.%. Были сопоставлены скорости диссоциации гидратов метана, образованных в «сухой воде», приготовленной с концентрацией стабилизирующих гидрофобных наночастиц от 5 до 10 мас.%, и в порошковых криогелях. Скорость диссоциации гидрата метана оценивалась по динамике выделения газа при температуре 268,2 и 273,2 К и давлении 0,1 МПа.

Для приготовления экспериментальных образцов использовались растворы ПАВ с концентрацией SDS 0,05%, растворы ПВС с концентрациями от 0,1 мас.% до 7 мас.%. Раствор ПВС готовился на водяной бане при температуре 70-80°C. «Сухая вода» готовилась перемешиванием дистиллированной воды и гидрофобных наночастиц в необходимом соотношении в емкости блендера в течение 60 с на максимальной скорости. Порошковый криогель готовился из замороженного раствора ПВС. Замороженный раствор ПВС измельчался в емкости блендера с функцией льдодробления в присутствии гидрофобных наночастиц в морозильной камере Teledooq при температуре 258 К. Полученные таким образом системы просеивались для получения фракции 80-140 мкм. Для приготовления стабилизированных дисперсных систем использовался гидрофобизированный наноразмерный кремнезем марок Aerosil R202 и R812S (Evonik Industries, Germany).

Газовые гидраты синтезировали в реакторе высокого давления объемом 60 см³ без перемешивающих устройств. В качестве гидратообразующего газа использовали метан (99,99 мол.%). Образец массой 7 грамм помещался в реактор, затем осуществлялась продувка метаном для удаления воздуха, и затем реактор заправлялся метаном до давления около 5 МПа. Процесс образования гидратов метана из растворов ПАВ, ПАВ+ПВС, «сухой воды» и порошкового криогеля протекал при постоянной

температуре 273,2 К. В качестве ПАВ использовался SDS, как один из наиболее изученных. В экспериментах, в которых гидрат метана формировали из замороженных молотых растворов ПВС с концентрацией от 0 до 3 мас%, заправка реактора и формирование гидрата метана осуществлялась при температуре 272,2 К. Во всех экспериментах процесс гидратообразования продолжался в течение 20 часов. Количество молей газа, перешедшего в гидрат рассчитывалось по уравнению Пенга-Робинсона, как в работе [12]. Исходя из соотношения $\text{CH}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ для гидрата метана рассчитывалось количество воды, перешедшей в гидрат. Отношение количества воды, перешедшей в гидрат, к начальному количеству воды в исходном образце, определяет степень конверсии воды в гидрат.

Эксперименты по изучению диссоциации гидрата метана в исследуемых дисперсных средах проводили при одинаковых условиях. После 20 часов гидратообразования, реактор с образцом охлаждали в программируемом криостате до температуры 268,2 К. Эта температура попадает в диапазон 269 ± 1 К, который считается оптимальным для сохранения гидрата при атмосферном давлении [13]. Затем давление в реакторе медленно понижали до давления равновесия лед-гидрат-газ, что соответствует термобарическим условиям 2,18 МПа при 268,2 К. После того, как давление в реакторе стабилизировалось, осуществляли быстрый сброс давления до 0,1 МПа. Далее количество газа, выделяющееся из реактора фиксировалось счетчиком Ritter (Germany). На основании данных по изменению давления при диссоциации рассчитывалось количество молей газа, выделившегося при диссоциации. Доля разложившегося гидрата определялась как отношение выделившегося газа к общему количеству, поглощенного газа за время гидратообразования.

На рис.1 представлены кинетические кривые диссоциации гидратов метана, образованные из растворов ПАВ с концентрацией SDS 0,05 мас.% и растворов ПАВ+ПВС.

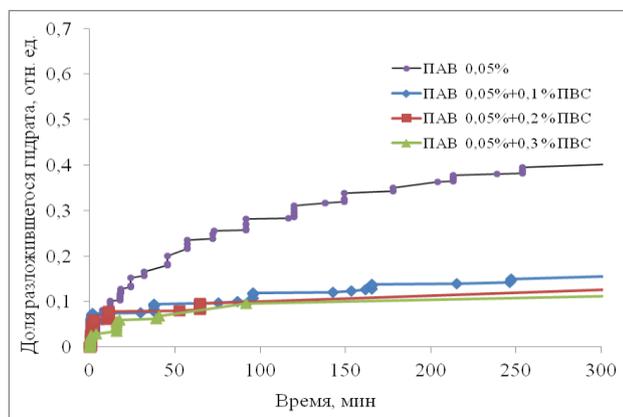


Рис.1 Диссоциация гидратов метана, полученного из растворов ПАВ и ПАВ+ПВС. Начальные условия диссоциации 268,2 К и 0,1 МПа.

Как следует из полученных данных, скорость диссоциации гидратов метана, полученных из раствора ПАВ и растворов ПАВ+ПВС значительно отличается. Газовые гидраты, образованные из растворов ПВС с добавкой ПАВ, диссоциируют со скоростью в два раза ниже, чем раствор ПАВ без добавки ПВС. Через 50 минут после начала диссоциации доля разложившегося гидрата, образованного из раствора ПАВ, превышает это же значение для гидрата, образованного из раствора ПАВ+ПВС, в два раза, через 150 минут с начала гидратообразования – в три раза. Полученные результаты показывают, что низкая скорость диссоциации гидрата метана после диссоциации малой его доли при температуре ниже температуры плавления льда и давлении 0,1 МПа, известная как самоконсервация гидратов, наблюдается для растворов ПАВ+ПВС и не наблюдается для

растворов ПАВ. Согласно данным, представленным на рис. 1 можно предположить, что добавка ПВС в растворе приводит к увеличению стабильности «законсервированных» гидратов.

Далее нами проведено исследование влияния добавки ПВС на кинетику диссоциации гидратов метана, образованных из замороженных измельченных растворов ПВС, которые ранее зарекомендовали себя как перспективные для технологий транспортировки природного газа системы ввиду значительного увеличения скорости роста гидрата по сравнению с растворами ПАВ и молотым льдом. Данные по кинетике диссоциации гидратов метана, образованных из замороженных молотых растворов ПВС, представлены на рис.2.

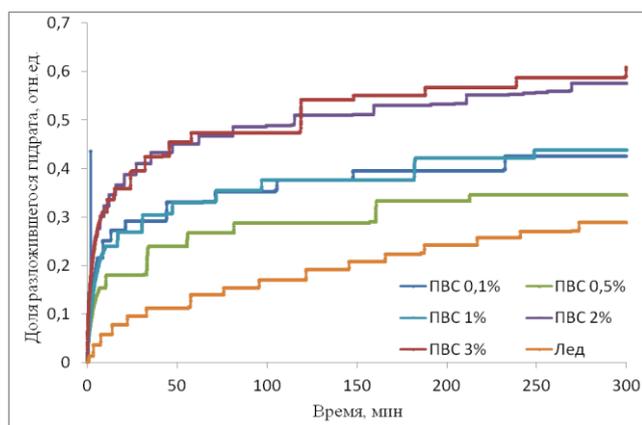


Рис.2 Диссоциация гидратов метана, полученных из замороженных дисперсных систем: молотый лед и молотый замороженный раствор ПВС. Начальные условия диссоциации 268,2 К и 0,1 МПа.

Согласно данным, представленным на рис.2, можно сделать вывод о том, что добавка ПВС приводит к увеличению скорости диссоциации гидрата метана. При увеличении концентрации ПВС в замороженной дисперсной системе от 0,1 до 3 мас% доля разложившегося гидрата увеличивается практически в три раза. Следует так же отметить, что даже добавка 0,1 мас% ПВС приводит к увеличению доли разлагаемого гидрата, образованного из замороженного молотого раствора ПВС, за идентичный промежуток времени для гидрата метана, образованного из молотого льда такой же фракции.

В ходе проведения сравнительного анализа кинетики диссоциации гидратов метана, образованных из дисперсных систем, стабилизированных гидрофобными наночастицами, отличающихся тем, что одна была приготовлена из дистиллированной воды и гидрофобных наночастиц - «сухая вода», вторая готовилась из замороженного раствора ПВС и гидрофобных наночастиц – порошок криогель. Данные по кинетике диссоциации этих систем представлены на рис.3. На основании данных, приведенных на рис.3а, можно сделать вывод, что на характере диссоциации гидрата метана, образованного из «сухой воды», приготовленной с разным содержанием стабилизатора, сказывается количество этого стабилизатора. Ранее было показано, что количество стабилизатора в «сухой воде» коррелирует с размером частиц [12]. Так можно заключить, что при увеличении количества стабилизатора, размер частиц в дисперсии «сухая вода» уменьшается, что приводит к практически полной диссоциации образовавшегося гидрата за короткий промежуток времени. В порошковых криогелях мы наблюдаем противоположную картину. Наличие стабилизатора практически не оказывает влияния на скорость и степень диссоциации гидрата. Следовательно можно сделать вывод, что в порошковых криогелях с концентраций ПВС 7 мас.% варьирование концентрации стабилизатора, гидрофобных наночастиц, от 2 до 10 мас.% оказывает

незначительное влияние на размер частиц дисперсии и следовательно на скорость диссоциации. Кроме того, как показано выше, добавка ПВС приводит к увеличению скорости диссоциации гидрата метана, что так же проявляется для гидратов метана, сформированных их порошковых криогелей.

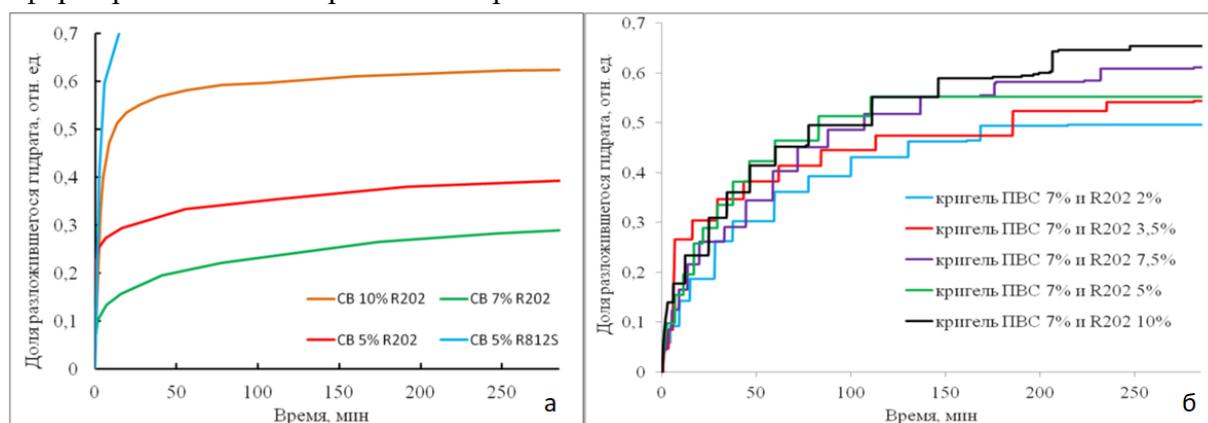


Рис.3 Диссоциация гидратов метана, полученных из дисперсных систем, стабилизированных гидрофобными наночастицами: а – порошковый криогель, б – «сухая вода». Начальные условия диссоциации 268,2 К и 0,1 МПа.

В заключение можно отметить, что добавка ПВС, зарекомендовавшая себя как промотор гидратообразования, при формировании гидратов метана из замороженных молотых растворов ПВС, так же приводит и к увеличению скорости диссоциации гидрата метана. Кроме того, на основании экспериментальных данных было установлено, что скорость диссоциации гидратов, полученных из растворов ПАВ более чем в два раза выше, чем скорость разложения гидратов метана, образованных из растворов ПАВ+ПВС.

Работы выполнены в рамках госзадания № 121041600040-3 и при поддержке гранта РФФИ и Тюменской области № 20-43-720002.

Литература

1. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // *Geosciences*. 2018. V.8, №431. p. 12.
2. Sloan E.D., Koh C.A. Clathrate hydrates of natural gases // Taylor and Francis group, 2008. p. 703.
3. Max, D.M., Johnson A.H., Dillon W.P. Natural Gas Hydrate—Arctic Ocean Deepwater Resource Potential // Springer: New York, 2013. p. 113.
4. Dallimore S.R. Field and laboratory characterization of interpermafrost gas hydrates, Mackenzie Delta, N.W.T., Canada. // In Proceedings of the 2nd International Conference on Natural Gas Hydrates, Toulouse, France, 1996. pp. 525–531.
5. Yakushev V.S., Istomin V.A. Gas Hydrates Self-Preservation Effect // *Phys. Chem. Ice, Japan*, 1992. pp. 136-140.
6. Sloan E.D.Jr. Fundamental principles and applications of natural gas hydrates // *Nature*, 2003. V. 426. 353-359 pp.
7. Долгаев С.И., Квон В.Г., Истомин В.А. Герасимов Ю.А., Тройникова А.А. Сравнительные экономические характеристики гидратной транспортировки природного газа // *Вести газовой науки*, 2018. №1(33). С. 100-116.
8. Iwasaki T., Kato, Y., Nagamori S., Takahash, S. Continuous Natural Gas Hydrate Pellet Production (NGHP) by Process Development Unit (PDU) // In Proceedings of the 5th International Conference on Gas Hydrates, Trondheim, Norway, 2005. p. 9.
9. Mel'nikov V.P., Podenko L.S., Drachuk A.O., Molokitina N.S. Production of Methane Hydrates in Dispersed Frozen Aqueous Solutions of Polyvinyl Alcohol // *Doklady Chemistry*, 2019. V. 487, P.1. pp. 198–202.
10. Rossi F., Filipponi M., Castellani B. Investigation on a novel reactor for gas hydrate production // *Applied Energy*, 2012. V. 99. 167–172 pp.

11. Linga P. A review of solidified natural gas (SNG) technology for gas storage via clathrate hydrates // Applied Energy, 2018. №216. 262–285 pp.

12. Мельников В.П., Поденко Л.С., Нестеров А.Н., Драчук А.О., Молокитина Н.С., Решетников А.М. Эффект самоконсервации гидратов метана, полученных в «сухой воде» // ДАН, 2016. Т. 466, №5. С. 554–558.

13. Stern L. A., Circone S., Kirby S. H., Durham W. B. Anomalous Preservation of Pure Methane Hydrate at 1 atm. The Journal of Physical Chemistry B, 2001. V. 105, №9. P. 1756–1762.

МЕТАН В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ И ПЕРИОДИЧЕСКИ ОТТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДАХ РАЙОНА МАРРЕ-САЛЕ (ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ П-ОВА ЯМАЛ)

Облогов Г.Е.^{1,2}, Задорожная Н.А.¹, Васильев А.А.^{1,2}, Стрелецкая И.Д.³

¹Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, 625000 Тюмень, Россия, а/я 1230; *oblogov@mail.ru, zadorozhnaya.nataliya.95@gmail.com, al.a.vasiliev@gmail.com*

²Тюменский государственный университет, 625003 Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия.

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы 1, Россия; *irinastrelets@gmail.com*

Приводятся результаты исследования содержания метана в сезонно-талых и мерзлых породах основных геолого-генетических типов четвертичных пород, а также подземных льдах в районе геокриологического стационара Марре-Сале, расположенного в зоне типичной тундры. Показаны результаты распределения содержания метана и изотопа углерода метана по глубине. Также представлены данные по эмиссии метана с поверхности доминирующих ландшафтов.

METHANE IN PERMAFROST AND PERIODICALLY THAWING SOILS AND UNDERGROUND ICE OF THE MARRE-SALE (WESTERN COAST OF THE YAMAL PENINSULA)

Oblogov G.E.^{1,2}, Zadorozhnaya N.A.¹, Vasiliev A.A.^{1,2}, Streletskaya I.D.³

¹Institute of the Earth's Cryosphere of Tyumen Scientific Center of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, 625000 Tyumen, Russia; *oblogov@mail.ru, zadorozhnaya.nataliya.95@gmail.com, al.a.vasiliev@gmail.com*

²Tyumen State University, 625003 Tyumen, Volodarsky st., 6, Russia

³Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Cryolithology and Glaciology, 119991, Leninskie gory 1, Moscow, Russia; *irinastrelets@gmail.com*

Study results of the methane content in seasonally thawed and frozen grounds of the main geological types of Quaternary deposits, as well as underground ice in the area of the Marre-Sale geocryological station, located in a typical tundra zone, are presented. Shows the results of the depth distribution of methane and carbon isotope of methane. Data of methane emissions from the surface of dominant landscapes are also presented.

В процессе геологической истории криолитозоны Арктического региона в многолетнемерзлых породах (ММП) и подземных льдах были аккумулированы и сохранены огромные запасы парниковых газов. Арктика в настоящее время испытывает значительное повышение среднегодовой температуры воздуха (более 2 градусов за последние 50 лет) [7], что приводит к оттаиванию мерзлоты и выбросам дополнительного количества парниковых газов с поверхности, которые усиливают глобальное потепление климата [4, 13, 6 и др.]. Метан (СН₄) считается одним из основных парниковых газов, парниковый эффект (парниковая активность) у которого по крайней мере в 25 раз превышает таковой у углекислого газа (СО₂). Высокое содержание СН₄ в породах Арктического региона обусловлено благоприятными условиями для развития микробных анаэробных сообществ (метаногенных архей), выделяющих СН₄ в качестве продуктов своего метаболизма. Метан образуется в типичных для арктических тундр бескислородных условиях водонасыщенного сезонного-талого слоя (СТС) при наличии достаточного количества органического углерода в доступных формах.

Оттаивание ММП вызывает перестройку ландшафтной структуры территорий, увеличивается мощность СТС, происходит заболачивание территорий. Вследствие этого расширяется зона жизнедеятельности метаногенов, увеличивается общая эмиссия CH_4 с поверхности, меняется общий баланс углерода [10]. При промерзании СТС метан концентрируется в его нижней части и может смещаться вниз в мерзлую толщу на первые метры [9]. Изменения структуры ландшафтов и эмиссии метана в настоящее время происходят на территории Арктики практически повсеместно [12]. В связи с этим оценка содержания газовой составляющей ММП в настоящее время является одной из наиболее актуальных проблем Арктики. К настоящему времени крайне мало достоверных данных о содержании CH_4 в деградирующих мерзлых толщах. В то же время оценки выбросов CH_4 должны быть скорректированы с учетом вероятного оттаивания потенциальных залежей метана в ММП и пластовых льдах криолитозоны, а также учета изменений ландшафтной структуры территорий.

В данном сообщении представлен анализ фактических данных по содержанию метана в ММП, СТС, пластовых льдах, а также эмиссии CH_4 с поверхности основных доминантных ландшафтов района геофизиологического стационара Марре-Сале (западное побережья п-ова Ямал), расположенного в зоне типичной тундры. Авторами ранее была представлена часть данных по рассматриваемой теме и сделаны предварительные выводы [1, 2, 3, 14, 11]. Район относится к зоне сплошного распространения ММП с среднегодовыми температурами пород $-4.5...-2.4$ °С. Исследования проводятся на расчлененной поверхности третьей морской террасы с абсолютными отметками 15-30 м и участке речной поймы с отметками около 1-3 м. В ландшафтной структуре главным образом выделяются дренированные полигональные тундры, увлажненные полигональные тундры, озерные котловины и пойменные болота. Остальные тундровые ландшафты имеют подчиненное значение. При этом полное водонасыщение талых пород характерно только для болот.

Для определения содержания газовой компоненты отбирались образцы талых и мерзлых пород или льдов объемом около 50 см^3 , которые после взвешивания помещались в пластиковые шприцы объемом 150 мл. Дегазация образцов производилась методом “HeadSpace” [8]. Состав газов определялся методом газовой хроматографии на установке с пламенно-ионизационным детектором SHIMADZU GC 2014 (Япония) в лабораторию ФГБУ ВНИИОкеангеология. Измерение содержания изотопа углерода метана ($\delta^{13}\text{C}[\text{CH}_4]$) проводилось с помощью газового хроматографа Thermo Fisher Scientific (США) и масс-спектрометра Delta Plus, Thermo Electron Corporation (Германия) с использованием стандарта, калиброванного по VPDB. Выполнено 39 измерений $\delta^{13}\text{C}[\text{CH}_4]$. Для измерений удельных потоков CH_4 (эмиссия метана) с поверхности использовались герметичные кубические камеры размером $25 \times 25 \times 25$ см из органического стекла. Внутри камер автоматически через каждые 10 мин вентиляторами перемешивался воздух в течение 15 секунд. Для измерения температуры возле камер были установлены двухканальные логгеры НОВО Pro v2 (США) с датчиками на поверхности (в слое растительного покрова) и на глубине 10 см. Запись температуры происходила каждые 10 мин. Отбор проб газа после начала эксперимента происходил каждый час на протяжении 4 часов (т.е. 5 измерений в сутки). Пробы анализировались в лаборатории ФГБУ ВНИИОкеангеология на том же приборе, что дегазированные образцы.

Исследования содержания метана в СТС и верхней части разреза многолетнемерзлых пород (ВГМ) до глубин около 3 м в районе Марре-Сале проводятся с 2012 года ежегодно в летний период (конец июля-август). В общей сложности было отобрано более 440 образцов, из которых около 280 – в талом состоянии, около 160 – в мерзлом. Статистические данные содержания метана ($\text{мл}[\text{CH}_4]/\text{кг}$) в породах СТС и ВГМ

для основных типов доминантных ландшафтов приведены в таблице. Содержание метана значительно различается в зависимости от ландшафта. Различия существенны как в породах СТС, так и в породах ВГМ. Наибольшее содержание метана в породах СТС отмечено в заболоченном ландшафте поймы реки. На основной поверхности третьей морской террасы наибольшее содержание метана отмечается в породах СТС водосборных понижений и логов. Сравнительно высокие значения также отмечены для талых отложений СТС ландшафта полигональной тундры. В дренированных ландшафтах содержание метана в слое оттаивания составляет менее 0.1 мг[СН₄]/кг. В отложениях ВГМ везде содержание метана больше чем в СТС. Разница в пропорциональном соотношении между ВГМ и СТС существенна и достигает 600 % и выше. Высокие средние содержания метана (более 2.7 мл[СН₄]/кг) в слое ВГМ получены для ландшафтов поймы реки, заболоченной поверхности полосы стока, заболоченной поверхности полигональной тундры, поверхности песчаного раздува. Большие содержания СН₄ в слое ВГМ получены главным образом для ландшафтов, в которых и в СТС наблюдались высокие значения содержания метана.

Таблица. Статистические данные содержания метана (мл[СН₄]/кг) в породах слоя сезонного оттаивания (СТС) и верхнего горизонта мерзлоты (ВГМ) доминантных ландшафтов района Марре-Сале.

| | Ровная дренир. тундра | Заболоч. полигон. тундры | Слабо-дренир. типичн. тундра | Заболоч. полоса стока | Заболоч. пойма реки | Дренир. полигон. тундра | Слабо-дренир. озерная котловина | Песчаный раздув |
|---------------------------|-----------------------|--------------------------|------------------------------|-----------------------|---------------------|-------------------------|---------------------------------|-----------------|
| Кол-во образцов (СТС/ВГМ) | 42/19 | 12/16 | 33/16 | 7/18 | 40/18 | 6/1 | 7/2 | 7/3 |
| Минимум (СТС/ВГМ) | 0/0.005 | 0/0 | 0/0.05 | 0/0.21 | 0.04/0.21 | 0.002/- | 0.08/0.69 | 0.003/3.67 |
| Максимум (СТС/ВГМ) | 0.37/3.01 | 5.63/15.35 | 0.79/3.39 | 3.93/8.97 | 6.55/8.97 | 0.008/- | 0.68/0.77 | 0.03/7.29 |
| Средн. знач. (СТС/ВГМ) | 0.04/0.46 | 0.89/3.11 | 0.12/0.83 | 1.54/3 | 1.59/3 | 0.004/0.024 | 0.28/0.73 | 0.01/5.13 |
| Станд. отклон. (СТС/ВГМ) | 0.09/0.85 | 2.02/4.75 | 0.18/0.93 | 1.09/2.38 | 1.36/2.38 | 0.003/- | 0.23/0.05 | 0.01/1.9 |
| Медиана (СТС/ВГМ) | 0.004/0.089 | 0.006/0.52 | 0.04/0.51 | 1.51/2.07 | 1.1/2.07 | 0.003/- | 0.17/0.73 | 0.01/4.44 |

Анализ распределения метана по глубине в СТС показал в целом закономерное увеличение содержания СН₄ с глубиной (рис. 1). Это указывает на важную роль диффузионного механизма переноса метана к поверхности. Такое распределение вероятно обусловлено высоким влиянием метанотрофных бактерий, использующих метан в качестве единственного источника как углерода, так и энергии. Метанотрофные бактерии, развивающиеся в аэробных слоях, как правило, залегают над анаэробными зонами метаногенеза [15].

Изотопный состав углерода метана в породах также закономерно меняется по глубине. В качестве примера на рисунке 2 приведено изменение $\delta^{13}\text{C}[\text{СН}_4]$ по глубине для ландшафтов болот в слое СТС, сложенных главным образом мелкозернистыми песками.

Как видно из рисунка, наблюдается хорошо выраженная сепарация содержания изотопа $\delta^{13}\text{C}$ метана. В верхних горизонтах СТС метан характеризуется более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с более нижними. Сепарация метана по глубине объясняется утяжелением изотопного состава при переносе метана к поверхности, сопровождаемом микробным окислением. Известно, что при потреблении СН₄ метанотрофными бактериями в окислительной среде преимущественно

используется «легкий» изотоп $\delta^{12}\text{C}$ метана [5]. При этом в остаточном метане увеличивается содержание «тяжелого» изотопа ($\delta^{13}\text{C}[\text{CH}_4]$).

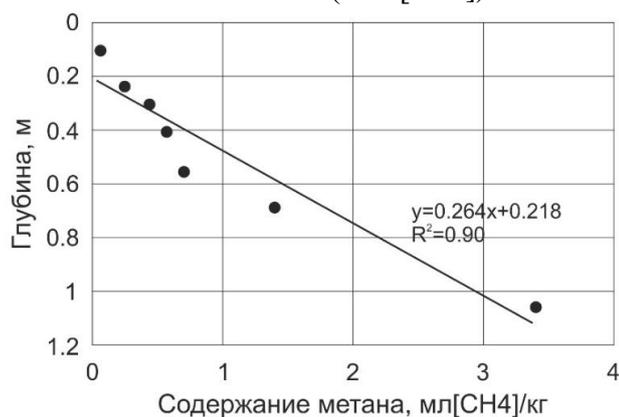


Рис. 1. Распределение метана с глубиной в талых песчаных отложениях СТС на примере участка в области заболоченного ландшафта поймы реки. Линией представлен линейный тренд.

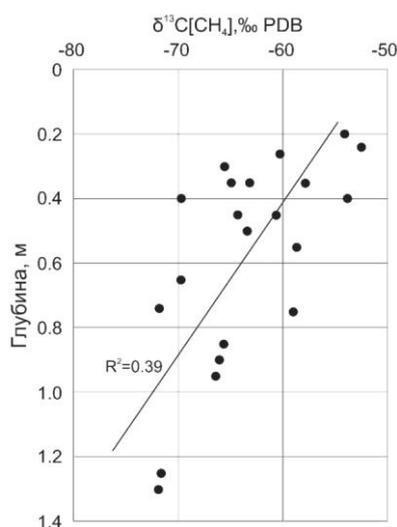


Рис. 2. Изменение содержания изотопа $\delta^{13}\text{C}$ метана по глубине в слое СТС в песчаных отложениях ландшафтов болот района Марре-Сале. Линией представлен линейный тренд.

Данные по содержанию метана в мерзлых четвертичных отложениях и подземных льдах участка берегового обрыва Карского моря района Марре-Сале представлены в виде «блкс-плот» диаграмм на рисунке 3.

Из анализа данных следует, что наибольшее количество CH_4 содержится в суглинисто-глинистых отложениях морского генезиса (mIII^1) (в среднем около 2 мл[CH_4]/кг, максимум 6.77 мл[CH_4]/кг), залегающих в основании разреза и составляющих большую часть объема пород, видимого разреза. Также высокие значения содержания метана установлены для подземных льдов. В прослоях и линзах стекловидного льда, залегающего в аллювиально-морских (прибрежно-морских) супесчано-песчаных отложениях (amIII^{3-4}) установлен абсолютный максимум содержания метана из всех отобранных образцов, составляющий 23.29 мл[CH_4]/кг, хотя в среднем в данном типе льдов содержание метана не превышает 1 мл[CH_4]/кг. Содержание CH_4 в пределах отложений одного геолого-генетического комплекса может различаться на нескольких порядков, в зависимости от конкретного места отбора пробы.

Проведен также анализ характера распределения CH_4 в мерзлых породах и подземных льдах. Установлено, что для большинства пород выделенных геолого-генетических комплексов характер распределения метана приближен к логнормальному распределению.

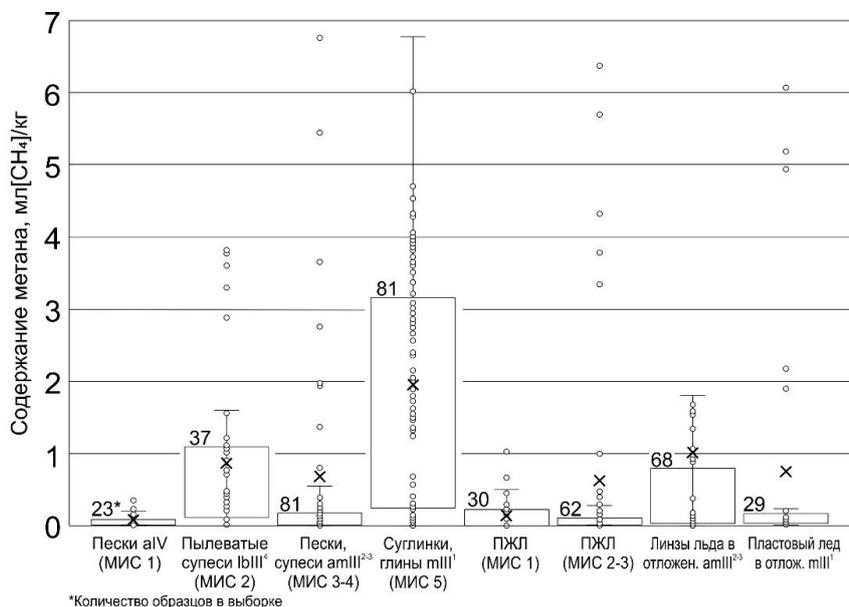


Рис. 3. Бокс-плот диаграммы содержания метана в мерзлых четвертичных отложениях и подземных льдах различного возраста участка берегового обрыва района Марре-Сале. Прямоугольниками обозначены нижний и верхний квартили. Перекрестия в каждом поле представляют собой среднее содержание метана. «Усы», выходящие из каждого прямоугольника, представляют минимальное и максимальное содержание метана. Точками показаны значения содержания метана.

Измерения удельных потоков CH_4 в атмосферу (эмиссия метана) проводились на территории Марре-Сале в конце июля - начале августа в 2018, 2019, 2020 гг. с поверхности 8 доминантных ландшафтов. Всего было проведено 26 четырехчасовых эксперимента при температуре поверхности от +5.7 до 20.0 °C. Высокие положительные значения потока метана зафиксированы для ландшафтов заболоченной поверхности поймы реки (до 10.7 $\text{мл}[\text{CH}_4] \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$ при температуре поверхности +20.0 °C), заболоченного понижения стока поверхностных вод (до 4.5 $\text{мл}[\text{CH}_4] \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$ при температуре поверхности +16.9 °C), заболоченной поверхности озерной котловины (до 2.99 $\text{мл}[\text{CH}_4] \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$ при температуре поверхности +17.1 °C), сильно увлажненной поверхности полигонального понижения (до 1.5 $\text{мл}[\text{CH}_4] \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$). В остальных точках значения удельного потока всегда менее 0.1 $\text{мл}[\text{CH}_4] \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-00181. Изотопные исследования выполнены в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и ГЗ «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» № 121051100164.

Литература

1. Васильев А.А., Мельников В.П., Семенов П.Б., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Содержание и эмиссия метана в доминантных ландшафтах типичной тундры Западного Ямала // Доклады академии наук. 2019. Т. 485. № 1. С. 88-92.

2. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мёрзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 5. С. 604-607.
3. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ванштейн Б.Г., Ривкина Е.М. Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // Лед и снег. 2018. Т. 58. №1. С. 65-77. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-65-77>.
4. AMAP, 2015. AMAP Assessment 2015: Human Health in the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. vii + 165 pp.
5. Coffin R.B., Hamdan L.J., Smith J.P., Rose P.S., Plummer R.E., Yoza B., Pecher I., Montgomery M.T. Contribution of Vertical Methane Flux to Shallow Sediment Carbon Pools across Porangahau Ridge, New Zealand. // *Energies*. 2014. 7. P. 5332-5356. <https://doi.org/10.3390/en7085332>
6. Dean J.F., Middelburg J.J., Röckmann T., Aerts R., Blauw L.G., Egger M., Jetten M. S.M., de Jong A. E.E., Meisel O.H., Rasigraf O., Slomp C.P., in't Zandt M.H., Dolman A.J. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world // *Reviews of Geophysics*. 2018. Vol. 56. P. 207-250. <https://doi.org/10.1002/2017RG000559>.
7. IPCC, 2018: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.
8. Kampbell D. H., Wilson J. T. & Vandegrift S. A. Dissolved Oxygen and Methane in Water by a GC Headspace Equilibration Technique // *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*. 1989. 36 (4). P. 249-257. <https://doi.org/10.1080/03067318908026878>.
9. Kraev G., Schulze E.-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E. Cryogenic Displacement and Accumulation of Biogenic Methane in Frozen Soils // *Atmosphere*. 2017. Vol. 8(6). 105. <https://doi.org/10.3390/atmos8060105>.
10. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.J., Heimann M., Lorenson T.D., Macdonald R.W., Roulet N. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // *Ecological Monographs*. 2009. Vol. 79 (4). P. 523-555. <https://doi.org/10.1890/08-2025.1>
11. Oblogov G.E., Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Zadorozhnaya N.A., Kuznetsova A.O., Kanevskiy M.Z., Semenov P.B. Methane Content and Emission in the Permafrost Landscapes of Western Yamal, Russian Arctic // *Geosciences*. 2020. Vol. 10. No. 10. 412. <https://doi.org/10.3390/geosciences10100412>.
12. Olefeldt D., Turetsky M.R., Crill P.M., McGuire A.D. Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones // *Global Change Biology*. 2013. Vol. 19. P. 589-603. <https://doi.org/10.1111/gcb.12071>.
13. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. Vol. 520. P. 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>.
14. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Streletskiy D.A. Methane Content in Ground Ice and Sediments of the Kara Sea Coast // *Geosciences*. 2018. Vol. 8 (12). 434. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120434>.
15. Whalen S., Reeburgh W. Consumption of atmospheric methane by tundra soils // *Nature*. 1990. Vol. 346. P. 160-162. <https://doi.org/10.1038/346160a0>.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЕ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА ПРИ СОВМЕСТНОЙ РАБОТЕ ПЛАСТА И СКВАЖИНЫ ДЛЯ СЛУЧАЯ ЗАВИСИМОСТИ РАВНОВЕСНЫХ УСЛОВИЙ ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ ОТ СОСТАВА И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЛАСТОВЫХ ВОД

Рожин И.И.¹, Иванов Г.И.^{1,2}

¹Институт проблем нефти и газа СО РАН – обособленное подразделение

ФГБУН ФИЦ "Якутский научный центр СО РАН", Якутск, Россия; i_rozhin@mail.ru

²ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия;
ivganyu@mail.ru

На основе обобщенной математической модели неизотермической фильтрации природного газа в пористой среде и модифицированной квазистационарной модели образования/отложения газовых гидратов в скважинах решена сопряженная задача при совместной работе системы «пласт–скважина», спрогнозированы динамики изменения температуры, давления, влагосодержания газа и проходного сечения в скважинах. Получено, что наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород ускоряет процесс гидратообразования внутри скважины. Показано, что при учете минерализации пластовых вод увеличивается продолжительность процесса полной закупорки скважины гидратами.

SIMULATION OF NATURAL GAS HYDRATES FORMATION DURING THE JOINT OPERATION OF A RESERVOIR AND A WELL FOR THE CASE OF DEPENDENCE OF EQUILIBRIUM CONDITIONS OF HYDRATE FORMATION ON THE COMPOSITION AND MINERALIZATION OF STRATUM WATER

Rozhin I.I.¹, Ivanov G.I.^{1,2}

¹Institute of Oil and Gas Problems of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Federal Research Center "Yakut Scientific Center SB RAS", Yakutsk, Russia; *i_rozhin@mail.ru*
²North-Eastern Federal University named after M.K. Ammosov, Yakutsk, Russia; *ivganya@mail.ru*

On the basis of a generalized mathematical model of non-isothermal filtration of natural gas in a porous medium and a modified quasi-stationary model of the formation/deposition of gas hydrates in wells, an conjugated problem was solved in the joint operation of the "reservoir-well" system, the dynamics of changes in temperature, pressure, gas moisture content and flow area in wells were predicted. It was found that the presence of a thick layer of permafrost accelerates the process of the hydrate formation inside the well. It is shown that when stratum water salinity is taken into account, the duration of the complete plugging process of the well with hydrates increases.

Прогноз образования гидратов при добыче природного газа является составной частью проекта разработки любого газового месторождения. Этот этап особенно важен при добыче газа из месторождений северных регионов. В настоящее время соответствующие инженерные расчеты выполняются на основе сведений о термобарических условиях продуктивных пластов.

Проблема образования и отложения газовых гидратов в стволе скважины рассмотрена в работах [9, 11, 14], где в стационарном случае при ряде упрощений получены аналитические зависимости распределения температуры и давления по стволу скважины. В работе [12] рассмотрены особенности тепломассопереноса в скважинах низкотемпературных газовых месторождений. Для этого разработана математическая модель сопряженной системы «пласт – скважина – горные породы». Выведены уравнение энергии для стационарного газового потока в скважине в предположении постоянного теплового потока на стенке скважины и граничные условия сопряжения системы «скважина – пласт» для задачи неизотермического течения газа. Получены аналитические зависимости температуры газа от давления в стволе вертикальной скважины при отсутствии и при наличии многолетнемерзлых пород (ММП), которые удобно использовать для мониторинга за температурным режимом скважины. Доказан эффект снижения давления в призабойной зоне, что необходимо учесть при определении зон возможного гидратообразования, при гидродинамических исследованиях скважин и при интеграции симуляторов, моделирующих течение газа в скважине и фильтрацию газа в пласте.

В работе [16] предложена методика определения времени закупорки и интервала гидратообразования в стволе скважины при её совместной работе с газоносным пластом. Численно решается сопряженная задача неизотермической фильтрации газа в пласте, течения газа в скважине, распространения тепла в горных породах и образования/отложения газовых гидратов в скважине. При этом движение реального газа в скважине описывается в рамках трубной гидравлики, а динамика образования гидрата и оттаивания ММП – в рамках обобщенной задачи Стефана.

При совместной работе газоносного пласта и скважины температура и давление газа на забое изменяются, они определяются на основе решения системы уравнений двумерной осесимметричной задачи отбора газа через одиночную скважину, расположенную в центре кругового пласта [6, 10]. В модели неизоэтермической фильтрации газа считается, что перенос тепла по радиальной координате за счет теплопроводности пренебрежимо мал по сравнению с конвективной составляющей. На стенке забоя скважины ставится условие постоянного массового расхода газа, на контуре питания пласта – условия непроницаемости и отсутствия теплового потока, а на кровле и подошве пласта – условия непроницаемости и теплообмена с вмещающими горными породами. Затем рассматривается сопряженная задача теплообмена между реальным газом в скважине и окружающей средой (горными породами) [1, 2, 4, 5], которая сводится к решению дифференциальных уравнений, описывающих неизоэтермическое течение газа в скважине, и уравнения распространения тепла в горных породах с соответствующими условиями сопряжения. При этом в квазистационарной математической модели образования (диссоциации) гидратов в газовых скважинах учитывается зависимость коэффициента теплопередачи от газа к внутренней стенке трубы от изменяющейся со временем площади проходного сечения.

Таким образом, новизна исследований заключается в совместном рассмотрении неизоэтермического течения природного газа в призабойной зоне и в стволе газовых скважин с учетом образования/диссоциации гидратов, т.е. при совместной работе газоносного пласта и скважины. Обобщение моделей заключается в том, что при расчете равновесных условий гидратообразования учитывается тип и минерализация пластовых вод. Для этого вычисленная равновесная кривая (без ингибитора) пересчитывается по методике [13] в зависимости от типа и степени минерализации вод, либо её сразу можно определить по программе CSMHyd [8]. Найденные зависимости равновесной температуры T_h от равновесного давления p следует аппроксимировать в виде логарифмической функции, которая в математическую модель сопряженной задачи входит как температура гидратообразования $T_h = a \cdot \ln p + b$, из которой определяются коэффициенты a и b .

Расчеты выполнялись при исходных данных, соответствующих двум скважинам Отрадинского газоконденсатного месторождения (ГКМ) [4, 5, 7]. Это месторождение расположено на северном борту Ньюско-Джербинской впадины Предпатомского краевого прогиба вблизи его сочленения с внутренней областью Сибирской платформы. Выбор данного месторождения основан на том, что пластовая температура близка к равновесной температуре гидратообразования. Также это месторождение имеет достаточно высокое пластовое давление. При этих условиях возникает опасность образования газовых гидратов непосредственно на забое и в стволе скважин, что может привести либо к снижению их пропускной способности, либо к их полной закупорке. Расчеты методом конечных разностей с применением метода Рунге-Кутты 4-го порядка и метода простой итерации с прогоночными алгоритмами были проведены с целью сравнения стабильной работы между двумя скважинами №314-2 и №314-3.

Проанализируем результаты вычислений в случае отсутствия солей, т.е. без учета минерализации пластовых вод. В этом случае промежуток времени с момента пуска до закупорки скважины №314-2 составил 5.98 часов, а для скважины №314-3 – 11.28 часов (рис. 1 - 2). Разница во времени объясняется тем, что почти при одинаковых условиях (конструкция скважин, состав природного газа, минерализация пластовых вод, пластовые условия, термобарические условия гидратообразования) мощность ММП для скважины №314-3 (300 м) меньше по сравнению с мощностью ММП для скважины №314-2 (680 м) и газ охлаждается медленнее. Хотя массовый расход газа для скважины №314-2 на 0.5 кг/с больше. Тем самым, основную роль в продолжительности процесса

полной закупорки гидратами скважины играет мощность ММП, т.е. тепловое взаимодействие с окружающими ММП.

На рис. 1а показано, что температура газа по всему стволу скважины №314-3 выше, чем температура газа по скважине №314-2, т.к. пластовая температура больше на 1.3 К. В момент закупорки скважины №314-2 температура на забое составила 283.97 К, а на устье – 248.60 К (см. поверхность 1 на рис. 1а, последнее значение на рисунке урезано). Аналогично для скважины №314-3 в момент остановки отбора газа температура на забое составила 284.70 К, а на устье – 266.98 К (см. поверхность 2 на рис. 1а). Резкое падение температуры и давления в приустьевой зоне скважин (рис. 1) вызвано сужением проходного сечения и соответственно охлаждением газа за счет эффекта Джоуля-Томсона.

На рис. 1б показано, что в конце расчетного времени, т.е. в конце отбора газа, давление газа на устье скважины №314-3 больше, чем на устье скважины №314-2. В момент закупорки давление газа на забое и устье скважины №314-2 соответственно составит 14.28 МПа и 0.0004 МПа (см. поверхность 1 на рис. 1б, последнее значение на рисунке урезано), а для скважины №314-3 эти значения будут иметь следующие значения 12.89 МПа и 7.47 МПа (см. поверхность 2 на рис. 1б).

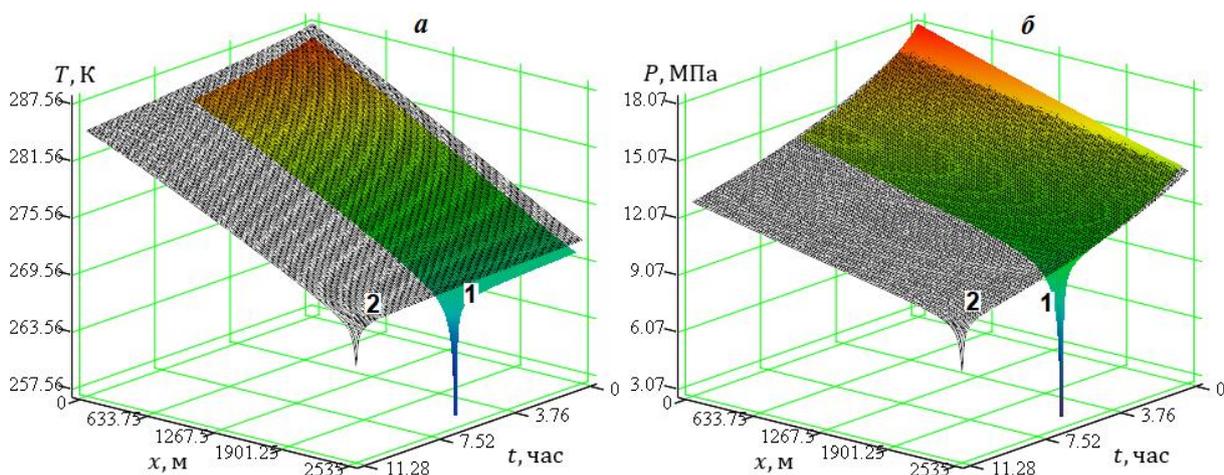


Рис. 1. Изменения температуры (а) и давления (б) газа по глубине и во времени для скважин №314-2 (поверхность 1) и №314-3 (поверхность 2) Отраднинского ГКМ

Оценка влагосодержания природного газа необходима для технологических расчетов при добыче, подготовке и транспорте газа. А также знание динамики влагосодержания природного газа позволяет рассчитать расход ингибиторов гидратообразования перед их закачкой в скважины.

В работе [3] выполнен анализ динамики температуры и давления в пласте и их влияния на влагосодержание добываемого газа. Связь между влагосодержанием w и давлением p и температурой T описывалась эмпирическими зависимостями, основанными на формуле Бюкачека. Актуальность решения задачи определяется тем воздействием, которое оказывает пластовая вода на гидратообразование, а также необходимостью осушки газа перед его подачей в магистральный газопровод. В работе [15] исследуется изменение влагосодержания газа в призабойной зоне и стволе газовой скважины при её совместной работе с пластом-коллектором.

В рамках разработанного в работах [3, 15] алгоритма получено, что влагосодержание газа по всему стволу скважины №314-3 больше, чем для скважины №314-2 (рис. 2а). Это можно объяснить тем, что значения давления и температуры газа по всему стволу скважины №314-3 больше (рис. 1). В момент закупорки скважины

№314-2 влагосодержание на устье достигает значения $w=0.927$ (поверхность 1 на рис. 2а, данное значение на рисунке урезано), а для скважины №314-3 – $w=8.27 \cdot 10^{-7}$ (поверхность 2 на рис. 2а). Здесь резкое увеличение влагосодержания в приустьевой зоне соответствует резкому падению давления и температуры (рис. 1).

Из рис. 2б следует, что образование гидратов происходит по всему стволу скважин, наиболее интенсивно этот процесс идет в верхней части ствола, примерно соответствующей мощности ММП. Начальное значение безразмерного сечения скважины $S(0)=1$ соответствует отсутствию газовых гидратов. При полной закупорке скважины №314-2 на забое за 5.98 часов будет перекрыто 31.8% проходного сечения (см. поверхность 1 на рис. 2б). За 11.28 часов работы скважины №314-3 на забое будет перекрыто 28.2% проходного сечения (см. поверхность 2 на рис. 2б). Такое различие объясняется тем, что при меньшей мощности ММП (300 м для скважины №314-3) газ не успевает существенно охладиться.

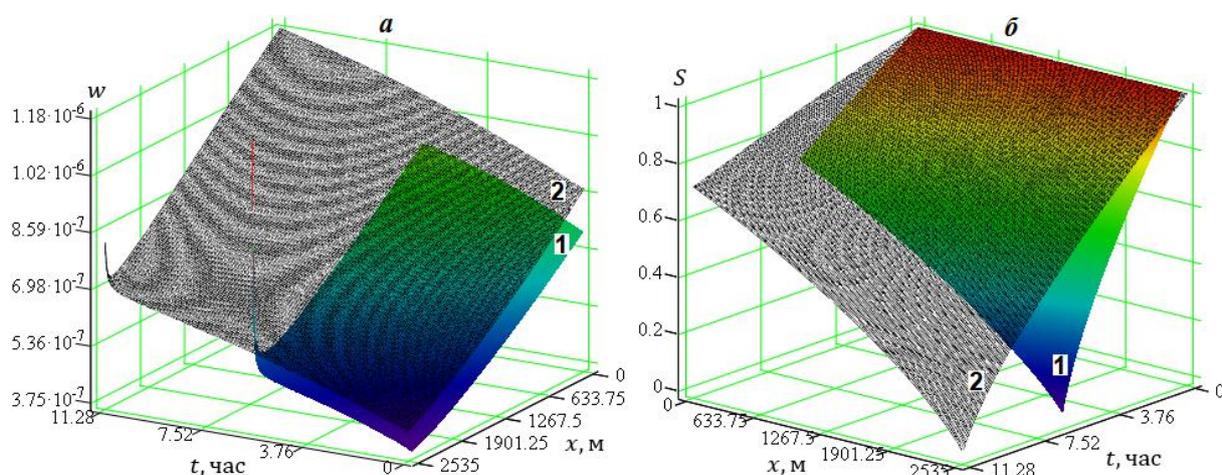


Рис. 2. Изменения влагосодержания газа (а) и безразмерной площади проходного сечения (б) по глубине и во времени для скважин №314-2 (поверхность 1) и №314-3 (поверхность 2) Отраднинского ГКМ

При учете минерализации пластовых вод существенно возрастает промежуток времени с момента пуска до полной закупорки скважин. Это время составило: для скважины №314-2 – 7.34 часа и 7.26 часов при пластовых водах NaCl и CaCl₂ типов соответственно;

для скважины №314-3 – 17.32 часа и 16.82 часа при пластовых водах NaCl и CaCl₂ типов соответственно.

Увеличение продолжительности процесса полной закупорки гидратами скважин (почти в 1.23 раза) связано с тем, что при учете минерализации пластовых вод гидраты образуются при более низких температурах в заданном диапазоне давления.

На рис. 3 показано сравнение динамик безразмерной площади проходного сечения скважин №314-2 и №314-3 в случаях, когда при расчете равновесных условий гидратообразования учитывается тип и минерализация пластовых вод и сопоставляется со случаем без учета минерализации. В момент закупорки скважины №314-2 на забое будет перекрыто 22.3% проходного сечения при учете минерализации пластовых вод CaCl₂ типа (поверхность 2 на рис. 3а), а для вод NaCl типа – 21.8% проходного сечения (поверхность 3 на рис. 3а). Если в расчетах не учитывать минерализацию вод, то перекрывается 31.8% проходного сечения.

Для скважины №314-3 в момент её закупорки поперечное сечение забоя перекрывается на 28.2% в случае, когда минерализация вод не учитывается (поверхность

1 на рис. 3б). При учете минерализации пластовых вод CaCl_2 и NaCl типов перекрывается 4.8% и 2.9%, соответственно. То есть за время закупорки скважины на забое образуется меньше гидратов. Из-за малого содержания количества солей в пластовых водах (степень минерализации – 12%) время образования гидратной пробки практически не зависит от подгруппы вод (натриевая или кальциевая) хлоридно-кальциевого генетического типа.

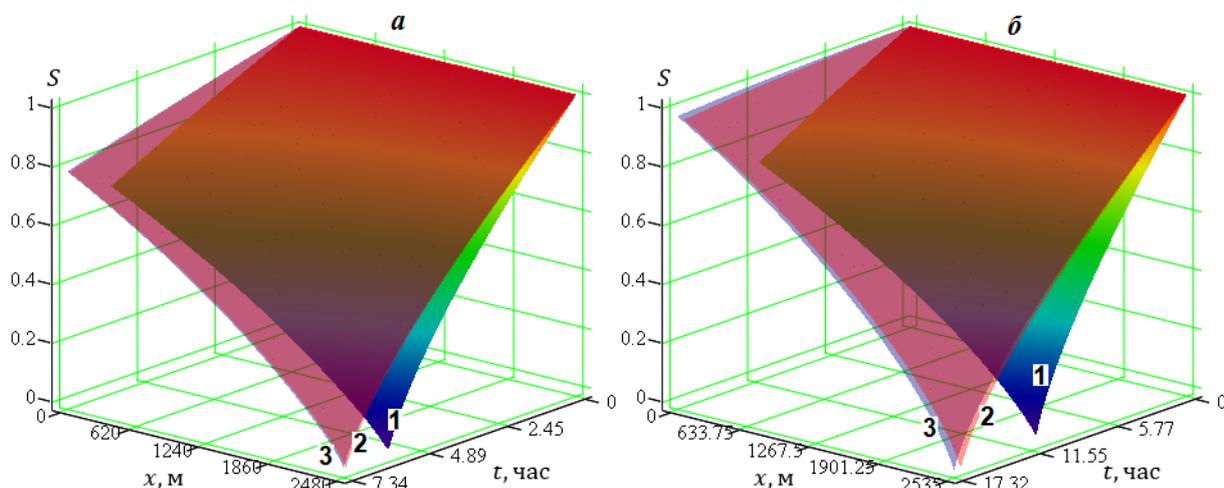


Рис. 3. Динамики безразмерной площади проходного сечения скважин №314-2 (а) и №314-3 (б) Отраднинского ГКМ в случае без учета минерализации (поверхность 1), при учете минерализации пластовых вод хлоридно-кальциевого (поверхность 2), хлоридно-натриевого (поверхность 3) типов

Сравним результаты вычислений динамик изменения температуры, давления, влагосодержания газа и проходного сечения для двух скважин при учете минерализации пластовых вод хлоридно-натриевого типа (рис. 4 - 5). В результате отбора газа с течением времени температура и давление газа на забое скважин уменьшаются, а влагосодержание увеличивается. Видно, что значения этих величин для скважины №314-3 превышают значения величин для скважины №314-2.

В момент закупорки скважины №314-2 температура на забое уменьшилась от начального пластового значения 286.35 К до 283.64 К, при этом на устье температура газа составила 261.91 К (поверхность 1 на рис. 4а). Тогда как для скважины №314-3 за 17.32 часа на забое температура упала от начального пластового значения 287.65 К до 283.70 К, устьевая температура достигает значения 263.45 К (поверхность 1 на рис. 4а). Как было сказано выше, из-за сужения проходного сечения и соответственно за счет дросселирования на устье скважин резко уменьшаются температура и давление газа (рис. 4).

Рисунок 4б иллюстрирует, что в процессе отбора газа на забое скважины №314-2 давление за 7.34 часа от начального пластового значения 18.84 МПа падает до 13.85 МПа, при этом устьевое давление достигает значения 5.91 МПа (поверхность 1 на рис. 4б). Для скважины №314-3 до её закупорки забойное давление уменьшается от 18.22 МПа до 11.81 МПа, устьевое давление – 4.95 МПа (поверхность 2 на рис. 4б).

Влагосодержание газа по глубине скважин уменьшается и резко возрастает на устье из-за резкого падения давления и температуры. В процессе отбора газа на забое скважин влагосодержание монотонно возрастает вследствие поступления паров пластовых вод вместе с газом. В момент закупорки скважины №314-2 влагосодержание газа на устье принимает значение $w = 8.07 \cdot 10^{-7}$ (поверхность 1 на рис. 5а). Для скважины №314-3 в момент её закупорки весовая доля паров воды в газе на устье будет больше и составит $w = 1.29 \cdot 10^{-6}$ (поверхность 2 на рис. 5а).

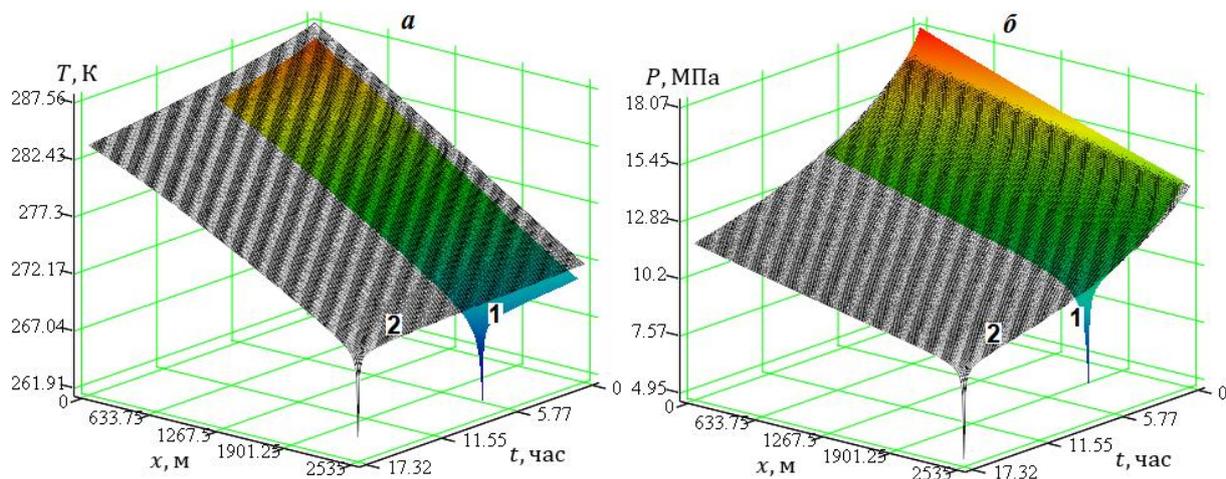


Рис. 4. Изменения температуры (а) и давления (б) газа по глубине и во времени для скважин №314-2 (поверхность 1) и №314-3 (поверхность 2) Отраднинского ГКМ при учете минерализации пластовых вод хлоридно-натриевого типа

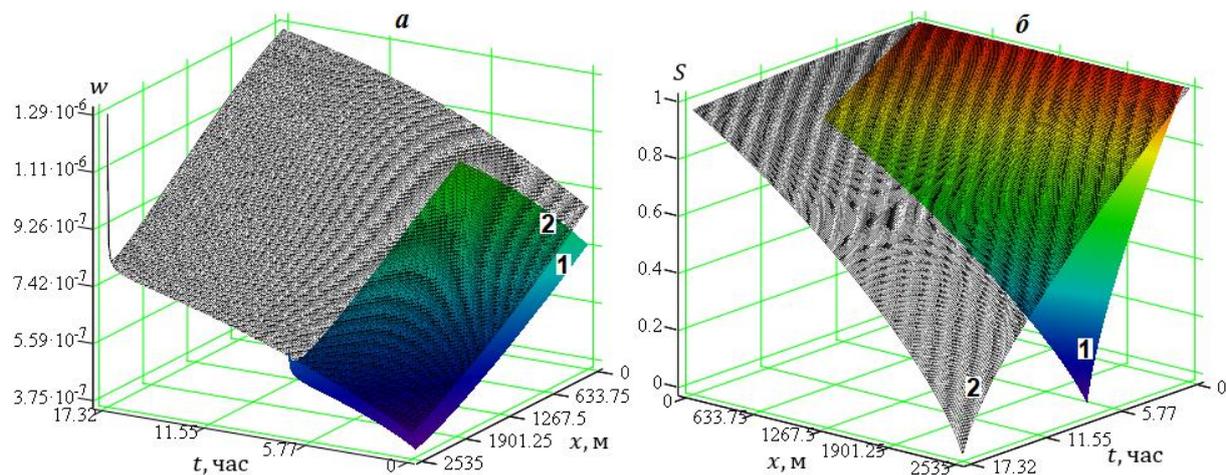


Рис. 5. Изменения влагосодержания газа (а) и безразмерной площади проходного сечения (б) по глубине и во времени для скважин №314-2 (поверхность 1) и №314-3 (поверхность 2) Отраднинского ГКМ при учете минерализации пластовых вод хлоридно-натриевого типа

На забое скважины №314-2 будет перекрыто 21.8% проходного сечения (поверхность 1 на рис. 5б), а на забое скважины №314-3 – 3% проходного сечения (поверхность 2 на рис. 5б). Различие в динамике проходного сечения также объясняется тем, что при меньшей толщине ММП газ не успевает существенно охладиться.

В ходе вычислительного эксперимента получено, что учет минерализации пластовых вод приводит к повышению времени образования гидратной пробки. Из-за меньшей толщины ММП длительность процесса полной закупорки устьевой части гидратами для скважины №314-3 существенно больше, чем для скважины №314-2. Анализ промысловых данных показал, что для скважин Отраднинского ГКМ с пластовой температурой ниже равновесной температуры гидратообразования отбор газа проводится с закачкой водометанольного раствора.

Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ (Рег. №122011100157-5).

Литература

1. Bondarev E.A., Rozhin I.I., Argunova K.K. Features of mathematical modeling of natural gas production and transport systems in the Russia's arctic zone // Journal of Mining Institute, 2017. Vol. 228. Pp. 705-716. DOI: 10.25515/PMI.2017.6.705.
2. Bondarev E.A., Rozhin I.I., Argunova K.K. Modeling the formation of hydrates in gas wells in their thermal interaction with rocks // Journal of Engineering Physics and Thermophysics, 2014. V. 87, No. 4. Pp. 900-907. DOI: 10.1007/s10891-014-1087-0.
3. Bondarev E.A., Rozhin I.I., Argunova K.K. Moisture content of natural gas in bottom hole zone // Journal of Mining Institute, 2018. Vol. 233. Pp. 492-497. DOI: 10.31897/PMI.2018.5.492.
4. Bondarev E.A., Rozhin I.I., Argunova K.K. Hydrate formation at development of the Otradninsky gas condensate field // SOCAR Proceedings, 2014. Issue 4. Pp. 46-53. DOI: 10.5510/OGP20140400221.
5. Borisova N.N., Rozhin I.I. Method for determining the mass flow for pressure measurements of gas hydrates formation in the well // Journal of Siberian Federal University. Mathematics and Physics, 2021. Vol. 14, Issue 2. Pp. 193-203. DOI: 10.17516/1997-1397-2021-14-2-193-203.
6. Nikolaev V.E., Ivanov G.I., Rozhin I.I. Numerical modeling of the influence of heat exchange of reservoir beds with enclosing rocks on gas production from a single well // Numerical Analysis and Applications, 2013. Vol. 6, Issue 4. Pp. 289-297. DOI: 10.1134/S1995423913040046.
7. Rozhin I.I., Argunova K.K. Investigation of the flow rate influence on the hydrate formation in the bottom-hole zone, bore and well pipelines // AIP Conference Proceedings, 2021. Vol. 2328. Article Number 0044586. 4 p. DOI: 10.1063/5.0044586.
8. Sloan E.D., Koh C.A. Clathrate hydrates of natural. Boca Raton: Taylor&Francis Group/CRC Press, 2008. 720 p.
9. Алиев З.С., Мараков Д.А. Разработка месторождений природных газов. М.: МАКВС Пресс, 2011. 340 с.
10. Бондарев Э.А., Васильев В.И., Воеводин А.Ф., Павлов Н.Н., Шадрина А.П. Термогидродинамика систем добычи и транспорта газа. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 272 с.
11. Брилл Дж.П., Мукерджи Х. Многофазный поток в скважинах. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2006. 384 с.
12. Васильева З.А. Моделирование процессов тепломассопереноса в системе «пласт – скважина – горные породы» с учетом фазовых превращений газовых гидратов. Диссертация на соискание ученой степени д.т.н. Москва, 2019. 227 с.
13. Истомина В.А. Квон В.Г. Предупреждение и ликвидация газовых гидратов в системах добычи газа. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. 506 с.
14. Мирзаджанзаде А.Х., Кузнецов О.Л., Басниев К.С., Алиев З.С. Основы технологии добычи газа. М.: ОАО Изд-во «Недра», 2003. 880 с.
15. Рожин И.И., Иванов Г.И. Исследование динамики влагосодержания природного газа в призабойной зоне и стволе газовых скважин // Актуальные вопросы теплофизики, энергетики и гидрогазодинамики в условиях Арктики / Тезисы Всеросс. науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 85-летию со дня рождения заслуж. деятеля науки РФ и ЯАССР, д.т.н., проф. Э.А. Бондарева. Киров: Межрегион. центр инновац. технологий в образовании, 2021. С. 52-54.
16. Рожин И.И., Иванов Г.И. Моделирование образования гидратов природного газа при совместной работе пласта и газовой скважины // Актуальные вопросы теплофизики, энергетики и гидрогазодинамики в условиях Арктики / Тезисы Всеросс. науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 85-летию со дня рождения заслуж. деятеля науки РФ и ЯАССР, д.т.н., проф. Э.А. Бондарева. Киров: Межрегион. центр инновац. технологий в образовании, 2021, 2021. С. 54-56.

ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ МЁРЗЛЫХ ПОРОД В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Соболев П.А.^{1*}, Хименков А.Н.², Кошурников А.В.^{1**}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва

*e-mail: petr.sobolev@tuta.io

** e-mail: msu-geophysics@mail.ru

² Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; e-mail: a_khimenkov@mail.ru

Изучение мерзлых газонасыщенных пород связано с различными прикладными вопросами: возможна недооценка объема выхода парниковых газов в зоне распространения многолетнемерзлых пород

и существует риск для существующей инфраструктуры из-за развития взрывных процессов в криолитозоне, которые связаны с миграцией газов. Мерзлые газонасыщенные породы изучаются с помощью геофизических методов, которые нуждаются в данных о свойствах пород. Для этого возможно их лабораторное изучение. Одна из методик исследования описывается в докладе.

STUDY OF GAS-SATURATED FROZEN ROCKS UNDER LABORATORY CONDITIONS

Sobolev P.A.^{1*}, Khimenkov A.N.², Koshurnikov A.V.^{1**}

1 Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia

*e-mail: petr.sobolev@tuta.io

** e-mail: msu-geophysics@mail.ru

2 Institute of Geocology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; e-mail: a_khimenkov@mail.ru

The study of frozen gas-saturated rocks is associated with various applied issues: the volume of greenhouse gas emissions in the permafrost zone may be underestimated and there is a risk to the existing infrastructure due to the development of explosive processes in the cryolithozone, which are associated with the migration of gases. Frozen gas-saturated rocks are studied using geophysical methods, which need data on the properties of rocks. For this purpose, it is possible to study them in the laboratory. One of the research methods is described in the report.

По классическому определению, данному А. И. Поповым, "Мёрзлые породы являются многофазными и многокомпонентными системами. По агрегатному состоянию в мёрзлых породах следует выделять твёрдую, жидкую и газообразную составляющие [6]. Из трех названных основных составляющих мёрзлых пород, газовая, является наименее изученной. Считалось, что мерзлота непроницаема для газа, низкие температуры подавляют активность живого вещества и поэтому накопление газа в криолитозоне невозможно.

Исследования, проведённые в последние десятилетия, показали, что территориям сложенным многолетнемёрзлыми породами отводится особая роль в современном цикле CH_4 , здесь сосредоточено более 30% всего органического углерода планеты, при этом подавляющая его часть законсервирована в мерзлоте. Прогнозируемые климатические изменения к 2100 г. по результатам моделирования глубины сезонного оттаивания в модели тепло- и влагопереноса (ИФА РАН), приведет к высвобождению из многолетнемёрзлых пород 1,3–1,7 млрд м^3 CH_4 [4]. Оттаивание мерзлоты ведет к деградации содержащихся в ней газогидратов, что, в свою очередь, приводит к эмиссии метана из криогенных толщ. Эмиссия метана может приобрести массивный характер и достигать уровней, способных вызвать значительное и даже катастрофическое потепление нашей планеты [7], таким образом, проблема формирования и накопления газа в мёрзлых породах становится чрезвычайно важной, как в теоретическом, так и в практическом отношении.

В последние десятилетия интерес к изучению газонасыщенных пород в криолитозоне резко вырос. Связано это с активным освоением арктических территорий и шельфа Северного Ледовитого Океана и глобальным потеплением климата. Теоретическая и практическая значимость данной проблемы в последние годы резко возросла. Многочисленные взрывы, связанные с проведением буровых работ в области распространения мерзлых пород, колоссальные объёмы парниковых газов поступающих в атмосферу с территорий занятых криолитозоной, мощные естественные взрывные процессы, формирующие воронки газового выброса на северных территориях и Арктическом шельфе это не полный перечень процессов, связанных с газонасыщенными мёрзлыми породами. Все эти процессы связаны с газами, содержащимися в многолетнемёрзлых породах. Оказалось, что газовая составляющая может играть значительную роль в многолетнемёрзлых породах: придаёт им определённые текстурно-морфологические и физико-химические особенности, несёт важную генетическую

информацию. Размеры газонасыщенных зон здесь достигают от сотен метров до десятков километров, а выходы газа достигают десятки тысяч кубометров в сутки, что позволяет рассматривать их как потенциальные источники добычи. Несмотря на то, что наблюдается острая практическая необходимость использования данных о газонасыщенных мёрзлых породах, их изученность явно недостаточна. Закономерности формирования газонасыщенных мёрзлых пород не выявлены, процессы, происходящие при их формировании и разрушении не изучены. Сами породы как самостоятельный объект не выделены.

В настоящее время возможность фильтрации газа допускается только при естественном или техногенном оттаивании мёрзлых пород. В условиях усиливающегося техногенного воздействия при интенсивном освоении северных территорий и Арктического шельфа, а также и ускоряющегося глобального потепления климата такой подход не позволяет адекватно оценивать, процессы, происходящие в мёрзлых породах. Реально эти опасные процессы наступают раньше, чем принято считать. На современном этапе изучения фильтрации газа в льдистых мерзлых породах наметился определённый рубеж, сдерживающий дальнейшее изучение этой важной, в теоретическом и практическом отношении, проблемы. Он заключается в постулировании положения о невозможности перераспределения газа в мерзлых льдистых породах. Ошибочность такого подхода хорошо иллюстрируется взрывными процессами, связанными с воронками газового выброса, обнаруженными на севере Западной Сибири; многочисленными газовыми выбросами, связанными с бурением скважин; выходами углеводородных газов, обнаруженных на территории криолитозоны.

Геофизические методы изучения газонасыщенных мёрзлых пород

Наиболее перспективным направлением при изучении зон накопления газов в многолетнемёрзлых породах является использование геофизических методов [2,3,8], поскольку только они, позволяют определить местоположение, границы и морфологию этих образований. Геофизические методы изучения криолитозоны основаны на различие физических свойств мёрзлых пород различного состава и строения. Сейсмоакустические и электрические свойства мёрзлых пород во многом зависят от газонасыщенности мёрзлых грунтов. Эти зависимости определяют круг задач, решаемых геофизическими методами при исследованиях в криолитозоне.

Геофизическими методами картирования областей насыщения осадков газоносными флюидами и газовыводящих путей являются сейсмоакустическое высокочастотное профилирование, эхолотирование и гидролокация бокового обзора. Использование высокочастотных профилографов позволяет установить в стратифицированном разрезе четвертичных осадков участки акустического осветления (blankings) толщи в виде субсогласных напластованию протяжённых объектов непосредственно над акустическим фундаментом, так и в виде ортогональных слоистости зон осветления. Наблюдаемое явление интерпретируется как процесс внутрислоевого распределения и межслоевой миграции газонасыщенных флюидов. Скопления «свободного» газа в многолетнемёрзлых породах отчетливо проявляются в волновом поле, контрастно отображаясь на сейсмоакустических разрезах в виде характерных амплитудных аномалий – «ярких пятен», сопровождающихся часто дифрагированными волнами на их границах, формированием акустически немых зон, инверсией фаз, проявлением затяжек времени регистрации отражений от нижележащих горизонтов, а также понижением частоты отраженных волн [1]. О наличии в грунтах свободного газа свидетельствуют пониженные скорости распространения упругих колебаний. Отражения от границ газосодержащих слоев отличаются очень высокой амплитудой сигнала, во много раз превышающей амплитуды отражений от границ раздела грунтов, не содержащих газа. Скорости распространения продольных волн в

разрезах, включающих мерзлые льдистые и газонасыщенные грунты (по данным вертикального сейсмического профилирования) изменяются от 800 до 2800 м/с. Некоторые светлые пятна непосредственно приурочены к тектоническим нарушениям и имеют вид инъекционных субвертикальных структур (каналов). Такие каналы соединяют акустически прозрачные линзы, расположенные на разных гипсометрических уровнях и либо затухают в осадочной толще, либо прослеживаются до поверхности дна при наличии крупных разрывов [9].

Широко применяются в геофизике криолитозоны электроразведочные методы, что обусловлено их высокой информативностью, мобильностью и относительно невысокой стоимостью. Среди электроразведочных методов для решения геокриологических задач наиболее часто применяется группа методов сопротивления, в меньшей степени электромагнитные зондирования и методы электрохимической поляризации. В группу методов сопротивления входят вертикальные электрические зондирования в различных модификациях и электропрофилирование на постоянном или низкочастотном токе. Электромагнитные зондирования во временной области являются весьма эффективным в определении электропроводности пород на глубинах от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров. Зондирования становлением поля (ЗС) представляют собой мощный инструмент для обнаружения в разрезе хорошо проводящих (обладающих низким УЭС) слоев и объектов. На сегодняшний день наиболее информативным в отношении применения геофизических методов для изучения газонасыщенных мерзлых пород являются комплекс геофизических методов, включающий электротомографию (ЭТ), зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), магниторазведку и радиометрию.

Одним из наиболее перспективных направлений для выявления газонасыщенных зон на глубинах 10-1000м, а также частотных зондирований (ЧЗ) на глубинах 1-20м. является ЭМ-зондирование методом ЗСБ. Метод основан на технологии ЭМ-зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) путем создания первичного ЭМ-поля в среде и измерении возникающего вторичного ЭМ-поля, которая зависит от удельного электрического сопротивления (УЭС). Измерение напряженности вторичного поля на разных периодах позволяет получить информацию о среде на разных глубинах. Разработка данного метода даст возможность использования ЭМ-зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты и выделения высокоомного слоя (слоев) газгидратов [3]. Отражения от границ газосодержащих слоев отличаются очень высокой амплитудой сигнала, во много раз превышающей амплитуды отражений от границ раздела грунтов, не содержащих газа. Как показала практика, для обнаружения газонасыщенных пород в верхней 100 м толще осадков наилучший результат дает применение метода отражённых волн глубинной точкой (МОВ-ОГТ) и высокоразрешающая сейсморазведка 2D и 3D [5]. Выявления особенностей залегания подводной мерзлоты и распределения реликтовых мерзлых толщ (ММП) – одно из актуальных направлений исследований на арктическом шельфе.

Метод георадиолокации основан на эффектах отражения электромагнитных волн от границ неоднородностей в изучаемой среде, на которых скачкообразно изменяются электрические свойства – электропроводность и диэлектрическая проницаемость. Основными величинами, измеряемыми при георадиолокации, являются время пробега электромагнитной волны от источника до отражающей границы и обратно до приёмника, а также амплитуды этих отражений. Передающая антенна георадара излучает короткие (единицы и доли наносекунды) электромагнитные импульсы, обеспечивающие высокую разрешающую способность и широкий спектр излучения. Генерируемый электромагнитный импульс отражается от границ неоднородностей, отличающихся по диэлектрической проницаемости или электропроводности. Такими неоднородностями

могут быть газонасыщенные зоны, границы слоев различных пород, области с различной влажностью и т. д. Отраженный сигнал принимается приёмной антенной, преобразуется в цифровой вид и запоминается для дальнейшей обработки. Метод георадиолокации находит широкое применение при изучении верхней части мерзлотного разреза на глубину от 0.5 до 20 м.

Лабораторное изучение газонасыщенных мёрзлых пород

Использование геофизических методов при выделении и изучении газонасыщенных зон в мерзлых породах находится на начальной стадии и требует корректировки, учитывающей особенности строения различных территорий. Для этого необходимо разработка методики, учитывающей степень газонасыщения мерзлых пород, их температуры в широком диапазоне, различный минералогический и гранулометрический состав. В данном направлении наиболее перспективным подходом является лабораторное моделирование, позволяющее комплексно решать отмеченные задачи. На Кафедре геокриологии Геологического факультета МГУ уже несколько лет проводятся работы по изучению геофизических свойств газонасыщенных мерзлых грунтов.

В рамках проведения этих работ была разработано несколько вариантов установки для лабораторного определения геофизических свойств. Цель создания установки – определить электрические и акустические свойства различных грунтов при прохождении газа. В основу конструирования установки лег метод, который описан в ГОСТ 9.602–2016. Он регламентирует определение удельного электрического сопротивления грунта методом четырехэлектродной установки Шлюмберже. В соответствии с этим была выбрана форма прямого параллелепипеда внутренним размером 150x150x265 мм, где на меньших гранях располагаются электроды А и В, а электроды М и N располагаются по периметру сечений, которые параллельны меньшим сторонам. Электроды располагаются таким образом, чтобы внутренний объем делился электродами на 3 равные части. Для определения акустических свойств были использованы пьезоэлементы, которые располагались соосно в геометрических центрах параллельных стенок, во внешнем объеме.

Практически установка была создана при помощи аддитивных технологий из пластика. Внешние размеры установки 178x178x293, что обусловлено располагаемыми средствами. Предполагается, что данный размер позволит избежать масштабных и краевых эффектов. Толщина стенки составляет 14 мм, а внутри сделаны каналы для укладки проводов и датчиков глубиной 2 мм, стенки пропитывались натриевым жидком стеклом ($\text{Na}_2\text{O}(\text{SiO}_2)_n$) (Рис. 1).

Нижняя и верхняя грани размером 150x150x14 мм закреплялись при помощи болтов. В них были сделаны отверстия с резьбой ½ дюйма для подачи и сбора газа в нижней и верхней части соответственно. Подача газа осуществляется при помощи воздушного компрессора с ресивером по пневмолинии с обратными клапанами.

Для определения электрических свойств грунтов использовался генератор Astra, который создавал переменный электрический ток с известной силой, напряжением и частотой 4.88 Гц на электродах А и В, а также измеритель, APL-2 с помощью которого определялась разность потенциалов на контактах М и N. Калибровка проводилась при помощи растворов солей NaCl.

Акустические свойства определялись при помощи подключения генератора электрического электрических сигналов к одному пьезоэлементу и считывания электрического сигнала осциллографом на противоположном пьезоэлементе. Скорость прямых волн в образце определяется при помощи метода первого вступления.

При проведении эксперимента вначале производится происходит промораживание образца при температуре внешней среды -5 °С. После промерзания происходит

понижение температуры до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, после чего подается газ под давлением 2 атм. Затем происходит ступенчатое повышение температуры до $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если повышение температуры не приводит к прохождению газа через образец, то давление ступенчато поднимается до 10 атм. На каждой ступени фиксируется скорость прямых волн в образце и электрическое сопротивление.



Рис. 1 Фото внутренней части установки. Более светлые части – защитное покрытие стенок

Список литературы

1. Безродных Ю. П. Применение сейсмоакустических и сейсмических методов для изучения газоносности грунтов Северного Каспия / Ю. П. Безродных, С. В. Делия, В. П. Лисин // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеохимия. Геокриология. 2001. № 5. С. 476–480.
2. Зыков Ю. Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 2007 г.
3. Кошурников А.В., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Дударев О.В., Гунар А.Ю., Пушкарев П.Ю., Семилетов И.П. Первый опыт электромагнитного зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых. //Журнал Доклады Академии наук, издательство Наука (М.), том 469, № 5, 2016. С. 616-620.
4. Краев Г. Н. Закономерности распространения метана в многолетнемёрзлых породах на Северо-Востоке России и прогноз его поступления в атмосферу. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: ЦЭПЛ РАН. 2010. 20 с.
5. Миронюк С. Г. Отто В. П. Газонасыщенные морские грунты и естественные газовыделения углеводородов: закономерности распространения и опасность для инженерных сооружений. // Геориск, N 2. 2014. С. 8-18.

6. Попов А.И. Криолитология /А.И. Попов, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель М. Изд-во Моск. ун-та, 1985. 239с.

7. Сергиенко В. И., Лобковский Л. И., Семилетов И. П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов на шельфе Восточно-арктических морей как потенциальная причина метановой катастрофы: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446, № 1. С. 1132–1137.

8. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов. Пушкино, ОНТИ ПНЦ, 1998. 515с

9. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А., Мороз Е.А. картирование флюидонасыщенных осадков верхней части разреза, связанных с ними форм рельефа дна и звукорассеивающих объектов водной толщи в российском секторе баренцева моря. Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата: сб. тезисов Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск: Сев. (Арктич.) федер. ун-т им. М.В. Ломоносова. 2014. С. 101-102.

ГИДРАТООБРАЗОВАНИЕ В ПРИЗАБОЙНОЙ ЗОНЕ И СКВАЖИНАХ ЧАЯНДИНСКОГО НГКМ

**Тройникова А.А.¹, Истомин В.А.^{1,2} Крапивин В.Б.¹, Квон В.Г.¹, Федулов Д.М.¹, Сергеева Д.В.²,
Герасимов Ю.А.¹, Долгаев С.И.¹**

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ» (Москва, Россия), *V_Istomin@vniigaz.gazprom.ru*

² АНОО ВПО «Сколковский институт науки и технологий» (Москва, Россия), *D.Sergeeva@skoltech.ru*

Рассмотрены основные физико-химические характеристики продуктивных горизонтов Чаяндинского НГКМ. Проанализированы термобарические характеристики эксплуатационных скважин месторождения. Условия гидратообразования в призабойной зоне пласта (ПЗП) определяются термобарическими параметрами в залежи, составом пластового газа, минерализацией остаточной воды в коллекторе и ее снижением при конденсации паров воды из газа, депрессией на пласт и охлаждением газа при его дросселировании в ПЗП. Проведены расчеты безгидратных депрессий и проанализированы особенности гидратообразования в эксплуатационных скважинах.

GAS HYDRATE FORMATION IN THE WELLBOTTOM AND WELLS OF THE CHAYANDINSKOYE OIL, GAS AND CONDENSATE FIELD

**Troynikova A.A.¹, Istomin V.A.^{1,2}, Krapivin V.B.¹, Kwon V.G.¹, Fedulov D.M.¹, D.V. Sergeeva²,
Gerasimov Yu.A.¹, Dolgaev S.I.¹**

¹ Gazprom VNIIGAZ LLC (Moscow, Russia), *V_Istomin@vniigaz.gazprom.ru*

² Skoltech «Skolkovo Institute of Science and Technology» (Moscow, Russia), *D.Sergeeva@skoltech.ru*

The main physical and chemical characteristics of productive horizons of Chayandinskoye oil, gas and condensate field are considered. Thermobaric characteristics for production wells of the field are presented. The hydrate formation conditions in the bottomhole zone are determined by thermobaric parameters of the deposit, composition of the formation gas, mineralization of residual water in the collector and its decrease during condensation of water vapors from the gas stream, reservoir drawdown with gas cooling during throttling. In addition, thermodynamic calculations of hydrate-free depressions and some features of hydrate formation and accumulation in production wells are discussed.

Чаяндинское НГКМ характеризуется аномально низкими пластовыми температурами на уровне 10-12 °С и начальными пластовыми давлениями ниже 13,5 МПа. В разрезе Чаяндинского НГКМ сверху вниз выделяются три основных продуктивных горизонта, расположенных в терригенных породах: Ботуобинский, Хамакинский и Талахский. При этом начальное пластовое давление в Ботуобинском горизонте на 0,1-0,15 МПа выше, чем в Хамакинском, а в Хамакинском - на 0,1-0,2 МПа выше, чем в Талахском, т.е. начальное пластовое давление уменьшается с увеличением глубины продуктивного горизонта [1,2]. Состав газа продуктивных горизонтов месторождения характеризуется аномально высоким содержанием гелия (среднее значение – 0,45%) и повышенным содержанием азота. Мощности многолетнемерзлых

пород на водоразделах достигает 300 м. Кроме того, подстилающие залежи пластовые воды сильно минерализованы и их минерализация составляет 350-420 г/л, т.е. фактически речь идет о рассолах. Близкая минерализация должна быть характерная и для остаточных вод в продуктивных горизонтах. Эти данные были получены на стадии разведки месторождения и детально не подтверждены в ходе начальной эксплуатации газовой части месторождения, поскольку выноса пластовой воды газоконденсатными скважинами еще не наблюдается. Однако пластовая вода начала появляться в продукции скважин, разрабатывающих нефтяную оторочку Чаяндинского месторождения. Минерализация воды, попутно добываемой с нефтью, находится на уровне 300 г/л, что можно рассматривать как косвенное подтверждение высокой минерализации остаточных вод и в газовой части продуктивных горизонтов. Также следует отметить, что по площади месторождения имеет место галитизация пласта, т.е. наличие в порах коллектора хлорида натрия в твердом виде [3]. Модельный состав пластового газа Чаяндинского НГКМ представлен ниже в таблице 1.

Таблица 1 - Модельный состав пластового газа Чаяндинского НГКМ

| Компонент | Содержание, мол. % |
|------------------|--------------------|
| метан | 80,404 |
| этан | 4,812 |
| пропан | 1,472 |
| н-бутан | 0,322 |
| и-бутан | 0,156 |
| C ₅₊ | 0,164 |
| Водород | 0,081 |
| Гелий | 0,643 |
| Азот | 11,942 |
| Диоксид углерода | 0,004 |

Условия гидратообразования пластового газа в зависимости от минерализации пластовых вод применительно к ионному составу остаточной воды в коллекторе Ботубинской залежи приведены на рисунке 1. Отметим, что если использовать различный ионный состав солей по продуктивным горизонтам, то получаются достаточно близкие результаты: при заданном давлении при той же общей минерализации различие в условиях гидратообразования составляет несколько десятых градуса.

Расчеты, представленные на рисунке 1, выполнены в предположении отсутствия влияния пористой среды на условия гидратообразования. Поэтому следует оценить роль пористой среды на сдвиг условий образования гидратов. В принципиальном отношении пористая среда в терригенных (гидрофильных) коллекторах должна оказывать влияние в сторону ужесточения условий гидратообразования, т.к. взаимодействие пористой среды такого типа с остаточной водой снижает её термодинамическую активность. Заметное влияние пористой среды прогнозируется нами только при низком содержании остаточной воды (на уровне нескольких процентов от порового объема). Однако содержание остаточной воды в коллекторе по имеющимся геофизическим данным составляет 10...15 % от порового объема, поэтому влиянием пористой среды в первом приближении можно пренебречь.

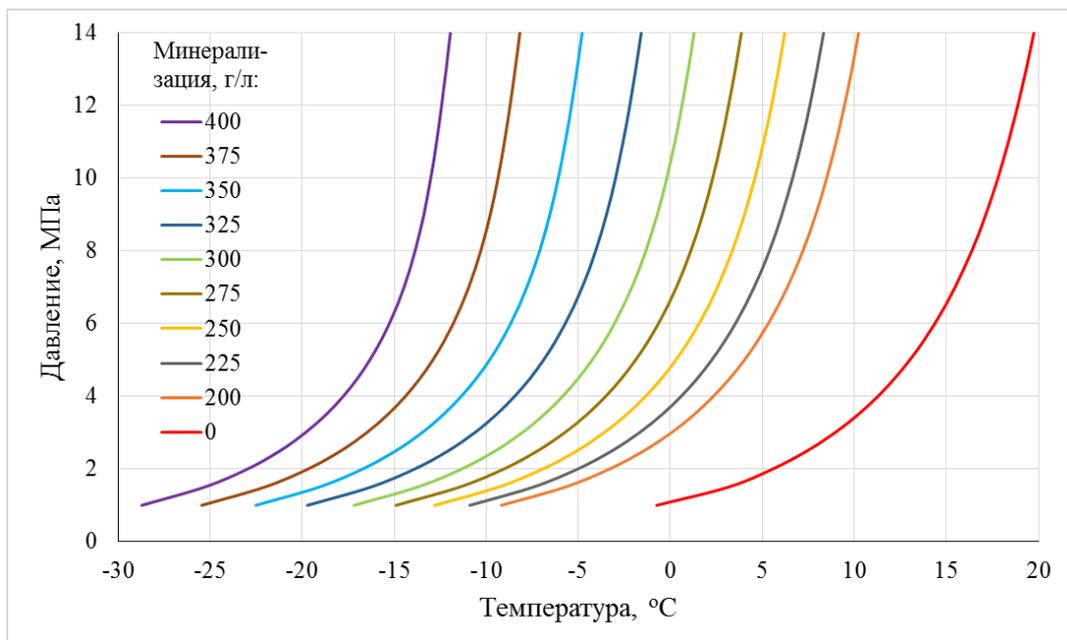


Рисунок 1 – Влияние минерализации пластовой воды на трехфазное равновесие «пластовый газ – минерализованная вода – гидрат» применительно к Ботубинской залежи Чайнинского НГКМ

Из проведенных расчетов условий гидратообразования можно сформулировать следующие выводы:

- если бы остаточная вода в коллекторе была пресной, то залежи Чайнинского месторождения находились бы в гидратном состоянии (при пластовом давлении 13,3 МПа гидраты появились бы уже при температуре 20 °С и ниже, в то время как температура в залежи составляет всего 10...12 °С);
- при минерализации остаточных вод на уровне 200 г/дм³ гидраты могут находиться непосредственно в продуктивных горизонтах с текущими пластовыми температурами. Важно подчеркнуть, минерализация остаточных вод в коллекторах Чайнинского НГКМ не может быть и ниже 200 г/дм³. Если допустить более низкую минерализацию, то часть воды начнет переходить в гидратную фазу вплоть до достижения равновесной концентрации солей в поровой воде как раз на уровне 200 г/дм³ и таким образом установится равновесие «гидрат – природный газ - рассол»;
- при минерализации воды в продуктивном горизонте на уровне 350 г/дм³ гидраты в пласте могут появиться только при температурах ниже минус 5°С.

Сделанные выводы относятся только к пластовым условиям и не отражают состояние призабойной зоны пласта, поскольку депрессия на пласт приводит к тому, что температура газа на забое скважины становится ниже пластовой, а выпадение из газа конденсационной воды уменьшает минерализацию остаточной воды. Поэтому для оценки рисков гидратообразования в ПЗП при эксплуатации скважин и при их газодинамических исследованиях необходимо обсудить особенности термодинамики ПЗП с учетом уникальной специфики Чайнинского НГКМ.

Что касается основ термодинамики газового потока в призабойной зоне скважины с учетом высокой минерализации остаточной воды в низкотемпературном коллекторе, то впервые такие исследования были выполнены сравнительно недавно в работах [4, 5]. Было показано, что необходимо учитывать физико-химические процессы теплообмена в ПЗП, включая особенности конденсации паров воды, изменение минерализации остаточной воды и собственно процесс гидратообразования. При

снижении температуры газа в ПЗП происходит выпадение из дросселирующегося газа конденсационной воды, что приводит к снижению минерализации остаточной воды до некоторого стационарного значения вдоль газового потока, причем, чем ближе к забое скважины, тем более низкой становится минерализация. Это означает, что в начальный период эксплуатации скважины происходит некоторая осушка пластового газа в ПЗП. При сохранении постоянной депрессии на пласт процесс конденсации воды из газа постепенно прекращается, и система приходит в стационарное состояние: устанавливается распределение минерализации по радиусу от скважины и конденсационная вода вообще перестает выпадать из газовой фазы. При этом влагосодержание газа на забое становится равным равновесному влагосодержанию газа в пласте. Таким образом, с течением времени ПЗП перестает дополнительно осушать дросселирующийся пластовый газ.

Проанализируем более подробно физико-химические процессы в ПЗП при высоких депрессиях на пласт. Достаточно высокая депрессия приводит к тому, что при конденсации воды из дросселирующегося газа минерализация остаточной воды вблизи забоя скважины понижается вплоть до попадания термобарических параметров на линию гидратообразования (это становится возможным при снижении минерализации до уровня 200 г/л в соответствии с графиками рисунка 1). А при дальнейшем повышении депрессии на пласт в окрестности скважины появляется уже зона гидратообразования, тогда как на больших расстояниях от скважины процесс разбавления остаточной воды в коллекторе прекращается (т.е. полностью прекращается выпадение конденсационной воды). В ближней в окрестности ствола скважины зоне выше определенной депрессии на пласт начинается процесс гидратоотложения. Проведенные нами оценки показывают весьма медленный процесс гидратонакопления с его резким ускорением при очень высоких депрессиях.

Таким образом, возникает практически важный вопрос о допустимой безгидратной депрессии на пласт для эксплуатационной скважины Чаяндинского НГКМ. Следует отметить, что безгидратную депрессию можно разделить на два предельных случая:

- для начальной стадии эксплуатации скважины (когда разбавление порового раствора в ПЗП конденсационной водой ещё в полной мере не реализовалось);
- для длительно работающей скважины (с установлением в ПЗП стационарного температурного режима и разбавлением поровой минерализованной воды до стационарного состояния её минерализации по радиальному направлению от скважины).

Подчеркнем, что эффект снижения минерализации остаточной воды в ПЗП приводит к существенному уменьшению величины безгидратной депрессии (по сравнению с предположительным случаем, как если бы минерализация вод не менялась, т.е. сохранялась бы на начальном уровне). Это означает, что для длительно работающей скважины безгидратная депрессия существенно меньше, чем для начального периода ее эксплуатации. Разумеется, основной практический интерес представляют значения безгидратных депрессий именно для длительно работающих эксплуатационных скважин.

На рисунке 2 приведена номограмма безгидратной депрессии на пласт для длительно работающей скважины Чаяндинского НГКМ (по методике работы [5] с учетом эффекта разбавления остаточной минерализованной воды в окрестности скважины). Величины безгидратных депрессий в ПЗП существенно зависят от минерализации остаточных вод в пласте. Из данных рисунка 2 видно, что при пластовой температуре 10 °С, пластовом давлении ~13 МПа и минерализации остаточной воды в коллекторе в диапазоне 320 -350 г/дм³ безгидратная депрессия находится в пределах 1,0 - 1,4 МПа. При этом увеличение температуры пласта до 12 °С приводит к увеличению безгидратной депрессии на 0,2 МПа, а при снижении температуры пласта до 9°С она

уменьшается на 0,1 МПа. В тоже время при более высокой температуре пласта и более низкой минерализации остаточных вод в пласте безгидратная депрессия снижается. Например, для пластовой температуры 12 °С и минерализации вод, равной 250 г/дм³, безгидратная депрессия составит только 0,5 МПа.

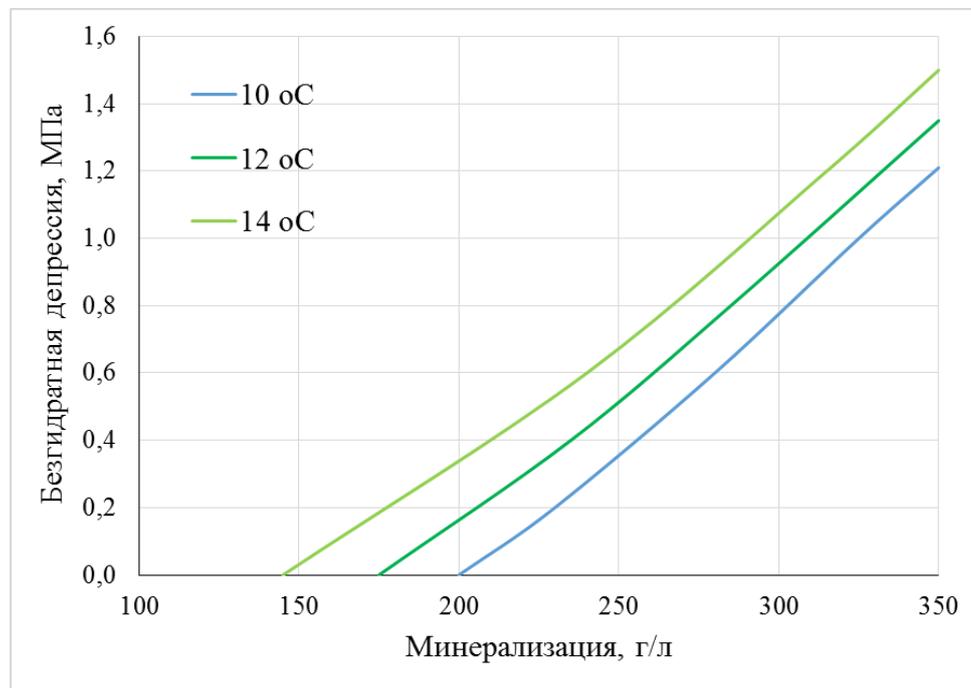


Рисунок 2 – Зависимость безгидратной депрессии для эксплуатационных скважин Чайядинского НГКМ при начальном пластовом давлении 13,24 МПа от минерализации поровых вод продуктивного горизонта и различных пластовых температур (с учетом «эффекта разбавления» порового раствора конденсационной водой при дросселировании газа в ПЗП)

Далее рассмотрим особенности гидратообразования в НКТ газодобывающих скважин Чайядинского месторождения. На Чайядинском НГКМ температур пород в слое годовых теплооборотов доходит до -3...-4°С. Как выше уже отмечалось, ниже слоя ММП имеет место аномально низкий геотермический градиент. Вертикальная часть ствола скважины составляет ~1000 м, а полная глубина – 1700 ÷ 1900 м. Температуры газа на устьях эксплуатационных скважин в основном находятся в диапазоне -3...-6 °С. Это означает, что теплообмен между скважиной и вмещающим массивом горных пород резко ослаблен. Из-за необычно низкого теплообмена скважин с горными породами вариации геотермического градиента по площади месторождения слабо влияют на термобарические условия в стволе работающей скважины. Превалирующим фактором, влияющим на температурный режим скважины, является дросселирование газа, распределенное вдоль ствола скважины.

На текущий момент газ в стволе скважины не контактирует с минерализованной водой, поскольку не наблюдается выноса пластовой воды с забоев скважин. Термодинамические расчеты показали (см. ниже), что для термобарических профилей НКТ скважин Чайядинского месторождения гидраты могут выпадать непосредственно из газовой фазы, минуя выпадение капельной влаги. Таким образом, условия гидратообразования в стволе скважины отличаются от условий гидратообразования в пласте: в стволе скважины реализуется двухфазное равновесие «природный газ с парами

воды - гидрат», а в пласте – трехфазное равновесие «пластовый газ – минерализованная вода – гидрат».

По усредненному компонентному составу газа Чайядинского НГКМ (таблица 1) были рассчитаны кривые гидратообразования для двухфазного равновесия «газ с парами воды – гидрат», представленные на рисунке 3.

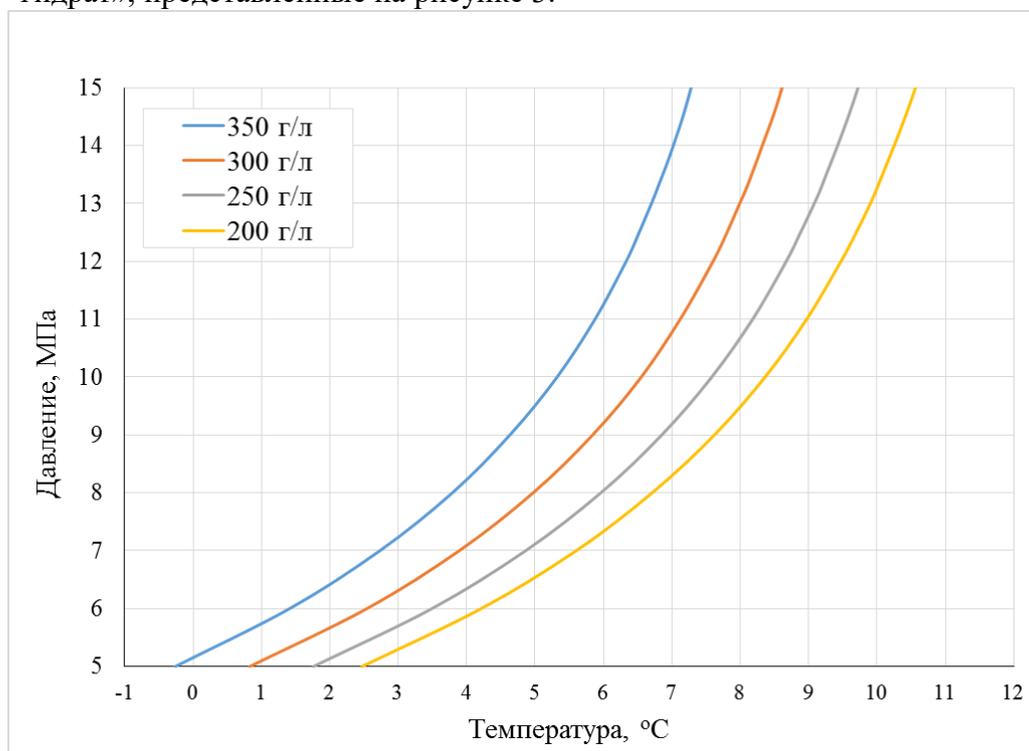


Рисунок 3 – Кривые гидратообразования в стволе скважины (двухфазное равновесие «природный газ – гидрат») при различных влажностях пластового газа, отвечающих минерализации остаточной поровой влаги в коллекторе в диапазоне от 200 до 350 г/л и пластовой температуре 10 °C.

Из графика на рис.3 можно сделать вывод, что даже при небольших рабочих депрессиях на пласт (до 0,5 МПа), характерных для большинства эксплуатационных скважин, практически весь ствол скважины оказывается в гидратном термобарическом режиме (тогда как призабойная зона работает в безгидратном режиме).

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

Условия гидратообразования в ПЗП определяются минерализацией остаточной воды в коллекторе, охлаждением газа при его дросселировании в призабойной зоне и особенностями выпадения конденсационной воды. Наличие гидратов в коллекторах продуктивных горизонтов Чайядинского месторождения в настоящее время не просматривается. Однако при достаточно больших депрессиях на пласт (более 1,0-1,4 МПа) возникают риски гидратообразования в ПЗП. При газодинамических исследованиях скважин кратковременный «заход ПЗП в гидратную область» практически не приведет к искажениям результатов исследований, т.к. процесс отложения гидратов происходит очень медленно (из-за низкого влагосодержания газа).

Термобарические режимы газоконденсатных скважин ЧНГКМ и механизм гидратообразования в НКТ существенно отличаются от скважин на других месторождениях. Принципиально важная особенность - возможность образования гидратов в НКТ из паровой влаги, содержащейся в газе (а не из капельной конденсационной влаги, что имеет место для газодобывающих скважин при более высоких пластовых температурах). В связи с этим выполнены расчеты двухфазного

равновесия "газ с парами воды - гидрат". При этом гидратоотложение в стволах скважин может происходить достаточно медленно из-за аномально низкого влагосодержания газа в пластовых условиях и особенностей температурного режима скважин. Наиболее вероятно, что гидраты в основном будут откладываться в устьевой обвязке и в угловом дросселирующем клапане. Для предупреждения гидратообразования рекомендуется периодическая промывка метанолом нижней части ствола скважин и непрерывная подача метанола через ингибиторный клапан (расположенного на глубине 600 м), также должна предусматриваться возможность подачи метанола перед угловым дроссельным клапаном на устье скважины.

Полученные результаты целесообразно использовать при оптимизации технологии предупреждения гидратообразования в эксплуатационных скважинах Чайядинского НГКМ.

Литература

1. Интернет ресурс: <https://www.gazprom.ru/projects/chayandinskoye/>
2. Рыжов А.Е. Особенности строения пустотного пространства пород-коллекторов Ботуобинского горизонта Чайядинского месторождения // Геология нефти и газа, 2011. № 4. С. 49-55.
3. Рыжов А.Е., Крикунов А.И., Филиппова Л.А., Канунникова Н.Ю. Выяснение закономерностей в распределении засоленности ботуобинского продуктивного горизонта Чайядинского нефтегазоконденсатного месторождения // Научно-технический сборник Вести газовой науки, 2016. № 4 (28). С. 127-132.
4. Истомин В.А., Федулов Д.М. Термодинамика призабойной зоны пласта с учетом минерализации остаточной воды в коллекторе и возможности гидратообразования // Вести газовой науки: Проблемы эксплуатации газовых, газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2013. № 4 (15). С. 6–14.
5. Истомин В.А., Пименов В.П., Шако В.В., Федулов Д.М. Фазовые превращения при фильтрации газа в призабойной зоне эксплуатационных скважин месторождений с высокой минерализацией воды в коллекторе//III Международная конференция «Актуальные проблемы и перспективы освоения месторождений углеводородов», Москва, 2–3 октября 2014. Тезисы докладов. С.58.

ВЛИЯНИЕ ГАЗОГИДРАТНОЙ КОМПОНЕНТЫ НА СВОЙСТВА И ПОВЕДЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Чувиллин Е.М.¹, Буханов Б.А.¹, Гребенкин С.И.¹, Давлетшина Д.А.¹, Жмаев М.В.¹, Екимова В.В.¹

¹Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия;

email: e.chuvililn@skoltech.ru; b.bukhanov@skoltech.ru

В данной работе на основе экспериментального моделирования анализируется влияние газогидратной компоненты на различные физические свойства мерзлых пород, а также на процессы, которые протекают в мерзлых породах, содержащих газы гидраты, при изменениях термобарических условий. Особое внимание уделено факторам, вызывающим процессы диссоциации газогидратов в мерзлых породах и приводящим к эмиссии парниковых газов.

THE EFFECT OF GAS HYDRATE COMPONENT ON THE PROPERTIES AND BEHAVIOUR OF FROZEN SEDIMENTS

Chuvililn E.M.¹, Bukhanov B.A.¹, Grebenkin S.I.¹, Davletshina D.A.¹, Zhmaev M.V.¹, Ekimova V.V.¹

¹Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia;

email: e.chuvililn@skoltech.ru; b.bukhanov@skoltech.ru

This experimental study focusses on effect estimation of gas hydrate component on various physical properties of frozen sediments, and on the processes caused by thermobaric conditions changes in frozen hydrate-containing sediments. Special attention is paid to the factors that cause hydrates dissociation in frozen soils and lead to greenhouse gas emission.

Введение

Как известно, природные газовые гидраты (прежде всего гидраты метана) на сегодняшний день являются важным и перспективным нетрадиционным источником углеводородов. В природных условиях зоны стабильности газовых гидратов приурочены к донным отложениям морей и океанов, а также к породам криолитозоны. Возможность существования газогидратных залежей в областях распространения многолетнемерзлых пород объясняется возникновением необходимых условий для гидратообразования и наличием значительных по объему газовых скоплений [1,2,5]. В криолитозоне газовые гидраты могут существовать как в подмерзлотных горизонтах, так и непосредственно внутри мерзлых толщ, являясь важной компонентой мерзлых пород, которая оказывает влияние на их строение и свойства, а также поведение и условия существования. Имеются предпосылки существования газогидратов метана в толщах мерзлых пород выше современной зоны стабильности (метастабильные газогидраты) [6,15]. Такие «реликтовые» гидраты крайне чувствительны к различным воздействиям и создают серьезные геологические риски при разведке и добыче углеводородов. Их разложение воздействует на изменения свойств пород и может быть причиной появления избыточного порового давления в многолетнемерзлом массиве, приводящего к мощным газовым выбросам и деформациям земной поверхности.

Несмотря на то, что газовые гидраты и лед имеют определенное сходство, некоторые их физические характеристики различаются, что позволяет говорить о значительном влиянии гидратосодержания на свойства мерзлых пород. Существующие на сегодняшний день немногочисленные литературные данные показывают, что появление газогидратной компоненты в поровом пространстве пород криолитозоны отражается в изменении их теплофизических, механических характеристик, а также фильтрационных свойств и поведении мерзлых пород при изменении геохимических и термобарических условий.

Однако, несмотря на имеющиеся публикации, фактических данных о влиянии газовых гидратов на различные свойства мерзлых пород, недостаточно. В этой связи весьма важным представляется анализ на основе экспериментальных исследований влияние газогидратной компоненты на различные физические характеристики мерзлых пород, а также на процессы, протекающие в мерзлых гидратосодержащих породах, при изменении термобарических условий.

Методика экспериментальных исследований

Анализ влияния газогидратной компоненты на свойства и поведение мерзлых пород основывался на проведении экспериментального моделирования по образованию газогидратов в поровом пространстве пород в специальных барокамерах и использовании комплекса специальных методов и технологий для их дальнейшего исследования. В качестве объектов исследования были выбраны природные грунтовые среды в том числе керны пород, преимущественно песчаного и супесчаного состава, отобранные из криолитозоны в пределах газовых месторождений на севере Западной Сибири, а также модельные песчаные грунты.

В исследованиях использовались специальные установки для изучения теплофизических, фильтрационных и физико-механических свойств при различном фазовом составе поровых флюидов (газогидрат, лед, вода, газ), подробно описанные в работах [3,4,7,14].

Влияние гидратосодержания на свойства мерзлых пород

Наличие газогидратной компоненты в мерзлых породах отражается прежде всего в изменении теплофизических характеристик мерзлых пород [7]. В ходе экспериментов

было получено, что в процессе перехода порового льда в гидрат теплопроводность мерзлых пород заметно снижается (рис. 1). Так, в песке-1 ($W=19\%$) при увеличении коэффициента гидратности (Kh) от 0 до 0,5 теплопроводность понизилась от 2,32 Вт/(м·К) до 1,80 Вт/(м·К), что составило около 22%. При значениях Kh более 0,5 изменение теплопроводности гидратонасыщенных мерзлых грунтов также фиксировались, но они были менее значительными. Такая тенденция снижения теплопроводности мерзлых пород при переходе порового льда в газогидрат связана с уменьшением доли ледяной компоненты, которая имеет высокую теплопроводность (2,23 Вт/(м·К)), и увеличением доли гидратной компоненты, теплопроводность которой в 4 раза меньше (0,6 Вт/(м·К)). По данным экспериментальных исследований увеличение доли гидрата в поровом пространстве, занятом льдом и гидратом до 50% может снижать теплопроводность мерзлых пород на 20-25%.

Влияние газогидратной компоненты на прочность мерзлых пород была впервые отмечена еще в середине 90х годов российскими исследователями [12], когда при определении кратковременной прочности мерзлого гидратосодержащего песка было зафиксировано ее значение, значительно превосходящее прочность мерзлого аналога. Полученный эффект вполне объясняется специальными исследованиями прочности газогидратов, которые были выполнены при равновесных термобарических условиях Л. Штерн с коллегами [13]. Ими было установлено, что прочность чистого гидрата метана в диапазоне температур 140-200 К может в 20 раз и более превышать прочность льда. В последние годы интерес к изучению мерзлых пород, содержащих газы гидраты, значительно возрос в связи с необходимостью решения вопросов геомеханической устойчивости газогидратных коллекторов при их разработке.

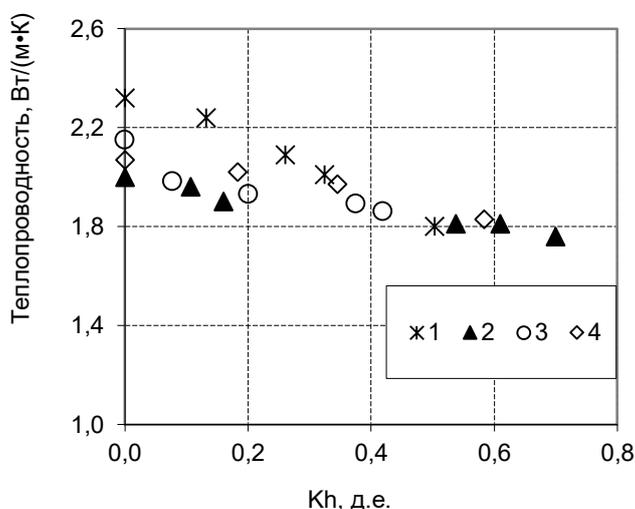


Рис. 1. Влияние доли порового льда, перешедшего в гидрат (Kh), на теплопроводность мерзлых песчаных пород при температуре -5°C . 1 – песок-1, $W=19\%$, $n=0,40$; 2 – песок-1, $W=22\%$, $n=0,60$; 3 – песок-2, $W=15\%$, $n=0,38$; 4 – супесь, $W=24\%$, $n=0,60$.

Исследования прочности мерзлых гидратосодержащих пород с разным соотношением лед – гидрат в поровом пространстве нами были проведены на приборе трехосного сжатия в рамках сотрудничества с коллегами из университета Хериот-Ватт (г. Эдинбург). Используемый прибор был специально разработан (английской компанией VJ Tech Ltd) для исследования прочностных и деформационных характеристик газонасыщенных и гидратосодержащих горных пород под давлением выше равновесного [14]. В качестве объекта исследования использовалась

искусственная песчано-пылевато-глинистая смесь, состоящая из кварцевого мелкозернистого песка с добавками пылеватых частиц и монтмориллонитовой глины. Методика исследований включала подготовку в специальной манжете грунтового образца с заданной влажностью ($W=14-15\%$) и плотностью ($2,04-2,07 \text{ г/см}^3$), установку образца в испытательную ячейку прибора трёхосного сжатия и его насыщение поровым гидратом метана. В итоге в испытательной ячейке были получены мерзлые гидратосодержащие образцы цилиндрической формы (высота 100 мм, диаметр 50 мм) под давлением выше равновесного (около 5 МПа), т.е. в стабильных условиях для порового гидрата. Далее проводились механические испытания, которые в нашем случае реализовались при постоянном поровом давлении ~ 5 МПа, фиксированном обжимном давлении 6 МПа (на 1 МПа превышающее поровое) и температурах -3°C и -10°C , которые задавались и поддерживались при помощи двух криостатов, подключенных к двум контурам охлаждения испытательной ячейки. Механические испытания проводились в режиме деформирования исследуемых льдо- и гидратосодержащих образцов с постоянной скоростью 0,1 мм/мин.

В результате выполненных физико-механических испытаний были получены корреляционные зависимости прочности льдо-гидратосодержащих грунтовых образцов от соотношения степени заполнения пор гидратом (т.е. гидратонасыщенности (Sh , %)) и общей степени заполнения порового пространства льдом и гидратом (S_{h+i} , которая составляла около 75-80%), при различных отрицательных температурах (рис. 2).

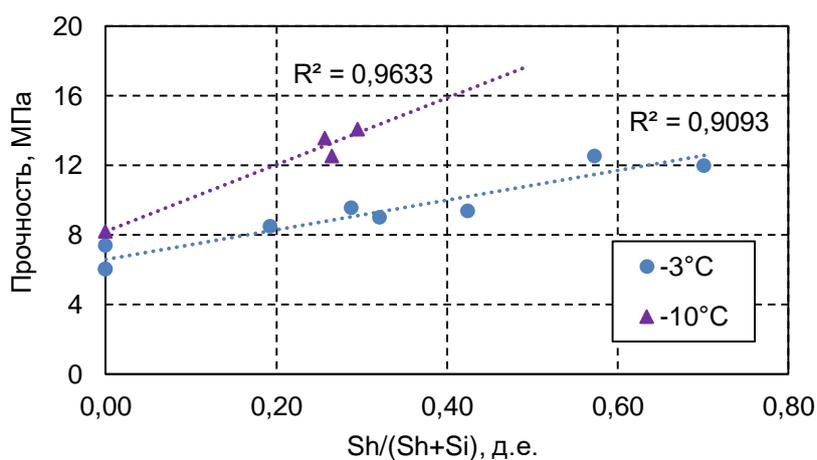


Рис. 2. Зависимость прочности льдо-гидратосодержащих образцов от соотношения гидрата и льда+гидрата в поровом пространстве при -3°C и -10°C .

Полученные корреляции имеют хорошо выраженную линейную зависимость повышения прочности грунтовых образцов при увеличении их гидратосодержания. Это прослеживается как для высокой (-3°C), так и для низкой (-10°C) отрицательной температуры. Отмеченная закономерность в целом указывает на определяющую роль гидратной фазы в формировании прочности льдо-гидратосодержащих пород, что обусловлено более высокой прочностью чистого гидрата по сравнению со льдом.

Фильтрационные свойства мерзлых пород при частичном переходе порового льда в гидрат также остаются не постоянными. Приведенные эксперименты с мерзлыми породами с неполной степенью заполнения пор льдом показали, что при переходе порового льда в гидрат эффективная проницаемость исследуемых образцов снижается [10]. Анализ влияния коэффициента гидратности (Kh) для мерзлых песчаных образцов с различной насыщенностью выявил, что чем выше начальная льдонасыщенность

образцов, тем большее проявляется переход порового льда в гидрат на снижение газопроницаемости (рис. 3.).

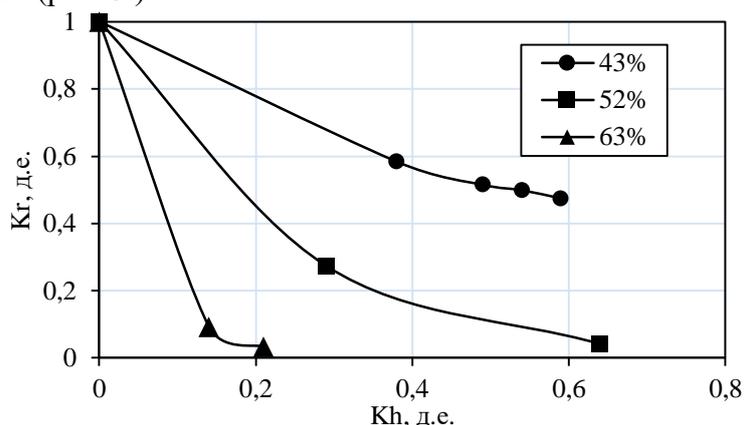


Рис. 3. Влияние степени перехода порового льда в гидрат метана (K_h) на снижение относительной газопроницаемости (K_r) мерзлых песчаных образцов при $T = -5^\circ\text{C}$ с различной начальной льдонасыщенностью: 43, 52 и 63%, соответственно.

Как показывают расчеты, в процессе перехода порового льда в гидрат суммарная степень заполнения пор льдом и гидратом повышается за счет разницы в их удельном объеме (около 15 %). В результате пустотность порового пространства уменьшается. При высокой степени заполнения пор льдом (63%) небольшие изменения пустотности вызывают более резкое снижение проницаемости, чем при низкой исходной льдонасыщенности (43%). Таким образом в мерзлых газонасыщенных породах со степенью заполнения пор льдом более 60% газопроницаемость при переходе порового льда в гидрат может уменьшиться в несколько десятков раз, а в песчаных породах с невысокой исходной льдонасыщенностью (около 40%) снижение проницаемости может составить менее чем в 2 раза.

Поведение газогидратной компоненты в мерзлых породах при изменении термобарических условий

Исследования показывают, что газогидратные образования в мерзлых породах при снижении давления ниже равновесного начинают разлагаться, однако в отличие от немерзлых пород, процессы разложения поровых газогидратных образований при отрицательных температурах могут происходить не до конца [1]. В мерзлых породах при неравновесных условиях могут сохраняться метастабильные (реликтовые) газогидратные образования. Основываясь на экспериментальные исследования, длительная сохранность гидратов в метастабильном состоянии характерна для низкотемпературных ($-4\dots-5^\circ\text{C}$ и ниже) песчаных и супесчаных горизонтов с низкой засоленностью и высокой льдонасыщенностью, залегающих на глубинах более 20–30 м [8].

При повышении температуры гидратосодержащих мерзлых пород, разложение порового гидрата и таяние льда происходит по-разному в зависимости от состава органоминерального скелета и барических условий. В ходе экспериментального моделирования было выявлено, что активная диссоциация порового гидрата происходит при достижении некоторой критической температуры (t_d), коррелирующей с величиной газового давления. Так, при нагревании мерзлых песчаных пород, содержащих законсервированный (реликтовый) гидрат метана, процесс разложения гидрата начинается раньше, чем таяние льда – критическая температура разложения

реликтового порового гидрата составляла -1.3°C , а температура оттаивания мерзлого грунта, равная температуре замерзания ($t_{\text{зам}}$), была около -0.3°C (рис. 4).

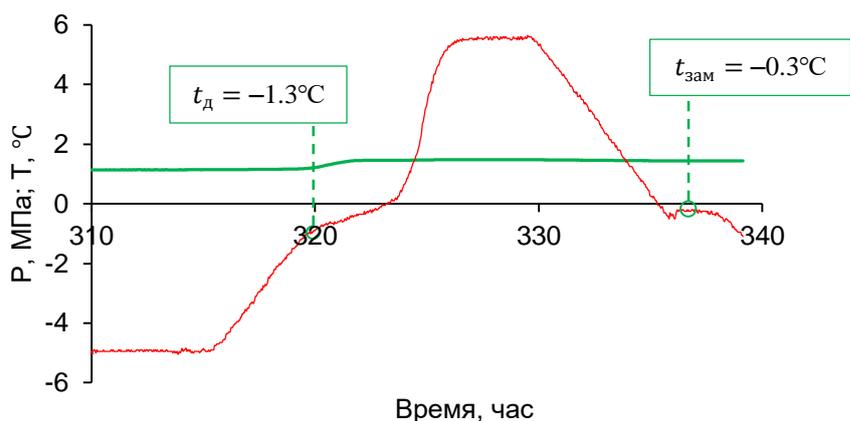


Рис. 4. Особенности фазовых переходов в мерзлом песчаном грунте, содержащем метастабильный газогидрат при нагревании.

Экспериментально также показано, что в образцах мерзлых песчаных пород, не содержащих законсервированный поровый гидрат, диссоциация происходила в соответствии с условиями фазового равновесия гидрата метана. При этом отмечено, что температура разложения незаконсервированного порового гидрата в мерзлых песчаных образцах под давлением, как правило, равна или выше температуры оттаивания для данного грунта.

Разложение газогидратов в мерзлых породах может происходить не только при снижении давления и повышении температуры, но и в результате изменения геохимических условий, вызванных, в частности, процессами солепереноса при взаимодействии мерзлых гидратосодержащих пород с криопэгами или морскими водами [9]. В ходе экспериментальных исследований было выявлено, что миграция солей при взаимодействии мерзлых гидратонасыщенных пород с солевыми растворами вызывает их накопления в мерзлых горизонтах, что приводит к разложению внутримерзлотных газогидратов и оттаиванию мерзлых пород. Сравнение экспериментальных данных по накоплению ионов солей в мерзлых гидратосодержащих образцах с мерзлыми негидратосодержащими образцами свидетельствует, что миграция ионов солей при одинаковых условиях в мерзлых породах, содержащих газогидраты, происходит более интенсивно [9].

Внутримерзлотные газогидратные образования, залегающие на небольшой глубине от земной поверхности, при их разложении могут быть источником активной эмиссии метана в атмосферу, например, при бурении и эксплуатации добывающих скважин в Арктике. Моделирование теплового взаимодействия добывающих скважин с многолетнемерзлыми толщами в том числе, содержащими реликтовые газогидраты в интервале глубин 60-120 м, применительно к территории Бованенковского ГКМ показало, что за 30-летний период эксплуатации добывающих скважин радиусы ореолов оттаивания в гидратосодержащих горизонтах, могут достигать 7-10 м [11]. При средней насыщенности газогидратами около 20%, которая была принята на основе результатов экспериментального исследования по сохранности гидратов метана в мерзлых породах в условиях проявления эффекта самоконсервации, за 30 лет работы газодобывающей скважины на территории Бованенковского ГКМ в результате оттаивания мерзлых толщ,

содержащих реликтовые гидраты, потенциально может выделиться до 700 тыс. м³ метана.

Заключение

Как показывает анализ условий существования газогидратных образований в природе, криолитозона является благоприятной средой, где возможно образование и длительное нахождение газогидратов в качестве компоненты мерзлых пород. Несмотря на определенную схожесть со льдом, газогидратные образования оказывают существенное влияние на многие физические характеристики мерзлых пород и процессы, которые протекают в толщах мерзлых пород в ходе существования и эволюции. Проведенная на основе экспериментальных исследований оценка влияния газогидратной компоненты на некоторые физические свойства мерзлых пород показала, что появление газогидратов в поровом пространстве мерзлых пород существенно снижает их теплопроводность, фильтрационные характеристики, а также вызывает повышение прочностных характеристик. Кроме того, наличие газогидратной компоненты в породах криолитозоны создает условия для развития специфических процессов связанных с диссоциацией поровых гидратов и эмиссии парниковых газов в атмосферу. Причиной развития этих процессов могут быть нарушение термобарических и геохимических условий существования газогидратных образований в толщах мерзлых пород.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 21-77-10074).

Литература

1. Истомина В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М. Самоконсервация газовых гидратов // Газовая Промышленность. Газовые Гидраты, 2006, с. 36-46
2. Романовский Н.Н. Основы Криогенеза Литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
3. Чувилин Е. М., Буханов Б. А. Изменение теплопроводности газонасыщенных пород при гидратообразовании и замораживании-оттаивании. Часть 1. Методика исследований // Криосфера Земли. 2014. 1. с. 70–76.
4. Чувилин Е. М., Гребенкин С. И. Экспериментальная оценка газопроницаемости газонасыщенных пород при газонасыщенных пород при гидратообразовании и замораживании // Криосфера Земли. 2015. 2. с. 67–74.
5. Якушев В.С. Природный Газ и Газовые Гидраты в Криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
6. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovо gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // Polarforschung, 1998 (erschienen 2000). 68. p. 215–219
7. Chuvilin E.M, Bukhanov B.A. Effect of hydrate formation conditions on thermal conductivity of gas-saturated sediments // Energy and Fuels. 2017. 5. p. 5246–5254; <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.6b02726>
8. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and self-preservation of gas hydrates in Permafrost // Geosciences. 2018. 8. 431; <https://doi.org/10.3390/geosciences8120431>
9. Chuvilin E., Ekimova V., Bukhanov B., Grebenkin S., Shakhova N., Semiletov I. Role of salt migration in destabilization of intrapermafrost hydrates in the Arctic shelf: experimental modeling // Geosciences. 2019. 9. 188; <https://doi.org/10.3390/geosciences9040188>
10. Chuvilin E.M., Grebenkin S.I., Zhmaev M.V. Gas permeability of sandy sediments: effects of phase changes in pore ice and gas hydrates // Energy & Fuels. 2021. 8. p. 7874–7882; <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.1c00366>
11. Chuvilin E., Tipenko G., Bukhanov B., Istomin V., Pissarenko D. Simulating thermal interaction of gas production wells with relict gas hydrate-bearing permafrost // Geosciences. 2022. 12. 115; <https://doi.org/10.3390/geosciences12030115>
12. Ershov E.D., Yakushev V.S., Chuvilin E.M. Laboratory studies of frozen natural and artificial hydrate-bearing rock samples // Proceedings of the 2nd International Conference on Natural Gas Hydrates. 1996. p. 609–615.

13. Stern, L.A., Kirby, S.H. and Durham, W.B. 1996. Peculiarities of methane clathrate hydrate formation and solid-state deformation, and the associated superheating of water ice // *Science*. 1996. 273. p. 1843–1848.
14. Yang J., Hassanpouryouzband A., Tohidi B., Chuvilin E., Bukhanov B., Istomin V., Cheremisin A. Gas hydrates in permafrost: distinctive effect of gas hydrates and ice on the geomechanical properties of simulated hydrate-bearing permafrost sediments // *JGR Solid Earth*. 2019. 124. p. 2551–2563
15. Yakushev V.S., Chuvilin E.M. Natural gas and hydrate accumulation within permafrost in Russia // *Cold Regions Science and Technology*. 2000. 149. p. 46–50

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ, ВКЛЮЧАЯ РАЙОНЫ АКТИВНОЙ ЭМИССИИ МЕТАНА

Чувилин Е.М.¹, Буханов Б.А.², Шахова Н.Е.³, Семилетов И.П.^{4,5,6}

¹Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия; *e-mail: e.chuvilin@skoltech.ru*

²Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия; *e-mail: b.bukhanov@skoltech.ru*

³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия;
e-mail: natalia.shakhova1@icloud.com

⁴Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия;
e-mail: ipsemiletov@poi.dvo.ru

⁵Высшая школа экономики, Москва, Россия

⁶Томский государственный университет, Томск, Россия

В настоящее время большая часть донных отложений морей Восточной Арктики находится в охлажденном состоянии при температурах $-1.0 - -1.8$ °С, что указывает на возможность широкого распространения подводной мерзлоты с заглубленной кровлей на шельфе арктических морей РФ. Кроме того, отмечены отрицательные температуры донных отложений (до -1.8 °С) на бровке континентального склона моря Лаптевых (до глубины воды 330 м), которые могут быть результатом разложения газовых гидратов или опускания вниз холодных шельфовых вод. Так же отмечается приуроченность зон фокусированной разгрузки метана в северной части шельфа моря Лаптевых к участкам с аномально высокой температурой донных отложений, что может служить косвенным подтверждением их взаимосвязи с участками повышенного теплового потока.

TEMPERATURE FEATURES OF THE EASTERN SECTOR OF THE RUSSIAN ARCTIC, INCLUDING METHANE SEEP ZONE

Chuvilin E.M.¹, Bukhanov B.A.², Shakhova N.E.³, Semiletov I.P.^{4,5,6}

¹Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia; *e-mail: e.chuvilin@skoltech.ru*

²Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia; *e-mail: b.bukhanov@skoltech.ru*

³Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia; *e-mail: natalia.shakhova1@icloud.com*

⁴Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia; *e-mail: ipsemiletov@poi.dvo.ru*

⁵Higher School of Economics, Moscow, Russia

⁶Tomsk State University, Tomsk, Russia

Nowadays most of the sediments of the Eastern Arctic seas are in a chilled state at temperatures of $-1.0...-1.8$ °C, which indicates the possibility of a widespread distribution of subsea permafrost with a buried table on the Russian Arctic seas shelf. In addition, negative temperatures of bottom sediments (up to -1.8 °C) were discovered on the edge of the Laptev Sea continental slope (up to a water depth of 330 m), which may be a result of gas hydrates decomposition or dense water cascading down from the shelf. It was also noted that the methane seep zones in the northern part of the Laptev Sea shelf are associated with the areas with an abnormally high temperatures of bottom sediments, which can serve as an indirect confirmation of their relationship with areas of increased heat flow.

В настоящее время Российский сектор арктического шельфа является перспективным и активно осваиваемым регионом. В экономическом контексте, это связано с открытием и разведкой новых месторождений углеводородов в Арктике. Несмотря на большую социально экономическую значимость данной территории, до сих пор арктический шельф России, и в первую очередь его восточная часть, изучены крайне слабо и неравномерно. Это связано в первую очередь с тем, что проведение полноценных

исследований данной территории осложняется множеством факторов таких как огромная территория, сложная ледовая обстановка, суровый климат, крайне слабая изученность мерзлотно-геологического строения, практически полное отсутствие инфраструктуры, сложная логистика и др. Одним из наиболее значимых фактором является наличие подводной мерзлоты, которая на данной территории изучена крайне плохо из-за сложности проведения и высокой стоимости геологических работ (особенно бурения) [14]. В этой связи, прямые данные о наличии многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе очень ограничены [1-4, 7-9].

Особая актуальность исследований арктических морей России связана с потенциальной климатической ролью дестабилизации газовых гидратов и глубинных источников метана, разгрузка которого обусловлена деградацией подводной мерзлоты [19-21]. Открытие массивной разгрузки метана из донных отложений морей Восточной Арктики (где предполагается более 80% всей подводной мерзлоты, предсказанной на нашей планете) поставило вопрос о наличии сквозных каналов разгрузки пузырькового метана, то есть об отсутствии сплошной подводной мерзлоты [22, 23]. Первые площадные измерения температуры водной толщи и донных осадков в морях Восточной Арктики были выполнены еще в начале 2000х, где было показано наличие положительных температурных аномалий (до +3°C) в поверхностных осадках пролива Дмитрия Лаптевых и западной мелководной части Восточно-Сибирского моря в летний период [19], что обусловлено распространением восточной ветви стока реки Лены.

За последние несколько лет показано, что масштабы разгрузки метана из донных отложений морей Восточной Арктики могут изменяться на несколько порядков - в зависимости от состояния подводной мерзлоты. Однако, в настоящее время до сих пор среди ученых нет единого мнения о генезисе выделяющегося газа, что обусловлено недостаточным пониманием механизмов разгрузки и трансформации изотопного состава всплывающих пузырьков метана в различных районах арктического шельфа. С одной стороны, существует мнение, что основная причина массивной разгрузки метана кроется в деградации подводной мерзлоты и уменьшении зоны стабильности газовых гидратов и их диссоциации вследствие достижения термодинамического равновесия между донными отложениями и придонной водой [22, 23]. С другой стороны, было высказано предположение о важности механизма деградации подводной мерзлоты снизу-вверх, вследствие аномально высоких геотермальных потоков [6], что подтверждается пространственной корреляцией газовых потоков с тектонической неоднородностью и современной сейсмической активностью арктического шельфа [20].

Внедрение метода измерения тройных изотопов метана позволило выявить в море Лаптевых смешанный генезис, т.е. биогенный и термогенный метан [18]. Однако, согласно последним данным на внешнем шельфе можно говорить о доминировании глубинного (термогенного) газа [24], что подразумевает переоценку потенциальных источников метана в этом регионе. В этой связи анализ температуры донных отложений вблизи мест разгрузки метана и её сравнение с фоновыми значениями представляется весьма важным для выделения тепловых аномалий (как положительных, так и отрицательных) с последующей интерпретацией применительно к зонам повышенных тепловых потоков или районам разложения газогидратных скоплений.

В настоящее время реальных данных *in-situ* температуры донных отложений в морях восточного сектора Российской Арктики крайне мало [11], в отличие от температуры придонного слоя воды, информация о котором содержится в различных базах данных. Следует отметить, что температура придонного слоя воды более изменчива под воздействием внешних факторов (сезонные изменения температуры воздуха, глубина, удаленность от берега, влияние речного стока, ледовый режим, морские течения и т.д.) в отличие от температуры донных отложений, температурные изменения в которой существенно замедлены. Поэтому, применительно к морям Восточной Арктики не всегда корректно приравнивать температуру придонного слоя воды к *in-situ* температуре донных отложений, хотя на практике такое часто делают ввиду отсутствия фактических данных.

В этой связи комплексные исследования по выявлению закономерностей площадного распределения температуры и свойств (в первую очередь теплофизических) донных отложений на арктическом шельфе и континентальном склоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и оценка их теплового состояния являются актуальными и важными направлением для понимания текущего состояния шельфовой мерзлоты. Кроме того, новизну и актуальность представляют исследования температуры донных отложений в местах интенсивной разгрузки метана в Восточной Арктике.

Данная работа была выполнена в рамках морских исследований в арктических морях РФ в ходе 78-го и 82-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Россия) и экспедиции SWERUS-C3 на ледоколе «Oden» (Швеция) в 2019, 2020 и 2014 годах соответственно (Рис. 1). Глубина воды в районах исследований составляла от 13 до 541 м. В этих авторских экспедициях исследовались районы мощной разгрузки пузырькового метана (мега-сипы) открытые в период (2007-2012гг) в море Лаптевых [25], а также были открыты новые мега-сипы в Восточно-Сибирском море, где основная часть пузырей достигала поверхности воды, проходя через всю водную толщу мощностью ~45 м. Определения температуры донных отложений проводилась как *in-situ* при помощи специального датчика, который опускался на дно, внедрялся в донные грунты (на 10–15 см) и выдерживался до стабилизации температуры, так и с помощью температурных экспресс измерений образцов только поднятых донных отложений. В целом, оба этих подхода определения температуры донных отложений показали хорошую согласованность. Более подробная информация об использованном оборудовании, методиках пробоотбора и определении различных грунтовых характеристик исследуемых донных отложений (влажность, плотность, пористость, степень засоленности, температура начала замерзания и т.д.) представлена в статье Е.М. Чувилина с соавторами [12].

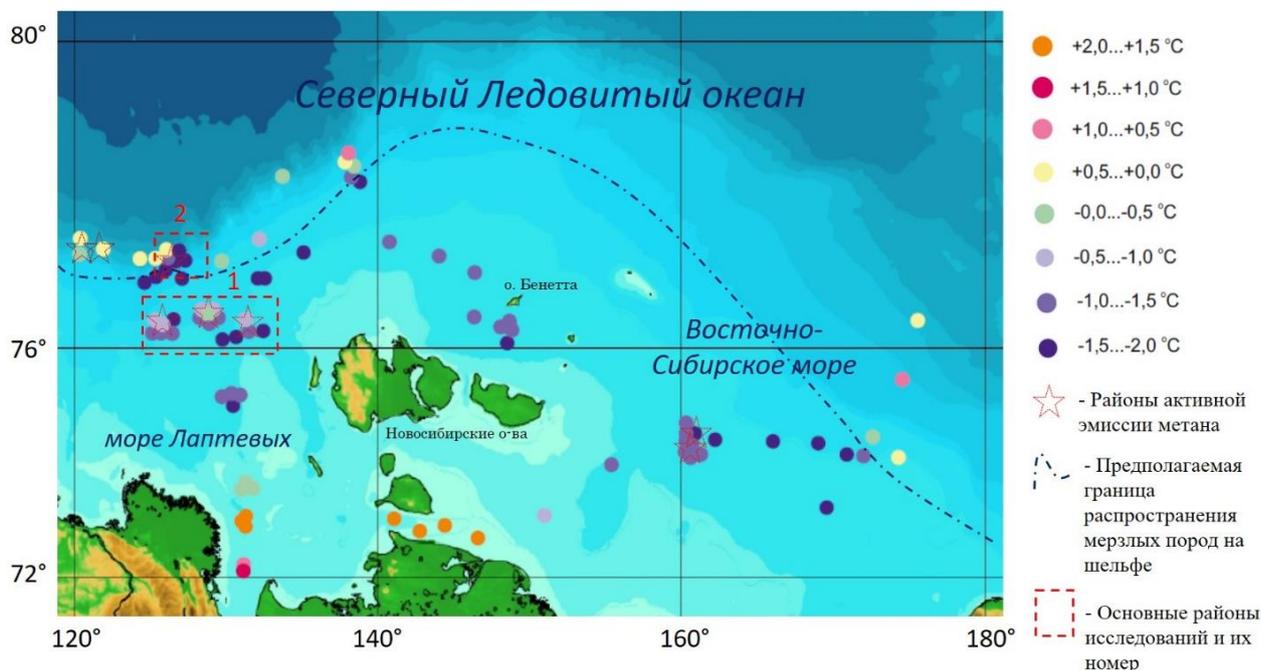


Рис. 1. Схематическая карта распределения температур донных отложений и районов активной эмиссии метана в морях Восточной Арктики.

В целом, полученные результаты четко указывают на широкое распространение охлажденных пород на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (за исключением зоны теплового влияния крупных рек), *in-situ* температура которых находится в интервале -1,4... -1,6°C, что примерно на 0,6°C выше значения температуры их начала замерзания (Рис. 1, Таблица 1). Полученные данные косвенно подтверждают широкое распространения подводной мерзлоты с заглубленной кровлей

на шельфе арктических морей РФ, ширина которого может достигать ~800 км от побережья. Более детальный анализ результатов, на примере шельфа моря Лаптевых, показывает, что температура донных отложений в этом районе в среднем составляет $-1,3$ °C и колеблется в достаточно широком диапазоне от $+2,2$ до $-1,8$ °C (Рис. 2). Так, большая часть отложений с температурой выше 0°C приурочены к южному району моря Лаптевых, находящемуся под тепловым влиянием стока р. Лены. Температуры отложений в центральной части шельфа составляли примерно $-1,4$ °C, тогда как температуры отложений в северной части находились в интервале $-1,4... -1,6$ °C. В при этом, дополнительно в северной части шельфа моря Лаптева в районах активной эмиссии метана были отмечены локальные участки с повышенными значениями температуры донных отложений (в среднем $-0,5...-1,0$ °C), что примерно на 1 °C теплее, чем окружающие породы (Рис. 1, район №1).

Таблица 1. Температура донных отложений морей Восточной Арктики.

| Районы исследования | Глубина воды, м | Температура, °C | Температура начала замерзания, °C |
|--|-----------------|-----------------|-----------------------------------|
| Восточно-Сибирское море, шельф | 30–64 | -1,4 | -2,0 |
| Восточно-Сибирское море, континентальный склон | 170–468 | +0,5 | ---- |
| Море Лаптевых, дельта р. Лена | 14–35 | +0,7 | -1,4 |
| Море Лаптевых, шельф | 40–118 | -1,3 | -1,9 |
| Море Лаптевых, континентальный склон | 205–541 | +0,2 | -2,3 |

*- данные по температуре приведены для верхнего слоя донных отложений глубиной до 0,5 м.

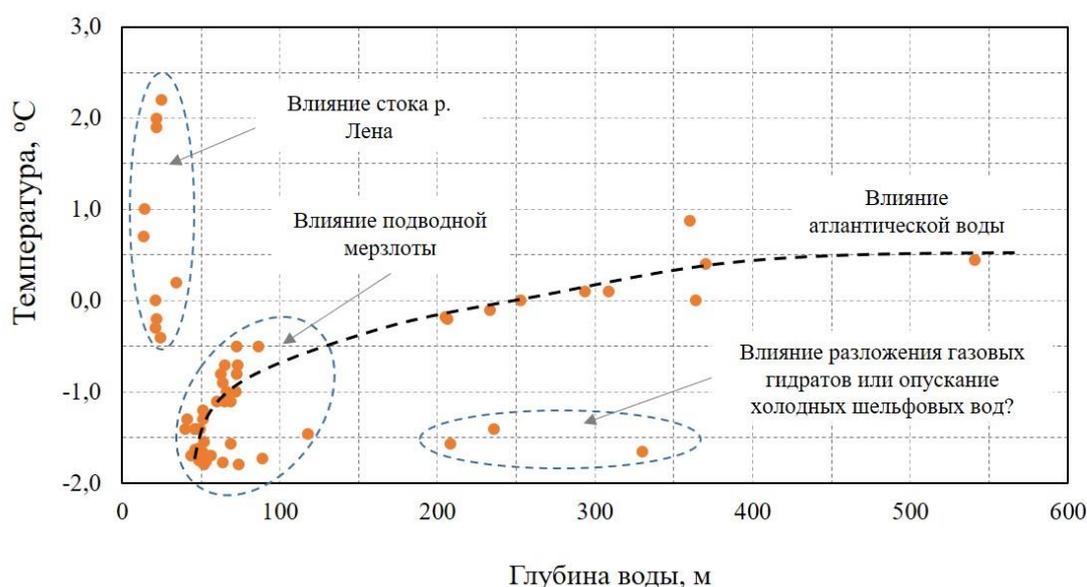


Рис. 2. Изменение температуры верхнего слоя донных отложений (до 0,5 м) моря Лаптевых в зависимости от глубины моря.

По всей видимости, существование данных положительных температурных аномалий в северной части шельфа моря Лаптевых связано с зонами повышенного теплового потока, которые приурочены к тектоническим нарушениям в фундаменте. При этом, как показали экспериментальные исследования, изменения температуры мерзлых грунтов примерно на 1°C (от $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$) может быть достаточно для оттаивания порового льда и сопровождаться существенным (почти на два порядка) повышением газовой проницаемости [10]. Таким образом в результате локального растепления мерзлых пород снизу в подводной мерзлоте могли создаваться благоприятные условия для формирования локальных каналов с повышенной проницаемостью, по которым и происходит массивированная миграция метана в водную толщу. Стоит отметить, что в работах Н.Е. Шаховой с соавторами [22, 23] было показано, что крупные зоны направленной разгрузки метана из донных отложений в северной части шельфа моря Лаптевых пространственно находятся на пересечении Усть-Ленского и Лазаревского разломов, которые характеризуются аномально высоким тепловым потоком. В отличие от описанных участков на шельфе моря Лаптевых, исследованные участки разгрузки метана на шельфе Восточно-Сибирского моря не характеризовались повышенными температурами донных отложений, хотя компонентный и изотопные составы газа в обоих зонах очень схожи (преобладающим компонентом разгружающегося газа является метан с изотопным составом углерода от -59.6 до -56.7‰VPDB), что может указывать на схожий генезис этих газов [12]. Однако, полученные результаты не дают четкого ответа о генезисе разгружающегося природного газа. Это может быть, как глубинный газ из газовых коллекторов, так и подмерзлотный или внутримерзлотный газ, связанный с газогидратными скоплениями. Отсутствие выраженных температурных аномалий в зонах активной эмиссии метана на шельфе Восточно-Сибирского моря может быть связана с большей мощностью субаквальной мерзлоты и более молодыми каналами повышенной проницаемости на этой территории, которых не только меньше по количеству, но меньше по размеру, в отличие от шельфа моря Лаптевых, где зоны повышенной проницаемости могли сформироваться значительно раньше.

Температура донных отложений на континентальном склоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (глубина воды 200–541 м) мало отличается и колебалась в пределах от $-0,2$ до $+0,5^{\circ}\text{C}$, что обусловлено тепляющим эффектом промежуточной атлантической воды (теплой фрамовской ветви), которая прослеживается вдоль всего континентального склона Восточной Арктики и Аляски. Кроме того, есть предпосылки к существованию локальных участков реликтовой мерзлоты на бровке континентального склона моря Лаптевых, где глубина воды составляет около 150 м. Подобные предположения о существовании многолетнемерзлых пород на бровке шельфа моря Лаптевых были высказаны ранее на основе результатов ретроспективного подхода по оценке эволюции криолитозоны на арктическом шельфе [5]. Однако, в настоящее время, из-за отсутствия фактических данных (даже косвенных) принято считать, что в море Лаптевых (так же, как и в других морях Восточной Арктики) на глубинах воды более 100 м реликтовые мерзлые породы с погребенной кровлей отсутствуют [1, 4, 11, 13, 16].

Другим возможным объяснением отрицательных температурных аномалий на отдельных участках континентального склона моря Лаптевых глубиной от 200 до 330 м (Рис. 1, район №2) могут быть процессы диссоциации придонных газогидратных образований, что вполне может сопровождаться понижением температуры вмещающих и перекрывающих донных отложений. Кроме того, температурные аномалии на континентальном склоне могут быть связаны с резким погружением вниз более плотных холодных вод с шельфа, которые отмечаются в северо-западной части моря Лаптевых. Поэтому, для установления достоверной причины существования охлажденных донных

отложений на континентальном склоне моря Лаптевых требуются дополнительные исследования, включающие морскую геофизику и гидрологию.

Выводы

В результате проведенных исследований было подтверждено, что большая часть донных отложений арктического шельфа Восточной Арктики находится в охлажденном состоянии в диапазоне температур от $-1,0^{\circ}\text{C}$ до $-1,8^{\circ}\text{C}$, что может косвенно указывать на широкое распространение многолетнемерзлых пород с заглубленной кровлей на данной территории. Так же полученные данные подтверждают, что для большинства районов Восточной Арктики подводная мерзлота отсутствует при глубинах воды более 100 м и температуре отложений выше 0°C . Хотя, для шельфа моря Лаптевых есть косвенные предпосылки к существованию подводной мерзлоты на глубинах около 120 м и отрицательных температурных аномалий до 330 м, вызванных в том числе разложением газогидратных образований.

В ходе проведенных полевых работ в северной части шельфа моря Лаптевых были обнаружены локальные участки с аномальной температурой донных отложений ($\sim -0,6^{\circ}\text{C}$), к которым были приурочены места фокусированной разгрузки метана. По всей видимости, положительные температурные аномалии в донных отложениях связаны с зонами повышенного теплового потока и тектоническими нарушениями в фундаменте. В результате естественного растепления мерзлых пород снизу возникли благоприятные условия для формирования зон с повышенной проницаемостью, по которым и происходит миграция природного газа в верх по разрезу сначала в водную толщу, а затем и в атмосферу. Отметим, что согласно авторских результатов бурения и геофизических исследований, выполненных в период 2011-2015 г на шельфе моря Лаптевых, были обнаружены глубокие и сквозные талики, а также аномально высокие скорости вертикальной скорости деградации подводной мерзлоты [21, 22], причины которых в настоящее время активно исследуются.

Авторы выражают благодарность коллегам из Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, и Университета Стокгольма за помощь в проведении морских исследований на борту НИС «Академик Мстислав Келдыш», а также ЦКП «Фаблаб и Мастерская» за изготовление инструментов для грунтового пробобора. Экспедиционные морские геофизические, геологические, и биогеохимические исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 21-77-30001, температурные измерения и оценка свойств донных отложений выполнены при поддержке проекта РФФИ № 21-77-10074. Лабораторные исследования проводились при частичной поддержке гранта Минобрнауки № 075-15-2020-928.

Литература

1. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., Наука, 1966, 119 с.
2. Григорьев М.Н., Имаев В.С., Имаева Л.П. и др. Геология, сейсмичность и мерзлотные процессы арктических районов Западной Якутии. Якутск, Якутский научный центр СО РАН, 1996, 84 с
3. Кошурников А.В., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Дударев О.В., Гунар А.Ю., Пушкарев П.Ю., Семилетов И.П., Кошурников А.А. Первый опыт электромагнитного зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Доклады Академии Наук. 2016. 5. 616–620. DOI: 10.7868/S086956521623016X
4. Молочушкин Е.Н. Результаты годичного наблюдения за температурой грунтов на острове Муостах // Вопросы географии Якутии. 1969. 5. 127–137
5. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. 1. 3–14.
6. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д. и др. Криотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана. Л., ПГО «Севморгео», 1987. 150 с.

7. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993. 136 с
8. Чеверев В.Г., Видяпин И.Ю., Тумской В.Е. Состав и свойства отложений термокарстовых лагун Быковского полуострова // Криосфера Земли. 2007. 3. 44–50.
9. Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Дударев О.В., Семилетов И.П. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. 2. 24–36.
10. Чувилин Е.М., Гребенкин С.И., Сакле М. Влияние влагосодержания на проницаемость песчаных пород в мерзлом и талом состояниях // Криосфера Земли. 2016. 3. 71–78.
11. Chuvilin, E., Bukhanov, B., Grebenkin, S., Tumskoy, V., Shakhova, N., Dudarev, O., Semiletov, I., Spasennykh, M. Thermal properties of sediments in the East Siberian Arctic Seas: A case study in the Buor-Khaya Bay // Marine Petrol. Geol. 2021. 123. 104672; <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104672>
12. Chuvilin, E., Bukhanov, B., Yurchenko A., Davletshina D., Shakhova N., Spivak E., Rusakov V., Dudarev O., Khaustova N., Tikhonova A., Gustafsson O., Tesi T., Martens J., Jakobsson M., Spasennykh M., Semiletov I. In-situ temperatures and thermal properties of the East Siberian Arctic Shelf sediments: key input for understanding the dynamics of subsea permafrost // Marine Petrol. Geol. 2022. 138. 105550; <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105550>
13. Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg, A., Boldyrev, M., Khilimonyuk, V., Pizhankova, E., Buldovich, S., Kosevich, N., Alyautdinov, A., Ogienko, M., Roslyakov, A., Cherbunina, M., Ospennikov, E. The current state and 125 kyr history of permafrost in the Kara Sea Shelf: Modeling constraints // The Cryosphere. 2019. 14. 1857–1873; <https://doi.org/10.5194/tc-2019-112>
14. Loktev, A.S., Tokarev, M.Yu., Chuvilin, E.M. Problems and technologies of offshore permafrost investigation // Procedia Engin. 2017. 189. 459 – 465; <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.074>
15. Matveeva, T.V., Kaminsky, V.D., Semenova, A.A., Shchur N.A. Factors affecting the formation and evolution of permafrost and stability zone of gas hydrates: case study of the Laptev Sea // Geoscience. 2020. 12. 504; <https://doi.org/10.3390/geosciences10120504>
16. Nicolisky D., Shakhova N. Modeling sub-sea permafrost in the East-Siberian Arctic Shelf: The Dmitry Laptev Strait // Environmental Research Letter. 2010. 5; DOI: 10.1088/1748-9348/5/1/015006
17. Overduin, P.P., Schneider von Deimling, T., Miesner, F., Grigoriev, M.N., Ruppel, C., Vasiliev, A., Lantuit, H., Juhls, B., Westermann, S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-d transient heat flux (SuPerMAP) // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. 124. 3490-3507; <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>
18. Sapart C.J., Shakhova, N., Semiletov, I., Jansen, J., Szidat, S., Kosmach, D., Dudarev, O., van der Veen, C., Egger, M., Sergienko, V., Salyuk, A., Tumskoy, V., Tison, J.-L., & Röckmann, T. The origin of methane in the East Siberian Arctic Shelf unravelled with triple isotope analysis // Biogeosciences. 2017. 14. 2283–2292. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2283-2017>
19. Shakhova, N., Semiletov I. Methane release and coastal environment in the East Siberian Arctic shelf // Journal of Marine Systems. 2007. 66. 227-243; DOI: 10.1016/j.jmarsys.2006.06.006
20. Shakhova, N., Semiletov, I., Salyuk, A., Yusupov, V., Kosmach, D., Gustafsson, Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. 327. 1246–1250; <https://doi.org/10.1126/science.1182221>
21. Shakhova, N., Semiletov, I., Leifer, I., Sergienko, V., Salyuk, A., Kosmach, D., Chernykh, D., Stubbs, C., Nicolisky, D., Tumskoy, V., Gustafsson, Ö. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // Nat. Geosci. 2014. 7; <https://doi.org/10.1038/ngeo2007>
22. Shakhova, N., Semiletov I., Gustafsson, O., Sergienko, V., Lobkovsky, L., Dudarev, O., Tumskoy, V., Grigoriev, M., Mazurov, A., Salyuk, A., Ananiev, R., Koshurnikov, A., Kosmach, D., Charkin, A., Dmitrevsky, N., Karnaukh, V., Gunar, A., Meluzov, A., Chernykh, D. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Commun. 2017. 8. 15872; <https://doi.org/10.1038/ncomms15872>
23. Shakhova, N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the permafrost–hydrate system and associated methane releases in the East Siberian Arctic Shelf // Geosciences. 2019. 9. 251; <https://doi.org/10.3390/geosciences9060251>
24. Steinbach, J., Holmstrand, H., Shcherbakova, K., Kosmach, D., Bruchert, V., Shakhova, N., Salyuk, A., Sapart, C.J., Chernykh, D., Noormets, R., Semiletov, I., Gustafsson, Ö. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf // Proc. National Acad. Sci., the United States of America. 2021. 10. e2019672118; <https://doi.org/10.1073/pnas.2019672118>

Секция 2

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА И КАРТИРОВАНИЕ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛАНДШАФТОВ КОЛЫМСКОЙ ВОДНО-БАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ

Васильев А. И.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия; vasilai@mpi.ysn.ru

Проведен анализ современного состояния ландшафтных комплексов на Колымской водно-балансовой станции. Район исследования находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород и представлен горно-редколесными ландшафтами среднегорных сооружений Северо-Восточной Сибири с общей площадью около 21,5 км². Основной целью исследования является составление ландшафтной карты данной территории. Маршрутными исследованиями выявлены основные типы местности, растительные ассоциации и криогенные рельефообразующие процессы. Обработан полевой материал, на основе которого составлена ландшафтная карта по программе ArcGIS.

CURRENT STATE OF THE LANDSCAPES OF THE KOLYMA WATER-BALANCE STATION

Vasiliev A. I.

Melnikov Permafrost Institute of SB RAS, Yakutsk, Russia; vasilai@mpi.ysn.ru

An analysis of the current state of landscape complexes at the Kolyma water-balance station was carried out. The study area is located in the zone of continuous distribution of permafrost and is represented by mountain-sparsely forested landscapes of mid-mountain structures of North-Eastern Siberia with a total area of about 21,5 km². The main purpose of the study is to compile a landscape map of this territory. Route studies revealed the main types of terrain, plant associations and cryogenic relief-forming processes. Field material was processed, on the basis of which a landscape map was compiled using the ArcGIS program.

Район исследований – Колымская водно-балансовая станция (КВБС) (рис. 1), находится на территории Магаданской области в Тенькинском районе, около 280 км к северу от побережья Охотского моря на Верхнеколымском нагорье в районе Итриканской гряды между реками Правый Интрикан и Инякан.



Рис. 1. Общий вид Колымской водно-балансовой станции. Фото Васильева А. И.

В середине сороковых годов прошлого столетия были проведены комплексные исследования на водосборе ручья Контактный, который является типичным для этого региона и включает основное разнообразие растительности и почвогрунтов, и был признан наиболее подходящим для организации многолетних наблюдений, но с развалом Советского Союза были прекращены наблюдения и разрушена материальная база станции. Однако, в последние годы учеными снова проявляется интерес к станции

и востребованы результаты многолетних наблюдений за климатом, мерзлотой и формированием водного баланса.

Согласно районированию по Ландшафтной карте СССР масштаба 1:2 500 000 [1] территория КВБС находится в пределах горно-редколесных и стланиково-редколесных ландшафтов горных сооружений высотой от 900 до 1500 м (низкие, средние и высокие горы) сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Общая площадь картируемой водосборной территории ручья Контактный составляет 21,5 км². Данная статья написана по результатам мерзлотно-ландшафтной съемки на КВБС, выполненных автором в июне 2021 г. в составе полевого отряда гидрологов СВНИМС под руководством Макарьевой О.Н.

Влияние вечной мерзлоты на дифференциацию и развитие ландшафтов в районах Крайнего севера настолько велико, что изучение природно-территориального комплекса (ПТК) без ее учета практически невозможно. Мерзлотные ландшафты являются частью общей структуры ландшафтов, принципы их выделения соответствуют принципам геокриологической дифференциации [4]. Под мерзлотным ландшафтом автор понимает относительно однородное природное образование, функционирующее под воздействием криогенеза, с определенными, закономерными только для него сочетаниями мерзлотных характеристик.

Вопросам выделения и картографирования мерзлотных ландшафтов посвящено достаточное количество работ [2, 3, 4]. Отличительной чертой выделения мерзлотных ландшафтов является то, что геокриологические характеристики выступают в качестве основных критериев их выделения. Такой подход, учитывая основной ландшафтообразующий фактор в районах Крайнего Севера – криогенный, позволяет более детально производить прикладные и экологические оценки ландшафтов. В Институте мерзлотоведения СО РАН составлены множество разномасштабных цифровых ландшафтных карт. В настоящей статье за основу классификационных построений взята разработанная в Институте мерзлотоведения СО РАН методика картографирования мерзлотных ландшафтов [4]. Масштаб карты – 1:10 000 предполагает картографирование ПТК на уровне типов урочищ.

Опыт предыдущих работ показал, что при картографировании типов урочищ в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород наилучший результат получается при наложении двух слоев – рельефа и растительных сообществ. Это так называемый оверлей слоев цифровых (растровых или векторных) карт. В итоге при составлении ландшафтных карт в качестве критериев были использованы мезорельеф и группы растительных ассоциаций.

Ландшафтное разнообразие в пределах КВБС определялось по материалам полевых исследований с применением данных космических снимков из интернет-ресурсов с выделением дешифровочных признаков. Полевые обследования ландшафтов рассматриваемой территории проводились наземным маршрутом, где была проведена крупномасштабная ландшафтная съемка в июне 2021 года и сделано 49 детальных описаний ландшафтных точек с нанесением GPS координат для геоботанической и криогенной индикации, поскольку космические снимки не могут предоставить всей необходимой информации. Обследование территории сопровождалось фотографированием ландшафтов и криогенных процессов. Описание растительности включало в себя определение состава древостоя, состава подроста, состава кустарникового яруса с определением покрытия, типа травяно-кустарникового яруса с определением состава флоры и мохового, лишайникового покровов и их проективного покрытия, определения микрорельефа поверхности. Определены глубины сезонного протаивания с помощью металлического шупа на разных типах местности. Пройден ряд шурфов для определения литологического состава поверхностных отложений.

Маршрутными исследованиями выявлены основные криогенные рельефообразующие процессы.

Исходя из целей и задач настоящих исследований, масштаба картографирования и объема имеющегося фактического материала, в качестве основных единиц были выбраны типы местности и типы растительности, относящиеся к типологическим комплексам.

Границы типов растительности определяются соответствующими типами почв и растительности, обусловленными соотношением тепла и влаги. Содержание этих ландшафтных единиц обуславливается гидроклиматическими показателями – радиационным индексом сухости, суммой активных температур и т.д.

Таким образом, основная единица ландшафтного картографирования на карте урочище – характеризуется определенным сочетанием типологических комплексов: типов местности и типов растительности, обусловленных геолого-геоморфологическими и биогидроклиматическими особенностями внутри ПТК.

ПТК как объект исследования представляет относительно однородное территориальное образование, где все компоненты находятся в тесной взаимосвязи. В пределах криолитозоны ММП и их основные характеристики – температура, льдистость отложений, мощность сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев (СТС-СМС) – становятся элементами, определяющими сущность ПТК.

Мощность СТС определяется в горах с помощью горных выработок, в стенках шурфов, при расчистке обнажений, а также по керну, извлеченному из буровых скважин. В нашем случае, при небольшой мощности СТС в суглинисто-супесчаных, супесчано-щебнистых и в лишайниково-сфагновых торфяниках для измерений нами применялся стальной щуп, который непригоден для определения протаивания в обломочных, каменных материалах и в сухих морозных песках. Максимальная мощность СТС обычно определяется в конце сезона протаивания (август, сентябрь), а наши измерения сезонного протаивания проводились в более ранние сроки – начало и середина июня, поэтому не являются кондиционными, но носят информационный характер для анализа динамики сезонного протаивания.

ПТК в пределах криолитозоны представляют собой мерзлотно-ландшафтные системы (или мерзлотные ландшафты), функционирование которых осуществляется в значительной степени под воздействием криогенного фактора. Их структура определяется степенью (масштабами и интенсивностью) проявления криогенных процессов. Одной из основных особенностей мерзлотных ландшафтов является наличие льда в литогенной основе. В ряде случаев криогенным фактором обусловлено и развитие собственно мерзлотно-ландшафтных образований – бугров пучения, просадочно-полигональных и солифлюкционных форм, деллей, каменных многоугольников и пятен-медальонов.

Ландшафтная карта масштаба 1:10 000 составлена на базе программы ArcGis 10.1. В разработке содержания ландшафтной карты использованы космические снимки и полевые, маршрутные исследования. Были использованы материалы дешифрирования ландшафтных фаций по детальным космическим снимкам и ландшафтного описания во время полевых работ.

На территории КВБС нами выделено и отображено на ландшафтной карте всего 3 типа местности: плоскогорно-привершинный, горно-склоновый, горно-долинный (днища горных рек) и гидрография. В представляемой карте, также были выделены растительные ассоциации, существенно влияющие на геокриологические условия. Контуры горных каменистых тундр, зарослей кедрового стланика, лиственничных редколесий и редин, сфагновый марей, травяных лугов и гарей были скоррелированы с контурами на космоснимках. Ландшафтные фации привязывались к типам местности с

определенными стратиграфо-генетическими и литолого-фациальными комплексами. Всего на карте выделено 23 растительных ассоциаций.

Появление ГИС-технологий несколько упростило процесс классификации ландшафтов посредством послойного наложения типов местности (геолого-геоморфологических единиц) и растительных группировок (биогидроклиматических единиц).

Составленная ландшафтная карта масштаба 1:10 000 (рис. 2) дает полную информацию по ландшафтным условиям территории КВБС, и расшифровка номеров легенды (комплексов) дается в таблице 1.

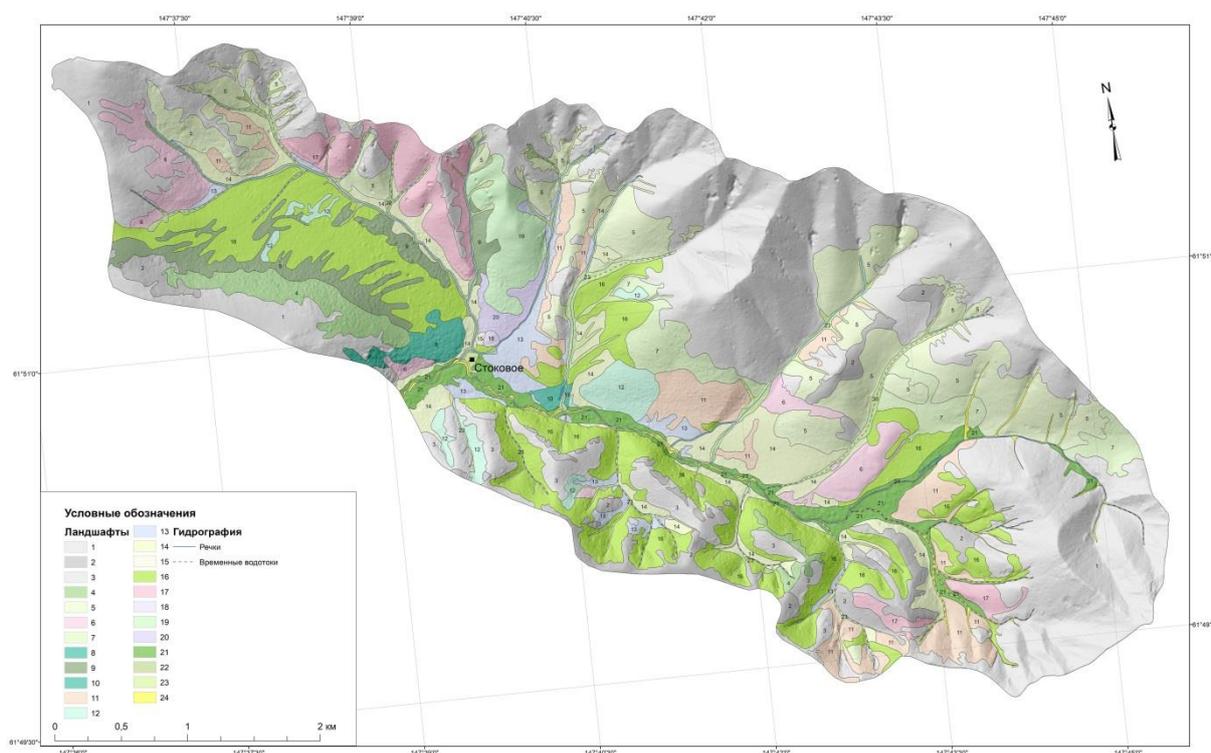


Рис. 2. Ландшафтная карта Колымской водно-балансовой станции

Ландшафтная структура на исследуемом участке представлена 3 основными типами местности, рассмотрим каждый тип местности по отдельности.

1. Плоскогорно-привершинный – характеризуются приводораздельными выровненными участками рельефа с глыбовыми увалами средневысотных и низких хребтов (1000-1300 м), которые перекрыты чехлом элювиально-делювиальных отложений, представленных в основном щебенисто-глыбовым материалом с тонкодисперсным заполнителем. На выходах песчаников преобладают каменные развалы, многоугольники и «котлы кипения». Выположенные поверхности вершин заняты пятнами-медальонами, формирование которых всегда вызвано промерзанием избыточно увлажненного СТС. Структура этих типов местности на высоте 1200-1300 м определяются сочетанием тундр горных каменных кассиопейно-лишайниковых с единичными кедровыми стланиками, а ниже на высоте 1000-1200 м сочетанием тундр горных каменистых с зарослями кедрового стланика и ольховника рододендроновобабгульниковые с лиственничными рединами, редколесьями с мохово-лишайниковокустарничковым покровом.

2. Горно-склоновый – представляют крутые и средней крутизны склоны средневысотных и низких хребтов (1500-900 м), но преобладающую площадь занимают пологие склоны в нижней части, которые более увлажнены, чем верхние, вследствие

дополнительного притока грунтовых вод СТС перекрытые делювиально-солифлюкционными отложениями с листовничными редиными, редколесьями с кедровыми стланиками и влажными сфагновыми марями морошково-багульниково-осоковыми с глубиной сезонного протаивания от 0,15 до 0,3 м. На склонах разной высоты и экспозиции гидротермический режим пород различен. При этом на склонах северной экспозиции поддерживается более длительное увлажнение грунтов, вызванное конденсацией паров, наименьшим испарением влаги и регулируемое замедленным стаиванием снега на более высоких отметках, и наиболее низкая температура грунтов характерна для затененных и высоких склонов, где обычно с середины склонов произрастают в основном листовничные редины с кедровыми стланиками и ерниками багульниково-рододендроновые сфагновые с глубиной сезонного протаивания от 0,2 до 0,35 м. Наибольшие экстремальные суточные и годовые колебания температур для склонов южной экспозиции, приводят к более интенсивному выветриванию горных пород. Поэтому на этих делювиальных и обвальном-осыпных склонах при активном сносе мелкодисперсного материала широко развиты курумы – глыбовые накопления значительной мощности и площади в виде каменных полей, потоков. Они отмечаются на выходах песчаников, доломитов. На верхних частях склонов отмечены заросли кедрового стланика с единичными листовницами бруснично-багульниковые лишайниковые с глубиной сезонного протаивания от 0,15 до 0,3 м, ниже произрастают листовничные редины, редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками багульниково-рододендроновые сфагново-лишайниковые с глубиной сезонного протаивания от 0,12-0,2 м.

3. Горно-долинный (днища горных речек) – приурочен к днищам горных долин мелких речек Контактный, Встреча, Угроза, Крутой и др. Речки, врезающиеся в галечники со слабо меандрирующими руслами. Фрагментарные участки пойменных полос встречаются лишь в относительно больших водотоках, как ручей Контактный и заняты разнотравно-осоковыми лугами с ивняками. Такие участки сложены гравелистой супесью. Прирусловые косы и сухие тальвеги выполнены песчано-гравийно-галечными отложениями. Преобладающую площадь днищ мелких долин занимает низкая терраса, в разрезах отложений доминируют гравелистые супеси, которые заняты листовничным лесом с ерниками и ивняками багульниково-грушанково-осоковыми. Широко распространен жильно-полигональный рельеф, а для более возвышенных участков характерен западинный и мелкобугристый микрорельеф. Плоские слабодренированные поверхности заняты мелким кочкарником. Прерывистое распространение имеют сфагновые мари с листовничной рединой. Максимальная мощность СТС характерна для прирусловых полос и для сухих тальвегов водотоков. На большей части площади она варьирует от 0,4-0,65 м.

Таким образом, наибольшее распространение из 23 ландшафтов получили следующие естественные природно-территориальные комплексы, прилегающие к Колымской водно-балансовой станции: тундры горные каменистые кассиопейно-лишайниковые с редкими кедровыми стланиками и угнетенными листовницами (комплекс 1-1 – 33,8% от общей площади), заросли кедрового стланика с единичными листовницами бруснично-багульниковые лишайниковые (комплекс 2-6 – 10,3% от общей площади), листовничные редины на лишайниково-сфагновой мари с ерниками морошково-багульниково-осоковые (комплекс 2-14 – 4,9% от общей площади), листовничные редколесья с кедровыми стланиками бруснично-багульниковые лишайниково-сфагновые (комплекс 2-11 – 4,6% от общей площади), гари на кедровом стланике мертвопокровные с каменными осыпями (комплекс 2-17 – 3,06% от общей площади).

Таблица 1

Типы местности и растительные ассоциации Колымской водно-балансовой станции

| Тип местности | Растительные ассоциации |
|--|---|
| 1. Плоскогорно-привершинный | 1. Тундры горные каменистые кассиопейно-лишайниковые с редкими кедровыми стланиками и угнетенными лиственницами |
| | 2. Тундры горные каменистые лишайниковые с единичными стланиками |
| | 3. Тундры горные каменистые с зарослями кедрового стланика и ольховника рододендронов-багульниковые |
| | 4. Лиственничные редколесья в сочетании с тундрами горными с кедровыми стланиками шикшево-багульниковые лишайниковые |
| | 5. Заросли кедрового стланика кассиопейно-лишайниковые с каменными осыпями |
| 2. Горно-склоновый | 6. Заросли кедрового стланика с единичными лиственницами бруснично-багульниковые лишайниковые |
| | 7. Заросли кедрового стланика бруснично-багульниковые сфагновые |
| | 8. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками бруснично-багульниковые лишайниковые |
| | 9. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками багульниково-рододендронов-осоковые сфагново-лишайниковые |
| | 10. Лиственничные редколесья с ерниками бруснично-багульниковые сфагново-лишайниковые |
| | 11. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками бруснично-багульниковые лишайниково-сфагновые |
| | 12. Лиственничные редины с кедровыми стланиками и ольховниками бруснично-багульниковые лишайниковые |
| | 13. Лиственничные редины на сфагновой мари морошково-багульниково-осоковые пушицевые |
| | 14. Лиственничные редины на лишайниково-сфагновой мари с ерниками морошково-багульниково-осоковые |
| | 15. Лиственничные редины с ерниками багульниково-осоковые лишайниково-сфагновые |
| | 16. Лиственничные редины с кедровыми стланиками и ерниками багульниково-рододендронов-осоковые сфагновые |
| | 17. Гари на кедровом стланике мертвопокровные с каменными осыпями |
| | 18. Гари на кедровом стланике мертвопокровные |
| | 19. Гари на лиственничных редколесьях и кедрового стланика мертвопокровные |
| | 20. Гари на лиственничных рединах с ерниками на лишайниково-сфагновой мари осоковые |
| 3. Горно-долинный (днища горных речек) | 21. Лиственничные леса с ерниками и ивняками багульниково-грушанково-осоковые лишайниково-зеленомошные |
| | 22. Лиственничные редколесья зеленомошно-сфагновые в сочетании с ивняками и ольховниками осоковыми |
| | 23. Луга разнотравно-осоковые с ивняками кочковатые |
| | 24. Поймы мелких речек |

Литература

1. Ландшафтной карты СССР масштаба 1:2 500 000 / Под ред. И. С. Гудилина. – М: Министерство геологии СССР, Гидроспецгеология, 1980.
2. Мельников Е. С., Вейсман Л. И., Москаленко Н. Г. и др. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. – Новосибирск: Наука, 1983. – 165 с.
3. Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1:2 500 000) / Федоров А. Н., Богуту Т. А., Варламов С. П. и др. – Новосибирск: ГУГК, 1989. – 170 с.
4. Федоров А. Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН СССР, 1991. – 140 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОРФОЛОГИИ ЛАНДШАФТА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЭРОЗИОННО-ТЕРМОКАРСТОВЫХ РАВНИН

Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В.

ФГБУН Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; *E-mail*: vkapralova@gmail.com

Территория эрозионно-термокарстовых равнин представляет собой сложную мозаику участков, которые в разное время прошли озерные стадии и стадии хасыреев. При этом озера есть как на исходной поверхности, так и новообразовавшиеся в пределах хасыреев. Целью исследования является количественный анализ морфологической структуры озер в пределах эрозионно-термокарстовых равнин на основе теории случайных процессов, подходов математической морфологии ландшафтов и данных дистанционного зондирования. Для исследования было отобрано 8 участков, находящихся в разных физико-географических условиях. Установлено, что на каждом из двух типов поверхности распределение площадей озер в большинстве своем отвечает интегрально-экспоненциальному распределению; параметры этих распределений различны, но коррелированы.

USING REMOTE SENSING DATA AND METHODS OF MATHEMATICAL MORPHOLOGY OF LANDSCAPE IN THE STUDY OF THERMOKARST PLAINS WITH FLUVIAL EROSION

Victorov A.S., Kapralova V.N., Orlov T.V.

Sergeev institute of environmental geoscience RAS (IEG RAS), Moscow, Russia; *E-mail*: vkapralova@gmail.com

The territory of the and thermokarst plains with fluvial erosion is a complex mosaic of sites that at different times passed the lake stages and the khasyreys. At the same time, there are lakes both on the original surface and newly formed ones within the khasyreys. The aim of the study is a quantitative analysis of the morphological structure of lakes within the thermokarst plains with fluvial erosion based on the theory of random processes, approaches of mathematical morphology of landscape and remote sensing. For the study 8 sites were selected, located in different physical and geographical conditions. The quantitative analysis of the models showed that the morphological structure of the lakes area of the thermokarst plains with fluvial erosion mostly corresponds to the intergal-exponential distribution; the parameters of these distributions are different, but correlated.

Исследуемый тип территорий представляет собой слабоволнистую субгоризонтальную поверхность с преобладанием различной тундровой растительности, в которую вкраплены озера и хасыреи, а также развита эрозионная сеть. Озера имеют изометричную, часто округлую форму и беспорядочно разбросаны по равнине. Хасыреи представляют собой плоскодонные и пологосклонные заторфованные понижения, также изометричной формы, занятые луговой или болотной растительностью и аналогично озерам в беспорядке располагаются на равнине. В соответствии со взглядами большинства исследователей, хасыреи образуются в результате осушения термокарстовых озер, чаще всего в результате эрозионной деятельности водотоков.

Хасыреи нередко сливаются друг с другом, образуя массивы, в их пределах также развиты озера, значительная часть которых является вторичными, возникшими за счет развития термокарстового процесса после появления хасырея. Эти озера отличаются четкими резкими очертаниями, часто округлой формой, несовпадением центра озера и центра хасырея. Остаточные озера в хасыреях напротив характеризуются расплывчатыми неправильными очертаниями, нерезкими границами, такие озера не рассматривались в данном исследовании. Типичный вид эрозионно-термокарстовой равнины на материалах космической съемки приведен на рис. 1.

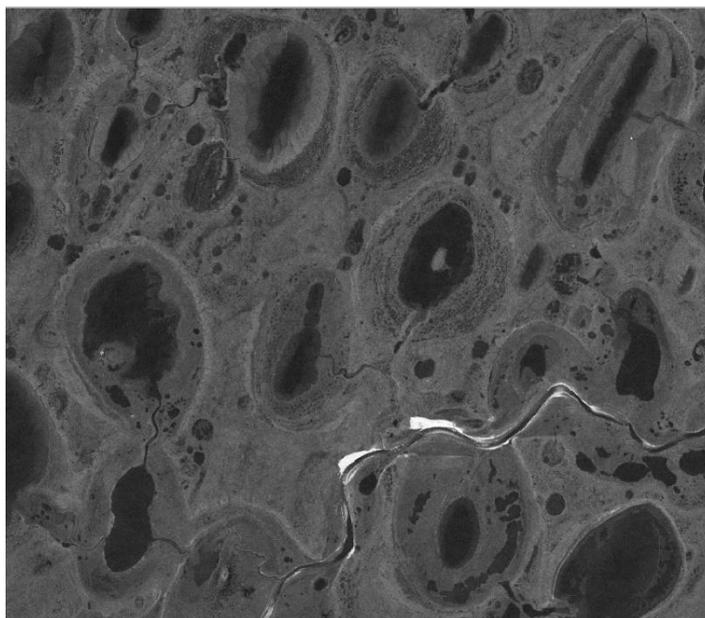


Рис. 1. Типичный вид эрозионно-термокарстовой равнины на космическом снимке.

На рис. 2 показаны примеры изображения на материалах космической съемки озер на основной поверхности и вторичных озер на поверхности хасыреев.



Рис. 2. Примеры изображения на материалах космической съемки озер на основной поверхности (а) и вторичных озер на поверхности хасыреев (б).

В пределах этого ландшафта сочетаются противоположные тенденции:

- Расширение и в ряде случаев увеличение числа термокарстовых озер,
- Спуск и уменьшение числа термокарстовых озер из-за эрозионных процессов.

Рассматриваемый ландшафт находится под влиянием термокарстовых, термоабразионных и термоэрозионных процессов, которые находятся в сложном взаимодействии. На территории независимо друг от друга растут термокарстовые понижения, за счет термоабразионных процессов. Рост регулируется случайными факторами, связанными с метеорологическими процессами конкретного года и грунтовыми условиями. В случайный момент времени озеро может быть спущено

эрозионными процессами, в результате чего оно превращается в хасырей – постозерную котловину, зарастающую лугово-болотной растительностью с отдельными остаточными озерами, при этом рост котловины останавливается из-за отсутствия водной массы. Одновременно хасырей снова становится ареной новообразования мерзлоты.

В целом территория предстает как сложная мозаика участков, которые в разное время прошли озерные стадии и стадии хасыреев.

В основу изучения положено использование походов математической морфологии ландшафта, основывающихся на теории случайных процессов [1, 2]. Проведенный анализ [3, 4] показал, что на каждой из этих поверхностей при широком спектре условий должно установиться динамическое равновесие, которое, в частности, выражается в справедливости для каждой поверхности интегрально-экспоненциального распределения площадей термокарстовых озер.

Целью данного исследования было отдельно проанализировать распределение озер на основной поверхности и тех вторичных озер, что образовались в пределах хасыреев; в их число не входят остаточные озера, которые появляются во время еще не завершеного спуска озера в процессе превращения его в хасырей.

Для анализа были выбраны 8 участков, расположенные в разных физико-географических условиях: Ямал, Тазовский полуостров, Яно-Индигирская низменность, долина Пенжины (рис. 3).

Они представляют собой равнины, преимущественно сложенные морскими и аллювиальными отложениями, представленными песками, супесями, суглинками и алевролитами с развитием различных типов тундр, а также озерно-болотными образованиями.

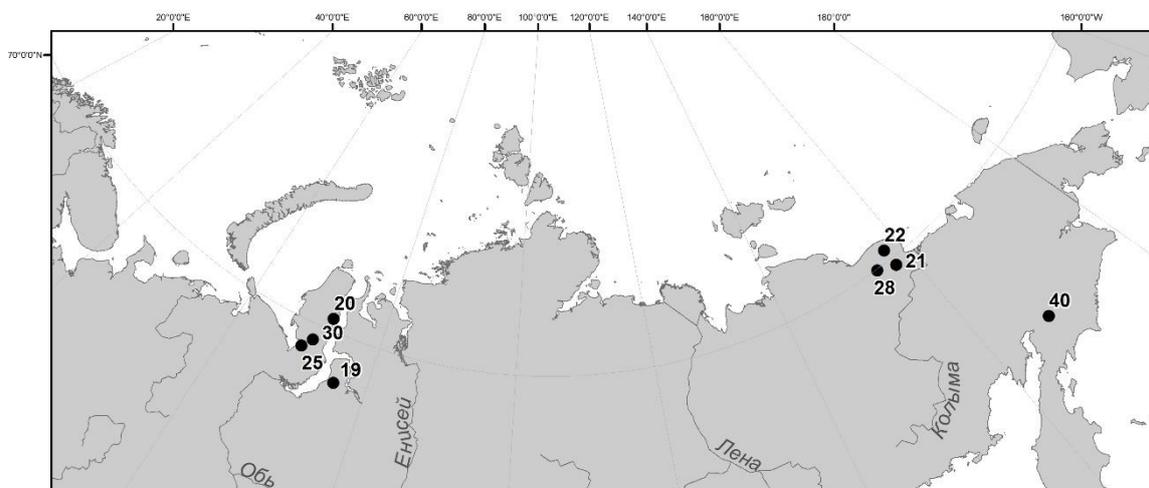


Рис. 3. Схема расположения ключевых участков.

При исследовании были использованы материалы космической съемки 2013-2019г.г. со спутников IKONOS, QuickBird, Worldview 2, Geoeye-1, Pleidas, SPOT-5, SPOT-6 высокого разрешения 0,5-2,5 м/пикс, полученные как из открытых источников (Googleearth, Yandexmaps, Bing), так и специально приобретенные (ИТЦ СКАНЭКС).

В итоге проведенного анализа получены следующие результаты (табл.1):

Результаты сравнения распределения площадей озер эрозионно-термокарстовых равнин

| Основная водораздельная поверхность | | | | | |
|-------------------------------------|---------------|---------------------------|--|------------------------|------------------------|
| Участок | Объем выборки | Значение критерия Пирсона | Критическое значение критерия на уровне 0,99 | Эпсилон м ² | Гамма км ⁻² |
| 19 | 87 | 5,537 | 9,210 | 473 | 3,271 |
| 20 | 86 | 7,678 | 6,635 | 2112 | 5,483 |
| 21 | 252 | 5,413 | 15,086 | 6972 | 0,697 |
| 22 | 113 | 4,870 | 11,341 | 7583 | 0,280 |
| 25 | 131 | 11,034 | 11,341 | 487 | 3,155 |
| 28 | 125 | 2,200 | 6,635 | 6898 | 0,316 |
| 30 | 260 | 22,570 | 13,277 | 194 | 5,021 |
| 40 | 350 | 13,143 | 13,277 | 217 | 5,917 |
| Поверхность хасыреев | | | | | |
| 19 | 105 | 13,054 | 9,210 | 90 | 12,12 |
| 20 | 254 | 11,060 | 11,341 | 1307 | 7,573 |
| 21 | 172 | 5,843 | 9,210 | 662 | 1,412 |
| 22 | 183 | 3,589 | 9,210 | 1037 | 1,457 |
| 25 | 116 | 9,814 | 15,086 | 1519 | 5,416 |
| 28 | 117 | 4,341 | 11,341 | 3274 | 0,899 |
| 30 | 132 | 19,411 | 15,086 | 148 | 16,742 |
| 40 | 175 | 4,093 | 15,086 | 163 | 18,804 |

Анализ полученных данных показывает, что на уровне значимости 0,99 на 6 участка из 8 распределение площадей термокарстовых озер, возникших в пределах основной поверхности ландшафта эрозионно-термокарстовых равнин, согласуется с гипотезой о соответствии интегрально-экспоненциальному распределению. Распределение площадей термокарстовых озер, возникших в пределах поверхности хасыреев при том же уровне значимости согласуется с интегрально-экспоненциальным распределением также на 6 участках из 8, причем один из участков, на которых соответствие не наблюдается один и тот же (номер 30).

Таким образом, на большинстве участков теоретические выводы подтверждаются эмпирическими данными, это согласуется с итогами анализа модели и является, как обосновано ранее [3], признаком динамического равновесия, иначе говоря, баланса между появлением и ростом озер с одной стороны и их спуска эрозионными процессами – с другой.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФ, грант 18-17-00226.

Литература

1. Викторов А.С. Основные проблемы математической морфологии ландшафта М.: Наука, 2006
2. Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н. и др. Математическая морфология ландшафтов криолитозоны. М.: РУДН, 2016. 232 с.
3. Викторов А.С., Орлов Т.В., Капралова В.Н. Отражение количественных динамических характеристик экзогенных процессов в показателях морфологической структуры ландшафтов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2021. № 2. с. 49-56.
4. Викторов А.С., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н., Капралова В.Н., Архипова М.В. Закономерности распределения площадей озер эрозионно-термокарстовых равнин // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 108-111.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ С СИНТЕЗИРОВАННОЙ АПЕРТУРОЙ В ИССЛЕДОВАНИИ НАЛЕДЕЙ

Гагарин Л.А., Мельников А.Е.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия; gagarinla@gmail.com

Наледи подземных вод представляют опасность устойчивости линейных инженерных сооружений на территории Республики Саха (Якутия): магистральным трубопроводам, автомобильным дорогам. В настоящем исследовании проведена интерпретация радарных космоснимков Sentinel-1 по отношению к наледному объекту, расположенному в долине р. В. Нерюнгра. Выделены четыре диапазона значений обратного рассеяния радиосигнала в поляризациях VV и VH, соответствующие типичным разрезам наледного ландшафта. Использование этого метода позволяет дистанционно идентифицировать зоны образования наледных бугров, места подледного стока воды.

SAR TECHNIQUE USAGE IN AUFEIS MAPPING

Gagarin L.A., Melnikov A.E.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia; gagarinla@gmail.com

Aufeis is a phenomenon posed a hazard for linear infrastructure stability as pipelines and highways at the Sakha Republic. In the current study interpretation of SAR imageries of Sentinel-1 for the Aufeis located within the U. Nerungra river valley has done. The four range of a backscatter values in VV and VH polarization consequent to typical icy landscape sections have distinguished. SAR technique usage allows to identify remotely zones of ice blister appearance and pathways of sub ice runoff.

Наледи являются индикатором распространения подземных вод в криолитозоне. Это их свойство особенно проявляется в южной геокриологической зоне, где многолетнемерзлые горные породы имеют прерывистое и островное распространение, что является благоприятной обстановкой для разгрузки подземных вод.

В последние 10 лет при строительстве и эксплуатации дорог в условиях криолитозоны происходит активизация наледообразовательных процессов. На территории Республики Саха (Якутия) наледи представляют угрозу устойчивости десяткам участков федеральных автотрасс "Лена" и "Колыма", а также региональной дороги "Анабар", соединяющей г. Мирный и пос. Чернышевский. Нарушение линейными инженерными сооружениями условий стока поверхностных и различных типов подземных вод часто приводит к возникновению криогенного гидростатического напора и разгрузке этих вод в зимний период в притрассовой зоне. Образование наледей на автомобильных дорогах создает аварийные ситуации, ведет к сокращению срока службы дорожного полотна и водопропускных сооружений, подтоплению дорожной инфраструктуры, активизирует другие негативные криогенные явления.

Последние публикации по исследованию наледей свидетельствуют о поиске региональных закономерностей их развития [1-4]. При этом основным является использование дистанционных методов (в основном мультиспектральных космоснимков), поскольку они позволяют получать пространственные данные о поверхностных объектах для весьма больших территорий (десятки и сотни квадратных километров). Технологический прогресс со временем позволяет повышать детализацию космических снимков. Поэтому создается возможность решать более локальные задачи

наледеведения: режим формирования/стаивания наледи, поиска и распространения наледееобразующих источников воды и др. [5,6].

Цель нашего исследования – апробировать метод применения радиолокационных снимков с синтезированной апертурой в исследовании наледей и наледных ландшафтов. Таким образом, предлагаемые исследования позволят обобщить данные о местонахождении наледей, детализировать их закономерности развития в исследуемом регионе, получить новую, более детальную информацию о природном строении участков наледееобразования уже на этапе предварительных (подготовительных) работ, приблизят нас к пониманию подхода в прогнозировании наледееобразования вдоль линейных инженерных сооружений.

Объектом исследования являлась наледь подземных вод, расположенная в долине р. Верхняя Нерюнгра, развивающаяся в 30-40 км к западу от г. Нерюнгри Нерюнгринского района Республики Саха (Якутия). По своим размерам она относится к гигантским, ее площадь составляет более 10^6 м². В свою очередь подобные объекты весьма удачны для изучения дистанционными методами исследования, так как их пространственные размеры велики, на наледной поляне присутствует большинство сопутствующих элементов наледного ландшафта (гидролакколиты, полыньи и др.). С учетом пространственного разрешения используемых снимков Sentinel-1 порядка 10м/пиксель перечисленные выше явления позволяют более четко выявлять особенности строения изучаемых объектов.

Исследование наледей в долинах рр. Самокит и Верхняя Нерюнгра осуществлялось с помощью дешифрирования космоснимков Европейского космического агентства, находящихся в открытом доступе [7], а также полевых наземных и аэровизуальных наблюдений. Источником данных являются космоснимки миссий Sentinel-1 (радарные) и Sentinel-2 (мультиспектральные). Антенна радиолокатора бокового обзора, установленного на спутниках первой миссии, имеет центральную частоту 5.405 ГГц. Зондирование производится в С-диапазоне, и длина волны составляет $\lambda=5,6$ см. Передача и прием радиоимпульса происходит в режимах двойной поляризации (горизонтальной «H» и вертикальной «V»). Угол зондирующего луча к исследуемой плоскости составляет 20-46°. Частота съемки одного и того же объекта составляет 12 дней. Спутники второй миссии (Sentinel-2) оборудованы мультиспектральным инструментом (MSI) с 12-ю детекторами, расположенными в шахматном порядке в два горизонтальных ряда. Они обеспечивают изображения в диапазонах длин волн 0.443-2.190 нм, включающие ближний инфракрасный спектр (NIR), коротковолновый инфракрасный спектр (SWIR). Их преимуществом перед остальными открытыми источниками информации являются хорошее пространственное разрешение изображений (до 10 м/пиксель), высокая частота съемки (до 10-12 дней). Обработка и частичная интерпретация космических изображений исследуемых объектов осуществлялась в программе SNAP v.7.0. Постобработка снимков проводилась в QGIS v.3.16.

Методика обработки радарных снимков заключается в следующем. Вначале необходимо выяснить причины и особенности отображения на космоснимках отраженного радиосигнала, приходящего от наледных ландшафтов на стадиях роста и деградации наледи. Для этого была собрана серия радарных и мультиспектральных снимков на период ноябрь-июнь с частотой съемки не реже 2 снимков в месяц. Выбор подобного временного промежутка связан с началом наледееобразования (ноябрь) и практически полным стаиванием наледи (июнь). Для анализа использовались радарные изображения, уровня обработки Level-1 Ground Range Detected (GRD) с поляризацией VV+VH в режиме съемки Interferometric wide swath mode (IW). На этом уровне обработки данных снимок спроецирован на эллипсоид Земли и его пиксели приведены к единому масштабу в плане. Первичная обработка этих изображений выполнена по алгоритму:

радиометрическая калибровка - спекл-фильтрация – Допплеровская поправка на рельеф. В конечном итоге, на стадии обработки, были получены изображения значений интенсивности обратного рассеяния радиосигнала (Σ_0) и его преобразование по логарифмической шкале (в дБ) для более контрастной визуализации. Дальнейший анализ радиолокационных данных выполнен с использованием метода пороговых значений, примененного в работе [5]. По имеющемуся опыту работы с радарными изображениями [5,6] процесс их обработки, применительно к наледям, значительно различается для периодов до апреля и после. Это связано с началом периода снеготаяния, когда увлажненный снежный покров, распространенный повсеместно, начинает изменять фоновое значение интенсивности обратного рассеивания радиосигнала, приводя к смещению его пороговой величины, идентифицирующей наледь. Критерии пороговых значений различных элементов наледного ландшафта использовались аналогичным, приведенным в работе [5]. Основанием тому являлись подобные режим съемки и параметры измерительного оборудования спутников RADARSAT, ERS-1 и ERS-2 с одной стороны и Sentinel-1 с другой. Однако, разрешающая способность последних в 3 раза выше, поэтому у нас появляется возможность значительно детализировать интерпретацию радарных данных. На конечном этапе обработки снимков их отображение представлено в режиме кросс поляризации (VH и VV), где для каждой из них выделены пиксели с различными значениями интенсивности обратного рассеяния. Последние систематизированы в таблицу типовых точек, отражающих различное строение/состояние исследуемого объекта для снимков разных дат съемки, и имеющих пространственные координаты.

Предварительная верификация выделенных типов совокупности значений отраженного радиосигнала произведена с помощью их сопоставления с максимально близкими по дате съемки мультиспектральными снимками. Общий контроль соответствия интерпретируемого радиосигнала наледным ландшафтам проводится на изображениях в псевдо-цветном инфракрасном профиле, так как в таком случае наледь становится весьма контрастной (ярко голубого цвета) по сравнению со снегом и другими объектами. Также с помощью мультиспектральных снимков рассчитаны снежный (NDSI) и водный индексы (NDWI). Первый позволяет оконтурить границы наледей, второй показывает площади, покрытые водой, в том числе под снегом. Таким образом, этап предварительной верификации позволяет установить пороговые значения таких классов объектов, как вода, лед, горная порода.

Основную верификацию выделенных типов совокупности значений отраженного радиосигнала выполняется на основе полевых измерений. Полевые выезды проведены в течение ближайших 1-2 суток после появившегося на сервере Европейского космического агентства свежих радарных снимков. Получение натуральных инструментальных измерений необходимо выполнять максимально близко к дате радарной съемки, т.к. процессы наледообразования весьма интенсивны, и строение наледного ландшафта может изменяться в течение нескольких часов. На объекте исследования проведено описание ландшафта: 1) характеристика дневной поверхности (лед/горная порода/вода/растительность/снег), включающая описание ее размеров, уклонов, неоднородностей рельефа, фазового состояния; 2) при существующей наледи или снежном покрове проведение шурфовки и детальное описание разреза (слоистость, включение пузырьков воздуха, наличие пустотных ниш, слоев воды, растительного и напочвенного покровов и др.); 3) общее описание окружающих наледный ландшафты (растения, горные породы, водоемы и водотоки; 4) выполнение аэрофотосъемки наледной поляны для получения высоко детального ортофотоплана. В целом подобный подход изучения ледяных тел методом SAR отражен в работе [8]. В конечном итоге, проанализировав различные разрезы наледного ландшафта и соответствующие ему

значения интенсивности отраженного радиосигнала уточняется их пороговая величина, соответствующая определенному строению этого ландшафта.

Проведена интерпретация радарограмм, полученных со спутника Sentinel-1 применительно к исследованию наледи в долине р. Верхняя Нерюнгра (Южная Якутия). Установлены различные сочетания интенсивности обратного рассеяния радиосигнала в двух поляризациях (VH и VV) в пределах наледной поляны. По предварительно намеченным точкам выполнены полевые работы, включающие описание морфологии дневной поверхности, проходка шурфов с описанием наледных разрезов. В итоге, были получены четыре типа наледных разрезов (перечисление согласно нумерации на рис. 1), которым соответствуют следующие сочетания интенсивности обратного рассеяния радиосигнала: 1) -22.2 dB (VH) и -15.7 dB (VV); 2) -19.4 dB - -23.9 dB (VH) и -7.5 dB - -15.5 dB (VV); 3) -19.3 dB (VH) и -13.5 dB (VV); 4) -15.3 dB - -18.5 dB (VH) и -2.1 dB - -7.0 dB (VV).

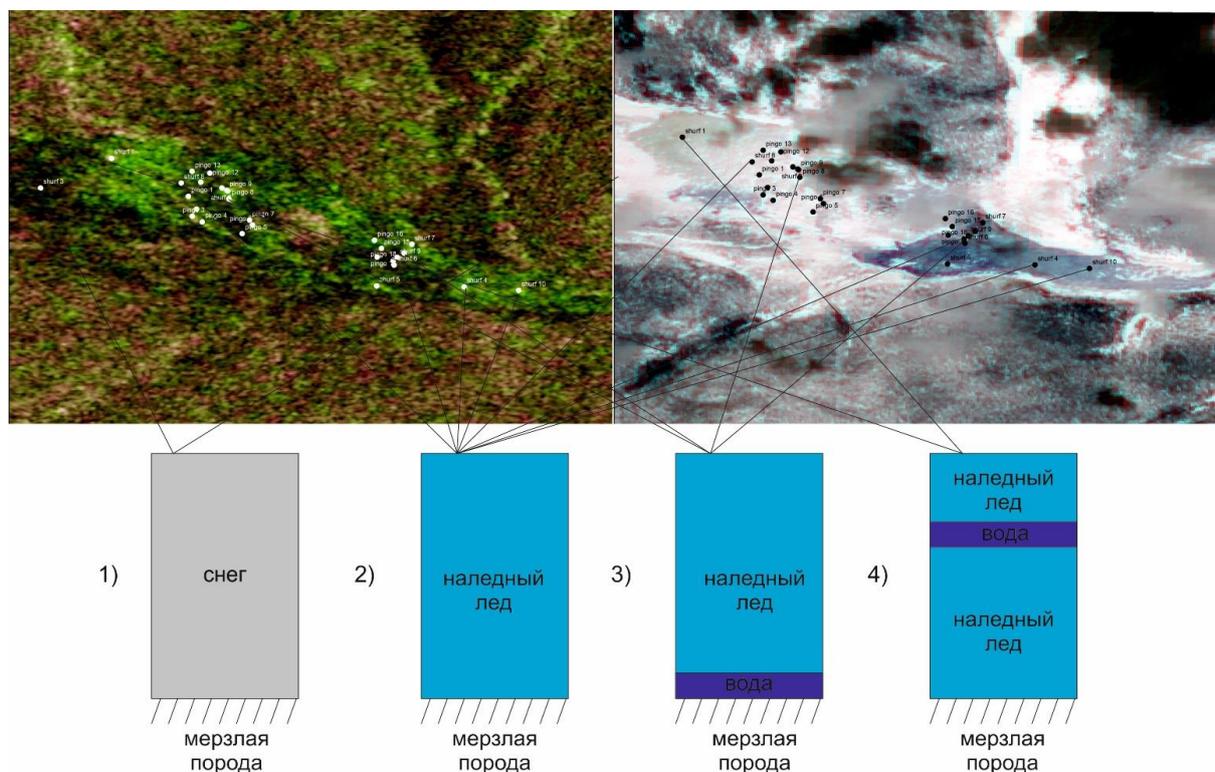


Рис. 1 Схема расположения шурфов и наледных бугров на радарном (левый) и мультиспектральном (правый) космоснимках, а также четыре вида описанных наледных разрезов в долине р. Верхняя Нерюнгра

В ходе анализа полученных данных установлено, что большое значение на величину интенсивности обратного рассеяния радиосигнала оказывают слой воды в разрезе, форма шероховатости и угол наклона дневной поверхности по отношению к зондирующему лучу, включение и размер пузырьков воздуха во льду. Так, наибольшую интенсивность возвращенного к радару сигнала имеют участки, где подо льдом имеется вода. Особенно чувствительный к таким объектам сигнал в режиме съемки с поляризацией VV (до -2.1 dB). Подобное явление наблюдается из-за большой разницы значений диэлектрической проницаемости воды ($\epsilon = 81$) и льда ($\epsilon = 3$). Зондирующий луч, попадая на границу раздела двух таких контрастных по диэлектрической проницаемости сред подвергается объемному рассеянию сигнала, приводя к его усилению на обратном пути к приемнику. Наименьшую чувствительность показали

свободная ото льда покрытая снегом мерзлая горная порода и участки наледи, где отсутствует прослой воды. Интенсивность обратного рассеяния на подобных разрезах имеет наименьшие значения в обеих поляризациях ниже -19.4 dB (VH) и ниже -15.1 dB (VV). Меньшая контрастность сред мерзлой породы (около $\epsilon = 8$) и льда ($\epsilon = 3$), по сравнению с водой, не вызывает такой величины эффекта объемного рассеяния сигнала.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ № 22-27-20118

Литература

1. Фамилия И.О., Фамилия И.О. Название статьи//Название журнала. Изд-во, год. Номер. Страницы.
1. Morse, P. D. and Wolfe, S. A.: Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada//J. Geophys. Res. F Earth Surf., 2015. 120(9). Pp. 1670–1686
2. Morse, P. D. and Wolfe, S. A.: Long-Term River Icing Dynamics in Discontinuous Permafrost, Subarctic Canadian Shield//Permafr. Periglac. Process., 2016. 28(3). Pp. 580–586
3. Makarieva, O., Shikhov, A., Nesterova, N. and Ostashov, A.: Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia)//Earth Syst. Sci. Data, 2019. 11(1). Pp. 409–420
4. Brombierstäudl, D., Schmidt, S. and Nüsser, M.: Distribution and relevance of aufeis (icing) in the Upper Indus Basin//Sci. Total Environ., 2021. 780(March). Pp. 146604
5. Yoshikawa, K., Hinzman, L. D. and Kane, D. L.: Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska//Journal Geophys. Res. Atmos, 2007. 112(4). Pp. 1-14
6. Gagarin, L., Qingbai, W., Melnikov, A., Volgusheva, N., Tananaev, N., Jin, H., Zhang, Z. and Zhizhin, V. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques//Remote Sensing, 2020. 12 (4). Pp. 692
7. Copernicus Open Access Hub: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/> (data acquisition 05.03.2020)
8. J.J. van der Sanden, H. Drouin Satellite SAR observations of river ice cover: A RADARSAT-2 (C-band) and ALOS PALSAR (L-band) comparison. Proceedings of the 16th CRIPE Workshop on River Ice, Winnipeg. Pp. 179-197

ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫЕ КАМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АЛТАЯ

Дьякова Г.С.¹, Патрушева А.Д.², Останин О.В.³

Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

¹ e-mail: galinabarnaul@mail.ru

² e-mail: anastasija_patrusheva@mail.ru

³ e-mail: ostanin_oleg@mail.ru

В работе представлены подходы к каталогизации гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая. На территории четырех бассейнов (Чуи, Аргута, Верхней Катуня и Чулышмана) было выделено и описано 5405 гляциально-мерзлотных каменных образований.

GLACIAL-PERMAFROST ROCK FORMATIONS OF THE ALTAI MOUNTAINS

Dyakova G.S.¹, Patrusheva A.D.², Ostanin O.V.³

¹Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: galinabarnaul@mail.ru

²Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: anastasija_patrusheva@mail.ru

³Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: ostanin_oleg@mail.ru

The paper presents approaches to the cataloging of glacial-permafrost rock formations in the Altai mountains. On the territory of four river basins (Chuya, Argut, basin of the Upper Katun and Chulyshman), 5405 glacial- permafrost rock formations were identified and described.

В условиях меняющегося климата учет водных ресурсов, законсервированных в ледниках и многолетнемерзлых отложениях приобретает особенную актуальность. В последние 150 лет ледники Алтая неуклонно деградируют, что приводит к уменьшению

запасов пресной воды в регионе и в перспективе формирует риск существенной аридизации территории. Судя по состоянию мерзлотных форм рельефа (полигональных грунтов, бугров пучения, термокарстовых озер) – деградация многолетнемерзлых пород также идёт весьма существенными темпами. Но существуют формы рельефа немного более устойчивые к изменениям климата, нежели ледники и многолетняя мерзлота. К таким формам рельефа относятся гляциально-мерзлотные каменные образования. Они представляют собой скопление обломочного материала, сцементированного льдом, и обладающего способностью к самостоятельному движению (вязко-пластическому течению) под действием силы тяжести. Объем заключенного в данных образованиях льда может достигать от 30-40 до 60-65% от его объема, в зависимости от типа самого образования.

Исследование гляциально-мерзлотных каменных образований (далее – ГМКО) на территории Алтая актуально для понимания степени устойчивости территории к процессам аридизации.

В исследовании преимущественно применялся бассейновый подход, т.к. основной функцией исследуемых образований является накопление запасов льда, и их последующее участие в питании водотоков. Надо отметить, что несмотря на то, что проведенные исследования показали, что ГМКО на Алтае не только не деградируют в настоящее время, но скорее находятся в фазе эволюции – в летнее время в прифронтовой части всех активных и неактивных образований (т.е. тех, которые в текущий период развития содержат лед) наблюдается выход на поверхность талых вод (в виде ручьев, ключей), которые вносят свой вклад в питание рек. Рассмотрение же приуроченности ГМКО к хребтам может дать ответ на вопрос о геоморфологических предпосылках их формирования.

Дешифрирование гляциально-мерзлотных каменных образований проводилось по космическим изображениям высокого разрешения, находящимся в открытом доступе (Yandex, Bing, ArcGIS.Image, Google и пр.).

Исследованиями было охвачено 4 бассейна: Чуи, Аргута, Верхней Катунь и Чулышмана. На их территории было выявлено 5405 ГМКО, чья общая площадь приблизительно оценивается в 1 тыс. км².

Они распространены в диапазоне высот от 1200 до 3400 м над ур. моря.

В программе ArcGIS был составлен каталог, где были отображены плановые очертания всех ГМКО и приведено их описание по 10 параметрам (фрагмент каталога представлен в таблице):

- местоположение (географические координаты);
- метрические параметры (площадь);
- высота фронтальной части над уровнем моря;
- экспозиция;
- тип (каменные ледники, каменные потоки или образования смешанного генезиса);
- форма (языкообразные, лопастевидные, серповидные);
- комплексность (простые образования, состоящие из одного потока, или же комплексные – состоящие из нескольких слитых потоков);
- положение в долине;
- современная динамическая активность (активные – т.е. содержащие лед и медленнодвигающиеся, неактивные – т.е. содержащие лед, но утратившие способность к самостоятельному движению, ввиду малого его количества, или реликтовые – в настоящий момент не содержащие в себе льда)
- рельеф поверхности.

Таблица. Фрагмент каталога гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая

| № по каталогу | Долгота/широта | Площадь, км ² | Высота над ур. моря | Экспозиция | Тип* | Комплексность | Форма | Положение в долине | Динамическая активность | Рельеф поверхности |
|---------------|-----------------|--------------------------|---------------------|------------|------|---------------|-----------------------------|-----------------------|-------------------------|------------------------|
| 12 | 87,59/ 50,12 | 0,09 | 2177 | СВ | КП | Простое | Языковидное | Подножие склона | Неактивный | Очень слабо выраженный |
| 56 | 87,58/ 50,18 | 0,07 | 2290 | СЗ | КП | Простое | Лопастевидное | Подножие склона | Активный | Хорошо выраженный |
| 466 | 88,29/ 50,14 | 0,12 | 1976 | СВ | КП | Комплексное | Несколько слившихся потоков | Борт долины | Активный | Хорошо выраженный |
| 4609 | 87,85/ 49,85 | 0,36 | 2662 | СВ | КЛ | Простое | Лопастевидное | Передний край ледника | Активный | Хорошо выраженный |
| 4720 | 87,95/ 49,96 | 0,28 | 2122 | С | КП | Простое | Языкообразное | Борт долины | Неактивный | Хорошо выраженный |

*Тип: КП – каменный поток (ГМКО, не связанное с современным оледенением);
КЛ – каменный ледник (ГМКО, генетически связанное с современным оледенением).

В последние несколько лет нами проводятся исследования внутреннего строения ГМКО с помощью геофизических методов [1-3]. Основная задача данных исследований – определение объемного содержания льда в образованиях разного типа. В перспективе, на основе каталогизации можно будет экстраполировать данные о льдистости ГМКО на

все выявленные объекты, что позволит получить примерную оценку объема льда, содержащегося в гляциально-мерзлотных каменных образованиях Алтая.

Литература

1. Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лед и снег, 2017. Т. 57. № 1. С. 69-76.
2. Дьякова Г.С., Останин О.В., Горевячева А.А., Оленченко В.В., Исследование строения гляциально-мерзлотного каменного образования в долине р. Джело (Центральный Алтай) // География и природопользование Сибири, 2019. № 26. С. 64-70.
3. Дьякова Г.С., Горевячева А.А., Потапов В.В., Лобачев Д.С., Шеин А.Н., Ковалев М.В., Бурым Р.Д. Морфология и внутреннее строение гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая (на примере каменного потока в долине р. Джело) // Геоморфология и физическая география Сибири в XXI веке: материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения заслуженного работника высшей школы Российской Федерации, почетного члена Русского географического общества, профессора, доктора географических наук Земцова Алексея Анисимовича. Изд-во: Национальный исследовательский Томский государственный университет, 2020. С. 21-23.

АНАЛИЗ ПОДВЕРЖЕННЫХ ОПОЛЗНЯМ УЧАСТКОВ НА ТРАССЕ АВТОДОРОГИ «АМГА» В РЕСПУБЛИКЕ САХА (ЯКУТИЯ) НА ОСНОВЕ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

Ефремова В.А.

Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *efremovavilena@gmail.com*

Подверженность территорий к оползневым процессам зависит от рельефа, геологических, гидрологических условий, климата и антропогенных нагрузок. Наиболее уязвимы к оползням районы с многолетнемерзлыми породами и территории, пострадавшие от лесных пожаров. В данной работе проанализированы и выявлены потенциальные эрозионные участки с помощью расчета моделей геоморфологических, гидрологических параметров на основе цифровых моделей рельефа MERIT и FABDEM вдоль автодороги «Амга» в Республике Саха (Якутия). Полученные результаты верифицировались с данными о фактическом событии оползня. Для более подробного анализа учитывались мерзлотно-ландшафтные условия ключевого участка, климатические характеристики и количество и площадь лесных пожаров по данным Global Forest Change.

ANALYSIS OF LANDSLIDE-PRONE AREAS ON THE ROAD "AMGA" IN THE REPUBLIC OF SAKHA (YAKUTIA) BASED ON A DIGITAL TERRAIN MODEL

Efremova V.A.

Institute of Permafrost SB RAS, Yakutsk, Russia; *efremovavilena@gmail.com*

The susceptibility of territories to landslide processes depends on the relief, geological, hydrological conditions, climate and anthropogenic loads. Areas with permafrost and forest fires are the most vulnerable to landslides. In this paper, potential erosion sites are analyzed and identified by calculating models of geomorphological, hydrological parameters based on digital elevation models MERIT and FABDEM along the Amga highway in the Republic of Sakha (Yakutia). The results obtained were verified with data on the actual landslide event. For a more detailed analysis, the permafrost-landscape conditions of territory of interest, climatic characteristics and the number and area of forest fires according to Global Forest Change were taken into account.

Территория изучения представляет собой часть Лено-Алданского плато, имеющего в основном слаборасчлененный пологоувалистый рельеф, который образован плоскими и широкими водоразделами с пологими склонами. Вдоль автодороги «Амга» течет руч. Крестях, правый приток р. Амга Амгинского улуса. В долине руч. Крестях наиболее часто встречаются выпуклые склоны с крутизной от 20 до 30°. В зависимости от формы склонов и особенностей литологии коренных пород процессы формирования рыхлого

чехла на склонах представляют собой различные комбинации физико-географических процессов: эрозии, солифлюкции, морозобойное растрескивание и т.д. Верхние части склонов и поверхности склонов в меньшей степени затронуты антропогенным нагрузкам, но подвергаются лесоустроительным и геологопоисковым работам. Нарушение растительного покрова лесными пожарами активизируют развитие криогенных процессов, таких как термокарст, термоэрозия, солифлюкция и пучение [1].

В июле 2013 года в результате продолжительных ливневых дождей на склоне правого борта долины руч. Крестях произошел сход грунтовой массы в виде оползня. В результате размыва, начиная с 39-км, общая длина разрушенного участка дорожного полотна автодороги «Амга» превысила 3,5 км. Всего было зафиксировано 14 больших и малых оползней размерами от 100 и более метров по ширине (Рис.1). Растительность склоновой части представлена сосново-лиственничным лесом с примесью березы, а водораздельная часть – двухлетней гарью лиственничного леса [2].

Исходя из вышесказанного, изучение оползневых процессов на основе цифровых моделей рельефа среднего разрешения и применение усовершенствованных методик данных дистанционного зондирования, выявление потенциально опасных оползневых участков является актуальной задачей.

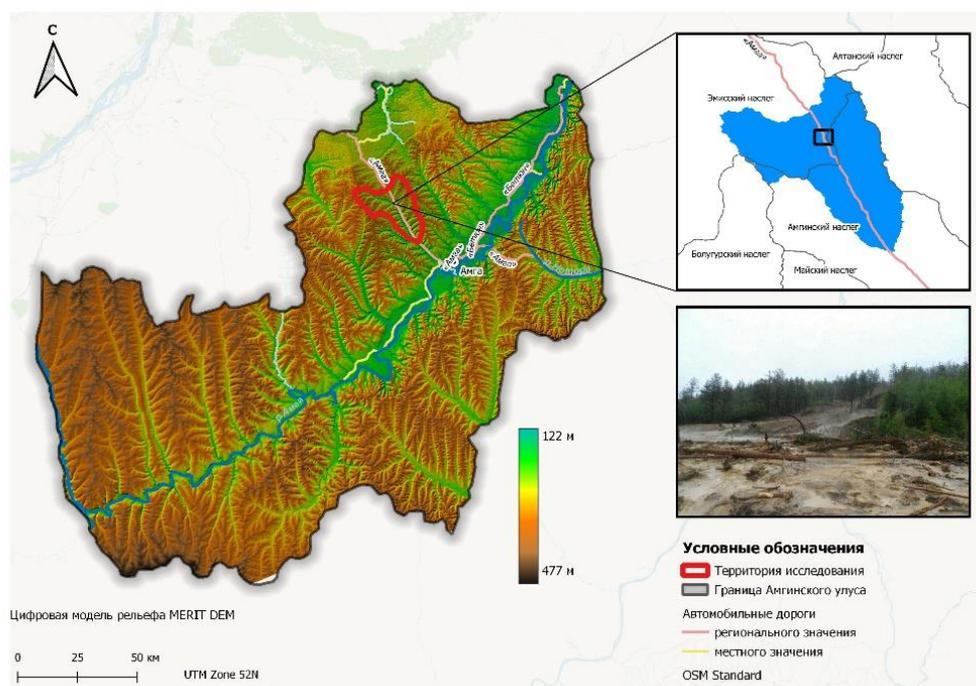


Рис. 1 Территория исследования

В качестве исходных материалов для выявления участков с высоким риском оползневых процессов вдоль автодороги регионального значения «Амга» были использованы следующие цифровые модели рельефа: новая цифровая модель FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM) [3], разработанная в Бристольском университете, цифровая модель рельефа MERIT DEM (Multi-Error-Removed Improved-Terrain DEM) [4]. Набор данных FABDEM доступен на глобальном уровне между 60° ю.ш. и 80° с. ш. с шагом в 1 угловую минуту (~30 м на экваторе), данная модель отличается полным удалением лесных массивов и зданий. Модель MERIT DEM отредактирована и создана из существующих DEM (SRTM3 v2.1 и AW3D-30m v1), основные улучшения отмечены для равнинных территорий, разрешение составляет 3 секунды (~ 90 м на экваторе) и охватывает территорию между 60° ю. ш. и 90° с. ш.

Для улучшения качества тематического картирования использовались данные спутниковых снимков Landsat 5 в период с 2011 по 2015 годы, архивный аэрофотоснимок Corona, спутниковые снимки высокого разрешения Bing и DigitalGlobe. Обработка данных производилась в программах SAGA GIS, WhiteboxGIS и QuantumGis.

В данной работе рассчитывались две группы морфометрических параметров: геоморфологические и гидрологические. К геоморфологическим параметрам отнесены крутизна склона, экспозиция, плановая и профильная кривизна, топографический индекс влажности. Гидрологический анализ на основе обработки цифровой модели рельефа включает в себя расчет накопления поверхностного стока, направление стока, расчет водосборной площади бассейнов мелких притоков р. Амга, выделение и определение порядка водотоков руч. Крестях методом Хортон-Штралера, индекс расчлененности рельефа, вертикальную и горизонтальную расчлененность.

По полученным результатам можно сделать вывод о том, что морфометрические величины, рассчитанные по FABDEM, имеют наиболее детальную картину. Одним из основных предикторов интенсивности оползневых процессов и особенностей растительного покрова является крутизна склона.

Во время обработки крутизна склона была переклассифицирована согласно классификации для равнинных территорий Жучковой В.К., Раковской Э.М. На карте четко прослеживаются высокие и местами крутые склоны, достигающие от 15 до 40 на юго-западных и северо-западных экспозициях. С помощью плановой кривизны описываем механизм аккумуляции. На высоких склонах отмечаются зоны дивергенции, характеризующие выгнутые участки, на ложбинах и просадках идет активная аккумуляция т.е. формируются области конвергенции. Расчет экспозиции необходим при определении направления стока по поверхности рельефа. С помощью индекса расчлененности рельефа определяем динамику склоновых процессов вдоль руч. Крестях. На месте оползневых процессов индекс шероховатости равен средней и высокой степени расчлененности. Данный индекс основан на вертикальной дифференциации.

На основе цифровой модели рельефа MERIT был сделан гидрологический анализ участка. Обработка цифровой модели рельефа FABDEM для гидрологического анализа показала, что выделение речной сети, расчет поверхностного стока, выделение границ водосборов р. Амга менее информативно, несмотря на постобработку методом заполнения замкнутых понижений. Это может быть обусловлено многочисленной фильтрацией самой модели. Полученная речная сеть была переклассифицирована до 4 порядка методом Хортон-Штралера. Это позволило выделить мелкие притоки. Направление стока определяется направлением наиболее крутого спуска. Полученный результат хорошо коррелируется с экспозицией и профильной крутизной. С помощью показателя направления стока мы можем определить в каком направлении будет стекаться вода, где могут также отмечаться вероятность развития оползневых участков.

Значение топографического индекса влажности позволяет оценить подверженную к переувлажненности местность. Высокий уровень переувлажнения отмечается в долинах ручьев, в остальных местах отмечается дефицит почвенной влаги. Здесь можно сказать, что показатель увлажнения изменяется в зависимости от сезона. Наиболее информативным для определения развития переувлажненности почв, с нашей точки зрения, является использование фактических данных об осадках и использование весенних спутниковых снимков, когда содержание влаги в почве близко к естественному распределению.

Под вертикальной расчлененностью имеется в виду изрезанность территории оврагами, ее холмистость и возвышенности, а горизонтальная расчлененность – отношение протяженности водотоков к площади изучаемой территории. Горизонтальная расчлененность рельефа активно прослеживается с правой стороны автодороги «Амга»

и относится к высокой и очень высокой, в отличие от левой стороны, где горизонтальная расчлененность менее выражена и относится к умеренной и нормальной. Вертикальная расчлененность имеет схожий результат с горизонтальной расчлененностью.

Кроме того, необходимо отметить, что на вероятность активизации оползневых процессов оказывает влияние также лесные пожары вследствие уничтожения теплоизолирующего напочвенного покрова, снижения отражательной способности поверхности, повышение влажности грунтов за счет прекращения транспирации влаги растительностью. Как показало исследование Варламова С.П., Скачкова Ю.Б., Скрябина П.Н. отмечается повышение температуры грунтов на 0,4–0,7 С на двух старых горях [5].

За последние 20 лет на территории исследования наиболее масштабные лесные пожары произошли в период 2009-2011 годов. Следует отметить, что в 2010-2011 годах наблюдались повторяемые лесные пожары в верхних частях склонов. Указанные пожары могли оказать определенное влияние на возникшие впоследствии оползневые процессы.

В заключение можно сказать, что на основе цифровой модели рельефа можно провести качественный морфологический анализ и выявить участки, подверженные рискам возникновения оползневых процессов. К примеру, данные территории исследования соответствуют критериям, относящимся к зоне риска. Кроме того, при прогнозировании потенциально подверженных оползням участков в целях повышения достоверности и комплексности анализа следует учитывать и натурные показатели, такие как лесные пожары, антропогенная нагрузка.

Литература

1. Саввинов Д.Д., Архипов В.В., Горохов А.Н., Дегтярев В.Г., Егоров Н.Г., Емельянов Д.С. Экология средней Амги. – Якутск, 1993. – 81 с.
2. Готовцев С.П. Деградация вечной мерзлоты – серьезная опасность//Науки и техника в Якутии. Якутск, 2016. №1. стр.1
3. Laurence Hawker et al 2022 Environ. Res. Lett.17024016.
4. Yamazaki, D., Ikeshima, D., Sosa, J., Bates, P. D., Allen, G. H., & Pavelsky, T. M. (2019). MERIT Hydro: a high-resolution global hydrography map based on latest topography dataset. *Water Resources Research*, 55, 5053– 5073. <https://doi.org/10.1029/2019WR024873>
5. Варламов, С. П. Мониторинг теплового режима грунтов Центральной Якутии / С. П. Варламов, Ю. Б. Скачков, П. Н. Скрябин; отв. ред. А. Н. Фёдоров; Рос.акад. наук, Сиб. отделение, ФГБУН Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова. – Якутск : Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2021. – 156 с.

ЛИТОКРИОГЕННАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ: ФАКТОРЫ, ОЦЕНКА, КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Зотова Л.И.¹, Донецков А. А²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва; zotlar@mail.ru

²АО «ИЭПИ», Москва, Россия; adon07@mail.ru

На примере тестовых полигонов, расположенных на севере Гыданского полуострова и в пределах Восточной Чукотки показана процедура оценки и картографирования мерзлотной (литокриогенной) устойчивости северных геосистем к проявлению опасных криогенных процессов. Поясняется выбор ведущих факторов состояния криогенных ландшафтов, способы их сопоставления, выведение интегральных индексов для калибровки ландшафтов по уязвимости к освоению, составление оценочных ГИС-карт. Подобные работы основаны на использовании методов ландшафтной индикации, экспертных оценок и статистических расчетов.

LITHOCRYOGENIC STABILITY OF TUNDRA LANDSCAPES: FACTORS, ASSESSMENT, MAPPING

Zotova L.I. ¹, Donetskov A.A. ²

¹M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, zotlar@mail.ru

²Institute of Ecological Design and Surveys, Moscow, Russia; adon07@mail.ru

On the example of test sites located in the north of the Gydan Peninsula and within Eastern Chukotka, the procedure for assessing and mapping the permafrost (lithocryogenic) resistance of northern geosystems to the hazardous cryogenic processes manifestation is shown. This is the selection of the leading factors in the state of cryogenic landscapes, methods of their comparison, calculating the integral indices for the landscape calibration in terms of vulnerability to development, and the evaluation mapping. Such works are based on the use of landscape indication methods, expert assessments and statistical calculations.

Литокриогенная устойчивость определяется способностью северных геосистем противостоять техногенной активизации криогенных процессов, которые не только изменяют облик коренных ландшафтов, но и представляют угрозу функционированию инженерных сооружений [2]. Мерой устойчивости в данной трактовке служит характер саморазвития и степень возможного самовосстановления ландшафтов после снятия внешней нагрузки. Основным показателем реакции криогенных ландшафтов на внешние воздействия – интенсивность активизации криогенных процессов. Понятие «литокриогенная устойчивость» следует рассматривать как синоним мерзлотной «чувствительности» (sensitivity), «уязвимости» (vulnerability) ландшафтов [5].

Предметом исследования является реакция криогенных ландшафтов на изменение параметров природных факторов при импульсном техногенном воздействии, которая проявляется в изменении теплофизических свойств мерзлых пород, изменении защитных функций почвенно-растительных покровов и резкой активизации экзогенных процессов. Чем значительнее влияние отдельных факторов, или их групп – тем менее устойчив природный комплекс к активизации деструктивных экзогенных процессов при техногенных воздействиях. В качестве основного типа таких воздействий в работе рассматриваются механические нарушения растительного покрова и верхнего торфянистого горизонта мощностью до 20 см, а также нарушения микрорельефа. Данный тип нарушений чаще всего происходит разово, т.е. имеет импульсный характер, вследствие проезда техники, прокладки трубопроводов, или же при организации строительных площадок [2]. Однако именно при данных нарушениях происходит первичная деформация ландшафтов, изменение их мерзлотных свойств, что приводит к «запуску» цепочки негативных явлений, в числе которых экзогенные рельефообразующие процессы.

В методическом плане оценка литокриогенного состояния ландшафтов основана на определении ведущих факторов, влияющих напрямую на потенциальную активизацию нежелательных криогенных процессов, связанных с фазовыми переходами воды. Это криогенное строение (льдосодержание) и температурный режим мерзлых пород в верхней части до глубины соответствующей слою годовых теплооборотов, глубина сезонного протаивания или промерзания, рельеф, теплоизоляционные свойства растительности и скорость ее самовосстановления [6].

Температура горных пород и льдистость определяют интенсивность оттаивания пород. Чем ниже температура и меньше льдистость мерзлых пород – тем меньше риск возникновения процессов, в то же время, на талых породах интенсивность процессов также затухает. Состав пород также определяет интенсивность развития криогенных процессов. Наименее устойчивыми к изменению температурных и влажностных условий являются сильнольдистые торфа и глины, а самыми устойчивыми считаются талые или сильномерзлые слабольдистые пески и супеси. Теплоизоляционные свойства почвенного покрова обуславливают сохранность температурных условий мерзлых пород. Чем больше проективное покрытие, высота растительных сообществ, тем опаснее её уничтожение. Скорость самовосстановления растительности после нарушения

определяет, насколько быстро ландшафт вернется в фоновое состояние. Чем меньше потенциал восстановления, тем больше риск активизации процессов.

Сравнительный анализ литокриогенной устойчивости проводился на примере двух тестовых участков, расположенных в разных регионах Арктической тундровой зоны. Первый участок – «Гыдан» находится на северо-западе Гыданского п-ова в подзоне арктической тундры в зоне сплошного распространения сильнольдистых мерзлых пород, суровых климатических условий. В ландшафтной структуре преобладают мохово-лишайниковые тундры на дренированных междуречьях, сложенных пылеватыми песками и супесями морского происхождения. Такие ПТК занимают 56,2% площади участка. На настоящий момент площадь поражения склоновыми процессами (овражная термоэрозия, солифлюкция, оползни-сплывы) составляет 12,4% от общей площади участка.

Второй участок расположен на Чукотском полуострове, сильно выдающимся в море, что определило здесь преобладание морского арктического и субарктического типа климата. В пределах приморских равнин Восточной Чукотки мощность мерзлоты составляет 100-200 м, температура -2 -4°C [1,5]. Наибольшие площади занимают ландшафты слабодренированных междуречий или заболоченных понижений. Зональный тип растительности – типичные травяно-кустарничковые тундры разной степени дренирования с преобладанием процессов термоэрозии, термокарста и термоденудации. Треть территории занимают ландшафты скальных вершин и склонов, занятых каменисто-лишайниковыми тундрами, альпийскими лугами и гольцами. Среди экзогенных процессов здесь преобладают комплекс склоновых (мерзлотный крип, осыпание склонов, реже солифлюкция) процессов, морозное растрескивание скальных обломков и криогенная сортировка грунта.

На оба ключевых участка, на основе данных дистанционного зондирования высокого разрешения со спутников GeoEye-1 (Гыдан) и Landsat-8 (Чукотка), результатов инженерных изысканий и полевых исследований 2017-2019 годов, составлены ландшафтно-типологические карты в масштабах 1:50 000 и 1:200 000. Легенды к ним выполнены в табличной форме, где в шапке представлены геолого-геоморфологические характеристики, а в рядах – почвенно-растительные комплексы. На пересечении колонок и рядов образуются клетки с ПТК ранга урочищ – наиболее подходящих для крупномасштабного картографирования. Именно ландшафтные карты использовались нами в качестве базовой основы для составления серии мерзлотных карт и итоговых карт устойчивости ландшафтов в результате климатических изменений и потенциальных антропогенных воздействий.

Второй этап оценки - выбор ведущих природных факторов, влияющих на активизацию деструктивных криогенных процессов при импульсных механических нарушениях напочвенных покровов и анализ их значимости. Изменения параметров этих факторов выражаются в снижении или увеличении литокриогенной (мерзлотной) устойчивости ландшафтов. Для выбора факторов использовались полевые материалы, данные изыскательских организаций, а также применялся ландшафтно-аналоговый метод сравнения со схожими участками.

Число и спектр оцениваемых факторов меняется в зависимости от региональной специфики и масштаба исследований. Так, универсальными факторами считаются льдистость (I) и температура мерзлых пород (T), а также снижение защитных свойств почвенно-растительных покровов (P) и их способность к самовосстановлению (V). На участке «Гыдан» дополнительно учитывались ещё три фактора, напрямую влияющих на проявление доминирующих в этом регионе термоэрозионных процессов. Это степень размываемости мерзлых дисперсных пород (L), густота эрозионного расчленения (K), а также увеличение глубины сезонно-талого слоя при нарушении (S). Значения каждого

фактора были разбиты по четырехбалльной шкале влияния. 4-м баллам соответствует критическое значение фактора, при достижении которого резко снижается устойчивость ландшафта и растет опасность активизации процессов.

Таблица 1
Шкала влияния факторов на возрастание опасности проявления экзогенных процессов на ключевом участке «Гыдан»

| Оценочные факторы | | 1 Слабое | 2 Заметное | 3 Ощутимое | 4 Сильное |
|--|---|---|---|---|--|
| Объемная льдистость, дол. ед. | I | Слабольшдистые ≤ 0,15 | Умеренно-льдистые 0,15...0,30 | Средне-льдистые 0,30...0,45 | Сильно-льдистые ≥ 0,45 |
| Температурный режим мерзлых пород, °С | T | ≤ -7° | -7°... -4,5° | -4,5°... -2,5° | -2,5°... -1,5° |
| Размываемость мерзлых дисперсных пород | L | Слабая (Торф, оторф. супеси) | Средняя (Пески, галечники, супеси слабольшдист.) | Сильная (супеси, суглинки умеренно льдистые) | Очень сильная (Пылеватые пески, суглинки сильно льдистые) |
| Увеличение глубины СТС при механических нарушениях, % относительно фона | S | ≤ 20 % (торф 0,5-1,0 м) | 20-35 % (суглинки, торф 0,15-0,5 м) | 35-50 % (пылеватые пески) | ≥ 50 % (пески, супеси) |
| Густота эрозионной сети, км/км ² | K | Низкая ≤ 6 км/км ² | Средняя 6-10 км/км ² | Высокая 10-15 км/км ² | Чрезвычайно высокая ≥ 15 км/км ² |
| Снижение защитных свойств почв.-растит. покровов при механических нарушениях | P | Минимальное (Разреженные и травяно-лишайниковые) | Среднее (кустарничково-лишайниковые; лишайниково-моховые и мохово-травяные) | Сильное (кустарничково-моховые; травяно-моховые торфянистые) | Максимальное (Кустарничково-зеленомошные; травяно-моховые, торфяные) |
| Самовосстановление растительности после нарушений | V | Быстрое 2-4 года (болотные и луговые сообщества; пойменный эфемертум) | Среднее 4-8 лет (кустарничково-кустарниковые, травяно-моховые сообщества) | Медленное 8-14 лет (кустарничково-моховые и кустарниковые сообщества) | Длительное, или неполное 14 лет и более (мохово-лишайниковые сообщества) |

Для количественной оценки литокриогенной устойчивости ландшафтов используется интегральный показатель - $KМУ$, который для Гыдана был рассчитан по уравнению множественной регрессии:

$$KМУ = 0,15I + 0,11T + 0,13L + 0,06K + 0,10V - 0,72 \quad (1)$$

Каждый ландшафт откалиброван по значениям $KМУ$, что позволило ранжировать 28 природных комплексов по 3-м градациям литокриогенной устойчивости (неустойчивые при $KМУ > 0,7$, слабоустойчивые при $KМУ 0,45-0,7$, устойчивые при $KМУ < 0,45$) с вынесением результатов на итоговую карту.

С помощью многофакторного регрессионного анализа были определены наиболее значимые факторы в интегральной оценке активизации процессов применительно к северо-западной части Гыданского п-ова. В их число вошли льдистость (I), характер размываемости дисперсных мерзлых пород (L) и скорость самовосстановления растительности (V). Таким образом, в этом регионе наименее устойчивы ландшафты мохово-лишайниковых тундр на сильнорасчлененных склонах южной экспозиции,

сложенных сильнольдистыми хорошо размываемыми пылеватыми песками, обладающих низкими снегозадерживающими свойствами и неполным восстановлением. При нарушении растительного покрова, именно в этих природных комплексах велика вероятность активизации термоэрозии, солифлюкции и криогенного оползания – наиболее опасных процессов на Гыданском полуострове.

Для приморских низменностей Восточной Чукотки первостепенными явились четыре оценочных фактора – влажность/льдистость подстилающих пород (W), литология сезонноталого слоя (L), защитные свойства покровов (P) и скорость восстановления растительности (S) [5].

Как правило, отбор факторов по значимости проводится с помощью расчетно-статистического метода, в частности многофакторного регрессионного анализа. Но в данном случае для учета значимости каждого фактора в итоговой оценке их совокупного влияния экспертным путем были определены весовые (квалиметрические) коэффициенты, методика назначения которых обосновывается в работах по геоморфологической безопасности [3]. Подобная оценка ранжирования факторов была нами выполнена на тестовом участке Медвежьего месторождения в зоне южной тундры [4]. Из таблицы 2 следует, что самый большой «вес» (0,45) присвоен фактору льдосодержания, 0,30 – фактору протекторных свойств напочвенных покровов.

Таблица 2

Шкала влияния факторов на возрастание опасности проявления экзогенных процессов на ключевом участке «Чукотка»

| Фактор | Оценочные факторы | Оценка влияния (балл) | | | | Весовые коэффициенты |
|--------|--|---|--|--|---|----------------------|
| | | 1 Слабо влияет | 2 Влияет | 3 Заметно влияет | 4 Сильно влияет | |
| W | Влажность (льдистость) подстилающих пород (%) | 0-50 | 50-100 | 100-200 | >200, Наличие залежеобразующих льдов | 0,45 |
| L | Литологический состав СТС | Глыбы, галька, щебень | Пески с галькой и гравием | Глины, суглинки и супеси | Торф | 0,15 |
| P | Снижение защитных свойств почвенно-растительного покрова | Минимальное (разреженный травяно-кустарничковый покров) | Среднее (травяно-моховый покров, $h_{\text{торфа}} < 0,1$ м) | Сильное (пушицево-осоковые кочкарники, ($h_{\text{торфа}} 0,1-0,2$ м) | Максимальное (осоково-моховые влажные луговины и болота ($h_{\text{торфа}} > 0,2$ м) | 0,30 |
| S | Скорость самовосстановления растительного покрова | Быстрая 1-3 | Средняя 4-6 | Медленная 7-9 | Медленная и неполная >10 | 0,10 |

В итоге формула для расчета КМУ по Чукотскому полигону имеет вид:

$$КМУ = \frac{(Wk_1 + Lk_2 + Pk_3 + Sk_4)}{4}$$

где: 4 – число значимых факторов, W, L, P, S – баллы по каждому фактору k_1, k_2, k_3, k_4 -весовые коэффициенты значимости.

Экспертные оценочные баллы по каждому фактору умножались на соответствующие весовые коэффициенты, а затем выводилось среднее арифметическое значение *КМУ* для каждого урочища ключевого участка «Чукотка». Затем было проведена калибровка всех 33-х ландшафтов тест-объекта «Чукотка» для их ранжирования по четырем категориям: устойчивые (*КМУ* <0.35); слабоустойчивые (*КМУ* 0.35-0.5); относительно неустойчивые (*КМУ* 0.51-0.75) и неустойчивые (*КМУ* >0.75).

Сравнительный ГИС -анализ двух «светофорных» карт показал следующее.

Площадь группы неустойчивых ПТК в пределах участка «Гыдан» составляет 33%, а в пределах участка «Чукотка» составляет 19,2%. Это объясняется большей подверженностью арктотундровых ландшафтов Гыданского полуострова склоновым и термоэрозионным процессам, о чем свидетельствует высокий процент пораженности данными процессами уже на настоящее время. К этой группе относятся крутые склоны южной экспозиции и долины оврагов и балок, сложенных сильнольдистыми среднетемпературными пылеватými песками, мезорельеф которых благоприятствует усиленному снегонакоплению. Нарушение растительности на склонах приведет к резкой активизации термоэрозии, солифлюкции и оползанию. Опасность развития этих криогенных явлений обусловлена геокриологическими условиями района (сильнольдистые пылеватые пески, залежи ПЖЛ), а также слабыми защитными функциями большинства типов почвенно-растительных покровов.

В типичной тундре приморских равнин Чукотки в группу крайне неустойчивых ландшафтов попали депрессии, заболоченные участки и места проезда гусеничного транспорта в пределах морских террас и водно-ледниковой равнины, а также I надпойменной террасы р. Лоринка. Для этих ПТК характерен суглинисто-супесчаный состав грунтов, наличие торфа в сезонноталом слое, высокая льдистость подстилающего переходного горизонта и наличие залежеобразующих льдов. Для таких участков характерно широкое распространение процессов термокарста и термоэрозии [1,5].

Площади групп устойчивых ПТК примерно равны – 33,5% (Гыдан) и 31,7% (Чукотка). К устойчивым ландшафтам на Гыдане относятся комплексы пляжей и пойменных болот с хорошим промывным режимом, где могут развиваться при нарушении в основном русловые процессы, заболачивание и дефляция. Для региона Восточной Чукотки наиболее устойчивыми к внешним воздействиям ландшафтами являются склоны и вершины гор, покрытые каменисто-лишайниковыми тундрами и альпийскими лугами, а также выровненные вершинные участки IV ледниково-морской террасы. Их устойчивость определяется скальным и грубообломочным составом литогенной основы. Среди экзогенных процессов здесь преобладают комплекс склоновых (мерзлотный крип, осыпание склонов, реже солифлюкция) процессов, морозное растрескивание скальных обломков и криогенная сортировка пород[5]. В случае осуществления хозяйственной деятельности (строительство, добыча полезных ископаемых и т.д.) на этих участках развитие экзогенных процессов минимально.

В результате ГИС-анализа карт литокриогенной устойчивости (в другой терминологии - карт геоэкологического зонирования), выявлена закономерность снижения литокриогенной устойчивости ландшафтов: в арктической тундре Гыдана – от пойменных заболоченных комплексов к заовраженным дренированным сильнольдистым склонам междуречий. В типичной тундре приморских равнин Чукотки – от горных ландшафтов к равнинным заболоченным участкам.

Выполненная прогнозная оценка устойчивости ландшафтов к активизации опасных экзогенных процессов является неотъемлемой частью современных инженерно - экологических изысканий на предпроектных стадиях освоения криолитозоны.

Литература

1. Комова Н.Н., Зотова Л.И. Литокриогенная устойчивость ландшафтов приморских равнин Восточной Чукотки. Материалы XVI Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации», г. Москва, 1–3 декабря 2021 г. Изд-во Геомаркетинг, 2021, с.193-198
2. Тумель Н.В. Геоэкология криолитозоны: учеб. пособие для бакалавриата и магистратуры / Н. В. Тумель, Л.И. Зотова. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Издательство Юрайт, 2017. – 220 с.
3. Экологическая геоморфология: новые направления: Учебное пособие. Колл. авторов/ Под ред. Большова С.И. М.: Географический факультет МГУ, 2015.-220с.
4. Donetsov A., Zotova L. Cryogenic Landscapes Stability to the Exogenous Processes Activation on the Example of the Medvezhye Field (West Siberia) // International Conference “Solving the puzzles from Cryosphere”: Program, Abstracts: Pushchino, Russia, April 15–18, 2019. — Москва, 2019. — P. 151–153.
5. Maslakov, A.; Zotova, L.; Komova, N.; Grishchenko, M.; Zamolodchikov, D.; Zelensky, G. Vulnerability of the Permafrost Landscapes in the Eastern Chukotka Coastal Plains to Human Impact and Climate Change. *Land* 2021, 10, 445. <https://doi.org/10.3390/land10050445>
6. Tumul, N.; Zotova, L. Diagnostics and Mapping of Geoecological Situations in the Permafrost Zone of Russia. *Geosciences* 2019, 9, 353. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080353>

ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫЕ КАМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАСЕЙНА РЕКИ ЧУЛЫШМАН

Патрушева А.Д.¹, Дьякова Г.С.²

¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; *e-mail* anastasija_patrusheva@mail.ru

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; *e-mail*: galinabarnaul@mail.ru

В работе представлено определение гляциально-мерзлотных каменных образований, описана история исследования их и сформулирована практическая часть по исследованию гляциально-мерзлотных каменных образований в бассейне реки Чулышман. Описаны методы исследования, полученные данные и составлен каталог на основе полученных данных.

GLACIAL-PERMAFROST ROCK FORMATIONS OF THE CHULYSHMAN RIVER BASIN

Patrusheva A.D.¹, Dyakova G.S.²

¹Altai State University, Barnaul, Russia; *e-mail*: anastasija_patrusheva@mail.ru

²Altai State University, Barnaul, Russia; *e-mail*: galinabarnaul@mail.ru

The paper presents the definition of glacial-permafrost rock formations, describes the history of the study of rockglaciers and formulates a practical part on the study of glacial-permafrost rock formations in the Chulyshman river basin. The research methods, the data obtained are described, and a catalog based on the data obtained is compiled.

Гляциально-мерзлотные каменные образования широко распространены на Алтае. Они соседствуют с довольно изученными объектами (растительность, реки, ледники) но сами они изучены слабо. Из-за отсутствия единых морфогенетических признаков выделения данных форм рельефа, а также неоднозначности в представлениях об их генезисе и внутреннем строении, в мире существует множество альтернативных названий гляциально-мерзлотных каменных образований: каменных глетчер, каменный поток, каменное море, курум, нивально-осыпные валы, псевдоморены, псевдотеррасы.

Гляциально-мерзлотные каменные образования формируются преимущественно в условиях гляциальной и перегляциальной зоны. Несмотря на то, что эти формы рельефа изучаются более 100 лет, и литература, посвященная им, составляет более тысячи

источников, многие вопросы, связанные с их распространением и особенностями формирования и развития, остаются не решенными [3].

В данной работе мы представляем гляциально-мерзлотные каменные образования (далее – ГМКО) как скопление грубообломочного материала, сцементированного льдом, имеющего языкообразную, лопастевидную или серповидную форму, и обладающего способностью к самостоятельному вязко-пластическому течению под действием силы тяжести (рис. 1). В исследуемых образованиях лед имеет атмосферное или грунтовое происхождение.



Рисунок 1. – Гляциально-мерзлотное каменное образование. Фрагмент космического снимка на территорию бассейна реки Чулышман по данным картографического сервиса Yandex

Первые попытки изучения бассейна реки Чулышман относят к экспедициям Русского Географического общества и переселенческого комитета. В 1901 г. Павел Григорьевич Игнатов возглавил экспедицию на Телецкое озеро. После того, как работы на озере завершились, было решено исследовать главный приток – Чулышман, дойдя до истока реки. Результаты экспедиции опубликованы в работе "Исследования Телецкого озера на Алтае летом 1901 г." [2].

Почти до 1950-х годов в мире было опубликовано всего несколько работ, посвященных гляциально-мерзлотным каменным образованиям. Это были небольшие по объему статьи и различные заметки. Часто описания или просто упоминания о них содержались в работах, посвященных ледникам или перигляциальным формам рельефа.

В 1986-1987 гг. подводятся итоги изучения каменных глетчеров. Они выразились в создании монографий и библиографий по каменным глетчерам мира [1].

Сейчас же количество работ по каменным глетчерам более 1200.

Наша работа посвящена выявлению, картографированию и каталогизации ГМКО в пределах исследуемого района. В основу каталогизации положена морфодинамическая классификация каменных глетчеров Д. Барша [4], дополненная и адаптированная для территории Алтая Г.С. Дьяковой. Данная классификация подразделяет ГМКО по типу, геоморфологической позиции в пределах долины, морфологии поверхности,

гранулометрическому составу обломочного чехла, сложности, форме в плане, размерам (площади), динамической активности, наличию ледяного ядра, одновременности формирования.

Основным методом исследования послужил метод визуального дешифрирования космических снимков. С помощью космических снимков (космических изображений) можно распознавать активные и деградирующие ГМКО, а так же исследовать труднодоступные и заповедные районы (в данной работе исследуется бассейн, часть которого принадлежит Алтайскому государственному заповеднику) (рис. 2).

При дешифрировании гляциально-мерзлотных каменных образований нами выделялись отдельные каменные потоки с четкими, оформленными границами. Если же потоки находились очень близко друг к другу, так что границу между ними провести было невозможно, то они относились к комплексным. Каждому ГМКО на карте был присвоен номер.

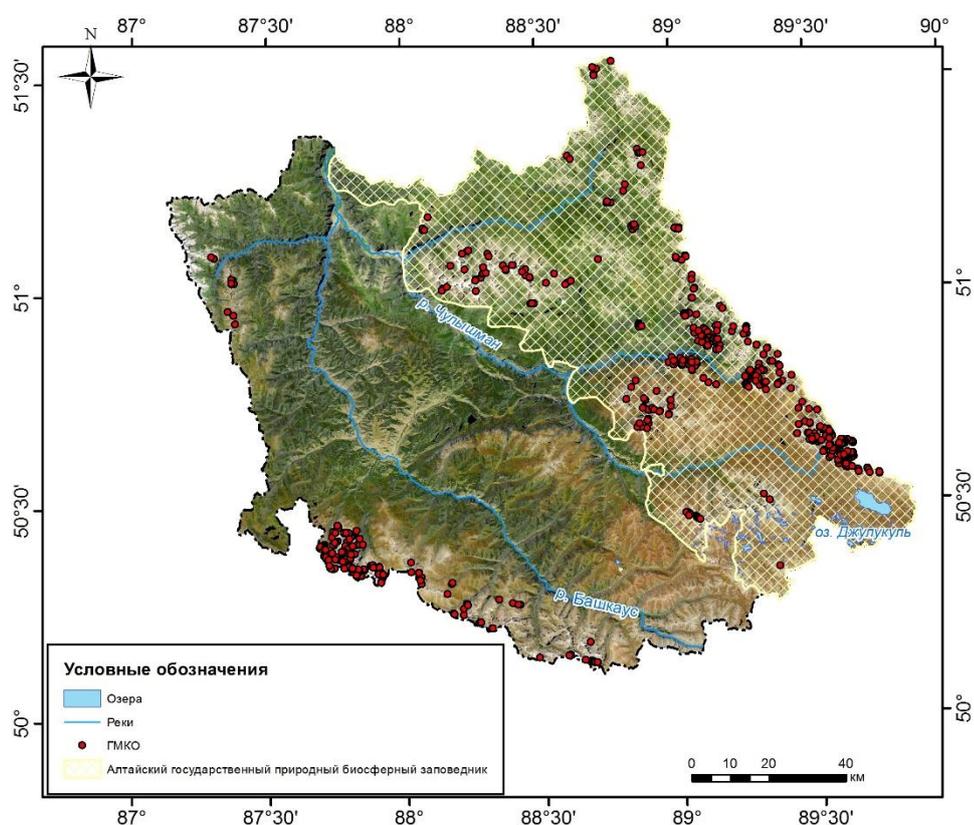


Рисунок 2. – Расположение ГМКО в границах бассейна реки Чулышман. Точками показаны отдельные ГМКО; штриховкой – местоположение Алтайского государственного природного биосферного заповедника (получено с использованием программы ArcGIS)

С помощью дешифрирования космических изображений высокого разрешения на территории бассейна было выявлено 571 ГМКО. Согласно рис. 2 большая часть ГМКО располагаются в северо-восточной и восточной части бассейна реки Чулышман, на территории Алтайского заповедника. Территория здесь наименее подвержена антропогенному воздействию и поэтому данные ГМКО сохранили свое первозданное состояние.

Классификация выявленных ГМКО для составления каталога была проведена по 6 пунктам:

1. **Тип.** В связи с отсутствием современного оледенения в долине все найденные образования относятся к каменным потокам; ГМКО смешанного типа и каменные ледники выявлены не были.

2. **Геоморфологическая позиция в пределах долины.** Выявленные ГМКО были приурочены к: древнеледниковым карам (самое часто наблюдаемое местоположение), бортам долин, подножиям склонов и днищам долин.

3. **Морфология поверхности.** При дешифрировании снимков выявлены ГМКО с хорошо выраженными поперечными валами, слабо выраженными поперечными и продольными валами и очень слабо выраженными поперечными и продольными валами, возникающим в результате движения каменных потоков.

4. **Гранулометрический состав.** На снимках было видно цвет и примерный размер обломков, поэтому мы смогли разделить их на глыбовые и щебнистые, с преобладанием глыбовых форм.

5, 6. **Сложность и форма в плане.** По сложности (комплексности) каменные потоки могут быть простыми – в виде вытянутого языка, серповидной формы или лопастевидной – расширяющегося к низу языка. А так же комплексной – при слиянии двух языков, или при одном языке и нескольких корневых частей и наоборот. Самыми распространенными стали языкообразные каменные потоки.

На основе проведенной классификации были построены диаграммы, показывающие соотношение разных типов ГМКО в пределах бассейна реки Чулышман (рис. 3, 4). Наиболее часто на территории долины встречаются каменные потоки языкообразной формы (52%) (рис. 3) и ГМКО с глыбовым составом обломочного чехла (53%) (рис.4).

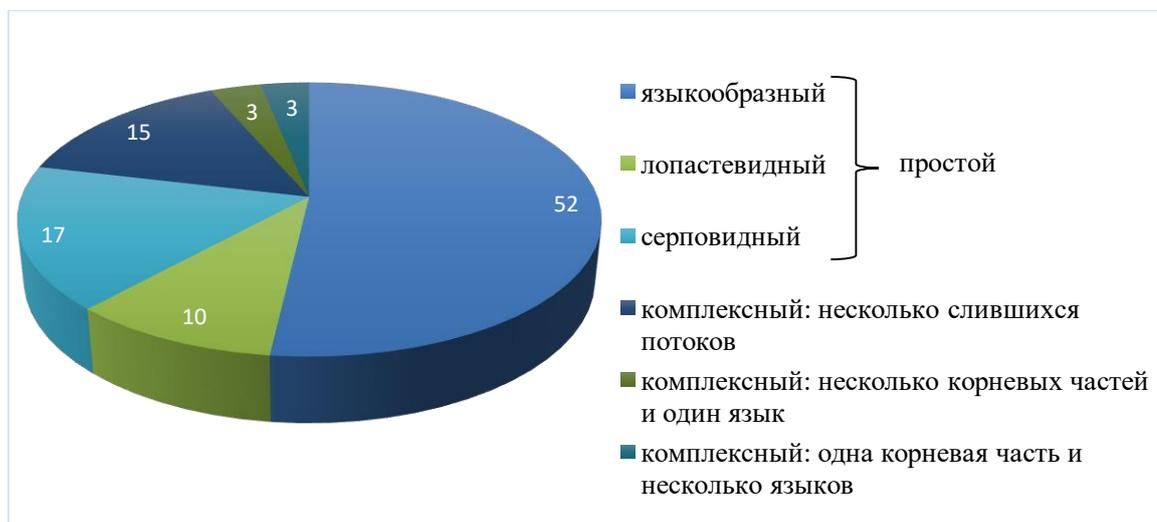


Рисунок 3. – Классификация ГМКО исследуемой территории по сложности (комплексности),%

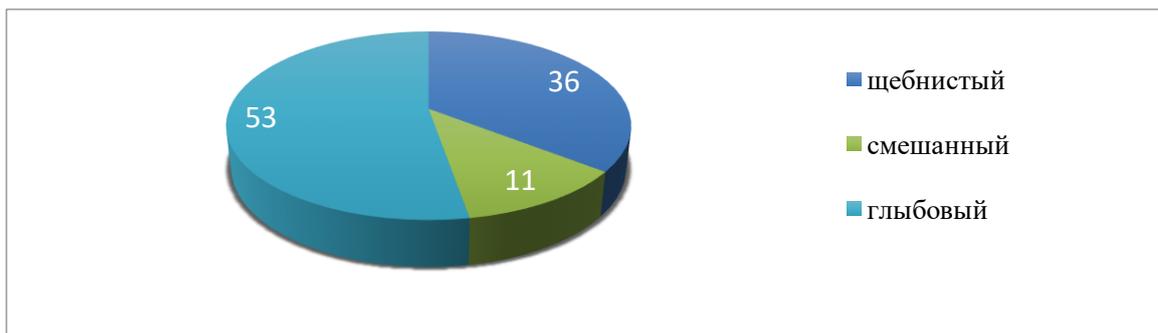


Рисунок 4. – Классификация ГМКО исследуемой территории по гранулометрическому составу обломочного чехла в пределах бассейна, %

Итогом работы стало создание каталога ГМКО бассейна реки Чулышман. Для более удобного поиска каменных потоков в каталоге указаны их долгота и широта. Определение координат осуществлялось в автоматическом режиме с использованием ПО ArcGIS. Также к описанию ГМКО, проведенному на основе классификации, было добавлен пункт: площадь ГМКО (общая площадь выделенных каменных потоков 30 км², что составляет 0,13% от общей площади бассейна р.Чулышман).

Таблица. – Фрагмент каталога ГМКО бассейна р. Чулышман

| № | Тип | Долгота | Широта | Морфология поверхности | Гранулометрический состав обломочного чехла | Сложность | Площадь, км ² | Экспозиция | Динамическая активность |
|---|----------------|---------|--------|---|---|------------------------|--------------------------|------------|-------------------------|
| 1 | Каменный поток | 88,523 | 50,434 | очень слабо выраженные продольные или поперечные валы | щебнистый | Простой, языкообразный | 0,039 | Ю | активный |
| 2 | | 88,523 | 50,433 | слабо выраженные продольные валы | Глыбовый | Простой, языкообразный | 0,032 | В | активный |

| | | | | | | | | | |
|---|--|------------|------------|---|----------|--|-------|----|------------|
| 3 | | 88,53 4 | 50,43 2 | очень слабо выраженные продольные или поперечные валы | Глыбовый | комплексный: несколько корневых частей и один язык | 0,02 | Ю | неактивный |
| 4 | | 88,53 5 | 50,43 1 | очень слабо выраженные продольные или поперечные валы | Глыбовый | Простой, языкообразный | 0,022 | ЮВ | неактивный |
| 5 | | 88,54 3 | 50,43 3 | очень слабо выраженные продольные или поперечные валы | Глыбовый | Комплексный: несколько слившихся потоков | 0,024 | ЮЗ | активный |

Литература

1. Горбунов А.П. Горбунова И.А. География Каменных глетчеров мира. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. С. 4-6.
2. Игнатов П.Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. // Алтайский сборник. Барнаул, Изд-во общества любителей исследования Алтая, 1907. Т.6.
3. Михайлов Н.Н. Останин О.В. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов // Известия АлтГУ. Барнаул, 2008. С. 61-65.
4. Barsch D. Rock glaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 331 p.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Сизов О.С.

Институт проблем нефти и газа РАН, 119333, г. Москва, ул. Губкина, д.3; *kabanin@yandex.ru*

Эоловый рельеф (яреи, песчаные раздувы, оголенные пески) имеет широкое распространение на севере Западной Сибири. Эоловые отложения (эолий) повсеместно прерывистым покровом залегают на

различных формах и элементах рельефа. На основе космических снимков Sentinel-2 (разрешение 10 м.) и цифровой модели рельефа WorldDEM (разрешение 90 м) проведено дешифрирование и пространственный анализ оголенных песков на территории полуостровов Ямал и Гыдан. Площадь песчаных обнажений на Ямале (без учета песчаных морских отмелей) составляет 1279,79 кв.км (1,09% от общей площади), на Гыдане – 311,7 кв.км (0,27% от общей площади). Максимальная площадь песчаного раздува на Ямале составляет 60,17 га (среднее – 0,43 га, медиана – 0,14 га), на Гыдане – 125,96 га (среднее – 0,3 га, медиана – 0,12 га). Большая часть выделенных объектов имеют незначительную площадь (до 0,1 га). На Ямале оголенные пески приурочены к Северо-Ямальской возвышенности. Южный ареал занимает территорию от оз. Ямбуто до оз. Ярато 1-е. На Гыдане развеваемые пески приурочены преимущественно к Гыданской гряде и, в меньшей степени, к Юрибейской и Нижнеенисейской возвышенностям. На Ямале современный эоловый рельеф приурочен преимущественно к морским отложениям, на Гыдане выделяется явная корреляция с ледниковыми отложениями, а также с морскими отложениями, испытывавшими прямое механическое воздействие покровного льда (гляциодислокации). Более 66% площади оголенных песков (с учетом отмелей на морском побережье) формируются в интервале высот от 19 до 51 м. над у.м. Примерно 10% площади раздувов приурочены к прибрежным участкам с абсолютными высотами до 10 м. над у.м. На локальном уровне раздувы, как правило, приурочены к бортам речных долин, оврагов, балок и озерных котловин.

PECULIARITIES OF SPATIAL DISTRIBUTION OF MODERN AEOLIAN RELIEF IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA

Sizov O.S.

Oil and Gas Research Institute RAS, 119333, Moscow, Gubkina str. 3; kabanin@yandex.ru

Aeolian relief (yareas, sand blows, denuded sands) is widespread in the north of Western Siberia. Aeolian deposits (aeolian deposits) are intermittent everywhere on different forms and elements of the relief. Decoding and spatial analysis of denuded sands on the territory of Yamal and Gydan peninsulas was carried out on the basis of Sentinel-2 satellite images (10 m resolution) and WorldDEM digital elevation model (90 m resolution). The area of sandy outcrops on Yamal (excluding sandy marine shoals) is 1,279.79 sq. km (1.09% of the total area), on Gydan - 311.7 sq. km (0.27% of the total area). The maximum area of sand blown out on Yamal is 60.17 ha (average - 0.43 ha, median - 0.14 ha), on Gydan - 125.96 ha (average - 0.3 ha, median - 0.12 ha). Most of the highlighted sites have an insignificant area (up to 0.1 ha). In Yamal, bare sands are confined to the North Yamal upland. The southern areal covers the area from lake Yambuto to lake Yarato 1. On Gydan, the blown sands are mostly confined to the Gydan Ridge and, to a lesser extent, to the Yuribey and Nizhneeniseisky uplands. On Yamal, the modern aeolian relief is mostly confined to marine sediments; on Gydan, there is a clear correlation with glacial sediments, as well as with marine sediments that have experienced direct mechanical action of cover ice (glaciodyslacements). More than 66% of the area of denuded sands (including shoals on the seashore) are formed in the range of heights from 19 to 51 m above sea level. Approximately 10% of the blowout area is confined to coastal areas with absolute heights up to 10 m above sea level. At the local level, blowouts are usually confined to the sides of river valleys, ravines, gullies, and lake hollows.

Эоловый рельеф имеет широкое распространение в арктических широтах Евразии и Северной Америки [8]. На севере Западной Сибири эоловые формы (яреи, песчаные раздувы, оголенные пески) также неоднократно отмечались многочисленными исследователями с конца XIX в (рис. 1). Не смотря на сплошное развитие эоловых отложений [4, 6, 13], до настоящего времени особенности пространственного распространения оголенных песков детально рассматривались только для более южных северо-таежной подзоны [7-10]. Актуальность проведения подобных исследований именно на примере территории Ямальского и Гыданского полуостровов определяется тем, что активизация антропогенной деятельности способствует росту площадей нарушенных территорий и повышению интенсивности дефляции [8, 11]. Кроме того, эоловые формы в азональных для себя арктических условиях являются устойчивым индикатором генезиса подстилающих отложений и в целом позволяют проследить их пространственное положение [12].

Эоловые отложения на Ямале и Гыдане, согласно материалам геологической съемки [4-6], выделяются в отдельный генетический тип байдарацкого эолия, который

впервые был описан В.Н. Гатауллиным [3] на полуострове Ямал. Представлен параллельно слоистыми палевыми, светло-серыми и желто-серыми песками и алевритами с песчаными и грунтовыми клиньями, а также псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. Песчаные и алевритистые прослои имеют мощность от нескольких мм до первых см, слабоволнистые, прерывистые с резкими контактами и без выраженной слоистости. Наблюдаются многочисленные пятна ожелезнения по корнеходам. В нижней части толщи обычно встречается большое количество растительного детрита. По всей толще прослеживаются небольшие (до 0,3 м) морозобойные трещины. Верхняя часть толщи деформирована (по всей видимости, современными криогенными процессами) и разбита многочисленными сбросами.

Эолий имеет повсеместное распространение и прерывистым покровом залегает на различных формах и элементах рельефа. Зачастую он венчает разрез аллювия II террасы, резко отличаясь от подстилающей водно-осадочной толщи. Максимальные мощности эолия (до 15-16 м.) отмечены на речных террасах, а также в местах прислонения озерных и морских террас к склонам водораздельных поверхностей. На водоразделах мощность эоловых образований не превышает 4-6 м. [4-6].



Рис. 1. Пример песчаного раздува на Гыданском полуострове (аэрофото, синтез в инфракрасных цветах)

Многочисленные радиоуглеродные и ОСЛ датировки показывают, что формирование байдарацкого эолия относится к сартанскому времени – большинство дат попадает в интервал 18-26 тыс. лет [1, 2, 4 и др.].

Фактической основой для проведения данного исследования являлись космические снимки Sentinel-2 (разрешение 10 м.) и цифровая модель рельефа WorldDEM (разрешение 90 м). Все используемые данные находятся в открытом доступе. Методика работ состояла в выполнении следующих операций:

– получение исходных данных и создание бесшовных мозаик – в ходе работ были сформированы полностью безоблачные мозаики на всю территорию Ямальского и западную часть Гыданского полуострова из снимков Sentinel-2 за 2016-2019 гг. (период съемки июль-август);

– проведение дешифрирования снимков с целью получения маски оголенных песков – использовался метод неконтролируемой классификации ISODATA с последующим атрибутированием класса песчаной поверхности;

– редактирование полученного векторного слоя – из итоговой маски методом экспертного дешифрирования удалялись участки песчаных отмелей в долинах рек, отмели озер, участки густых лишайников (на отдельных сценах), а также нарушенные участки в пределах нефтегазовых месторождений (Бованенковское, Новопортовское и др.), минимальный порог отсечения объектов был выбран в 500 кв.м.

– проведение пространственного анализа – в ходе работ был выполнен анализ высотного распределения, анализ близости к рекам и озерам, анализ приуроченности к различным типам четвертичных отложений на основе цифровых наборов государственных геологических карт масштаба 1:1000000 третьего поколения.

Работа выполнялась в программной среде ArcGIS с привлечением отдельных инструментов из ПО SAGA.

1. Общие показатели. Всего было выявлено 399200 объектов, отнесенных к маске оголенных песков, общей площадью 1740,87 кв.км. Из них 297646 объектов находятся в пределах полуостровов Ямал (площадь 1417,96 кв.км. или 1,2% от общей площади) и 101554 – в пределах полуостровов Гыдан (площадь 322,91 кв.км. или 0,28% от общей площади). Без учета песчаных морских отмелей площадь песчаных обнажений на Ямале несколько меньше и составляет 1279,79 кв.км (1,09% от общей площади), на Гыдане – 311,7 кв.км (0,27% от общей площади). Максимальная площадь песчаного раздува (не включая морские отмели) на Ямале составляет 60,17 га (среднее значение – 0,43 га, медиана – 0,14 га), на Гыдане – 125,96 га (среднее значение – 0,3 га, медиана – 0,12 га). Большая часть выделенных объектов имеют минимальную площадь, значительное количество (порядка 40%) было отфильтровано на стадии постобработки по параметру минимальной площади.

2. Географические особенности. На Ямале оголенные пески имеют два явно выраженных ареала распространения (рис. 2). В северной части развееваемые пески приурочены к Северо-Ямальской возвышенности, а также к северо-западной части полуострова (наклонная равнина севернее р. Пяседаяха). Южнее озер Ямбуто и Нейто плотность раздувов северного ареала в целом уменьшается.

Южный ареал занимает территорию от оз. Ямбуто до оз. Ярато 1-е, западная граница ареала проходит вдоль побережья Байдарацкой губы, восточная по возвышенности Хой, южная совпадает с водоразделом Щукинской возвышенности. В пределах Усть-Обской и Ямальской низменностей, а также на западе полуострова оголенные пески практически не встречаются. На Гыдане развееваемые пески приурочены преимущественно к Гыданской гряде и, в меньшей степени, к Юрибейской и Нижнеенисейской возвышенностям. В пределах Северо-Гыданской, Танамской и Мессояхской низменностей эоловые раздувы имеют незначительное локальное распространение.

Примечательно, что участки с высокой концентрацией оголенных песков нередко образуют явные зоны с четкими границами. Подобные зоны могут иметь как площадную, так и линейно-вытянутую форму.

Анализ высотного положения показывает, что 66,4% площади оголенных песков (с учетом отмелей на морском побережье) выделяются в пределе от 19 до 51 м над у.м., имея статистически нормальное распределение с явным пиком на 36 м над у.м. На рисунке 3 хорошо видно, что такое распределение не коррелирует с общим распределением высот территории Ямала и Гыдана, что говорит о наличии внешнего фактора, обуславливающего данную особенность. Примерно 10,3% площади

выявленных песчаных раздувов приурочены к прибрежным участкам с абсолютными высотами до 10 м над у.м.

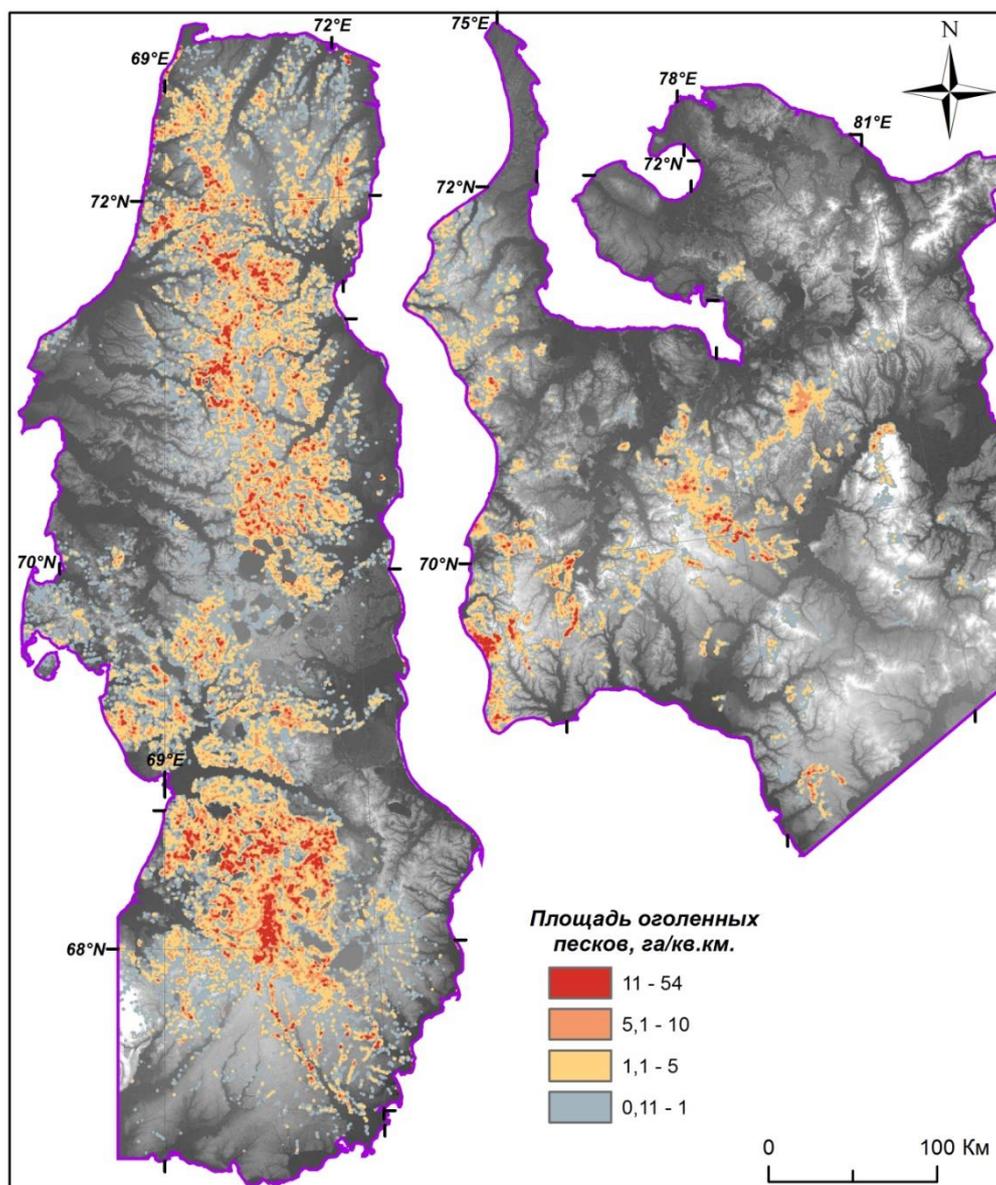


Рис. 2. Карта распространения оголенных песков на территории Ямальского и Гыданского полуостровов (составлено на основе космических снимков Sentinel-2)

На локальном уровне раздувы, как правило, приурочены к бортам речных долин, оврагов, балок и озерных котловин. Это обусловлено высокой степенью заозеренности и горизонтального расчленения. Проведенный дополнительный расчет показал, что за пределами буферной зоны 500 м вокруг озер, тальвегов (водосбор более чем со 100 ячеек исходной WorldDEM) и береговой линии морской акватории находится только 12,8% рассматриваемой территории. К этим участкам относится лишь 3,81% площади выделенных оголенных песков, которые, тем не менее, довольно равномерно распределены по территории Ямала и Гыдана. Это свидетельствует о том, что локальные условия не оказывают решающего влияния на особенности регионального распространения.

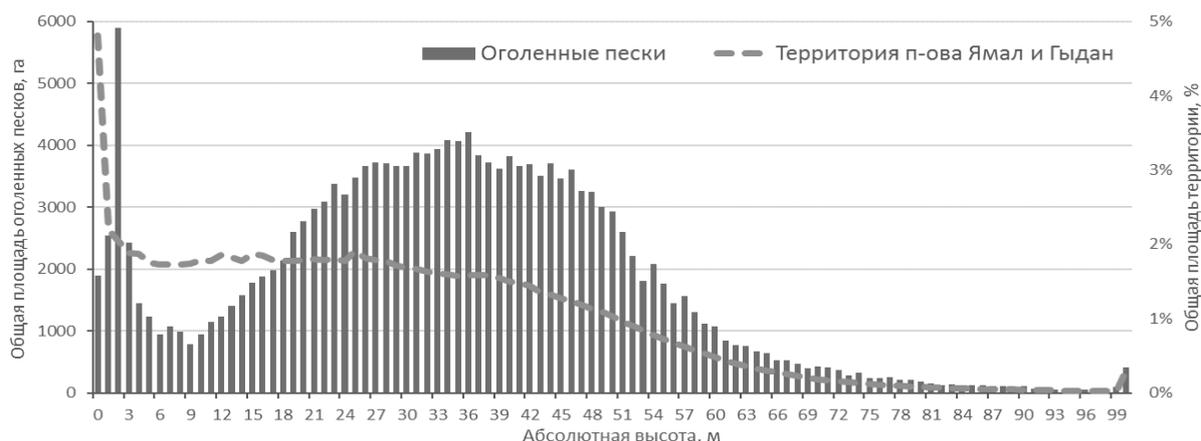


Рис. 3. Высотное распределение площади оголенных песков на территории Ямалского и Гыданского п-вов (составлено на основе цифровой модели рельефа WorldDEM)

3. *Геологические особенности.* На территории полуострова Ямал большая часть (64,7%) площади современных эоловых образований (без учета отмелей на морском побережье) приурочена к морским отложениям Лабсуйяхинской и Моржовской свит (казанцевского и ермаковского возраста соответственно) (таблица). Более 10% площади относится к аллювию каргинского времени (Нярминская свита). Можно также отметить, что около 8,5% совпадают с участками ледниковых и озерно-ледниковых отложений (ермаковский горизонт), еще порядка 4,5% относится к участкам Байдарацкого эолия.

Таблица – Приуроченность оголенных песков к различным типам четвертичных образования (на основе [4-6])

| Четвертичные образования | Доля оголенных песков, % |
|---|--------------------------|
| <i>Ямалский полуостров</i> | |
| Неоплейстоцен (НП), верхнее звено, казанцевский горизонт. Лабсуйяхинская свита. Мариний: | 36 |
| <i>в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа</i> | 5,4 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Моржовская свита. Верхняя подсвита. Мариний | 22,1 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, каргинский горизонт. Нярминская свита. Аллювий | 11,2 |
| Голоцен. Аллювиальные отложения пойменных террас и русла | 7 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Моржовская свита. Средняя подсвита. Мариний | 6,6 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Лыяхинская свита. Гляциолимний | 5,7 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, сартанский горизонт. Байдарацкий эолий | 4,5 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, ермаковский горизонт. Карская морена: | 2,8 |
| <i>в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа</i> | 0,8 |
| Голоцен. Озерно-болотные образования: | 1,8 |
| <i>в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа</i> | 0,2 |
| Неоплейстоцен, верхнее звено, сартанский горизонт - голоцен | 0,9 |
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Первая ступень. Паютинский мариний. | 0,5 |
| <i>в т.ч. участки холмистого и грядового моренного рельефа</i> | 0,4 |
| Другое | 0,9 |

| Гыданский полуостров | |
|---|--------------|
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Первая ступень. Паютинский мариний: <i>в т.ч. зоны гляциодислокаций пород ледникового ложа</i> | 35,1 34,3 |
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень. Юрибейский гляциофлювиал | 22,2 |
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень. Карская морена | 14 |
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Вторая ступень | 8,1 |
| Неоплейстоцен. Среднее звено. Шестая ступень | 6,2 |
| Голоцен. Аллювиальные отложения пойменных террас и русла: <i>в т.ч. зоны гляциодислокаций пород ледникового ложа</i> | 4,8 0,5 |
| Неоплейстоцен. Верхнее звено. Четвёртая ступень. Эолий | 3,2 |
| Другое | 6,4 |

На территории Гыданского полуострова треть площади развееваемых песков также относится к морским отложениям верхнего звена неоплейстоцена (Паютинский мариний). При этом, как отмечено на государственных геологических картах (листы R-43, R-44), участки Паютинского мариния большей частью находятся в зоне гляциодислокаций пород ледникового ложа [4, 5]. Вторая треть приурочена к участкам ледниковым отложениям Юрибейского гляциофлювиала и Карской морены (22,2 и 14% соответственно). Участки Байдарацкого эолия совпадают с 3,2% оголенных песков.

Можно отметить, что на Ямале современный эоловый рельеф приурочен преимущественно к морским отложениям. На Гыдане выделяется явная корреляция с ледниковыми отложениями или морскими отложениями, испытавшими прямое механическое воздействие покровного льда. Если рассматривать эоловые образования как характерный для многих арктических регионов северного полушария индикатор ледникового генезиса подстилающих отложений [12], то для Гыданского и южной части Ямальского полуострова (где в пределах районов распространения Лабсуйяхинской свиты отмечены обширные площади холмистого и грядового моренного рельефа) в целом наблюдается положительная связь между участками с высокой концентрацией оголенных песков и четвертичным комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений. Для северной части Ямала наличие раздувов связано с переотложенными водно-ледниковыми осадками в условиях дельты крупной реки.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта №19-45-890008.

Литература

1. Болиховский В.Ф. Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 128-135.
2. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупрополиграфиздата, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 274 с.
3. Гатауллин В.Н. Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья полуострова Ямал // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. Рига: ВНИИморгео, 1986. С. 12-20.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третьей поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист R-43 – Обская губа. Объяснительная записка СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019а. 309 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третьей поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист R-44 – Гыданский п-ов. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019б. 303 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 – п-ов Ямал. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 366 с.

7. Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли, 2017, т. XX, № 6. С. 14-25.

8. Сизов О.С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2015. 124 с.

9. Сизов О.С., Лоботросова С.А. Особенности восстановления растительности в пределах участков развеваемых песков северотаежной подзоны Западной Сибири // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 3. С. 3-14.

10. Сизов О.С., Лоботросова С.А., Соромотин А.В. Лишайниковые сосняки северной тайги Западной Сибири как индикатор ледниковых условий рельефообразования // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 60-68.

11. Соромотин А.В., Сизов О.С. Активизация эоловых процессов на севере Западной Сибири в связи с возросшим антропогенным воздействием // Проблемы Региональной Экологии, 2007, № 4. С. 12-15.

12. Derbyshire E., Owen L. A. Glacioaeolian Processes, Sediments, and Landforms // Past Glacial Environments. Elsevier, 2018. P. 273-308.

13. Velichko, A.A., Timireva, S.N., Kremenetski, K.V., MacDonald, G.M., Smith, L.C. West Siberian Plain as a late glacial desert // Quaternary International, 237, Issues 1-2, p. 45-53, 2011.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЯКУТИИ МАСШТАБА 1:1500000 (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ)

Шестакова А.А., Башарин Н.И., Калининцева С.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; *e-mail*: aashest@mail.ru

Аннотация. Разработан предварительный вариант легенды Геокриологической карты Якутии масштаба 1:1500000 и составлена Геокриологическая карта Южной Якутии, в которой обобщены современные сведения о геокриологических особенностях данной территории. Приведена методика составления карты, информация о распределении многолетнемерзлых пород по температуре, льдистости поверхностных отложений, мощности сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев, и криогенных процессов. Результаты исследований будут необходимы для минимизации геокриологических рисков в Якутии, а также для обеспечения безопасности жизни и здоровья людей в меняющейся криолитозоне в условиях глобального потепления климата.

GEOCRYOLOGICAL MAP OF YAKUTIA SCALE 1:1,500,000 (BY THE EXAMPLE OF SOUTH YAKUTIA)

Shestakova A.A., Basharin N.I., Kalinicheva S.V.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *e-mail*: aashest@mail.ru

Abstract. A preliminary version of the legend of the Geocryological map of Yakutia at a scale of 1:1,500,000 was developed and a Geocryological map of South Yakutia was compiled, which summarizes modern information about the geocryological features of this territory. The method of mapping, information on the distribution of permafrost by temperature, ice content of surface deposits, the thickness of the seasonally thawed and seasonally frozen layers, and cryogenic processes are given. The results of the research will be necessary to minimize geocryological risks in Yakutia, as well as to ensure the safety of life and health of people in the changing permafrost zone in the context of global warming.

Геокриологическая карта Южной Якутии масштаба 1:1500000 составлена в программе «ArcGIS 10 Version 10.1». На карте обобщены данные по геокриологическим и ландшафтным условиям территории Южной Якутии. Картами-врезками даны типы ландшафтов и мерзлотно-ландшафтные районы (рис. 1).

Целью работы является обобщение и проведение пространственного анализа распространения и параметров многолетнемерзлых пород (ММП) в Якутии, выявление общих и региональных особенностей, и закономерностей развития криогенной толщи, разработки научно-обоснованных решений жизнеобеспечения и освоения территорий. Масштаб карты, 1:1500000, выбран исходя из того, что основой для составления карты

послужила Мерзлотно-ландшафтная карта РС (Я) масштаба 1:1500000 [33]. При уточнении состава рыхлых отложений четвертичного периода использовалась Инженерно-геологическая карта РС (Я) масштаба 1:1500000 [22].

Геокриологическая карта Якутии масштаба 1:1500000 необходима для планирования, реализации и эксплуатации технических проектов на территории Республики и смежных регионов, а также для обеспечения геокриологической информацией широкий круг населения. Научное значение карты заключается в систематизации данных по особенностям распределения геокриологических характеристик пород в зависимости от типа ландшафта и литологического состава, их взаимосвязи и прогноз изменения окружающей среды при возведении и эксплуатации инженерных сооружений.

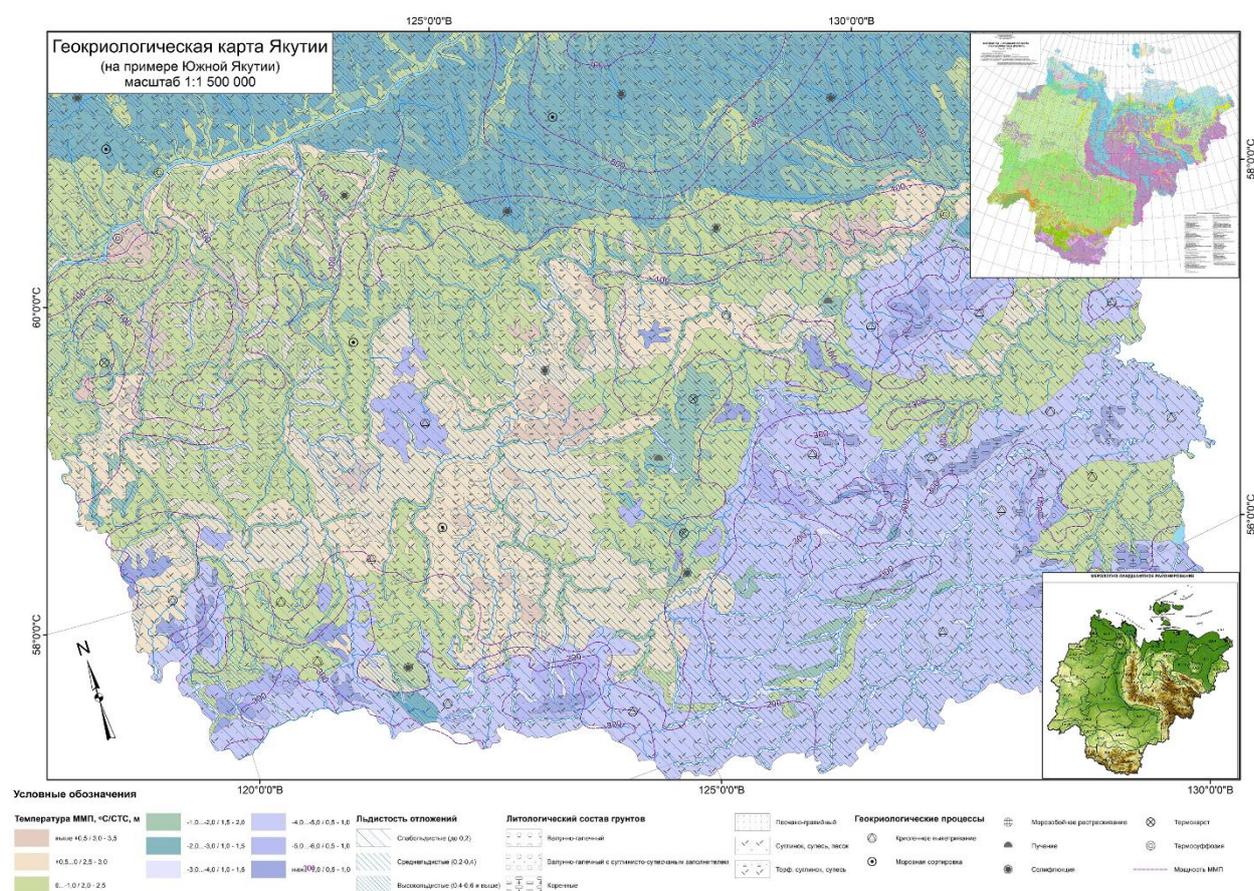


Рис. 1. Фрагмент Геокриологической карты Якутии на примере Южной Якутии. Масштаб 1:1500000.

Мерзлотно-ландшафтные исследования в настоящее время в Якутии развиваются в двух направлениях:

- 1) Классификация и картографирование мерзлотных ландшафтов в Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (Федоров А.Н., Варламов С.П., Торговкин Я.И., Шестакова А.А., Самсонова В.В., Калиничева С.В. и др.) и в Северо-Восточном федеральном университете им. М.К. Аммосова (Горохов А.Н., Данилов Ю.Г. и др.).
- 2) Мониторинг и изучение динамики мерзлотных ландшафтов в Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (Константинов П.Я., Федоров А.Н., Варламов С.П., Скрябин П.Н. и др.).

Собственно, мерзлотно-ландшафтные исследования в Якутии имеют небольшую историю, однако физико-географическая и геокриологическая исследовательская основа имеет достаточно детальную базу. На сегодняшний день задачи перед этим направлением науки стоят весьма определенные – совершенствование классификации и методики картографирования, проведение мониторинга и разработка основ их устойчивости мерзлотных ландшафтов. С решением этих задач тесно связаны геоэкологические проблемы Севера, в том числе и Республики Саха (Якутия). Уменьшение негативных последствий воздействия на северную природу – основная цель мерзлотно-ландшафтных исследований.

В России наиболее значимые результаты региональных, локальных и режимных исследований по ландшафтному картированию многолетней мерзлоты были получены Институтом криосферы Земли СО РАН [15, 8 и др.], МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет [29, 23, 34 и др.] и Институтом мерзловедения им. П.И. Мельникова СО РАН [27, 33 и др.].

При создании мелкомасштабных карт большой объем информации обобщается с использованием ландшафтной классификации и геоинформационного картографирования. В наиболее известных геокриологических картах, таких как «Геокриологическая карта СССР» [2], «Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2500000» [7] и «Циркумарктическая карта вечной мерзлоты и состояния грунтового льда» [31], метод обозначения ландшафта использовался косвенно. Единственная карта вечной мерзлоты, которая полностью использует региональную ландшафтную дифференциацию, - это обновленная «Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия)» в масштабе 1: 1500000 [33], а также ряд карт, созданные Институтом криосферы Земли СО РАН [8]. Успешным примером криогенно-ландшафтного картирования в высокогорных районах являются последние карты Тибетского плато, основанные на новом методе измерения температуры поверхности суши MODIS [37, 35, 36].

Для изучения и картирования многолетнемерзлых пород традиционно широко применяется ландшафтный метод [24, 3, 15, 16, 13, 4 и др.]. Решение этой задачи существенно дополняется и конкретизируется частными криоиндикационными исследованиями, проведенными в различных регионах обширной области развития ММП с выделением в каждом из них эталонных криоиндикаторов [21, 12, 25, 26, 17 и др.].

В пределах криолитозоны функционирование ландшафтов осуществляется в значительной степени под воздействием криогенного фактора. Их структура определяется степенью (масштабами и интенсивностью) проявления криогенных процессов. Одной из основных особенностей мерзлотных ландшафтов является наличие льда в литогенной основе. В ряде случаев криогенным фактором обусловлено и развитие собственно мерзлотно-ландшафтных образований – аласов, бугров пучения, просадочно-полигональных и солифлюкционных форм, деллей, каменных многоугольников и т.д. Так, в пределах криолитозоны ММП и их основные характеристики – температура, льдистость отложений, мощность сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев (СТС) – становятся элементами, определяющими сущность мерзлотного ландшафта. Таким образом, используя ландшафтные построения можно распознать сущность и пространственное распределение невидимых (внутренних) свойств природной среды.

В зависимости от своеобразия криогенной составляющей происходит дифференциация мерзлотных ландшафтов в криолитозоне. Это можно проследить при анализе отдельных компонентов, например, биоты, в изменении продуктивности лесов.

Влияние криогенного фактора на функционирование ландшафта можно рассмотреть в дифференциации продуктивности средней тайги. Все это подтверждает,

что криогенный фактор в криолитозоне играет ведущую роль в дифференциации ландшафтов, поэтому необходимо его учитывать, как в классификационных построениях, так и в картографировании мерзлотных условий.

Существенную роль в составлении карты сыграли обобщающие и сводные труды для различных регионов Якутии [1, 21, 20, 10, 14, 19, 30, 18, 5, 11 и др.]. Используемая методика апробировалась нами при составлении Мерзлотно-ландшафтной карты РС (Я) масштаба 1:1500000 [33] и мерзлотно-ландшафтных исследованиях по трассе Амуро-Якутской магистрали [4], в Южной Якутии [28], Западной Якутии [6], на месторождениях Таежное, Десовское, Тарыннахское, Горкитское, Эльконское и др.

Геокриологическая карта территории Южной Якутии состоит из следующих слоев: 1) литологический состав пород, 2) среднегодовая температура пород, 3) льдистость отложений, 4) глубина сезонно-талого слоя, 5) мощность мерзлой толщи, 6) криогенные процессы.

Все работы по составлению карты можно разделить на два взаимосвязанных раздела: разработка специального содержания и картсоставительские работы.

Разработка специального содержания опирается на изучение межкомпонентных связей в мерзлотных ландшафтах, и заключается в том, что путем анализа и синтеза всех имеющихся материалов – опубликованных, фондовых и аэрокосмических в сочетании с личными данными авторов, выявляется сущность распределения геокриологических условий.

На картсоставительском этапе работ решена задача картографического отображения слоев геокриологической карты как сопряженных систем взаимосвязанных компонентов в своеобразную пространственную модель.

Особая роль отводилась составительским работам – выбору способов изображения и оформления для обеспечения лучшей наглядности. Каждому слою были отданы собственные изобразительные средства. Среднегодовая температура и глубина сезонно-талого слоя на карте даны качественным фоном (соотношение среднегодовой температуры и глубины сезонного талого слоя приведены в легенде карты (рис. 2)). Литологический состав пород был показан с помощью крапа, льдистость грунтов – цветной штриховкой, мощность мерзлой толщи – изолиниями, а криогенные процессы – значками.

К электронной версии геокриологической карты прилагается база данных (атрибутивная таблица), в которой раскрывается содержание каждого из слоев и их взаимосвязь: литологический состав грунтов и их льдистость, среднегодовая температура пород и глубина сезонно-талого слоя и др.

Среднегодовая температура пород, глубина сезонно-талого слоя и криогенные процессы зависят от типа местности и в виду этого оконтуривались границей их распространения. В свою очередь, содержание типов местности контролируется стратиграфо-генетическими комплексами, литологическими разностями и характером рельефа. Кроме того, льдистость отложений напрямую зависит от литологического состава. Таким образом, состав и мерзлотные свойства пород являются интегральным фактором.

Легенда карты состоит из шести слоев: грунтовая составляющая (рыхлые поверхностные отложения с мощностью 3-17 м) и геокриологические свойства пород (среднегодовая температура, льдистость отложений, глубина сезонно-талого слоя, мощность мерзлой толщи и криогенные процессы).

Все вышеприведенные слои на карте отображаются самостоятельными знаками.

Грунтовая (литогенная) составляющая, согласно ГОСТ 25100-95, подразделяется на те же таксономические единицы, что и талые грунты. На Геокриологической карте грунтовая составляющая представлена дисперсными грунтами. Всего в легенде

выделено 6 разновидностей грунтов (валунно-галечный; валунно-галечный с суглинисто-супесчаным заполнителем; коренные; песчано-гравийный; суглинок, супесь, песок; торф, суглинок, супесь).

Геокриологические свойства пород представлены на рисунке 2. Среднегодовая температура мерзлых пород дана через 1°C , а талых – через $0,5^{\circ}\text{C}$. Отображение температуры мерзлых пород через единичный интервал на карте обусловлена необходимостью генерализации (обобщения) в виду того, что территория Якутии не повсеместно обеспечена фактическими данными по температуре подстилающих пород.

Глубина сезонного протаивания зависит от температуры пород. Так, например, при температуре $0...-1^{\circ}\text{C}$ СТС составляет 2,0-2,5 м, а при $-2,0...-3,0^{\circ}\text{C}$ сезонно-талый слой равен 1,0-1,5 м (рис. 2).

Условные обозначения

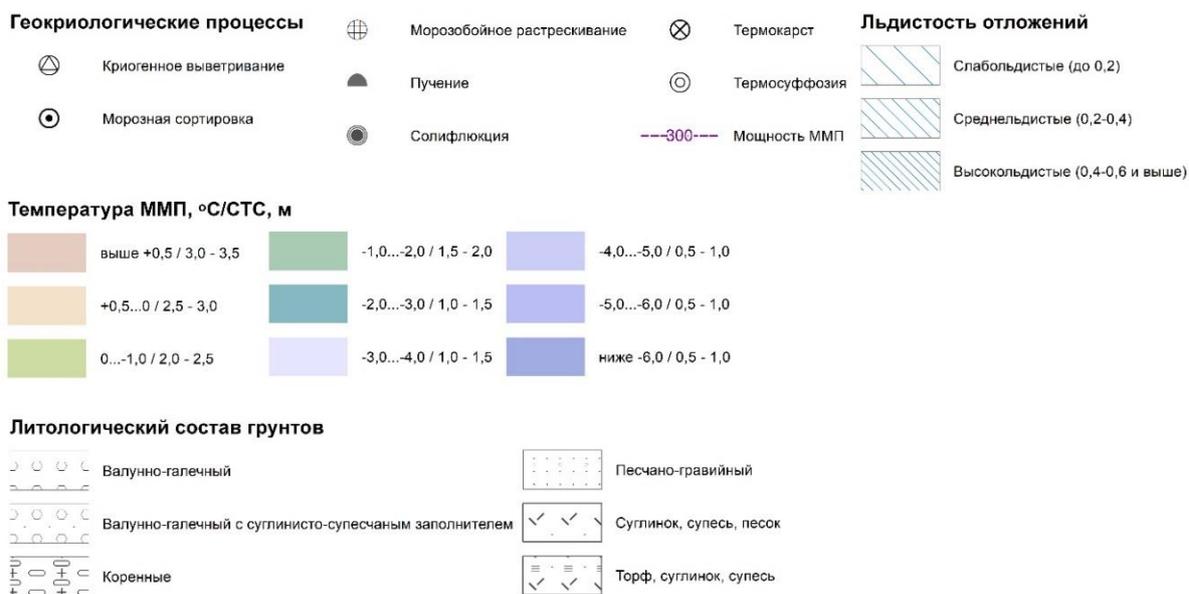


Рис. 2. Легенда Геокриологической карты Южной Якутии.

Льдистость отложений взаимосвязана с литологическим составом и на карте показана как слабольшедистые, среднелёдистые и высоколедистые. Так, например, в грубообломочных отложениях льдистость до 0,2, в тонкодисперсных грунтах льдистость варьирует от 0,2 до 0,4 и в заторфованных – 0,4-0,6 и выше.

Мощность мерзлой толщи – это азональный фактор и зависит в основном от внутриземного теплового потока, а также от среднегодовой температуры на глубине годовых нулевых амплитуд температуры и теплопроводности пород [9].

На территорию Южной Якутии распространены в основном такие криогенные процессы, как криогенное выветривание, морозная сортировка, морозобойное растрескивание, пучение, солифлюкция, термокарст и термосуффозия.

Приведенный на карте материал является предпосылкой для дальнейшего составления Геокриологической карты Якутии масштаба 1:1500000 с усовершенствованием представленной легенды.

Литература

- Аболин Р.И. Геоботаническое и почвенное описание Лено-Вилуйской равнины. Л.: Изд-во АН СССР, 1929. – 378 с.
- Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:5 000 000. – М.: ГУГК, 1977. – 4 с.

3. Баранов И.Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. – М.: Наука, 1965. – 150 с.
4. Босиков Н.П., Васильев И.С., Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты зоны освоения Лено-Алданского междуречья. – Якутск, 1985. – 124 с.
5. Васильев И.С. Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1982. – 133 с.
6. Васильев И.С. Пространственно-временные закономерности формирования деятельного слоя в ландшафтах Западной Якутии. – Новосибирск: Наука, 2005. – 228 с.
7. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1: 2 500 000 / Винница: Винницкая картографическая фабрика, 1996. – 16 с.
8. Дроздов Д.С., Малкова Г.В., Романовский В.Е., Васильев А.А., Брушков А.В., Лейбман М.О., Садуртдинов М.Р., Пономарева О.Е., Пендин В.В., Горобцов Д.Н., Устинова Е.В., Коростелев Ю.В., Стрелецкий Д.А., Слагода Е.А., Скворцов А.Г., Гравис А.Г., Бердников Н.М., Орехов П.Т., Лаухин С.А., Царёв А.М., Фалалаева А.А., Железняк М.Н. Цифровые карты криолитозоны и оценка современных изменений в криолитозоне // ХОЛОД ОК! 2018. Тюмень, Том 16, № 1(16), с. 6-12.
9. Железняк М.Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы / М. Н. Железняк. – Новосибирск: Наука, 2005. – 227 с.
10. Зольников В.Г. Почвы восточной половины Центральной Якутии и их использование // Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – Вып. 1. – С. 55–221.
11. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. – 125 с.
12. Лазукова Г.Г. Использование растительности в качестве индикаторов мерзлотных условий // Вестник МГУ. Сер.5. География. – 1967. – № 4. – С. 54–58.
13. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Мельников Е. С., Вейсман Л. И., Москаленко Н. Г. и др. – Новосибирск: Наука, 1983. – 165 с.
14. Луговой П.Н. Особенности геокриологических условий горных стран. – М.: Наука, 1970. – 135 с.
15. Мельников Е.С., Вейсман Л.И., Крицук Л.Н. и др. Ландшафтные индикаторы инженерно-геокриологических условий севера Западной Сибири и их дешифровочные признаки. – М.: Недра, 1974. – 132 с.
16. Методика мерзлотной съемки / Отв. ред. В. А. Кудрявцев. – М.: МГУ, 1979. – 358 с.
17. Москаленко Н.Г. Антропогенная динамика растительности равнин криолитозоны России. – Новосибирск: Наука, 1999. – 280 с.
18. Некрасов И.А. Криолитозона Северо-Востока и юга Сибири и закономерности ее развития. – Якутск, 1976. – 246 с.
19. Петрова Е.И. Почвы Южной Якутии. – Якутск, 1971. – 168 с.
20. Соловьев П.А. Карта инженерно-геологического районирования Якутской АССР. Масштаб 1:5 000 000 // Гидрогеология СССР. Т. 20: Якутская АССР – М.: Недра, 1970. – 1 л.
21. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 144 с.
22. Спектор В.Б., Шестакова А.А., Торговкин Я.И., Спектор В.В. Инженерно-геологическая карта Республики Саха (Якутия) // Инженерная геология. – 2017. - № 2. – С. 42-51.
23. Тумель Н.В., Королева Н.А. Геоинформационный анализ мерзлотно-ландшафтных взаимосвязей в криолитозоне России / В сборнике Геокриологическое картографирование: проблемы и перспективы [Электронный ресурс №0321302405]: Материалы научно-практической конференции с участием иностранных учёных. Москва, 5-6 июня 2013 г., место издания Российский Университет Дружбы народов Москва, с. 188-192.
24. Тумель В.Ф. О мерзлотной съемке // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1945. – Т. 9. – № 2. – С. 135–144.
25. Тыртиков А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – 192 с.
26. Тыртиков А.П. Динамика растительного покрова и развитие вечной мерзлоты в Западной Сибири. – М.: МГУ, 1974. – 198 с.
27. Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН СССР, 1991. – 140 с.
28. Шац М.М., Дорофеев И.В., Федоров А.Н. Опыт ландшафтно-мерзлотного картографирования Южной Якутии // Природные условия осваиваемых регионов Сибири. – Якутск, 1987. – С. 49–55.
29. Шполянская Н.А., Зотова Л.И. Карта устойчивости ландшафтов криолитозоны Западной Сибири // Вестник МГУ. Сер. 5. География. - 1994. - № 1. - С. 56-65.

30. Южная Якутия / Под ред. В. А. Кудрявцева. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 444 с.
31. Brown J., Ferrians O., Heginbottom J., Melnikov E. (2002). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2.; NSIDC—National Snow and Ice Data Center: Boulder, CO, USA.
32. Drozdov D.S., Malkova G.V. (Ananjeva), Korostelev Yu.V. The landscape map of the Russian Arctic zone // Arctic Coastal Dynamics – Rep.of the 3rd Int.Workshope: 3 Ext.Abstacts. – Bremerhaven: Alfred Wegener Inst. For Polar and Marine Research, 2003. – pp. 31-32.
33. Fedorov A. N., Vasilyev N. F., Torgovkin Y. I., Shestakova A. A., Varlamov S. P., Zheleznyak M. N., Shepelev V. V., Konstantinov P. Y., Kalinicheva S. V., Basharin N. I., Makarov V. S., Ugarov I. S., Efremov P. V., Argunov R. N., Egorova L. S., Samsonova V. V., Shepelev A. G., Vasiliev A. I., Ivanova R. N., Galanin A. A., Lytkin V. M., Kuzmin G. P., Kunitsky V. V. Permafrost-landscape map of the Republic of Sakha (Yakutia) at scale 1:1,500,000. Geosciences 2018, 8, 465; doi:10.3390/geosciences8120465.
34. Nellie Tumel, Larisa Zotova. Diagnostics and Mapping of Geoecological Situations in the Permafrost Zone of Russia // GEOSCIENCES, том 9, № 353, с. 1-31.
35. Wu X., Nan Z., Cheng G., Zhao S. (2018). Spatial modeling of permafrost distribution and properties on the Qinghai-Tibet Platea. Permafr. Periglac. Process. 29, 86-99, DOI: 10.1002/ppp.1971.
36. Zotova L.I. Landscape Indication of Permafrost Conditions For Geoecological Assessment & Mapping At Various Scales. GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. 0; <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-039>.
37. Zou D., Zhao L., Sheng Y., Chen J., Wu T., Wu, J., Xie C., Wu X., Pang Q., Wang W., et al. (2017). A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau. Cryosphere, 11, 2527-2542.

Секция 3

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

СОЗДАНИЯ СИСТЕМЫ ВЕДОМСТВЕННОГО МОНИТОРИНГА ПРИ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНИХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Алентьев Ю.Ю.¹

¹ ООО «Научный инновационный центр Мониторинга природной среды», М.О., Истринский р-н, п. Глебовский, Россия; *e-mail alentev49@mail.ru*

В работе рассмотрены основные виды мониторинга, задачи и специфика создание системы ведомственного мониторинга в районах распространения многолетнемерзлых пород.

REACTION OF A DEPARTMENTAL MONITORING SYSTEM FOR THE DEVELOPMENT OF TERRITORIES OF PERMAFROST DISTRIBUTION

Alentyev Yu.Yu.¹

¹ LLC "Scientific Innovation Center for Monitoring the Natural Environment", M.O., Istra district, Glebovsky village, Russia; *e-mail alentev49@mail.ru*

The paper considers the main types of monitoring, tasks and specifics of creating a system of departmental monitoring in the areas of permafrost distribution.

Районы распространения многолетнемерзлых пород (ММП) являются достаточно сложными при своем хозяйственном освоении, но на сегодняшний день происходит интенсивное освоение, в том числе и предприятиями горнодобывающей отрасли.

Основные цели, стоящие перед системой ведомственного мониторинга при освоении районов распространения многолетнемерзлых пород, можно сформулировать как минимизацию воздействия антропогенных факторов на окружающую среду и создание безопасных условий при строительстве и функционировании техногенного объекта.

Вопрос минимизирования антропогенного воздействия на окружающую среду в районах распространения ММП особенно остро стоит в свете того, что большая часть данные районов в силу своих физико-географических и климатических особенностей является территориями с экстремальными абиотическими условиями, что обуславливает хрупкость существующих на данных территориях биогеоценозов. Хрупкость биогеоценозов выражается в том, что даже незначительные изменения естественных условий могут привести к серьезным изменениям (деградации) экосистемы, с последующим очень долгим процессом её восстановления. Наглядно данный тезис иллюстрирует пример "Мончегорского феномена", когда в результате функционирования медно-никелевого комбината в районе города Мончегорска (Мурманская область) в результате практически полного отсутствия природоохранных мероприятий на данном предприятии в середине двадцатого века произошло поражения лесных массивов (рис.1,2) [1,2].

Также в результате деятельности данного предприятия произошло загрязнение почв и поверхностных водоемов, расположенных в его окрестностях по направлению преобладающих ветров, тяжелыми металлами и диоксидами серы. Несмотря на время и проведение мероприятий по рекультивации и восстановлению территорий, попавших в зону сильного и очень сильного загрязнения, биогеоценозы полностью на них не восстановились до сих пор.



Рис.1 Участок, загрязненный в результате функционирования медно-никелевого комбината



Рис.2 "Мончегорский феномен"

При создании предприятий горнодобывающего комплекса воздействие на окружающую среду начинает оказываться еще на стадии поиска и разведки полезного ископаемого (ПИ) (рис.3). Даже такие, относительно природосберегающие методы геологоразведочных работ, как геофизические, оставляют свой "след" (рис.4) в районах экстремальных абиотических факторов на долгие годы.



Рис. 3 Площадки, подготовленные для бурения на поисково-оценочной стадии разведки месторождения полезных ископаемых.

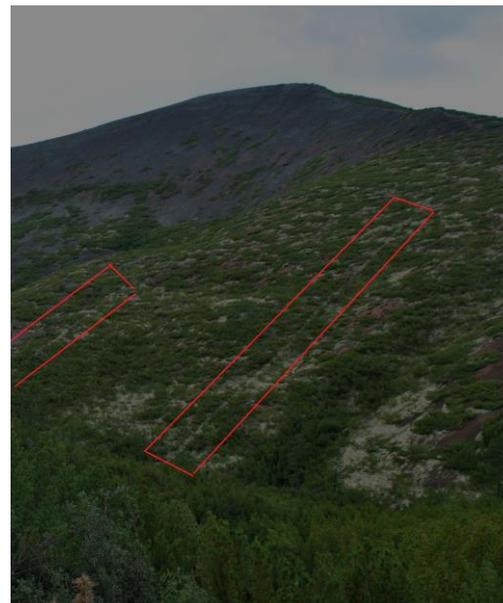


Рис.4 Следы от геофизических работ (выделены красным), Якутия.

С точки зрения безопасности создания и функционирования предприятия (техногенного объекта) [3,4,5] в зоне распространения многолетнемерзлых пород можно выделить следующие основные осложняющие природно-климатические и физико-географические факторы:

- как правило, достаточно сложное геологическое и гидрогеологическое строение;
- экзогенные геологические процессы, в том числе и специфические (характерные для территории распространения ММП);

- низкие температуры воздуха;
- слабо развитая инфраструктура и др.

При этом катализатором целого ряда экзогенных геологических процессов (просадки, подтопления и др.) может стать строительство и функционирование техногенного объекта (ТО).

Для предотвращения или минимизации (если нет возможности предотвратить) негативного воздействия ТО, а также исключения или минимизации природных неблагоприятных факторов необходимо создания системы мониторинга и проведения режимных наблюдений (рис.5).

На сегодняшний день на территории Российской Федерации существует два принципиально различных вида мониторинга:

- государственная система мониторинга;
- ведомственная система мониторинга [7,8].

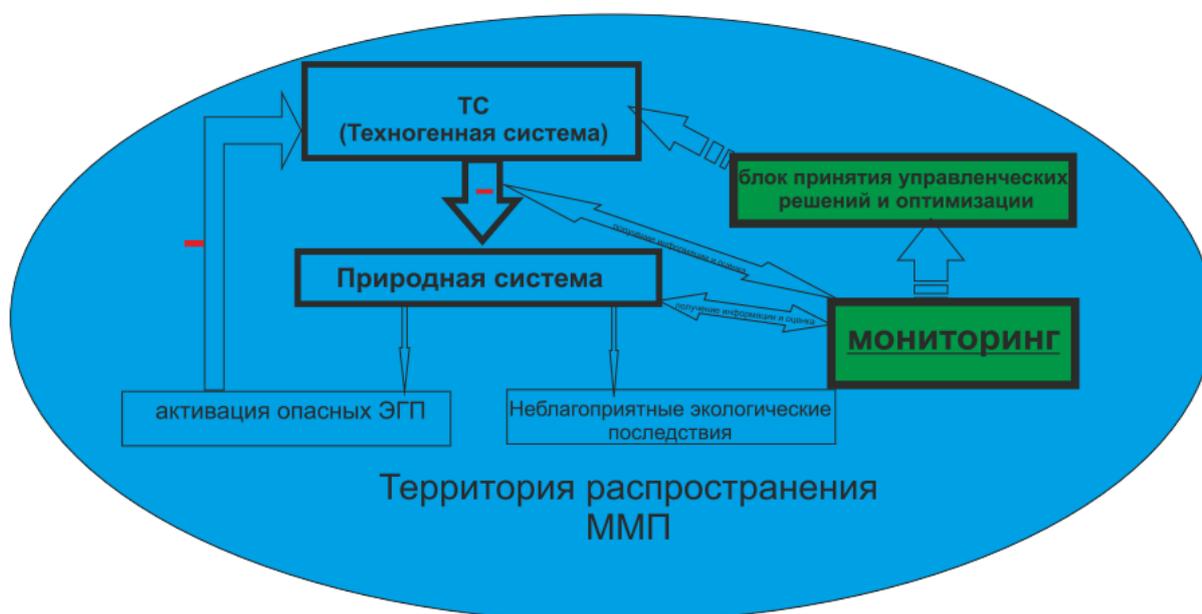


Рис.5 Схема взаимодействия системы мониторинга с другими системами в районах распространения ММП

(- - негативное воздействие; \rightleftarrows - оптимизация)

В государственную систему мониторинга входит:

- мониторинг техногенных чрезвычайных ситуаций;
- социально-гигиенический мониторинг;
- биосферный;
- аэрокосмический;
- мониторинг природных чрезвычайных ситуаций;
- государственный экологический мониторинг.

В систему государственного экологического мониторинга входит пятнадцать подсистем (рис.6). Задачи по осуществлению государственного мониторинга возложены на девять федеральных органов исполнительной власти и организаций (Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Министерство сельского хозяйства РФ, федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, федеральная служба государственной регистрации, кадастра и картографии, федеральное агентство лесного хозяйства, федеральное агентство по недропользованию,

федеральное агентство водных ресурсов, федеральное агентство по рыболовству, ГК Росатом) [6].

Но, несмотря на наличие обширного количества подсистем и ведомств, осуществляющих государственный экологический мониторинг, количество пунктов наблюдения в районах распространения многолетнемерзлых пород невелико, при этом на данных пунктах осуществляется наблюдение по строго определенному и ограниченному числу параметров, которые не всегда позволяют дать оценку и охарактеризовать особенности воздействия техногенного объекта (ТО). Поэтому при создании ТО целесообразно предусмотреть создание системы ведомственного мониторинга, которая будет оценивать конкретные факторы воздействия, с учетом специфики техногенного объекта.



Рис.6 Схема подсистем государственного экологического мониторинга.

В дальнейшем объекты системы ведомственного мониторинга могут быть интегрированы в систему государственного мониторинга, такая возможность предусмотрена нормативными документами федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

При создании техногенных объектов (на примере горнодобывающего предприятия), которые планируется разместить на территории распространения многолетнемерзлых пород, в организации системы ведомственного мониторинга целесообразно выделить четыре подтипа мониторинга соответствующих различным стадиям функционирования ТО:

- опережающий мониторинг;
- мониторинг при создании техногенного объекта;
- мониторинг при функционировании техногенного объекта ТО.

Опережающий мониторинг проводится до начала создания предприятия (техногенного объекта) в период проведения инженерно-геологических изысканий или в период поисково-оценочной стадии при освоении месторождения (при создании

горнодобывающего предприятия), а желательно даже раньше. Целью данного вида мониторинга является получение информации о фоновых (естественных) показателях, уточнение геологических, гидрогеологических, гидрологических и метеорологических условий, параметров, определение динамики их изменения, а также выявление критических факторов, которые могут сказаться на создании и функционировании техногенного объекта, либо оказать критичное воздействие на окружающую среду со стороны ТО. Рекомендуемая минимальная продолжительность при проведении опережающего мониторинга должна составлять 1-2 года (с целью оценки природных параметров в зависимости от сезона).

Мониторинг при создании техногенного объекта проводится в период создания ТО. Данная система мониторинга формируется (по определяемым параметрам и объектам, которые будут входить в систему наблюдений) на основе данных проведения опережающего мониторинга. Основными задачами данного подтипа мониторинга является оценка влияния антропогенного воздействия на окружающую среду в период создания техногенного объекта, и ответного отклика природной среды на данное воздействие. Срок проведения данного подтипа мониторинга - период создания техногенного объекта.

Система мониторинга при функционировании техногенного объекта создается и оптимизируется на основе результатов, полученных при работе системы опережающего мониторинга и мониторинга при создании ТО. Целью данного подтипа мониторинга является оценка влияния техногенного объекта на окружающую среду и обеспечение безопасного функционирования ТО. На основе информации, полученной в результате наблюдений данного подтипа мониторинга, принимаются оперативные управленческие решения по минимизированию антропогенного влияния на окружающую среду, безопасности и оптимизации функционирования ТО. Продолжительность мониторинга - период функционирования техногенного объекта.

Система мониторинга при закрытии (рекультивации) ТО. Целью данного мониторинга является контроль за нераспространением загрязняющих компонентов в окружающую среду при их наличии (полигоны ТБО, хвостохранилища и др.), оценка времени восстановления природных компонентов (для использования при проведении аналогичных работ). Продолжительность мониторинга зависит от типа техногенного объекта и способа рекультивации.

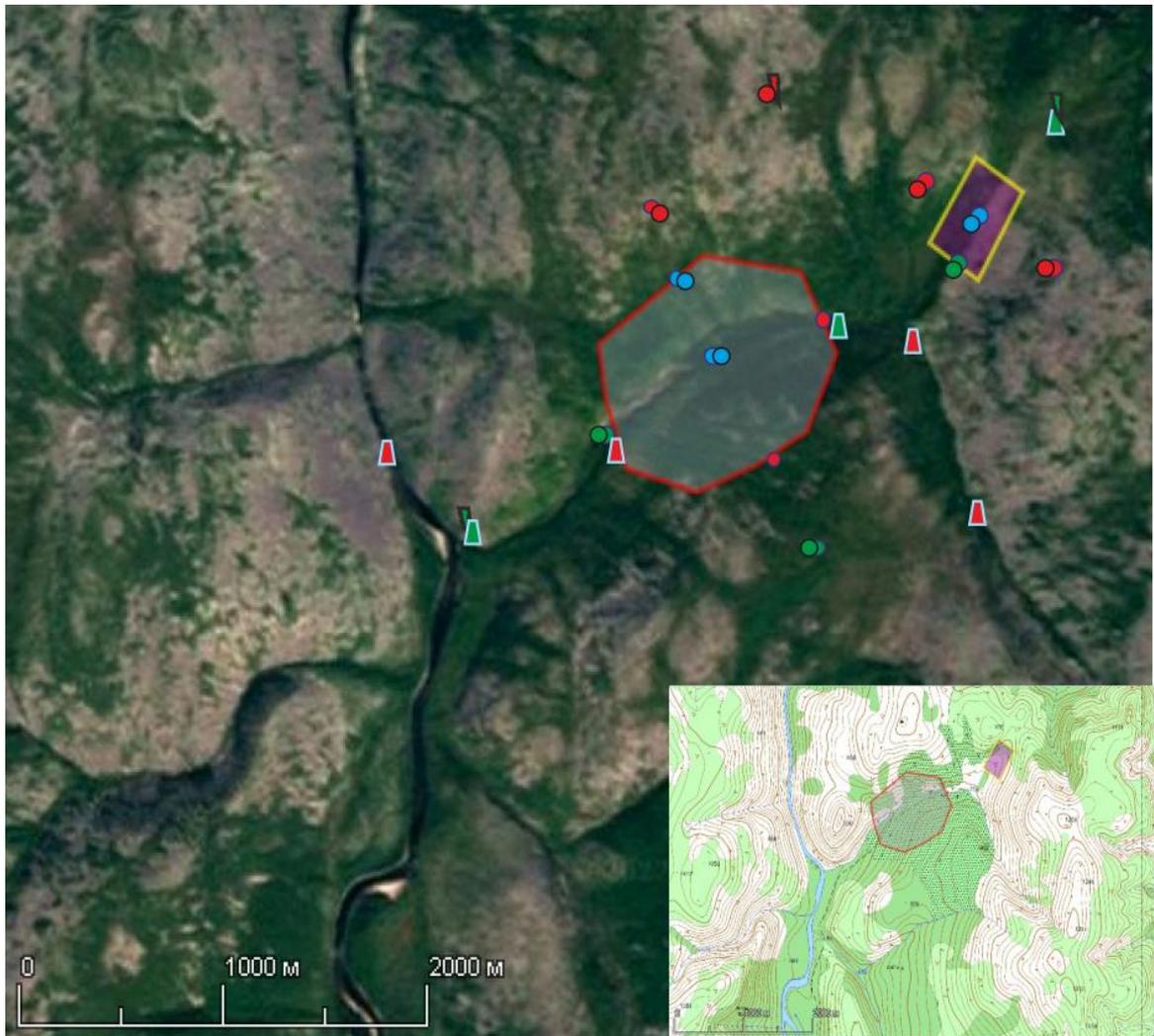
Для различных ТО и подтипов мониторинга параметры, по которым проводятся наблюдения, и, соответственно, типы пунктов наблюдения могут варьироваться в достаточно широких пределах. Но основные параметры мониторинга должны присутствовать:

- метеорологические (количество осадков, направления и скорость ветра, температура воздуха, промерзания почв, высота и влагозапасы снежного покрова);
- гидрогеологические и гидрогеохимические параметры;
- гидрологические и гидрохимические (при наличии поверхностных водотоков);
- параметры по оценке состояния (наличия загрязнения) воздуха, почвы, растительных покровов;
- термометрические наблюдения (наблюдения за температурой и мощностью многолетнемерзлых пород).

Расположение пунктов наблюдения системы ведомственного мониторинга должны охватывать основные элементы ландшафтов расположения ТО, данные получаемые при ведении режимных наблюдений должны быть репрезентативными. Наиболее оптимальными для обработки, анализа и оценки взаимодействия различных процессов и факторов являются совмещение и синхронное определение нескольких параметров на

одном пункте наблюдений, например определение в одной точке (пункте наблюдения) гидрологических, метеорологических и параметров по загрязнению воздуха.

На рисунки 7 представлен пример схемы размещения пунктов наблюдения режимной сети (для различных стадий мониторинга при функционировании техногенного объекта) при создании системы ведомственного мониторинга для горнодобывающего предприятия, расположенного в районе распространения многолетнемерзлых пород.



Условные обозначения

- территория карьера
- участок обогащения полезного ископаемого
- гидрогеологические скважины (наблюдения за уровнями отборы проб подземных во на хим. анализы)
- термометрические скважины
- метеорологические посты
- гидрологические створы (посты)

Цветом показаны стадии мониторинга: зеленый - все четыре стадии создания и функционирования объекта техногенной нагрузки; синий - опережающий мониторинг, мониторинг в период строительства и эксплуатации ТО; красный - мониторинг в период эксплуатации техногенного объекта.

Рис.7 Пример схемы размещения пунктов наблюдения режимной сети при создании системы ведомственного мониторинга.

Наиболее рациональным является сохранение хотя бы части пунктов наблюдений системы ведомственного мониторинга от стадии опережающего мониторинга до стадии рекультивации, это позволяет обеспечить "преемственность" данных и сформировать

непрерывные и более представительные ряды наблюдений, а также снизить финансовые вложения, направленные на создание ведомственной системы мониторинга.

Грамотно созданная поэтапная система ведомственного мониторинга позволяет получать оперативные и достоверные данные на основании которых можно делать прогнозы и принимать оперативные решения направленные на предотвращение или минимизацию воздействия неблагоприятных факторов, оказывающих влияния на окружающую среду или техногенный объект.

Литература

1. Алентьев Ю.Ю. Влияние открытой разработки нерудных полезных ископаемых на трансформацию водосборной площади рек и химический состав поверхностных вод // Сергеевские чтения. Эколого-экономический баланс природопользования в горнопромышленных регионах: сборник научных трудов по материалам годичной сессии научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (2-4 апреля 2019 год) / под ред. В.И. Осипова, Н.Г. Максимовича и др. – Пермь 2019 – Вып.21. С.242-247 с.
2. Алентьев Ю.Ю. Особенности использования метеорологических данных метеостанций, метеопостов и временных метеопунктов наблюдений при проведении гидрометеорологических изысканий // Сборник тезисов международной научно-практической конференции. Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ. - Санкт-Петербург, 2020 С.111-114 с.
3. Бондарик Г.К. Методика инженерно-геологических исследований. М.: Недра1986. С.333
4. Лисенков А.Б. Методология решения диагностических задач в гидрогеологии // Геоэкология.1994. №6 С.107-118
5. Лисенков А.Б. Опыт решения неформальных задач в экогидрологии. М.: Геоинформарк 1993 136с.
6. Постановления правительства РФ №177 от 31 марта 2003 года.
7. Спектор С.В., Пугач С.Л., Святовец С.В., Маркарян В.В., Стажило-Алексеев С.К. Современное состояние системы ГМСН и основные направления ее развития.// Разведка и охрана недр. 2007, №7. С.2-6.
8. Спектор С.В., Королев Б.И., Маркарян В.В., Платонова А.В., Лыгин А.М. Актуальные задачи государственного мониторинга состояния недр территории РФ // Питьевые подземные воды. Изучение, использование и информационные технологии. Тез. док. Часть 1. Московская область, п. Зеленый. 2011. С. 102-116.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ГЛУБИНЫ ПРОТАИВАНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Бабкина Е.А., Бабкин Е.М., Хомутов А.В.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; ea_pereval@mail.ru

Представлены данные результатов ежегодного мониторинга за период 1993-2021 на ключевых участках Центрального Ямала, севера Пур-Тазовского междуречья и севера Гыданского полуострова. На всех участках выявлено увеличение глубины протаивания и температуры пород с 2012 г. в связи с климатическими колебаниями.

RESULTS OF MONITORING OF THE ACTIVE LAYER AND GROUND TEMPERATURE IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA

Babkina E.A., Babkin E.M., Khomutov A.V.

Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; ea_pereval@mail.ru

Presents are results of field monitoring and analysis of active layer and ground temperature on Central Yamal (since 1993), Gydan Peninsula and Pur-Taz interfluves (since 2016). An increase in the active layer depth and ground temperature in all areas was revealed due to climatic fluctuations.

Территория севера Западной Сибири отличается наличием многолетнемерзлых пород (ММП) и подземных льдов. Одним из самых активных компонентов мерзлой толщи является сезонноталый слой (СТС), мощность которого обусловлена теплооборотами теплого сезона года. Глубина сезонного протаивания очень изменчива, остро реагирует на изменения климата и ландшафтных условий. Так, аномальное увеличение глубины протаивания может привести к активизации криогенных процессов, связанных с оттаиванием подземного льда. Также основным параметром ММП является температура пород.

За последние несколько десятилетий среднегодовая температура в Арктике превысила среднеглобальную величину практически в 2 раза [1, 5, 6], в том числе отмечается потепление климата и на севере Западной Сибири [7]. В связи с увеличением среднегодовой температуры воздуха наблюдается тенденция увеличения глубины сезонного протаивания и температуры пород в ММП [3, 4, 9, 10, 11], которое непосредственно приводит к таким последствиям, как деградация мерзлоты [2], разрушение дорог [12] и инфраструктуры [8].

Для оценки изменений глубины протаивания и температуры пород проводится мониторинг на трех ключевых участках: «Васькины Дачи» на Центральном Ямале с 1993 г., север Пур-Тазовского междуречья близ п. Тазовский и с. Газ-Сале с 2016 г., север Гыданского полуострова близ с. Гыда с 2016 г.



Рис. 1 Местоположение ключевых участков

На ключевом участке Центрального Ямала рассматриваются 5 площадок мониторинга глубины протаивания (от песчаных незадернованных до суглинистых сильнозадернованных и торфяных поверхностей) и 7 скважин глубиной от 1,0 м до 10,0 м. На севере Пур-Тазовского междуречья – 3 площадки мониторинга глубины протаивания и 2 скважины (в супесчано-суглинистых слабозадернованных и торфяных поверхностях). На севере Гыданского полуострова – 4 площадки мониторинга глубины протаивания (от супесчаных и суглинистых слабозадернованных до торфяных поверхностей) и 1 скважина (на супесчаной слабозадернованной поверхности).

Глубина протаивания. В районе стационара «Васькины Дачи» самые большие средние значения глубины протаивания и наибольшая межгодовая амплитуда наблюдаются на площадке ВД-3 с редкой растительностью и песчаными породами в СТС. Площадка ВД-Торфяник отличается наименьшими значениями глубины протаивания и межгодовой амплитуды (Рис. 2).

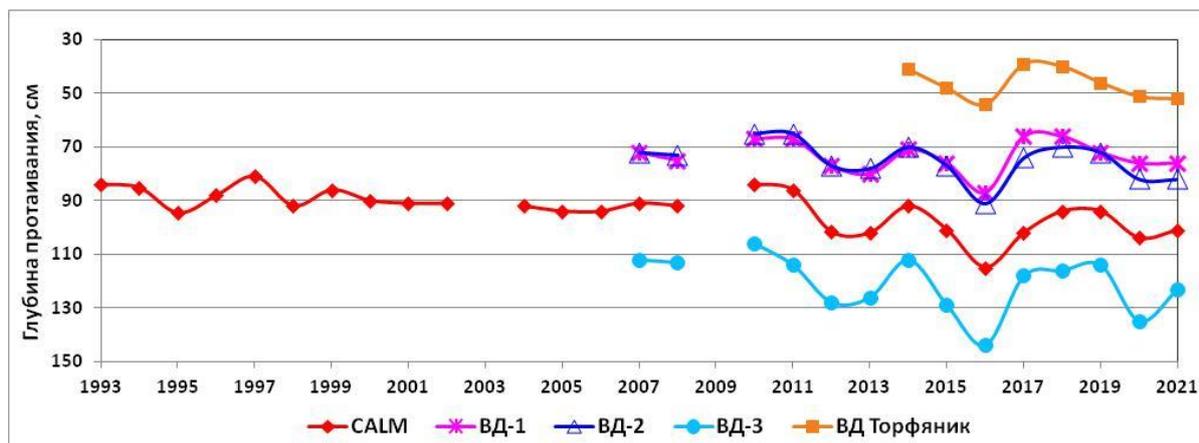


Рис. 2 Межгодовая динамика глубины протаивания на Центральном Ямале

Наблюдается прямая связь между глубиной протаивания и корня из суммы положительных температур (Рис. 3). Линия тренда для площадки ВД-3 наклонена круче других, а линия тренда торфяника наиболее пологая. Это ясно следует из изоляционных свойств напочвенного растительного покрова.

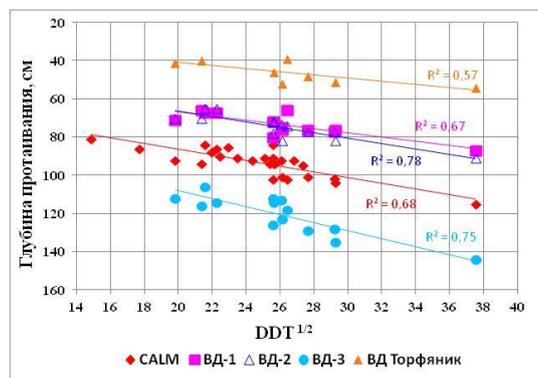


Рис. 3 Соотношение глубины протаивания и суммы положительных температур в период с 1999 по 2021 гг. на Центральном Ямале

На площадке CALM значения СТС колеблются от 81 (1997) до 115 см (2016) со средним значением 93 см с трендом увеличения 0,6 см/год; на площадке VD1 – от 66 (2017) до 87 см (2016) со средним значением 73 см с трендом увеличения 0,1 см/год; на площадке VD2 – от 65 (2010) до 91 см (2016) со средним значением 75 см с трендом увеличения 0,7 см/год; на площадке VD3 – от 106 (2010) до 144 см (2016) со средним значением – 121 см с трендом увеличения 1,1 см/год; на площадке VD peat – от 39 (2017) до 54 см (2016) со средним значением 46 см с трендом увеличения на 0,8 см/год.

Ключевые участки на севере Пур-Тазовского междуречья и на севере полуострова Гыдан имеют короткий ряд наблюдений (с 2016 г.).

Глубина протаивания на севере Пур-Тазовского междуречья для короткого периода 2016-2021 гг. имеет тенденцию к увеличению с трендом в 1,5 см/год для торфяников и 2 см/год для склоновой поверхности с супесчаными породами (рис. 4).

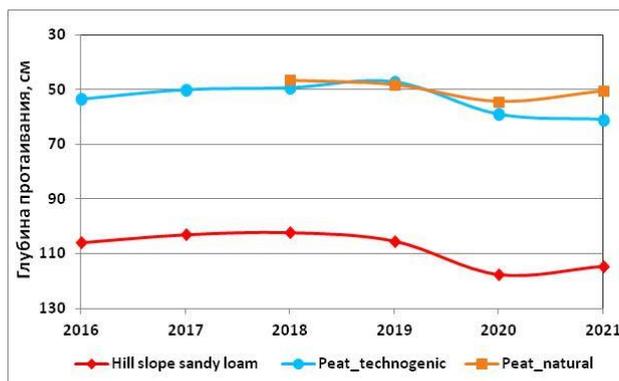


Рис. 4 Межгодовая динамика глубины протаивания на севере Пур-Газовского междуречья

На севере полуострова Гыдан также наблюдается увеличение глубины протаивания с трендом от 0,7 см/год в торфянике до 1,8 см/год (рис. 5).

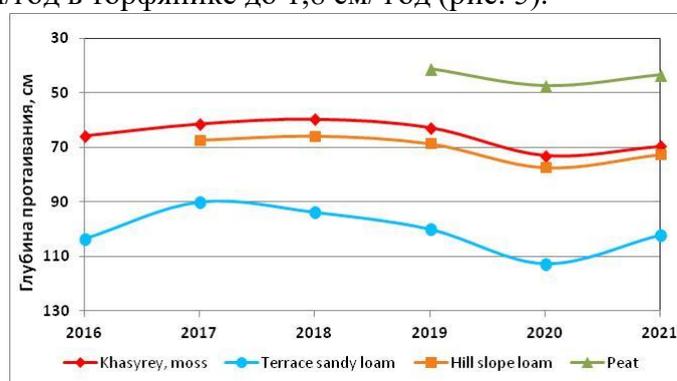


Рис. 5 Межгодовая динамика глубины протаивания на севере полуострова Гыдан

Температура пород. На Центральном Ямале отмечаются самые низкие значения среднегодовой температуры пород (на песчаной незадернованной вершинной поверхности) (рис. 6). За 30 лет рост среднегодовой температуры пород на глубине 10 м составил 0,04 °С/год, за последние 10 лет температура выросла на 1 °С (0,1 °С/год).

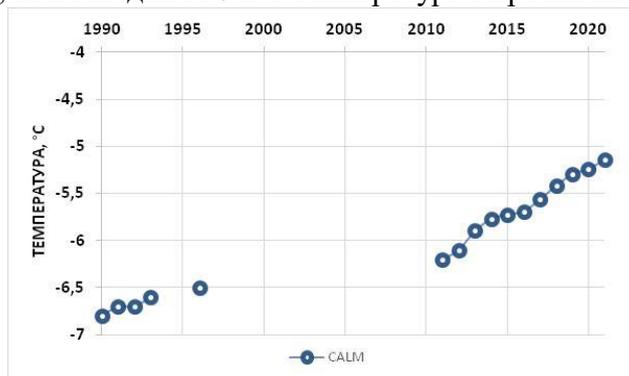


Рис. 6 Среднегодовая температура пород на песчаной незадернованной вершинной поверхности

На суглинистой слабозадернованной вершинной поверхности на максимальной глубине 7 м температура пород выросла с -6,8 °С до -3 °С (тренд за 28 лет – 0,13 °С/год, за 10 лет – 0,17 °С/год) (рис. 7).

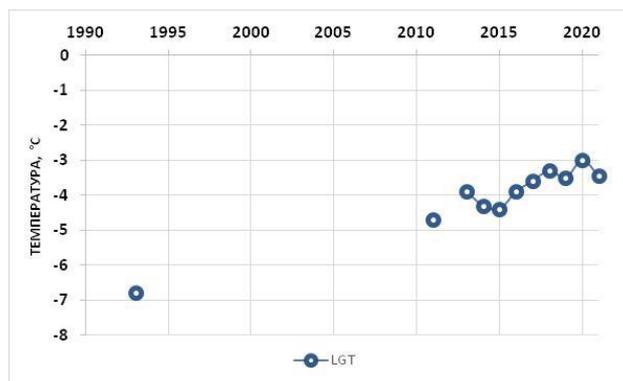


Рис. 7 Среднегодовая температура пород на слабозадернованной вершинной поверхности

На подошве СТС для всех типов поверхностей отмечается повышение температуры пород в 2012, 2016 и 2020 гг. (рис. 8), связанное с аномально высокими значениями температуры воздуха как летними, так и зимними (например, 2018 год характеризуется довольно прохладным летом, но более мягкой зимой с высоким снежным покровом). При этом на двух сильнозадернованных участках с высокими кустами среднегодовые температуры пород имеют уже положительные значения (рис. 9).

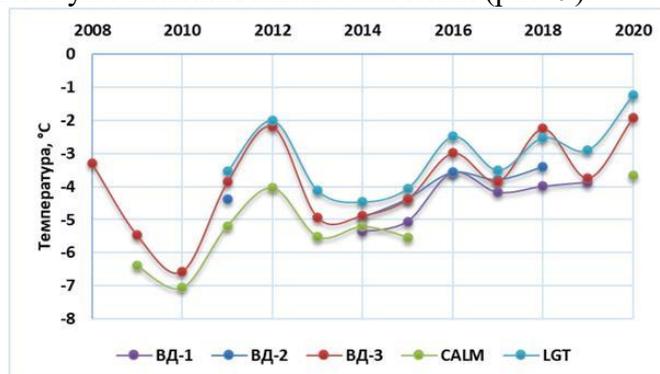


Рис. 8 Среднегодовая температура пород на подошве СТС

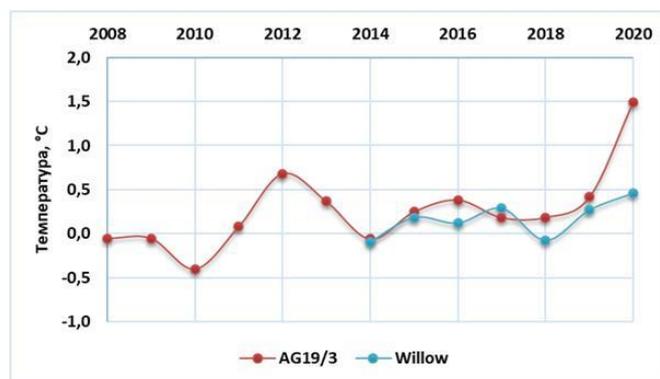


Рис. 9 Среднегодовая температура на подошве СТС на сильнозадернованных участках с высокими кустами

Ряд наблюдений на севере Пур-Газовского междуречья невелик, мы можем наблюдать, что значения температуры пород в супесчано-суглинистых породах на этом участке выше, чем на Центральном Ямале, увеличение среднегодовой температуры пород за несколько лет на максимальной глубине 8,7 м (рост составляет 0,1 °С/год) (рис.10).

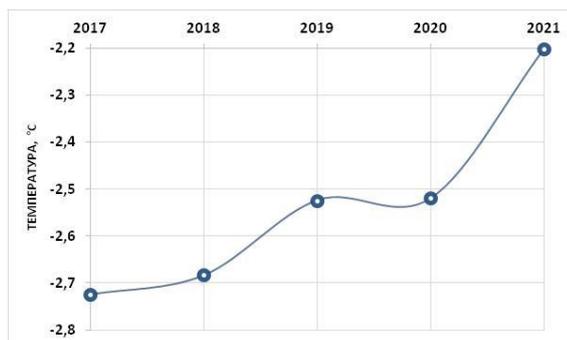


Рис. 10 Среднегодовая температура пород на слабозадержанной супесчано-суглинистой поверхности

Среднегодовая температура на подошве СТС (с супесчаными отложениями) следует за колебаниями температуры воздуха, в том числе зимней (несмотря на холодный летний период в 2018 г. и вследствие этого небольшую среднегодовую температуру воздуха, среднегодовая температура пород имеет высокое значение за счет теплой и снежной зимы).

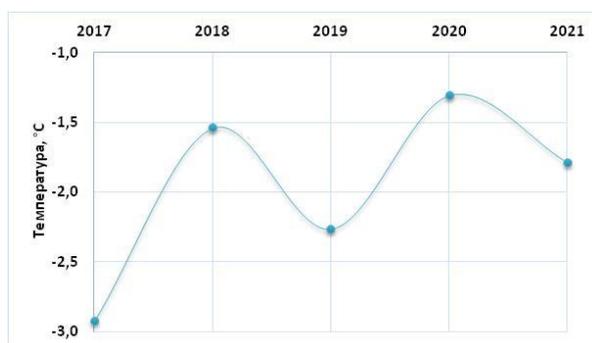


Рис. 11 Среднегодовая температура пород на подошве СТС

Температура пород в торфянике несколько выше, чем в минеральных породах (соответственно одному 2021 году наблюдений).

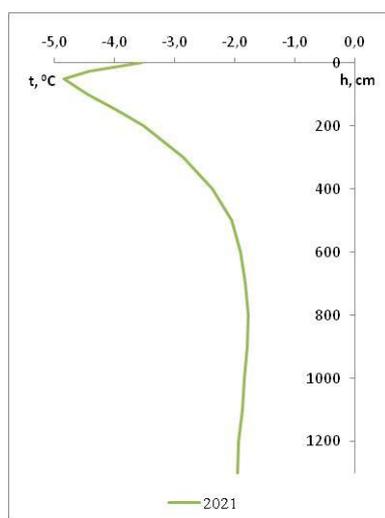


Рис. 12 Среднегодовая температура пород в торфянике

На севере Гыданского полуострова среднегодовая температура пород на подошве СТС слабозадержанной супесчаной поверхности имеет более низкие значения и растет вслед за температурой воздуха.

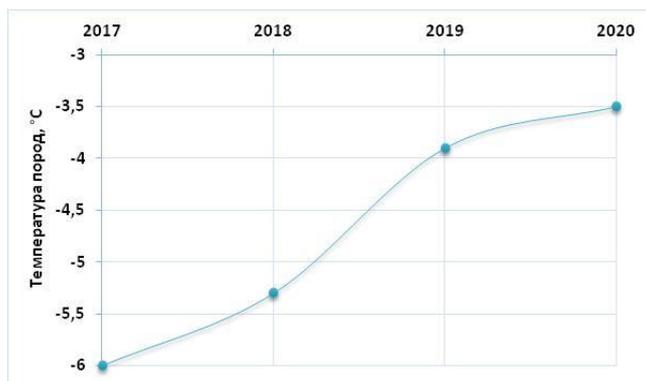


Рис. 13 Среднегодовая температура пород на подошве СТЗ слабозадернованной супесчаной поверхности

Таким образом, на севере Западной Сибири климатические колебания последних десятилетий привели к повышению среднегодовой температуры пород и увеличению глубины протаивания на всех ключевых участках, начиная с особо теплых 2012 и 2016 гг. Скорость увеличения глубины протаивания составила 0,6 см/год за последние 30 лет и от 0,1 до 2 см/год за последние 5 лет. Скорость роста среднегодовой температуры пород за последние 30 лет на глубине 7-10 м составила 0,13-0,04 °С/год, а за последние 10 лет – 0,17-0,10 °С. Повышение среднегодовой температуры пород на подошве сезонноталого слоя следует за повышением температуры воздуха как летней, так и зимней. Наблюдается переход среднегодовой температуры пород СТЗ из отрицательных значений в положительные на склоновых закустаренных участках.

Исследования проводятся при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60222 (в 2018-2020 гг), РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научных проектов №№ 18-45-890013 (2018 г) и 19-45-890011 (с 2019 г). Методические подходы разрабатываются при выполнении работы по госзаданию № 121041600042-7.

Литература

1. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Климат в Арктической зоне России: анализ современных изменений и модельные проекции на XXI век // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2016. – № 1. – С. 61-70.
2. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние климатических изменений над сушей вне тропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI в. по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 31–42.
3. Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факашук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология, № 4, 2019, с. 99-109.
4. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе российской Арктики // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, №2, с. 15-30.
5. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: ФГБУ НИЦ «Планета», 2014. 58 с.
6. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год. М.: Росгидромет, 2015. 107 с.
7. Национальный доклад «Глобальный климат и почвенный покров России: оценка рисков и эколого–экономических последствий деградации земель. Адаптивные системы и технологии рационального природопользования (сельское и лесное хозяйство)» (под редакцией А.И. Бедрицкого) М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, ГЕОС. 2018. 357 с.
8. Стрелецкий Д.А., Шикломанов Н.И., Гребенец В.И. Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2012, Т. 16, № 1. С. 22–32.

9. Abramov A., Davydov S., Ivashchenko A., Karelin D., Kholodov A., Kraev G., Lupachev A., Maslakov A., Ostroumov V., Rivkina E., Shmelev D., Sorokovikov V., Tregubov O., Veremeeva A., Zamolodchikov D. & Zimov S. (2019): Two decades of active layer thickness monitoring in northeastern Asia, *Polar Geography*.
10. Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A. Permafrost is warming at a global scale *Nat. Commun.*, 2019, 10, 264.
11. Boike, J., Nitzbon, J., Anders, K., Grigoriev, M., Bolshiyarov, D., Langer, M., Lange, S., Bornemann, N., Morgenstern, A., Schreiber, P., Wille, C., Chadburn, S., Gouttevin, I., Burke, E., and Kutzbach, L.: A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and permafrost models, *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 261–299, 2019.
12. Stephenson S.R., Smith L.C., Agnew J.A. Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic // *Nature Climate Change*. 2011. Vol. 1, N 6. P. 156–160.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

Богатова Д.М.¹

¹ Географический факультет, Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия, *e-mail: aleksyutina@geogr.msu.ru*

Берега Российской Арктики, сложенные мерзлыми дисперсными грунтами, очень чувствительны к изменениям природной среды в том числе изменению климата. В данной работе представлены результаты исследования пространственных закономерностей динамики берегов Карского моря на примере нескольких ключевых участков. Для лучшего понимания особенностей была разработана улучшенная методика определения темпов отступления берега, позволяющая избегать некоторых неточностей и погрешностей.

SPATIAL PATTERNS OF THE COASTAL DYNAMICS AT THE KARA SEA

Bogatova D.M.¹

¹ Geography Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *e-mail:*
aleksyutina@geogr.msu.ru

The Russian Arctic coasts composed of frozen un lithified soils are very sensitive to changes in the natural environment including climate change. This work presents the results of spatial patterns of coastal dynamics in the Kara Sea on the example of several key areas. For a better understanding of these features, an improved method for determining the rates of coastal retreat has been developed, which allows avoiding some inaccuracies and errors.

Побережье и шельф Карского моря содержат множество месторождений углеводородов, разведка и добыча которых будет способствовать развитию инфраструктуры данного региона. Освоение и использование труднодоступной Арктики и так является достаточно дорогостоящим делом, а наличие высокодинамичной системы, к которой относятся мерзлые берега, только усложняет этот процесс. Берега Карского моря, сложенные дисперсными мерзлыми грунтами, очень динамичны и могут разрушаться со скоростями до нескольких метров в год, а на отдельных участках в некоторые годы – десятков метров в год. Недоучет природных особенностей Карского региона и недопонимание пространственных закономерностей связанных с динамикой берегов может грозить экологической катастрофой в случае хозяйственного освоения территории. Целью данного исследования было получение пространственных закономерностей динамики берегов Карского моря. В ходе работы по выбранной тематике было выбрано три ключевых участка Карского моря – Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы близ подводного перехода трубопровода «Бованенково-Ухта»

и участка берега к юго-западу от поселка Харасавэй. Мониторинг за динамикой берегов выбранных ключевых участков ведется сотрудниками лаборатории геоэкологии Севера начиная с конца 1980-х годов. Протяженность изучаемых участков: Уральский берег 4,5 км, Ямальский берег 10 км, Харасавэй – 9 км. Территория исследований относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. В геоморфологическом плане исследуемые участки включают несколько уровней: пляж, лайда (затопляемая в период сильных нагонов территория) высотой до 4 м, низкая терраса с абсолютными отметками 4-9 м, высокая терраса 10-20 м

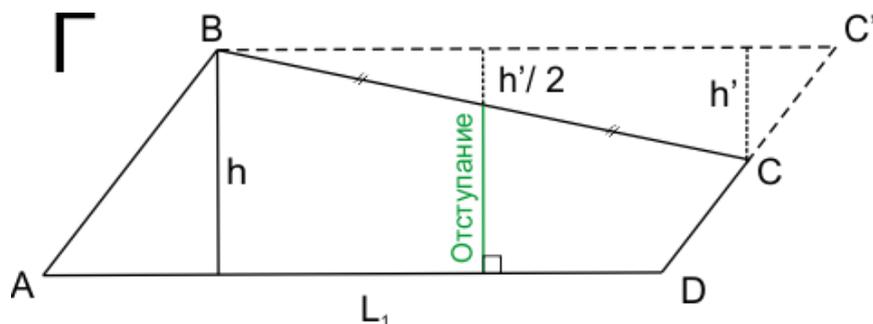
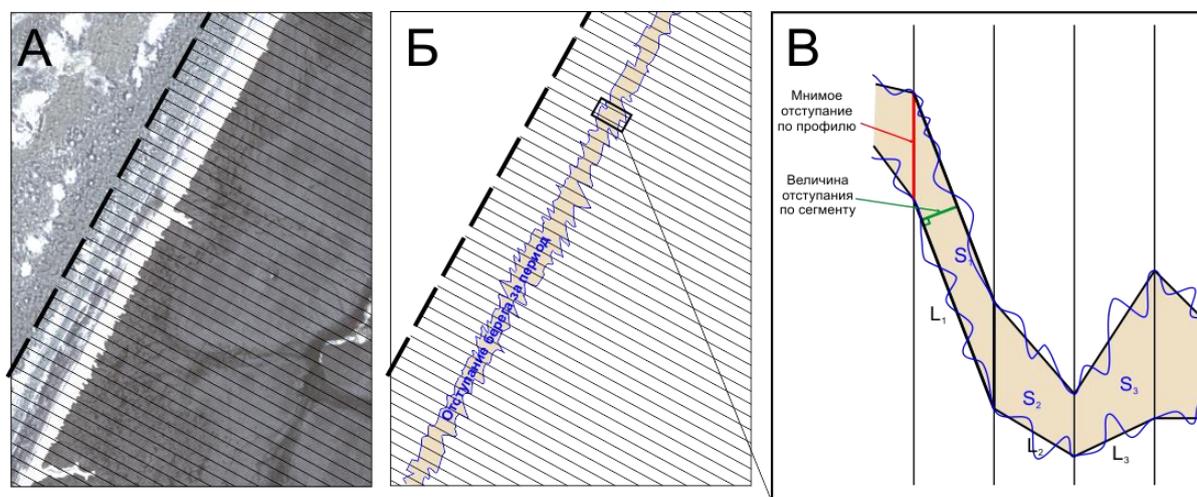
Методика. При дешифрировании данных дистанционного зондирования для определения скоростей отступления берегов в рамках проекта под береговой линией подразумевалась явно выраженная бровка эрозионного уступа или граница растительности в случае с низкими (лайдовыми) берегами. Именно положение этой линии и дешифрировалось при исследовании на ключевых участках Карского моря. Весь набор снимков был подгружен в ArcMap 10.2 и привязан в координатной системе WGS 84 UTM42N. Привязка наиболее современных снимков производилась с помощью сети наземных опорных пунктов, координаты которых были заранее определены в ходе полевых экспедиций прошлых лет и положение которых можно считать стабильным во времени: дороги, углы зданий, границы коффердамов, места слияния ручьев, берега озер и др.

Для оценки отступления берега на исследуемый участок наносилась сеть параллельных профилей с постоянным шагом (в данной работе - 10 метров), отстроенных от произвольной прямой, проведенной для удобства примерно по общему простиранию берега данного участка (рис.1 А). Далее попарно брались оцифрованные береговые линии разных годов (последовательно от старых к новым). Ограниченная этими двумя линиями площадная фигура визуально демонстрировала отступление берега за некий интервал времени (рис. 1Б). Для численной оценки процесса последняя фигура «нарезалась» линиями профилей, по образованным сегментам вычислялись локальные отступления: сегмент можно аппроксимировать до четырехугольника с двумя параллельными сторонами (рис.1В), деление площади (S) которого на основании (участок «нового» берега) давало отрезок, перпендикулярный основанию (рис. 1Г). Площадь образованной перпендикулярами фигурой рассчитывалась автоматически в программе. Величины L определялись вручную для каждого участка берега.

Данный метод, в отличие от определения величины отступления сугубо по профилям, избегает ненормального распределения с погрешностью, потенциально стремящейся к бесконечности (рис. 1Г) в случаях участков берега, неперпендикулярных направлениям профиля. То есть, участки развития оврагов также можно не исключать, ибо это является неотъемлемым процессом развития берегов Российской Арктики. Кроме того, расчеты через площади сегментов позволяют учитывать небольшие участки локальных отступаний, не попадающих на линии профилей. Поскольку ключевые участки берега имеют протяженность 5-10 км вдоль берега, то гидрометеорологический фактор динамики берегов можно было распространить на участок целиком.

При проведении исследований динамики береговой линии принято оценивать отступление берега за единицу времени (обычно метров в год). Такой подход не всегда удачен, так как наблюдения показывают значительную изменчивость годовых скоростей изменения береговой линии: в один год отступление может быть очень большим, а последующие практически нулевым. Таким образом, получая среднюю скорость за какой-то период времени и сравнивая ее с другой, полученной за другой период, исследователь может попасть в ситуацию, когда среднегодовая скорость зависит от выбранных интервалов времени и не всегда позволяет увидеть влияние особенностей строения берега на процесс его разрушения. В данной работе, кроме традиционной

оценки отступления берега в метрах в год, использовалась оценка отступления берега на единицу термической энергии. Под термической энергией подразумевалась сумма градусо-дней с положительной температурой воздуха по данным реанализов ERA Interim (1979-2018) и ERA Clim (1923 – 2010) [2].



$$\text{Отступление} = \frac{S_{ABCD}}{L_1}$$

$$S_{ABCD} = S_{ABC'D} - S_{BC'C}$$

$$S_{BC'C} = L_1 \times h'/2$$

$$S_{ABC'D} = L_1 \times h$$

$$S_{ABCD} = L_1 \times h - L_1 \times h'/2 = L_1 \times (h - h'/2)$$

$$\text{Отступление} = \frac{S_{ABCD}}{L_1}$$

Рис 1. Схема методики определения темпов отступления берега

Для анализа пространственных закономерностей были построены вариограммы (по горизонтальной оси откладывалось количество профилей (в данной работе с шагом 10 метров), по вертикальной – значение дисперсии) относительных величин отступления берега за единицу термической энергии для всех ключевых участков берега за рассматриваемые периоды времени. Вариограммы используются в геостатистике для анализа и моделирования пространственной корреляции.

Результаты и обсуждение. Полученные результаты указывают на пространственную корреляцию величин отступления берега на протяжении как минимум первых сотен метров. То есть, наблюдается взаимосвязанное поведение изменений величины отступления берега на соседних профилях, таким образом эта величина на конкретном профиле определяется особенностью строения и эволюции сегмента берега в целом, а не каждого индивидуального профиля. В свою очередь индивидуальные особенности строения берега, по-видимому, определяют локальные вариации скоростей.

На типичной вариограмме по мере увеличения расстояния между сравниваемыми точками возрастает значение их дисперсии, которое в конце концов перестает расти и график выполаживается, достигая своего порога (Рис. 2, Рис.3). Расстояние, на котором кривая вариограммы доходит до этого порога, является зоной, в пределах которой все значения взаимосвязаны. На рисунке 2 заметный рост графика приостанавливается на отметке 110 профилей, что соответствует 1100 метрам – таков размер зоны влияния. Из рисунка 3 следует, что зона влияния в период 1972-1977 гг. для участка Харасавэй составляла порядка 700 м.

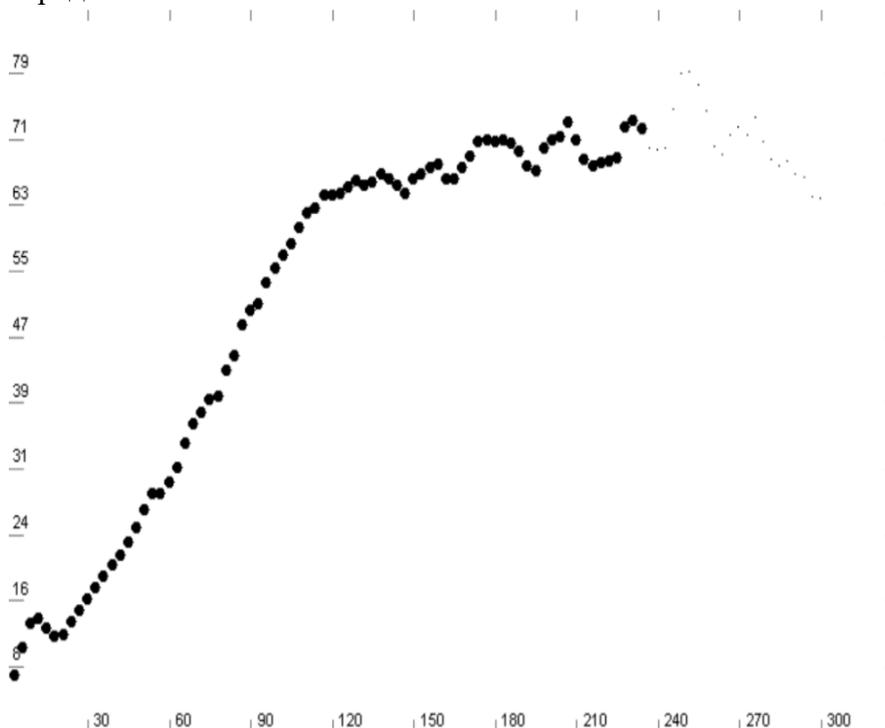


Рис.2 Вид «типичной» выполаживающейся вариограммы на примере данных за 2005-2012 гг. для Уральского берега



Рис.3 Вид «типичной» выполаживающейся вариограммы на примере данных за 1972-1977 гг. для Харасавэя

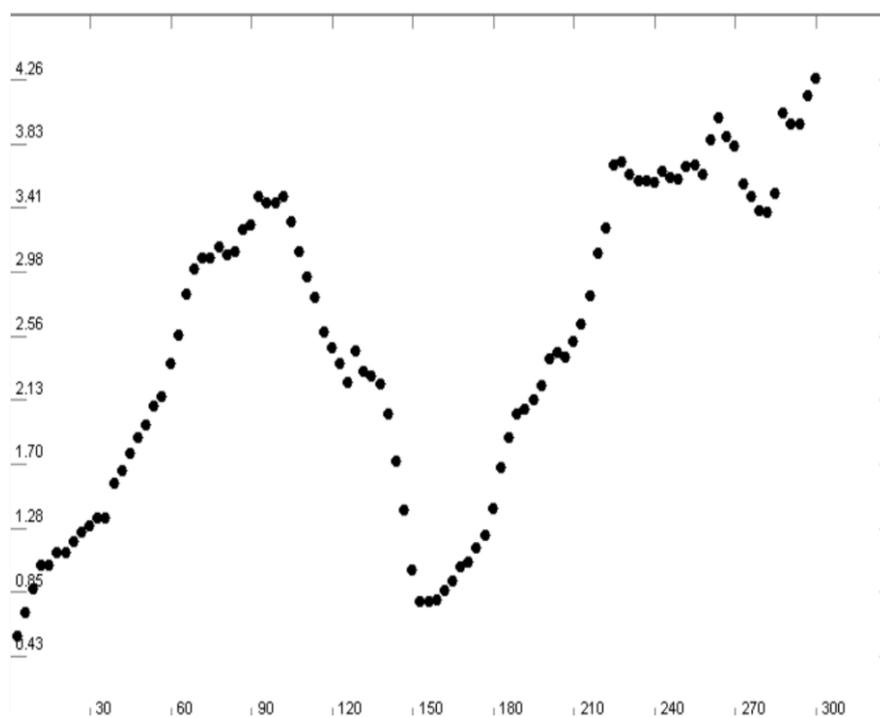


Рис. 4 Вариограмма по данным за 2005-2016 гг. для Ямальского берега

Если же при возрастании вариограммы отсутствует выход на порог, то это говорит о том, что масштаб явлений, оказывающих основное влияние на скорости отступления берега, превышает или сопоставим с протяженностью изученных участков (Рис. 5).

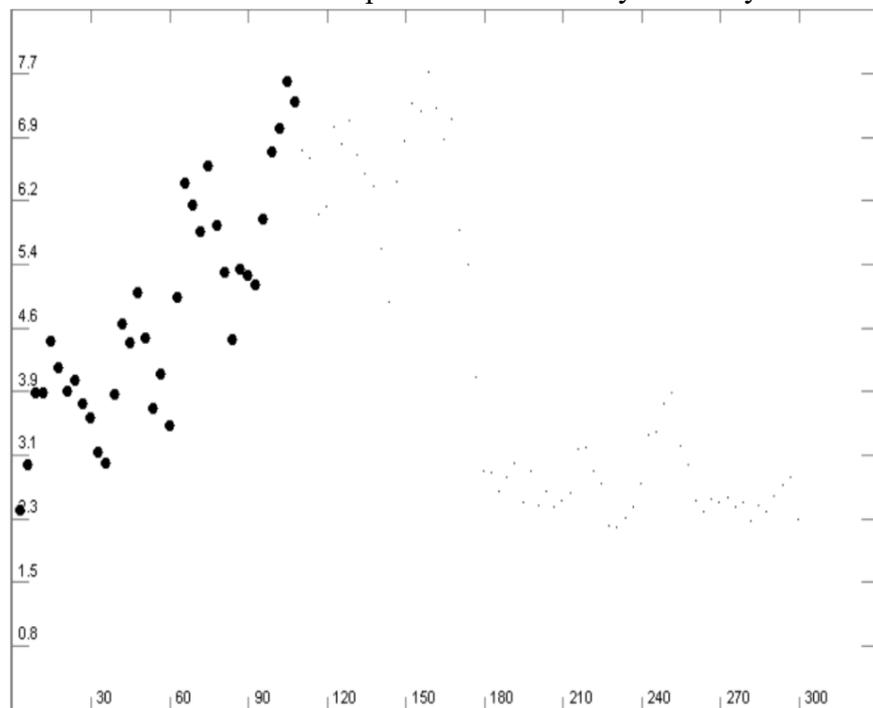


Рис. 5 Вариограмма по данным за 2015-2017 гг. для Уральского берега.

На диаграмме просматривается общий тренд увеличения дисперсии, однако отсутствуют как выход на порог, так и выраженные экстремумы. Это свидетельствует о наличии зоны влияния, превышающей размер исследуемой области

Основные природные факторы, определяющие динамику береговой криолитозоны, являются: термические и циркуляционные характеристики климата; гидродинамическая активность и колебания уровня моря; морфология берегов; мерзлотно-геологическое строение (особенности состава пород, их объемная льдистость, скопление подземного льда и пр.) [1], то есть условно эти факторы можно разделить на гидрометеорологический и геологический. Гидрометеорологические факторы (температурный и гидродинамический) определяют пространственную и временную изменчивость скоростей отступления. Геологический, главным образом, отвечает за пространственную изменчивость динамики берегов. То есть, современная береговая линия случит отражением свойств мерзлого берега на воздействие моря и положительных температур воздуха на это берег. Причем в каждой точке отступление связано в пространстве с отступанием соседних точек, что было продемонстрировано посредством вариограмм и выявлением зоны влияния. Таким образом, к природным факторам добавляется еще и фактор современной конфигурации береговой линии.

Литература

1. Григорьев, М. Н., Куницкий, В.В., Разумов, С.О., Спектор, В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. Т.Х. №4. 2006. - С.74-94.
2. Ogorodov, S., Aleksyutina, D., Baranskaya, A., Shabanova, N., and Shilova, O. Coastal erosion of the russian arctic: An overview. *Journal of Coastal Research* 95 (2020), 599–604

РЕЗУЛЬТАТЫ 40-ЛЕТНИХ МОНИТОРИНГОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ НА СТАЦИОНАРЕ ЧАБЫДА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия, svarlamov@mpi.ysn.ru

Аннотация. Представлены результаты 40-летнего мониторинга на стационаре “Чабыда” за тепловым состоянием мерзлотных ландшафтов при современном потеплении климата. Установлены количественные закономерности многолетней изменчивости параметров теплового состояния грунтов: температуры грунтов в слое годовых теплооборотов, глубины сезонного протаивания. Показана динамика многолетней изменчивости среднегодовой температуры грунтов, свидетельствующая о термической устойчивости как высокотемпературных, так и низкотемпературных мерзлых пород. Основным регулирующим фактором теплового состояния грунтов мерзлотных ландшафтов являются короткопериодные колебания режима снегонакопления. Глубина сезонного протаивания характеризуется малой межгодовой изменчивостью, слабо реагирует на потепление климата и тенденции ее увеличения или уменьшения статически незначимы.

RESULTS OF 40-YEAR MONITORING STUDIES OF CRYOLITHOZONE AT THE CHABYDA STATIONARY (CENTRAL YAKUTIA)

Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, svarlamov@mpi.ysn.ru

Abstract. This paper presents the results of 40 years of observations conducted at the Chabyda station to monitor the thermal state of permafrost landscapes under current climatic warming. Quantitative patterns of long-term variability of parameters of the thermal state of soils are established: soil temperatures in the layer of annual heat exchanges, depths of seasonal thawing. The dynamics of long-term variability of the average annual temperature of soils is shown, which indicates the thermal stability of both high-temperature and low-temperature frozen rocks. The main regulating factor in the thermal state of soils in permafrost landscapes is short-term fluctuations in the snow accumulation regime. The depth of seasonal thawing is characterized by low interannual

variability, weakly responds to climate warming, and the trends of its increase or decrease are statically insignificant.

В 1981 г. в 20 км к юго-западу от г. Якутска для проведения режимных наблюдений за тепловым состоянием верхних горизонтов многолетнемерзлых пород Институтом мерзлотоведения СО РАН был организован теплобалансовый стационар “Чабыда”. Деятельность стационара и результаты многолетних наблюдений на нем отражены во многих публикациях авторов, а также в документах, выходящих под эгидой Федеральной службы гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [1, 2]. К настоящему времени накоплен значительный объем длительных 40-летних рядов наблюдений, не имеющих аналогов в Якутии. Информация, полученная на стационаре, позволяет оценить реакцию верхних горизонтов криолитозоны на климатические колебания последних десятилетий.

Стационар “Чабыда” расположен в зоне средней тайги и характеризует как низкотемпературную, так и высокотемпературную криолитозону. Детальная характеристика наблюдательных площадок и их расположение на стационаре даны в двух монографиях [3, 4].

Рельеф района исследований характеризуется сочетанием пониженных и возвышенных участков холмисто-увалистой равнины. Пониженные участки представляют собой днища ручьев и распадков, сухие возвышенные участки – склоны различной крутизны и водораздельные пространства. На пониженных участках распространены мелко- и среднезернистые пески, местами перекрытые маломощным до 1 м слоем органогенных отложений (торфом), на склонах грунты представлены мелко- и среднезернистыми песками, на водоразделах в верхних горизонтах супесями, ниже – песками. Объектами исследований являются горные породы слоя годовых теплооборотов или, иначе говоря, слоя годовых температурных колебаний (верхние 10-20 м).

На территории стационара в зависимости от ландшафтных условий мощность сезонноталого слоя (ξ) грунтов с разным механическим составом и влагосодержанием, под влиянием растительного, напочвенного покровов, изменяется в больших пределах: от 0,4 до 4,0 м, среднегодовая температура грунтов (T_0) на глубине 10 м варьирует от -0,2 до -5,0 °C [4].

Экспериментальные площадки (Пл) были организованы в двух типах местности: в мелкодолинном (днище долины ручья) – на сфагново-багульниково-ерниковой мари (Пл-3а), мохово-осоково-вейниковой низине (Пл-8а), мохово-багульниково-ерниковой листовенничной редине (С-1) и в мохово-багульниково-брусничном листовенничнике (Пл-8) на днище ложбины стока; в склоновом – в мертвопокровно-толокнянковом сосняке на пологом склоне (Пл-5, Пл-6б), на приводораздельных склонах в толокнянковом сосняке (Пл-7б) и брусничном листовенничнике (Пл-9), на умеренно-крутых склонах в брусничном сосняке северной (Пл-10) и толокнянковом сосняке южной (Пл-11) экспозиций.

Наблюдения за термическим режимом грунтов деятельного слоя на стационаре “Чабыда” проводились в теплые сезоны 1981 и 1982 гг. ежедневно, в 7 сроков, а в холодный сезон 1982-1983 гг. – в 4 стандартных срока. В годовые циклы 1983-1986 гг., летом, наблюдения проводились один раз в пентаду, в 4 срока. В 1981-1987 гг. замеры температуры грунтов в слое годовых теплооборотов проводились один раз в декаду. С 1987 г. термические наблюдения проводятся по более сокращенной программе – 15 числа каждого месяца. Также в зимний период ежемесячно наблюдается высота снежного покрова, а в конце теплого сезона – глубина сезонного протаивания. Методика проведения геотермического мониторинга показала свою надежность и может с успехом использоваться в разных природно-климатических условиях.

Современные изменения климата.

Для анализа изменчивости и трендов основных параметров климата (температуры воздуха, осадков и высоты снежного покрова) за период наблюдений мы использовали архивы Якутской метеостанции, которая расположена ближе всего к стационару. В Якутске по нормам 1961-1990 гг. среднегодовая температура воздуха $-10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 235 мм, средняя высота снега зимой 18,9 см. В период 1981-2020 гг. среднегодовая температура воздуха повысилась на $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и составила $-8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, годовая сумма осадков равная 233 мм практически не изменилась, отмечено небольшое увеличение среднезимней высоты снега (22 см). В Якутске с конца 1960-х годов по настоящее время наблюдается значительное потепление с тенденцией к увеличению на $0,066\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, что выше, чем в большинстве северных регионов России. Второе десятилетие XXI века было самым теплым ($-7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) за всю историю наблюдений в Центральной Якутии.

Как видно на рис. 1а, среднегодовая температура воздуха испытала статистически значимое и последовательное потепление. Эта тенденция к потеплению в первую очередь связана с более высокими зимними температурами (октябрь – апрель). Вклад

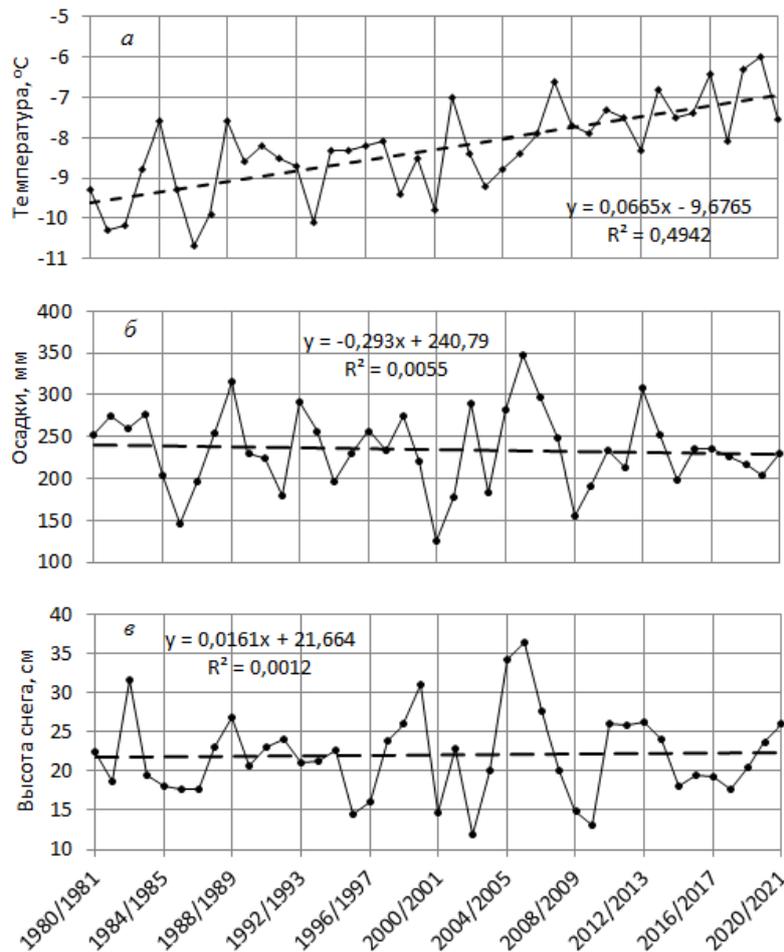


Рис. 1. Многолетний ход среднегодовой температуры воздуха (а), годовой суммы осадков (б) и среднезимней высоты снежного покрова (в) в Якутске, 1981-2021 гг. Пунктирная линия - линейный тренд.

летних месяцев (май – сентябрь) менее значителен [5]. Аномально холодные и аномально теплые были соответственно 1986/87 и 2019/20 гидрологические (октябрь-сентябрь) годы, 6 лет были холодными (1981/82, 1982/83, 1987/88, 1993/94, 1998/99, 2000/01) и 5 лет были теплыми (2001/02, 2007/08, 2013/14, 2016/17, 2018/19).

На рис. 1б видно, что на протяжении последних десятилетий годовая сумма осадков в Якутске сильно менялась от года к году. За 40-летний период наблюдается небольшая тенденция к снижению, 6 лет были влажными (1988/89, 1992/93, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2012/13), 1 год аномально влажным (2005/06), 4 года засушливыми (1991/92, 2001/02, 2003/04, 2008/09) и 2 года аномально засушливыми (1985/86 2000/01). Период исследований характеризовался значительными межгодовыми колебаниями высоты снежного покрова, сроков наступления и таяния снежного покрова. Осень 2004 г. отличалась аномально ранним установлением устойчивого снежного покрова, ранним сроком установления снежного покрова были отмечены в 1982, 1999 и 2010 годы, поздним установлением - в 1983, 1986, 1988, 1990, 1996, 2007 и 2016 годы. Накопление снега 2004/05 и 2005/06 гг. характеризуется как аномально многоснежные, 1982/83, 1998/99, 1999/00 и 2006/07 гг. отличаются многоснежными и 1995/96, 2000/01, 2002/03, 2008/09 и 2009/10 гг. оказались как малоснежные (рис. 1в).

Анализ многолетней изменчивости температуры грунтов.

К настоящему времени по площадкам С-1 и 5 имеется база геотемпературных данных за 41 год наблюдений, по пл. 8 – за 40 лет, по пл. 9 – за 37 лет, а по остальным площадкам – за 36 лет. Такой представительный материал позволяет качественно провести анализ изменчивости основных тепловых параметров слоя годовых теплооборотов и сделать объективные выводы. Представление о многолетней изменчивости величин ξ , T_{ξ} и T_0 на экспериментальных площадках дает табл. 1.

Таблица 1. Средние многолетние и экстремумы основных тепловых параметров грунтов слоя годовых теплооборотов.

| Площадка, скважина (годы наблюдений) | ξ , м | | | T_{ξ} , °C | | | T_0 , °C | | |
|--|-----------|---------|------|----------------|---------|------|------------|---------|------|
| | Min | Среднее | Max | Min | Среднее | Max | Min | Среднее | Max |
| Мелкодолинный тип местности | | | | | | | | | |
| С-1(1981-2021гг.) | 0,81 | 1,06 | 1,28 | -5,1 | -2,7 | -0,6 | -3,4 | -2,7 | -1,8 |
| 3а (1986-2021 гг.) | 0,37 | 0,46 | 0,53 | -7,4 | -4,9 | -1,3 | -4,9 | -3,9 | -2,8 |
| 8 (1982-2021 гг.) | 0,86 | 1,17 | 1,37 | -5,5 | -3,5 | -1,3 | -3,3 | -2,7 | -1,9 |
| 8а (1986-2019 гг.) | 0,65 | 1,01 | 1,45 | -6,5 | -3,3 | 0,1 | -4,5 | -3,3 | -1,8 |
| Склоновый тип местности | | | | | | | | | |
| 5 (1981-2021 гг.) | 3,26 | 3,50 | 3,86 | -1,0 | -0,4 | -0,1 | -0,6 | -0,4 | -0,3 |
| 6б (1986-2021 гг.) | 3,54 | 3,77 | 4,11 | -0,9 | -0,4 | 0,0 | -0,6 | -0,4 | -0,2 |
| 7б (1986-2021 гг.) | 1,70 | 1,87 | 2,00 | -2,3 | -1,2 | -0,4 | -1,5 | -0,9 | -0,3 |
| 9 (1985-2021 гг.) | 1,31 | 1,52 | 1,72 | -3,8 | -2,5 | -1,0 | -2,5 | -2,2 | -1,8 |
| 10 (1986-2021 гг.) | 1,63 | 1,92 | 2,11 | -2,8 | -1,8 | -0,7 | -2,4 | -2,0 | -1,6 |
| 11 (1986-2021 гг.) | 1,73 | 1,91 | 2,27 | -2,2 | -1,0 | -0,2 | -1,5 | -1,2 | -0,9 |

Наибольшие колебания T_0 установлены в ландшафтах мелкодолинного типа местности (см. табл. 1). Эти изменения обуславливались в основном влиянием двух зимних факторов: условиями снегонакопления и суммой температур воздуха за холодный период. Причем первый фактор в условиях резко континентального климата Центральной Якутии является преобладающим. За весь период наблюдений самые низкие и высокие среднегодовые температуры на площадках мелкодолинного типа

местности были отмечены соответственно в 2003/04 и 2006/07 гидрологические годы. В склоновом типе местности пик понижения температуры грунтов также пришелся на 2003/04 г., а пик повышения температуры отмечался в 2007/2008 г. Исключением здесь является пл. 76, где самая низкая температура грунтов отмечена в 1987/88 гг. (рис. 2).

Зима в 2002/03 гг. была аномально малоснежной и с аномально поздним сроком образования устойчивого снежного покрова (см. рис. 1*в*). Это стало главной причиной сильного охлаждения грунтов, несмотря на достаточно теплый год. Последующие годы характеризовались многоснежными зимами, что привело к резкому повышению температуры грунтов. В период с 2002/03 по 2006/07 (2007/08) гг. температура грунтов на подошве деятельного слоя в этих типах местности повысилась на 0,5-6,0 °С и на подошве слоя годовых теплооборотов на 0,3-2,7 °С. Зимы 2008/09 и 2009/10 годов характеризовались как аномально малоснежные с поздними сроками образования устойчивого снежного покрова, поэтому грунты сильно охладились почти до уровня 2002/03 гг., несмотря на аномально теплые годы. Последующие зимы охарактеризовались близкими к среднемноголетним значениям высоты снежного покрова и поэтому среднегодовые температуры грунтов на подошвах слоя сезонного протаивания и годовых теплооборотов были близки к среднемноголетним значениям. Следует отметить, что корреляционная связь между температурами на подошве слоя сезонного протаивания и средними зимними высотами снежного покрова довольно высокая (коэффициенты корреляции – 0,55-0,74) [4].

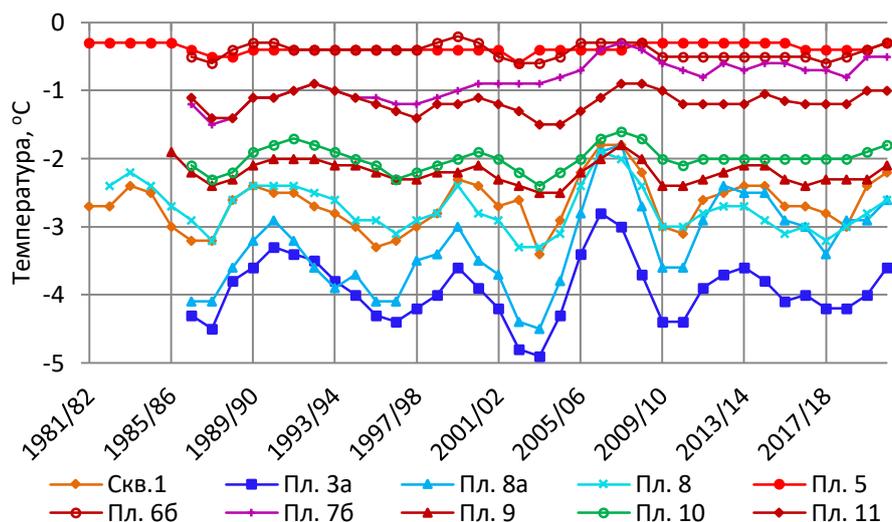


Рис. 2. Многолетняя изменчивость температуры грунтов слоя годовых теплооборотов на глубине 10 м на стационаре “Чабыда”.

По данным многолетних наблюдений тренды повышения среднегодовых температур слоя годовых теплооборотов выражены крайне слабо. Статистически значимые тренды повышения температуры отмечены лишь на двух площадках: 76 (0,21 °С/10 лет) и 8а (0,32 °С/10 лет) (табл. 2). Во многом это было вызвано выше отмеченными аномально многоснежными зимами, а площадка 8а в течение нескольких теплых сезонов затоплялась тальными водами. Кроме того, первые годы анализируемого периода (1986-1988 гг.) были достаточно холодными. Также следует отметить, что в этих типах местности на площадках 6б, 8 и 9 наблюдаются тренды понижения T_0 . Это связано, в первую очередь, с увеличением затенения поверхности под пологом древостоя его кронами и подрастанием кустарникового и кустарничкового покровов.

Таблица 2. Тренды среднегодовой температуры грунтов на подошве слоя годовых теплооборотов (глубина 10 м)

| Тип местности | Грунт, площадка (пл) и их номера | Термический тип | Период наблюдений | Тренды, °С/10 лет |
|---------------|----------------------------------|-----------------|-------------------|-------------------|
| Мелкодолинный | Песок (Пл. 8, С-1) | -3...-2 | 1981-2019 | -0,08...0,07 |
| | Торф, песок (Пл. 3а, 8а) | -5...-3 | 1986-2019 | 0,00...0,32 |
| Склоновый | Песок (Пл. 6б, 5, 7б) | -1...0 | 1981-2019 | -0,02...0,21 |
| | Супесь, песок (Пл. 11, 10) | -2...-1 | 1986-2019 | 0,02...0,03 |
| | Суглинок, супесь, песок (Пл.9) | -3...-2 | 1985-2019 | -0,04 |

По данным многолетних наблюдений экспериментально установлен тепловой эффект аномальных зим. Так, одна теплая и малоснежная зима может понизить температуру грунтов значительней, чем холодная и многоснежная. А аномально холодная зима способна произвести более сильный эффект, чем несколько следующих друг за другом аномально теплых [6].

Важнейший вывод из результатов многолетних наблюдений состоит в том, что температура грунтов, испытывая значительные межгодовые и короткопериодные колебания, связанные в основном с большой изменчивостью режима снегонакопления, имеет очень слабую тенденцию к повышению. На фоне значительных изменений среднегодовой температуры воздуха (в г. Якутске за период 1981-2021 гг. тренд повышения составил 0,063 °С/год) термическое состояние слоя годовых теплооборотов на площадках склонового типа местности стационара “Чабыда” остается стабильным.

Анализ многолетней изменчивости глубины сезонного протаивания грунтов.

Как известно, глубина сезонного протаивания (ξ) зависит от механического состава грунтов, их влажности, характера растительного и напочвенного покровов. Наибольшая многолетняя межгодовая изменчивость $\Delta\xi$ характерна для грунтов мелкодолинного типа местности и составляет 13,8-37,7 % от их максимального экстремума. В склоновом типе местности $\Delta\xi$ изменяется в пределах 10,9-23,8 % (см. табл. 1 и рис. 3). Ранее считалось, что основными факторами, определяющими межгодовую изменчивость мощности сезонноталого слоя, являются сумма положительных температур воздуха и летние осадки. Однако последние разработки по этому вопросу показывают, что многолетние изменения глубины сезонного протаивания и сумм летних температур воздуха недостаточно четко коррелируют между собой [7].

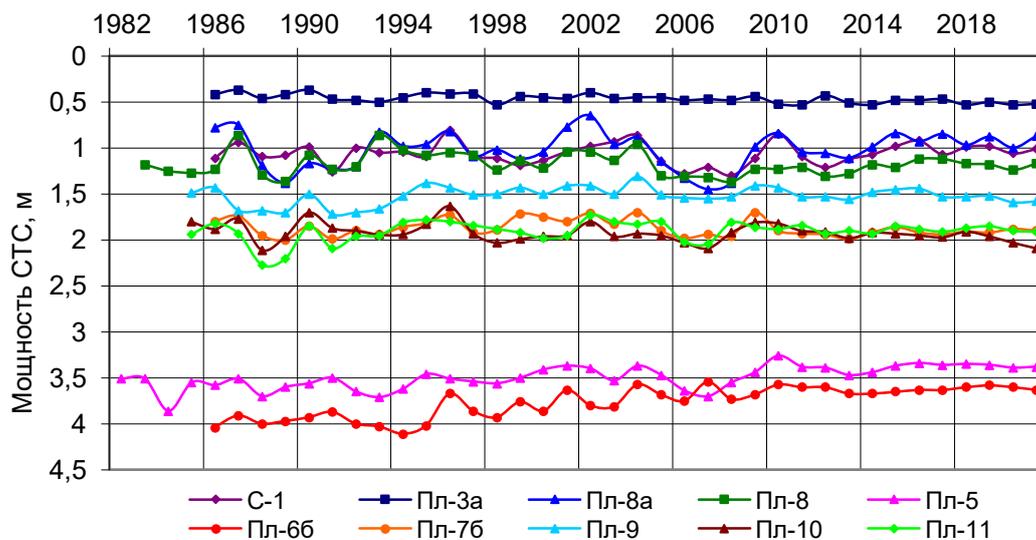


Рис. 3. Многолетняя изменчивость мощности сезонноталого слоя на стационаре “Чабыда”.

Наибольшие значения ξ (3,63—4,11 м) отмечены на площадке 6б (верхняя часть пологого песчаного склона), наименьшие (0,30—0,58 м) — на площадке 3а (днище долины ручья с торфяным грунтом). На десяти площадках стационара в среднем максимальная мощность ξ (1,81 м) приходится на 1988-1989 и 2006-2008 гг.

Вероятнее всего, внутригрунтовые условия, а именно – колебания влажности могут быть одной из основных причин, влияющих на глубину протаивания. Анализ полученных данных на стационаре показывает, что наибольшие межгодовые изменения ξ свойственны ландшафтам мелкодолинного типа местности (до 80 см). На площадках в склоновом типе местности эти изменения составили 30 – 60 см (см. табл. 1).

В мелкодолинном типе местности на площадках 3а и 8 отмечено увеличение глубины сезонного протаивания. На площадках склонового типа местности (5, 6б, 9, 11) наблюдаются тенденции ее понижения. И если на водораздельном участке (пл.9) это уменьшение можно связать с интенсивным произрастанием кустарничкового почвенного покрова, то на пл.5 и 6б, вероятней всего, существенную роль играют колебания уровня надмерзлотных вод сезонноталого слоя. На остальных площадках (7б, 10) при значительных межгодовых изменениях глубины сезонного протаивания наблюдается тенденция ее небольшого роста.

Максимальные глубины сезонного протаивания на отдельных площадках наблюдались в разные годы. В мелкодолинном типе местности (пл.1, 3а, 8, 8а) они отмечены в 2007-2008 годы. В склоновом типе местности максимумы ξ выявлены в следующие годы: пл.5 – 1984 г., пл.6б – 1995 г., пл.7б – 1989 г., пл.9 – 1991 г., пл.10 и 11 – 1988 г.

Таким образом, при потеплении климата даже в пределах одного типа местности может обнаруживаться противоположная направленность в современных изменениях глубины сезонного протаивания грунтов. Это служит веским доказательством того, что мощность сезонноталого слоя не является чувствительным индикатором современных изменений климата.

Анализ большого объема экспериментальных данных подтвердил вывод о слабом отклике глубины сезонного протаивания на современные изменения климата [8]. Наблюдения убедительно показывают, что в условиях современного потепления климата не всегда происходит увеличение глубины сезонного протаивания грунтов. Максимумы и минимумы этой величины на различных площадках стационара наблюдается, чаще всего, в разные годы. Это свидетельствует о том, что глубина сезонного протаивания зависит не только от многолетних изменений температуры воздуха в теплый период, но и от увлажненности грунтов.

Выводы

Еще в конце прошлого века нами был сделан вывод об устойчивости термического режима многолетнемерзлых грунтов и их слабой реакции на изменчивость климатических факторов [3]. Последующие годы подтвердили этот тезис.

По итогам анализа 40-летнего мониторинга сделаны главные выводы:

1. Многолетняя динамика теплового состояния слоя годовых теплооборотов при потеплении климата свидетельствует о термической устойчивости как высокотемпературных, так и низкотемпературных мерзлых пород. Основным регулирующим фактором динамики теплового состояния грунтов мерзлотных ландшафтов является режим снегонакопления.

Глубина сезонного протаивания, несмотря на значительные межгодовые колебания, слабо реагирует на потепление климата и не имеет значимых тенденций.

3. Результаты исследований теплового режима грунтов можно распространить на однотипные ландшафты Центральной Якутии.

Литература

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. http://downloads.igce.ru/publications/OD_2_2014/v2014/htm/.
2. Шестое национальное сообщение Российской Федерации. Электронный ресурс, код доступа: http://downloads.igce.ru/publications/nac_soobs/nc_2014.pdf.
3. Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. – 144 с.
4. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. - Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. - 218 с.
5. Скачков Ю.Б. Современная изменчивость основных элементов климата г. Якутска // Материалы российской. конф. Восьмое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу, 8-10 октября 2009 г., г. Томск. – Томск: Аграф-Пресс, 2009. - С.83-84.
6. Скачков Ю.Б. Аномальные зимы и их роль в формировании термического режима грунтов // Материалы Третьей конференции геокриологов России. – М.: Изд-во МГУ, 2005. - Т. 3. - С. 239-244.
7. Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // Криосфера Земли, 2004, т. 8, № 4, с. 3-11.
8. Павлов А.В. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Ананьева, Д.С. Дроздов и др. In: *Earths Cryosphere*, 2002, vol. VI, No. 4. Pp. 30-39.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДОЛГОВРЕМЕННОГО МОНИТОРИНГА СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ В ТИПИЧНЫХ ТУНДРАХ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

Васильев А.А.^{1,2}, Облогов Г.Е.^{1,2}, Широков Р.С.¹

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; al.a.vasiliev@gmail.com

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Приведены результаты наблюдений за межгодовой динамикой глубины сезонного протаивания в доминантных ландшафтах типичной тундры Западного Ямала. Максимальной реакцией на потепление климата обладают дренированные ландшафты, увлажненные и болотные ландшафты имеют пониженную реакцию. Медленный рост глубины сезонного протаивания при потеплении климата объясняется осадкой дневной поверхности, скорость которой составляет 1-2 см/год. Увеличение высоты мохового покрова с 2 (1978) до 4 см (2021) препятствует протаиванию грунтов. При потеплении климата увеличивается контрастность в глубине протаивания.

RESULTS OF THE LONG -TERM MONITORING OF ACTIVE LAYER THICKNESS IN TYPICAL TUNDRAS OF WESTERN YAMAL

Vasiliev A.A.^{1,2}, Oblogov G.E.^{1,2}, Shirokov R.S.¹

¹Earth Cryosphere Institute of TyumSC SB RAS, Tyumen, Russia; al.a.vasiliev@gmail.com

²Tyumen State University, Tyumen, Russia

The results of observations of the interannual dynamics of the active layer thickness in the dominant landscapes of the typical tundra of Western Yamal are presented. Drained landscapes have the maximum response to climate warming, bogged and saturated landscapes have a reduced response. The slow increase in the depth of seasonal thawing under climate warming is explained by the surface lowering, the rate of which is 1-2 cm/year. An increase in the height of the moss cover from 2 (1978) to 4 cm (2021) prevents soil thawing. Contrast in the thickness of active layer increases under climate warming.

Проблема оценки реакции мерзлоты на текущие и прогнозируемые климатические изменения и возможных последствий для окружающей среды, промышленной и гражданской инфраструктуры и населения в последние десятилетия выдвинулась в ряд приоритетных [7]. Многочисленные модельные оценки на основе возможных климатических сценариев показывают, что должно наблюдаться повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород (ММП), сокращение площади распространения ММП, увеличение глубины сезонного протаивания, вплоть до опускания кровли мерзлоты [1]. Наблюдения показывают, что в значительной степени ожидаемые изменения оправдываются. Однако, в некоторых случаях прогнозируемого возрастания глубины сезонного протаивания не отмечается. Иногда, напротив, наблюдается сокращение глубины протаивания на фоне потепления климата. Работа

посвящена изучению этого несоответствия и анализу факторов, обуславливающих его, на примере Западного Ямала.

Наблюдения за глубиной сезонного протаивания грунтов проводятся в Марре-Сале (Западный Ямал) с 1978 г по настоящее время. Измерения проводятся всегда в конце теплого сезона, обычно, в конце августа, когда глубина сезонного протаивания составляет 95-100 % от максимальной. Наблюдениями охвачены все доминантные ландшафты типичной тундры: от дренированных тундр и песчаных раздувов до болот и торфяников. Всего наблюдения проводятся на 16 стационарных площадках. Помимо стационарных площадок наблюдения проводятся на площадке CALM R3 [5] площадью 1000 x 1000 м с разбивкой через 100 м. Измерения проводятся металлическим щупом длиной 2 м с ценой деления 1 см, в случае если глубина протаивания превышает 2 м, делается запись 200 см. На стационарных площадках кратность измерений до 2020 г составляла 10, а с 2020 г – 20 измерений. На площадке CALM измерения проводятся в узлах сетки с 6-кратной повторностью. В 2002 в узлах сетки были выполнены определения объемной влажности грунтов, плотности и отдельно мощности торфяного слоя в приповерхностном слое и высоты мохового покрова. Измерения мощности торфяного слоя и высоты мохового покрова были повторены в 2021 г. Кроме того, Н.Г. Москаленко с 1978 по 1989 гг. несколько раз по стандартной методике определила, высоту, проективное покрытие и встречаемость сфагнома на площадке увлажненной тундры [2]. Влажность грунтов сезонно-талого слоя определялась в 1978 г при бурении температурных скважин и ежегодно, начиная с 2016 г.

Данные по суточной температуре воздуха, осадкам, высоте снежного покрова и т.п. получены непосредственно на метеостанции Марре-Сале. Таким образом, сформирована база климатических данных, содержащая суточные значения климатических параметров.

Потепление в западной Арктике началось с 1970-х годов. На рис. 1 приведено изменение среднегодовой, летней и зимней температур воздуха и сумма положительных температур воздуха по данным метеостанции Марре-Сале. Среднегодовая температура с 1970 по 2020 гг. возросла с $-9,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, что близко к «жесткому» сценарию изменения климата [7], причем этот рост обеспечен преимущественно за счет летних температур, поэтому наблюдается значительный рост суммы положительных температур. Зимние температуры также выросли (рис. 1).

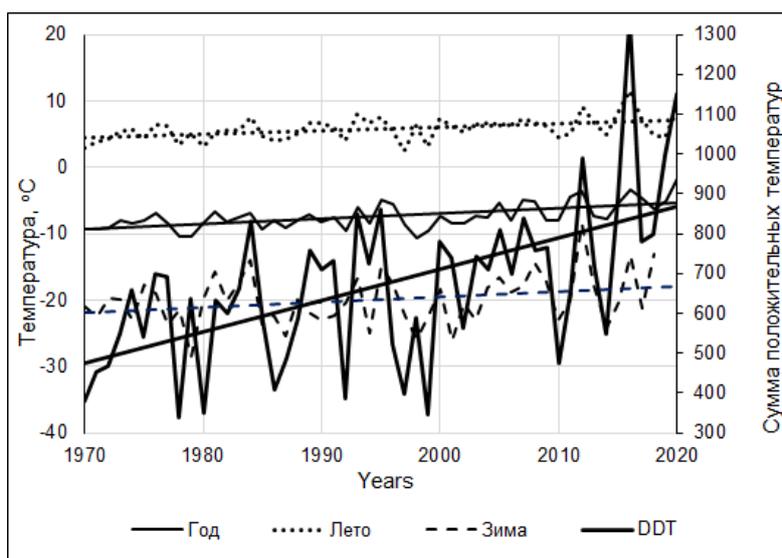


Рис. 1. Изменение среднегодовой, летней и зимней температуры и суммы положительных температур воздуха по данным метеостанции Марре-Сале.

Высокий рост суммы положительных температур с 500 (1970) до 870 (2020) объясняется, помимо возрастания средней летней температуры, увеличением продолжительности теплого периода с 1970 по 2020 гг. примерно на 20 дней. С 1970 по 2021 гг. наблюдается увеличение годовой суммы осадков на 1-3 мм/год и высоты снежного покрова со скоростью 1,8 см/год.

Результаты длительных наблюдений за изменением глубины сезонного протаивания в доминантных ландшафтах типичной тундры приведены на рис. 2.

Здесь приведены данные по межгодовой динамике сезонного протаивания по ландшафтам, отличающимся по условиям увлажненности: от сухих песчаных раздувов до болот. Как видно из рисунка заметное приращение глубины сезонного протаивания на фоне возрастания суммы положительных температур наблюдается в дренированных ландшафтах (пл. 6, 7 и в меньшей степени пл. 17). В болотах не наблюдается реального увеличения глубины сезонно-талого слоя (СТС), а в увлажненной полигональной тундре многолетний тренд имеет отрицательное значение. Т.е. в некоторых случаях потепление климата не вызывает видимого увеличения мощности СТС, а иногда даже наблюдается ее сокращение.

Известно, что глубина протаивания пропорциональна количеству поступившего тепла, мерой которого выступает сумма положительных температур воздуха и обратно пропорциональна затратам тепла на фазовые переходы (влажности грунтов СТС и льдистости подстилающего слоя) и теплоизолирующим свойствам растительного покрова. В последние годы установлено, что очень важную роль играет осадка дневной поверхности.

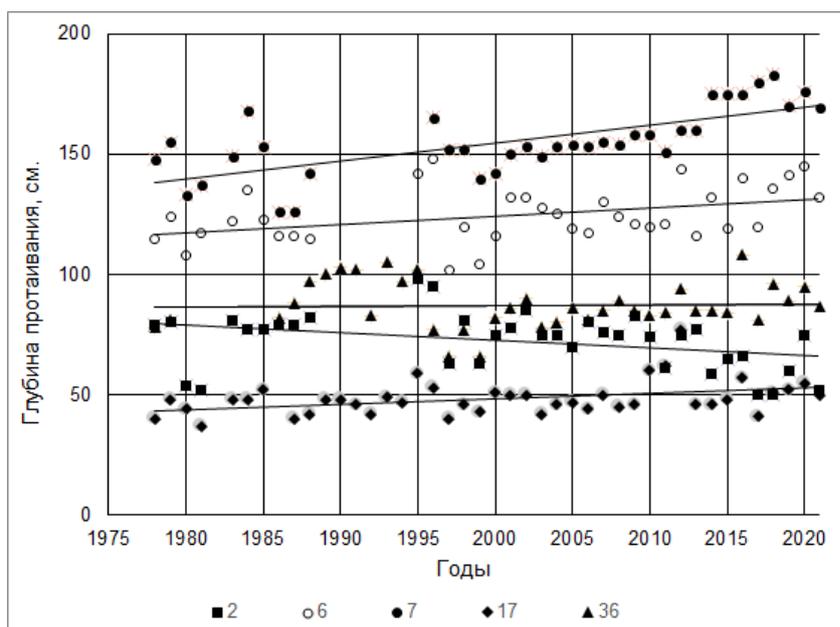


Рис. 2. Изменение глубины сезонного протаивания во времени в доминантных ландшафтах типичной тундры. В легенде номера площадок: 2 – увлажненная полигональная тундра, 6 – дренированная тундра, 7 – песчаный раздув, 17 – торфяник, 36 – болото.

По данным Н. Шикломанова и др. [8] осадка дневной поверхности на Аляске с 2001 по 2011 г составила 10-18 см, т.е. скорость понижения дневной поверхности была 1-1,8 см/год. Схожие результаты получены и Д.А. Кавериним с соавторами [3] для района Воркуты. Здесь осадка дневной поверхности с 1999 по 2015 гг. составила около 20 см.

Таким образом скорость понижения составила 1,3 см/год, что вполне укладывается в рамки значений, полученных Н.И. Шикломановым.

Оценка изменения влажностного режима грунтов СТС, выполненная на основе длительных наблюдений, показала, что в среднем по району Марре-Сале средняя весовая влажность грунтов возросла с 22 % (1978) до 26 % (2021), т.е. формируется долгосрочная тенденция к заболачиванию территории. Однако, такой прирост влажности не может обеспечить столь существенное сокращение глубины сезонного протаивания. Существенное понижение темпов протаивания наблюдается, когда граница протаивания достигает высоко льдистого подстилающего слоя. Существование такого слоя не является общепризнанным, некоторые исследователи не поддерживают точку зрения о повсеместном существовании переходного и промежуточного слоя по Ю.Л. Шуру [4]. Для проверки наличия высоко льдистого слоя, подстилающего СТС, был выполнен статистический анализ распределения влажности/льдистости по глубине на основании данных бурения 42 скважин глубиной до 10 – 12 м. в районе Марре-Сале. Отдельно рассчитывалась влажность в СТС, независимо от его мощности, и влажность/льдистость мерзлых грунтов для каждого метра глубины. На рис. 3 приведены результаты статистической оценки.

Рисунок наглядно демонстрирует существование высоко льдистого слоя на глубине 1-2 м непосредственно под сезонно-талым слоем. Льдистость здесь достигает 34 – 37%. Как только граница протаивания достигает этого горизонта, происходит резкое снижение скорости протаивания и происходит заметное опускание поверхности за счет осадки протаивающего высоко льдистого промежуточного слоя.

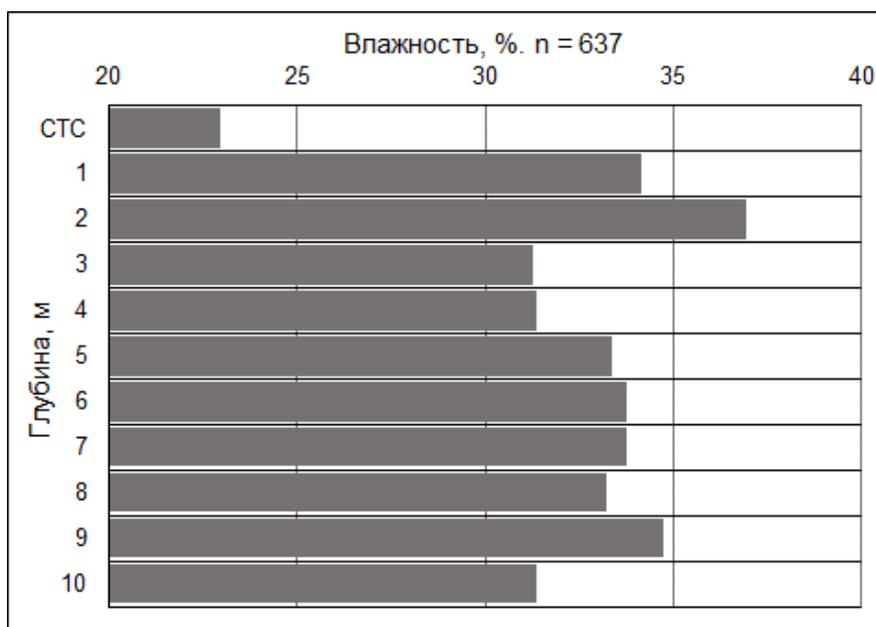


Рис. 3. Статистики распределения влажности/льдистости по глубине для района Марре-Сале.

С поверхности во всех ландшафтах типичной тундры, за исключением песчаных раздувов, присутствует относительно тонкий торфяной слой, растительный слой представлен мхами, лишайниками и осокой. Другие травы имеют подчиненное значение, присутствуют кустарнички и кустарники ивы высотой до 0,4 м.

Оценки мощности торфяного слоя и высоты мохово-лишайникового покрова в каждом узле площадки CALM проводились дважды, что позволяет оценить динамику

растительного (мохово-лишайникового) покрова во времени. На рис. 4 приведены статистики распределение высоты мохового покрова на 2002 и 2021 гг.



Рис. 4. Статистики распределения высоты мохового покрова в 2002 и 2021 г.

Из рисунка видно, что для 2002 г. характерно мономодальное распределение, мода высоты мохового покрова приходится на 1,8 см. Средне значение высоты составляет 2,0, стандартное отклонение 1,47. Для 2021 г. наблюдается снижение пика в диапазоне 1-2 см и, напротив, появление заметного количества мхов высотой 7-9 см. Вероятно, некоторые виды мхов характеризуются более значительным приростом, как реакцией на потепление климата. Средняя высота мхов в 2021 г. составляла 4 см, стандартное отклонение 4,37. Высокое стандартное отклонение как раз подтверждает наличие видов мхов с значительным приростом высоты, как реакции на потепление климата.

Сопоставление высоты и проективного покрытия *Sphagnum fuscum* с климатическими показателями позволило оценить влияние летних температур на высоту сфагнома и проективное покрытие. Высота сфагнома увеличивается с 2,1 см до 4 см при изменении средней летней температуры с 2,8 до 7,0 °С. Проективное покрытие в этих же условиях выросло с 14,6 до 20,2 %. Очень похожие показатели были получены при натурной стимуляции прироста сфагнома путем повышения температуры [6].

Мощность торфяного слоя осталась неизменной и составляет в среднем по региону около 5,1 см, стандартное отклонение 5,73.

Влияние суммарной мощности торфяного и мохового покрова на глубину сезонного протаивания хорошо иллюстрирует рис. 5. Поскольку измерения проводились дважды, то проведены две аппроксимационные линии.

Анализ приведенных данных показывает, что в целом зависимости глубины сезонного протаивания от мощности торфа и мха достаточно близки друг к другу. При фиксированной мощности торфа и мха разница составляет менее 8 см. При этом данные 2021 г характеризуются большим разбросом и более низким радиусом корреляции - 0,4674 против 0,7001 в 2002 г. Это позволяет предположить, что неравномерный прирост растительности, в первую очередь мхов, формирует большую контрастность в пространственном распределении глубины сезонного протаивания по мере потепления климата. Это подтверждается и данными на рис. 1. В дренированных ландшафтах прирост глубины протаивания достаточно большой, в то время как в заболоченных ландшафтах прироста или нет, или наблюдается уменьшение глубины протаивания. Итак, при потеплении климата наблюдается рост контрастности глубины протаивания.

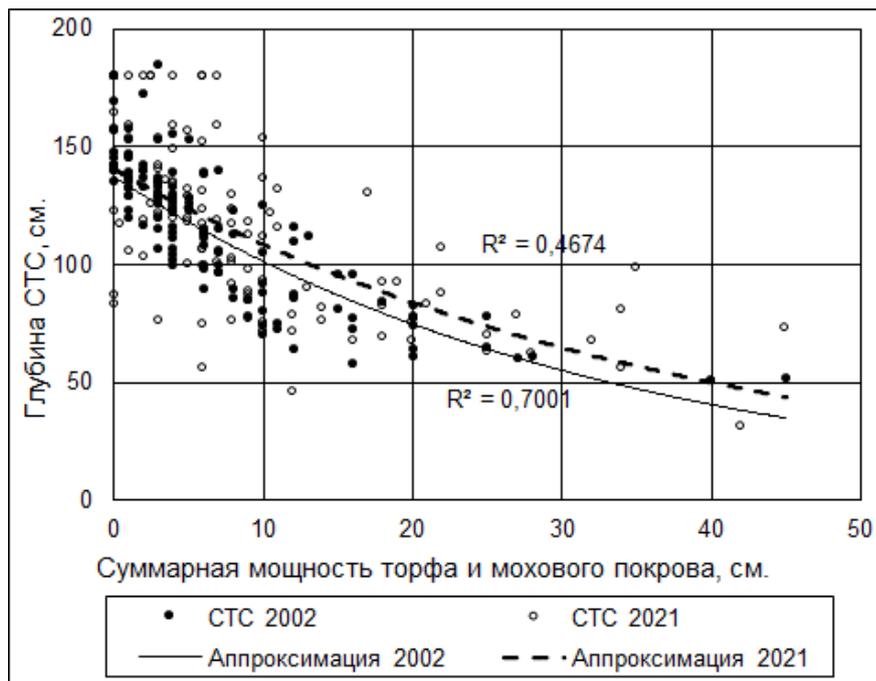


Рис. 5. Влияние суммарной мощности торфяного и мохово-лишайникового покрова на глубину сезонного протаивания.

Проведенные многолетние исследования глубины протаивания позволяют выявить основные особенности реакции криолитозоны на климатическое потепление:

- дренированные ландшафты обладают более острой реакцией глубины сезонного протаивания по сравнению с увлажненными и заболоченными ландшафтами;
- повсеместное распространение высоко льдистого промежуточного слоя резко тормозит протаивание мерзлых толщ и является главной причиной осадки поверхности;
- в свою очередь осадка дневной поверхности со скоростью 1-2 см/год приводит к некорректной оценке глубины сезонного протаивания, поскольку измерения выполняются от поверхности;
- отмечается существенное изменение высоты мохово-лишайникового покрова, которое снижает эффект потепления и затрудняет протаивание грунтов.

Все эти особенности необходимо принимать во внимание, особенно в прогнозных расчетах и оценках.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-00181.

Литература

1. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Моделирование мощности сезонно-талого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей //Криосфера Земли, 2017. т. XXI, № 2, с. 3–10.
2. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. Отв. ред. Н.Г. Москаленко. Сибирское отделение РАН, Институт криосферы Земли, 2005, 357 с.
3. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркумполярного мониторинга деятельного слоя в Европейской России) //Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 35–44.
4. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.
5. Brown J., Hinkel K.M. and Nelson F. E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results Polar Geography, 2000. v. 24, pp. 166–258.

6. Dorrepaal E., Aerts R., Cornelissen J.H.C., Callaghan T.V. and Van Logtestijn R.S.P. Summer warming and increased winter snow cover affect *Sphagnum fuscum* growth, structure and production in a sub-arctic bog //Global Change Biology, 2003, #10, p. 93–104.
7. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
8. Shiklomanov N.I, Streletskiy D.A., Little J.D., and Nelson F.E. Isotropic thaw subsidence in undisturbed permafrost landscapes //Geophysical Research Letters, 2013, vol. 40, p. 1–6.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЗАБРОШЕННЫХ ПАХОТНЫХ ЗЕМЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Ефремов П.В.

Институт мерзлотоведения СО РАН им. акад. П.И.Мельникова, Якутия, Россия;
e-mail: pvefremov@mpi.ysn.ru

После потепления климата 80-х годов прошлого века в начале 90-х годов на поверхности пашни стал развиваться термокарст. При дальнейшем развитии образовались многочисленные площадные образования – зрелые быллары. В таких местах мощность сезонно-талого слоя увеличилась до 4,5 м, влажность повысилась на порядок, температура грунтов на глубине 10 м повысилась до -0,9 °С. Из-за развития термокарста многочисленные пашни были заброшены, нанеся огромный экономический ущерб для региона. В статье приведены основные результаты геокриологического мониторинга за состоянием деятельного слоя грунтов на ключевом полигоне в Центральной Якутии.

CRYOECOLOGICAL MONITORING OF ABANDONED ARABLE LAND IN CENTRAL YAKUTIA

P.V.Efremov

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia; *e-mail: pvefremov@mpi.ysn.ru*

After the warming of the climate in the 80s of the last century, in the early 90s, thermokarst began to develop on the surface of arable land. With further development, numerous areal formations were formed - mature byllars. In such places, the thickness of the seasonally thawed layer increased to 4.5 m, the humidity increased by an order of magnitude, and the soil temperature at a depth of 10 m increased to -0.9 °C. Due to the development of thermokarst, numerous arable lands were abandoned, causing enormous economic damage to the region. The article presents the main results of geocryological monitoring of the state of the active layer of soils at a key site in Central Yakutia.

За последние 35 лет в Центральной Якутии ухудшились состояния используемых и заброшенных пахотных земель. По данным исследований, 35-50% пашен, освоенных за последние 50-65 лет путем вырубki леса, раскорчевки и распашки, пришли в негодность из-за активизации на них процессов термокарста и термоэрозии [1, 2, 3, 5, 6 и др.]. И в других регионах России, где есть мерзлота с подземными льдами, наблюдается аналогичное положение [3, 13, 14 и др.]. По данным государственного учета земель в Республике Саха (Якутия) только за один год до 1,8 тыс. га пахотных земель может выводиться из севооборота из-за развития термокарста [9]. В критическом состоянии находятся многие сотни тысяч гектаров пашен. Это наносит огромный экономический ущерб региону.

Основная цель работы - выявление причин повлиявших на деградацию пахотных земель Центральной Якутии. В статье использованы материалы геокриологического мониторинга пахотных земель, проводимого с 1992 г. Институтом мерзлотоведения СО РАН в таежной зоне Центральной Якутии на правом берегу р. Лена. Основным из мониторинговых полигонов является залежь (бывшая пашня) Дыргыабай площадью 157 га, образованная 1956 г. вырубкой леса, раскорчевкой пней и распашкой на межлаласье.

В настоящее время она используется как пастбище для крупно рогатого скота и лошадей, местами берут грунт для дорожных работ. Для более подробного изучения и оценки геоэкологических условий на полигоне были организованы 6 площадок: одна в лиственничном лесу, а пять площадок были выбраны на самой пашне. Площадки подробно описаны в работе Гаврильева и др. [2]. В 2002 г. была добавлена еще одна площадка в тонкоствольном лиственничном лесу. С 1992 г. были выполнены комплексные исследования динамики гидротермического режима почвогрунтов деятельного слоя, мощности сезонно-талого слоя грунтов, развития криогенных процессов и явлений, и связанных с ними мерзлотных форм микрорельефа. При этом были использованы методики, принятые в мерзлотоведении, географии, почвоведении. Они подробно изложены в следующих работах [2, 7, 10, 15].

В 1992 г. при бурении скважин по всей пашне были обнаружены мощные повторно-жильные льды (ПЖЛ). Зондировочными скважинами и проходкой шурфов были определены параметры некоторых из них. Ширина верхнего среза ПЖЛ варьирует от 0,8 до 3,0 м. Глубина залегания льдов составляла в среднем под пашней 1,8-2,2 м. Вертикальная мощность ПЖЛ – 12-15 м и более. Некоторые скважины, пробуренные до глубины 15 м, не вскрыли нижнюю границу жильных льдов. Судя по глубине близко находящихся термокарстовых котловин аласов Чюйя, Майя, Абалах и др. и по литературным данным [7, 12], вероятно, что мощность ПЖЛ варьирует от 12 до 25 м. Покровные суглинистые отложения таежных агроземель на этих участках характеризуются высокой объемной льдистостью 0,4-0,7 с учетом мощных ПЖЛ.

В 1992 г. поверхность пашни на полигоне Дыргыабай была ровная. Только на площадке 2 нашли несколько небольших просадков, которые при весенней распашке исчезли. В последующие годы стали образовываться просадки по всему полигону, увеличиваться их количество и размеры. И повсеместно при отборе проб на влажность почвогрунтов и проходке шурфов на различных глубинах часто находили рыхлые грунты и подземные пустоты. В начале стали оставлять без обработки небольшие участки пашни. В 1996 г. пашня была заброшена и никакие работы больше не проводились. В 2000-ые годы хотели отдать под строительство домов для частного сектора, но передумали из-за повсеместного развития криогенного процесса и явлений. В последние годы по северному краю полигона, в лесной части, потихоньку стали строить дома для частного сектора.

Температура воздуха является основным элементом климата, влияющим на его похолодание или потепление. На рис. 1 приведены данные среднегодовой температуры воздуха гидрологического года (с октября по сентябрь месяцы следующего года) метеостанции Якутск за период с 1930 по 2019 гг. Из графика видно, что было незначительное потепление климата в 60-х годах прошлого века. С 70-х годов до 1986 г. также было незначительное потепление. Уменьшилось колебание среднегодовой температуры воздуха от -10,3 до -8,3 °С. С 1987 г. климат начал резко теплеть. С 1988 по 1992 гг. среднегодовая температура воздуха колебалась от -8,7 до -7,1 °С при норме минус 10 °С.

Эти многолетние потепления климата привели к увеличению мощности сезонно-талого слоя почвогрунтов от 1,8 до 2,5 м. При этом исчез “защитный слой” над многолетнемерзлыми грунтами. Дальнейшее потепление климата привело к таянию сегрегационного льда и верхней части ПЖЛ. На местах таяния льдов образовывались рыхлые грунты и подземные пустоты. Они постепенно поднимались к поверхности пашни по мере обрушения кровли над ними. Повсеместно находили подземные пустоты на глубинах от 0,3 до 0,8 м. И они образовали на поверхности пашни многочисленные термопросадки, которые со временем превратились в зрелые быллары. При этом на таких участках мощность сезонно-талого слоя увеличилась до 3,5-4,5 м. Единичные

похолодания ниже нормы не остановили процесс деградации пашни. Видно, что с 2001 г. климат региона продолжает резко теплеть. В 2019 г. средняя годовая температура составила $-6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

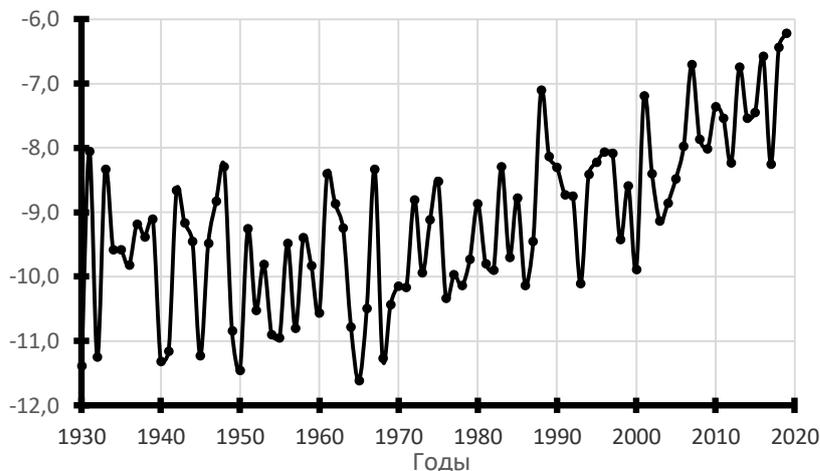


Рис. 1. Динамика среднегодовой температуры воздуха гидрологического года по данным метеостанции Якутск, 1930-2019 гг.

Формирование температуры грунтов в зимнее время определяется суммой отрицательных температур воздуха за холодный сезон в сочетании с высотой выпавшего снега. В последние 35 лет в Центральной Якутии наблюдается заметное повышение среднегодовой температуры воздуха, обусловленное, в основном, за счет потепления зимних периодов. По данным Скачкова Ю.Б. с 1992 по 2012 гг. (за 20 лет) было 14 теплых, 4 аномально теплых, и только 2 зимы в норме [11]. И ни одной холодной и аномально холодной зим. На рис. 2 приводятся средние декадные данные логгера, который установлен в естественных условиях в лиственничном лесу. На рисунке хорошо видно влияние отрицательной температуры воздуха в зимнее время совместно с характером снегоотложения на температуру грунта. По данным Скачкова Ю.Б. зимы с 2002-03 по 2005-06 гг. и с 2008-09 по 2010 гг. были теплыми, а 2006-07, 2007-08 и 2010-11 гг. – аномально теплыми. Из рисунка видно, что начиная с зимы 2003 до 2007 гг. минимальная температура грунта повысилась с $-8,6$ до $-4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. За пять лет температура грунта потеплела на $4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Со следующего года она стала снижаться, хотя зимний сезон 2007-08 считался аномально теплым.

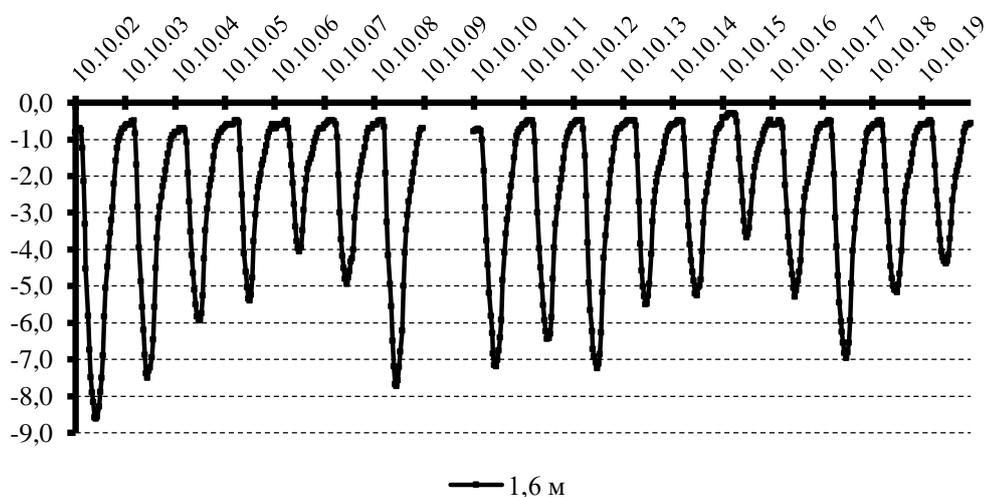


Рис. 2. Межгодовая изменчивость температуры грунта лиственничного леса по данным логгера (в $^{\circ}\text{C}$), 2002-2020 гг.

Мощность снегонакопления по годам на различных участках полигона приведена на рис. 3. Зимние сезоны с 2005 по 2008 гг. считаются аномально многоснежными. Высота снега изменялась от 0,5 до 0,55 м. Но из графика видно, что за зимний сезон 2007-2008 гг. температура грунта понизилась на 1 °С (см. рис. 2). Это можно объяснить поздним выпадением осадков. Зимний сезон 2007-08 гг. почти до марта месяца был малоснежным. Зато в марте выпали четыре месячные нормы осадков. В итоге зима оказалась многоснежной. Но осадки выпали слишком поздно, грунт успел остыть. А зимний сезон 2008-09 гг. хоть относится к теплым, минимальная температура понизилась до -7,7 °С. Этому повлияли более позднее образование устойчивого снежного покрова и малоснежность зимнего сезона.

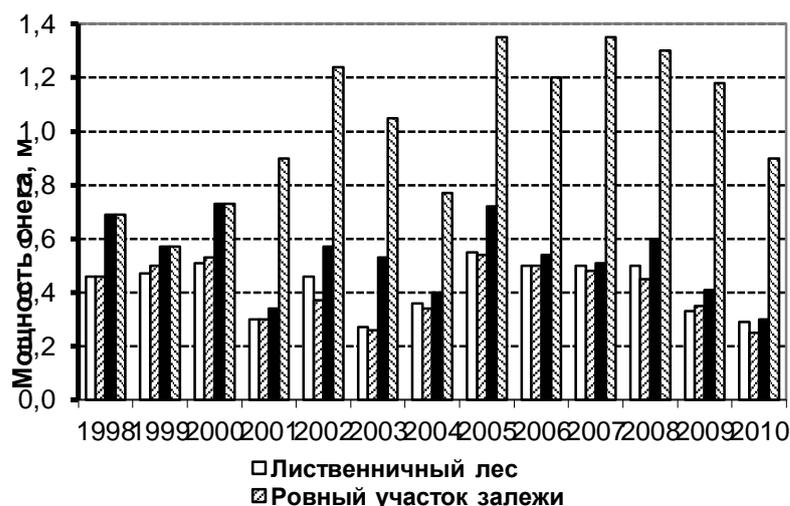


Рис.3. Мощность снегонакопления на различных участках полигона Дыргыбабай, 1998-2010 гг.

Влажность почвогрунтов зависит от метеорологических условий года: от запасов влаги в снежном покрове и от количества выпавших осадков за теплый сезон. В сухое лето в просадках и пониженных участках талые воды не высохли до начала или середины июня месяца в зависимости от мощности талых вод и выпавших осадков. По мере возрастания размеров глубины и ширины былларов в зависимости от осадков вода стала скапливаться до осени влияя на температуру грунтов. С 2006 г. на площадке 2 образовалось небольшое озерцо, которое до сих пор полностью не высохло. Там помимо талых вод и выпавших осадков стала скапливаться и вода, образованная из протаявших частей сегрегационных льдов и ПЖЛ. На этом участке температура грунтов на глубине 10 м повысилась с -2,2 (1992 г.) до -0,9 °С (2019 г.).

При хозяйственном освоении земель приток воды в деятельный слой от вытаявания ПЖЛ при увеличении глубины протаивания можно оценить по формуле [2]:

$$W_{лв} = K \cdot \Delta h_{жл} \cdot L_{жл} \cdot \epsilon_{жл},$$

где K – коэффициент перевода льда в объем воды ($K = 0,9$); $\Delta h_{жл}$ и $\epsilon_{жл}$ – соответственно высота и ширина вытаявших жильных льдов по верху, м; $L_{жл}$ – суммарная длина ПЖЛ на расчетную единицу площади, м.

По приближенным расчетам при сельскохозяйственном освоении земель на полигоне Кердюген при частичном таянии ПЖЛ образовались от 360 до 2400 м³/га дополнительные источники воды [2]. Также, возможно, при таянии

текстуробразующего льда может образоваться от 300 до 500 м³/га дополнительной воды. Кердугенская оросительная система это также полигон Института мерзлотоведения на правом берегу р. Лена, где в то же время проводился геокриологический мониторинг.

За годы мониторинга в конце вегетативного периода средняя влажность грунта сезонно-талого слоя на площадном нарушенном участке (пл. 5) варьировала от 13,7 до 37 % от объема (рис. 4). Четыре года подряд (с 2006 до 2008 гг.) средняя влажность не опускалась ниже 30 % от объема. А влагозапас метрового слоя почвогрунта изменялась от 148 (2016 г.) до 343 мм (2006 г.). С 2006 по 2008 гг. он не опускался ниже 300 мм. А на ровном участке полигона (пл. 4) средняя влажность грунта по годам изменялась от 17 до 28,4 % от объема. Самая большая разница между площадками была в 2006 г. (11,5 % от объема), когда выпали максимальные осадки (205 мм). Осадки приведены за август и сентябрь месяцы, так как выпавшие в августе дожди не успевают испариться полностью. И оказывают большое влияние на влажность грунта в сентябре месяце. Влагозапас метрового слоя на ненарушенном участке изменялась от 182,5 (2001 г.) до 255,6 мм (2006 г.). Также максимальная разница между площадками была в 2006 г. и составила 87,4 мм.

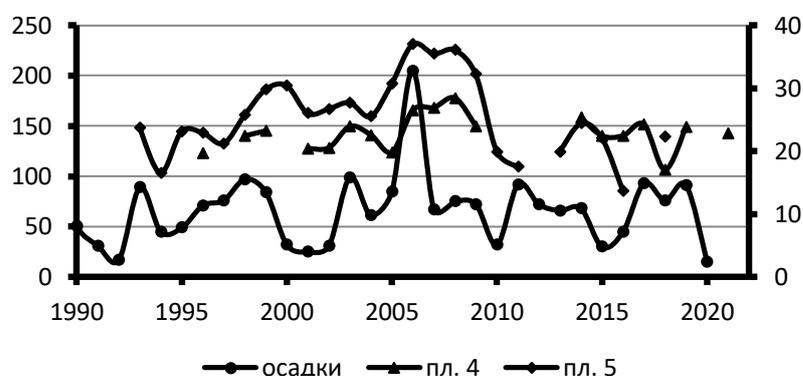


Рис. 4. Средняя влажность почвогрунтов (в % от объема) на различных участках полигона Дыргыгабай по годам.

По классификации профессора П.П.Гаврильева по степени пораженности криогенными процессами и явлениями была сделана оценка состояния полигона по годам [1, 2]. С каждым годом состояние поверхности залежи ухудшалось. В 2009 г. по сравнению с 1994 г. доля площади критического преобразования увеличилась от 0,4 до 51,1% (табл. 1). Доля площади кризисного состояния выросло на 16,2%, а доля бедственного - на 5,9%. В 2020 г. по сравнению с 2008 г. состояние залежи намного ухудшилось. Доля площади бедственного состояния выросло до 16,1%, а кризисного – до 29,6%. Доля площади удовлетворительного совсем исчезло.

Таблица 1. Пораженность криогенными процессами и преобразование поверхности полигона Дыргыгабай за 1994-2020 гг.

| Глубина просадок, м | Степень пораженности агроландшафта | Состояние преобразованного агроландшафта | 1994 г. | 2009 г. | 2020 г. |
|---------------------|------------------------------------|--|--------------|---------|---------|
| | | | % от площади | | |
| < 0,1 | Очень слабая | Удовлетворительное | 98,1 | 11,5 | - |
| 0,1 - 0,3 | Слабая | Напряженное | 1,5 | 15,3 | 3,4 |
| 0,3 - 0,5 | Средняя | Критическое | 0,4 | 51,1 | 50,9 |
| 0,5 - 0,7 | Сильная | Кризисное | - | 16,2 | 29,6 |
| 0,7 - 1,0 | Очень сильная | Бедственное | - | 5,9 | 16,1 |

По итогам геокриологического мониторинга на полигоне Дыргыабай были сделаны следующие выводы:

1. На начало развития термокарста на пашне в начале 90-х годов прошлого века повлияло потепление климата 70-80-х годов.

2. При увеличении протаивания грунтов исчез “защитный слой” над многолетнемерзлыми грунтами. Даже небольшое колебание климата в сторону потепления привело к оттаиванию верхней части повторно жильных льдов и развитию термокарстовых процессов и явлений.

3. Развитие термокарста может сильно разрушить поверхность пахотных земель. За короткий срок может вывести сельскохозяйственные земли из севооборота, превратить в бросовые земли.

4. Раннее или позднее образование устойчивого снежного покрова значительно влияет на температуру грунтов деятельного слоя.

5. Более мощное накопление снега в пониженных участках и в термопросадках влияет на неравномерное пространственное распределение тепла и влаги в деятельном слое полигона.

6. На влажность и влагозапас грунта деятельного слоя на просадочных участках помимо летних осадков и талых вод влияет дополнительно вода, получающаяся от оттаивания части повторно-жильных и текстурообразующих льдов.

7. Высокая предзимняя влажность совместно с более-менее теплыми зимами приводят к замедленному промерзанию сезонно-талого слоя почвогрунта и сокращению периода охлаждения грунтовой толщи.

8. Современное потепление климата вызвало дальнейшее развитие термокарстовых образований на полигоне Дыргыабай. В данное время на нем преобладает критическое состояние поверхности. Также повысился процент кризисного и бедственного состояния.

9. В последние годы дюеда, находящаяся в восточной части полигона, полноводна независимо от погодных условий. Все это говорит о том, что продолжается деградация многолетнемерзлых пород и происходит оттаивание повторно-жильных льдов.

Эти результаты подтверждают представление о сложной многообразии термокарста. Кроме того, они свидетельствуют об их высокой скорости развития на сильнольдистых агроландшафтах под влияниями современного потепления климата региона и нарастающим антропогенным воздействием. Следовательно, дальнейшее потепление климата может вызвать развитие термокарстовых процессов и явлений и на используемых сильнольдистых пахотных землях исследуемого региона. В будущем хотелось бы, чтобы для образования пахотных земель или строительства домов в регионе учитывали высокую льдистость на межлассном пространстве.

Литература

1. Гаврильев П.П. Мелиорация и рациональное использование земель в Якутии при наличии ледового комплекса (научно-методические рекомендации). – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1991. – 72 с.

2. Гаврильев П.П., Угаров И.С., Ефремов П.В. Мерзлотно-экологические особенности таежных агроландшафтов Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2001. - 196 с.

3. Гаврильев П.П., Угаров И.С., Ефремов П.В. Мониторинг деятельного слоя природно-антропогенных геосистем Центральной Якутии // Сергеевские чтения. Вып. 4 / Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 21-22 марта 2002 г.). – М.: ГЕОС, 2002. – С. 430-432.

4. Геокриологические опасности. Тематический том. / Под ред. Л.С.Гарагуля, Э.Д.Ершова. – М.: Издательская фирма «Крук», 2000. – 316 с.

5. Ефремов П.В. Первичный термокарст на агроландшафтах Центральной Якутии // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения: Материалы Международной конференции. Т.2. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2006. – С.157-160.

6. Ефремов П.В. Современное потепление климата и термокарст на агроландшафтах Центральной Якутии // Наука, образование, общество: проблемы и перспективы развития: сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции 29 марта 2013 г., часть 6. – Тамбов: Изд-во ТРОО «Бизнес-наука-общество», 2013. – С. 30-33.

7. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. – 126 с.

8. Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов / под редакцией С.Е. Гречищева, В.Л. Невечери. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1979. – 72 с.

9. О состоянии и об охране окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2002 году: Гос. докл. / Упр. природ. ресурсов и охраны окружающей природ. среды МПР России по РС(Я). Мин-во охраны природы РС(Я). – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. – 128 с.

10. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. – Новосибирск: Наука, 1984. – 256 с.

11. Скачков Ю.Б. Роль аномальных зим в межгодовой изменчивости термического режима многолетнемерзлых пород Центральной Якутии // Десятое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Материалы докладов. / Под. ред. М.В. Кабанова. – Томск, 2013. – С. 200-208.

12. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 144 с.

13. Степанов А.Н., Корякин И.М. Приемы мелиорации земель в зоне вечной мерзлоты // Вопросы совершенствования приемов мелиорации земель на Дальнем Востоке. – М., 1982. – С. 3-14.

14. Ухов Н.В. Особенности сельскохозяйственного освоения мерзлотных земель Магаданской области // Сельское хозяйство Крайнего Севера. – Магадан, 1980. – С. 37-39.

15. Фельдман Г.М. Термокарст и вечная мерзлота. – Новосибирск: Наука, 1984. – 254 с.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ В ОСНОВАНИИ ЗДАНИЙ ЯКУТСКОЙ ТЭЦ

Заболотник С.И., Заболотник П.С.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

sizabol@mpi.ysn.ru, poulza@mail.ru

Представлены результаты многолетних исследований на территории Якутской ТЭЦ почти за 85-летний период её существования. На основе измерений температуры грунтов в 95 скважинах глубиной до 25 м, установлено наличие таликов. Самый высокотемпературный талик глубиной 23 м сохранился вблизи заглубленного здания циркуляционной насосной станции, распространился вокруг неё более чем на 25 м и захватил южный угол главного корпуса. Из-за происходящих утечек горячей воды произошло растепление грунтов и образование таликов также под южной частью главного корпуса, здания водогрейных котлов, ряда производственных помещений и на прилегающих к ним территориях.

Якутская тепловая электроцентраль, многолетнемерзлые породы, температуры грунтов, талики

GEOCRYOLOGICAL STATE MONITORING GROUNDS IN THE BASIS OF THE BUILDINGS OF THE YAKUTSK COMBINED HEAT AND POWER PLANT

Zabolotnik S.I., Zabolotnik P.S.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

sizabol@mpi.ysn.ru, poulza@mail.ru

The results of many years of research in the area of the Yakutsk CHP Plant for almost 85 years of its existence are presented. Based on ground temperature measurements in 95 boreholes up to 25 m deep, the presence of taliks was established. The warmest, 23-m thick talik preserved near the buried building of the circulation pumping station has extended laterally for more than 25 m reaching the southern corner of the main building. Ongoing hot water leaks have resulted in the warming of ground temperatures and the formation of taliks under the southern part of the main building, as well as below and around the hot-water boiler building and some auxiliary facilities.

Yakutsk Combined Heat and Power Plant, permafrost, ground temperatures, taliks

ВВЕДЕНИЕ

Якутская центральная электрическая станция (ЯЦЭС) была введена в постоянную эксплуатацию 7 ноября 1937 года и с тех пор обеспечивает город Якутск электроэнергией, а с 1961 г. и теплом [1]. Она вырабатывает 52 млн. кВт электроэнергии и 916 тыс. Гкал тепла. В 1969 г. ЯЦЭС была переименована в Якутскую теплоэлектростанцию – ЯТЭЦ (рис. 1).

ЯЦЭС является первым промышленным объектом СССР, построенным по принципу использования вечномёрзлых грунтов в качестве его основания. Сохранение многолетнемёрзлого состояния грунтов было обеспечено путём установки здания на колонны, поднимающие его над поверхностью земли. Между поверхностью грунта и зданием было оставлено сквозное проветриваемое подполье высотой 1,2-1,8 м (рис. 2).

Фундаменты первой очереди ЯТЭЦ представляют собой отдельно стоящие через 5-7 м железобетонные колонны с башмаками. В зависимости от запроектированной нагрузки колонны имеют сечение от 30×30 до 80×80 см, а башмаки основания – от 130×130 до 317×317 см. Фундаменты установлены на глубину 4,5 м от поверхности площадки на ростверк, состоящий из двух рядов лиственничных брусьев сечением 20×20 см, уложенных в перекрёстном направлении. Фундаменты под турбогенераторы выполнены в виде сплошных бетонных плит площадью около 60 м² и толщиной 1 м, уложенных на ростверк из расположенных в перекрёстном направлении пяти рядов лиственничных брусьев. Кирпичные стены здания покоятся на мощных железобетонных монолитных рандбалках, которые жёстко связаны с колоннами [2].



Рис. 1. Общий вид Якутской ТЭЦ.
Фото П.С. Заболотника, 5 сентября 2013 г.



Рис. 2. Проветриваемое подполье под главным корпусом ЯТЭЦ.
Фото С.И. Заболотника, 5 ноября 2009 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Центральная Якутия, в пределах которой находится гор. Якутск, относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), мощность которых в регионе изменяется от 100 до 300 м, а средняя годовая температура их на глубине 20 м — от -2 до -4°C [3]. Первая очередь ЯЦЭС была возведена на аллювиальной террасе, возвышающейся на 9-10 м над уровнем меженных вод, в 70 м от берегового уступа протоки реки Лены.

Применение принципа строительства с сохранением многолетнемерзлых грунтов в основании крупного сооружения с большим тепловыделением, каким является ЯТЭЦ, при отсутствии в то время практического опыта требовало постоянного контроля за состоянием грунтов в его основании и самого здания. Именно эту работу взялся проводить начальник Якутской научно-исследовательской мерзлотной станции кандидат геолого-минералогических наук (в последствии академик) П.И. Мельников.

Первые десятилетия П.И. Мельников постоянно следил за температурным состоянием грунтов оснований ЯЦЭС и всего сооружения в целом, проводя измерения в скважинах заленивленными термометрами. Он установил, что через десять лет после заложения фундаментов, несмотря на начавшиеся утечки воды, температура грунтов на глубине 5 м изменялась от $-3,2$ до $-3,6^{\circ}\text{C}$, а мощность сезоннопротаивающего слоя уменьшилась на 0,8 м и не превышала 1 м [2].

В последующие десятилетия никаких особых проблем при эксплуатации зданий ЯТЭЦ не возникало, поэтому регулярные исследования на её территории мерзлотоведы не проводили. В то же самое время город Якутск рос, и ему требовалось всё больше тепла и электроэнергии. Для обеспечения этого неоднократно проводилось расширение и реконструкция зданий электроцентрали, комплекс которых был приведён в соответствие

с современными требованиями. В 1978 г. было построено здание водогрейных котлов, в 1989 г. к нему был добавлен пристрой под котлы КВГМ-100. Все новые постройки возводились по первому принципу строительства – сохранения многолетнемёрзлого состояния грунтов основания.

В связи с появлением комплекса новых сооружений снова возникла необходимость контроля состояния грунтов в основании фундаментов и несущих конструкций самих зданий. Поэтому Институт мерзлотоведения СО АН СССР возобновил свои исследования на территории ЯТЭЦ, которые с 1982 г. начал проводить первый автор доклада, а с 2005 г. к ним подключился второй. С 1986 до 2015 г. эти работы проводились с перерывами, а с 2016 г. по настоящее время непрерывно осуществляется комплекс исследований, включающий ежеквартальные измерения температуры грунтов почти в 100 скважинах, а также весенний и осенний циклы наблюдений за вертикальными перемещениями фундаментов и технологического оборудования.

В течение длительной эксплуатации электростанции эпизодически возникали проблемы обеспечения устойчивости сооружений из-за частичного оттаивания многолетнемёрзлых грунтов под ними. Они были обусловлены главным образом утечками нагретых производственных вод непосредственно в грунты оснований из дренажных труб, канализационных сетей и других коммуникаций.

Для промораживания грунтов основания под главным корпусом около части его стены, в непосредственной близости от которой находится циркуляционная насосная станция, ещё в 1967 г. были установлены и пущены в работу 6 многотрубных сезоннодействующих охлаждающих установок (СОУ) системы С.И. Гапеева объёмом по 500 л керосина каждая. В 1973 г. уже с трёх сторон этого здания были установлены ещё 17 аналогичных установок. СОУ были размещены на расстоянии 1,7-3,5 м от стен здания с шагом от 2,9-3,1 до 5-7 м (рис. 3).

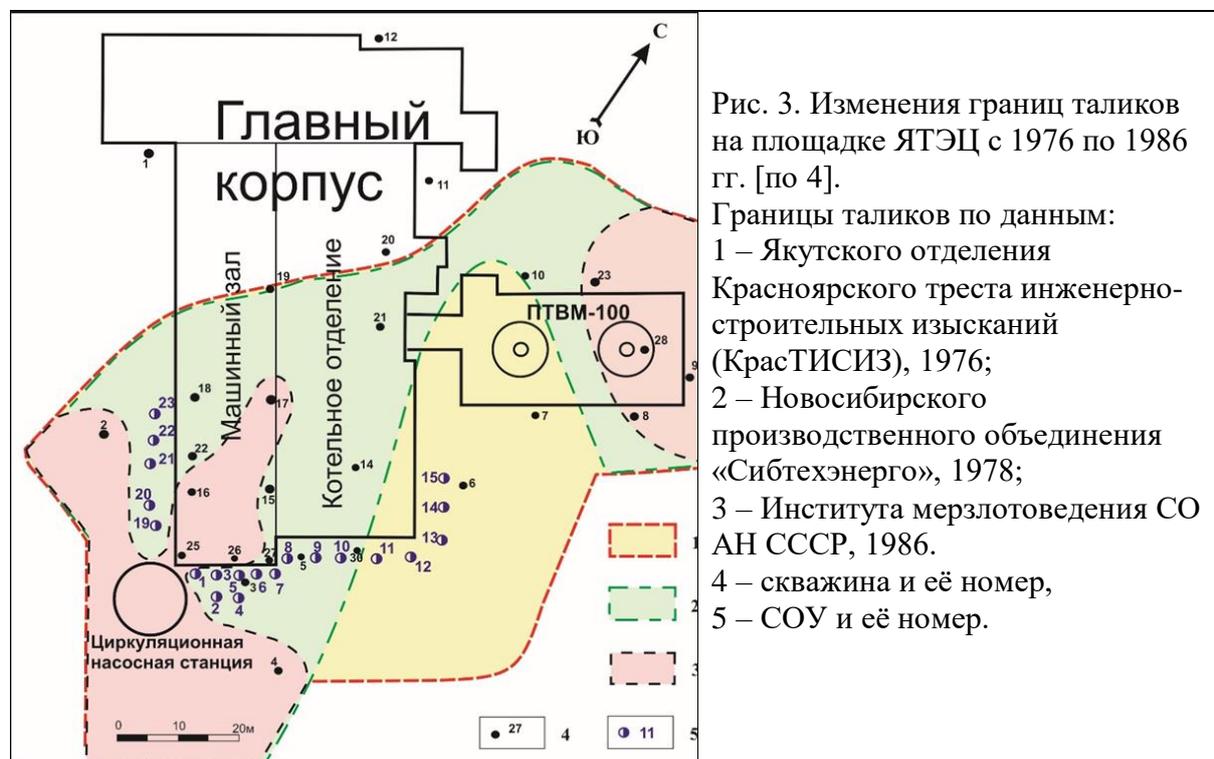


Рис. 3. Изменения границ таликов на площадке ЯТЭЦ с 1976 по 1986 гг. [по 4].
 Границы таликов по данным:
 1 – Якутского отделения Красноярского треста инженерно-строительных изысканий (КрасТИСИЗ), 1976;
 2 – Новосибирского производственного объединения «Сибтехэнерго», 1978;
 3 – Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1986.
 4 – скважина и её номер,
 5 – СОУ и её номер.

Согласно заключению «Сибтехэнерго» установленные на ЯТЭЦ СОУ за две зимы понизили температуру грунтов на глубине 6 м от положительных значений до -3°C . Сам автор изобретения сообщил, что: «Внедрение...многотрубных автоматически

действующих охлаждающих установок позволило... восстановить мёрзлое основание и усилить его под деформирующимися зданиями ЯТЭЦ» [5, с. 54].

Ввод в действие СОУ действительно усилил мерзлотный режим грунтов в непосредственной близости от них. Однако полного ожидаемого эффекта по промораживанию оснований фундаментов получить не удалось. Одной из главных причин этого является то, что СОУ были установлены на достаточно большом расстоянии, как от стен здания, так и между ними. На основе результатов многочисленных опытных данных Хрусталёв Л.Н., Янченко О.М. и Наумова Л.А. [6] сделали вывод, «что в зависимости от климатических и мерзлотно-грунтовых условий удаётся достичь замораживания грунта в радиусе от 1 (Красноярск) до 2,5 м (Воркута)» (с. 5). Аналогичные сведения по радиусу промораживания грунтов с помощью СОУ за один зимний сезон приводят и другие [7, 8]. Поэтому, было мало шансов проморозить талик под зданием, так как большинство СОУ находились от его стен за пределами радиуса их действия.

Подтверждение тому, что талик под главным корпусом проморозить полностью не удалось, мы получили во время проведения собственных исследований на территории ЯТЭЦ. Измерения температуры грунтов с помощью терморезисторов в скважинах №№ 3, 5 и 30, находящихся в непосредственной близости от СОУ (около 1 м), показали, что с октября 1982 по февраль 1986 г. температура грунтов в интервале глубин от 5 до 14 м изменялась от -0,5 до -6,9°C. Тем не менее, непосредственно под южным углом главного корпуса, вокруг которого с наружной стороны установлены СОУ, талик сохранился (см. рис. 3), а температура грунтов с мая 1985 по апрель 1986 года на глубине 4 м изменялась от -0,4 до +1,8°C.

Промораживанию талика в этом месте в значительной мере препятствовали постоянные тепловыделения от заглубленной более чем на 10 м циркуляционной насосной станции (ЦНС) и полузаглубленных трубопроводов, а также периодически продолжавшиеся утечки горячей воды. Отапливаемое помещение станции является постоянным источником тепла большой мощности. Длительное тепловое излучение из неё привело к тому, что грунты вокруг оттаяли на значительную глубину. В июле 2005 г. при бурении скважины 31, расположенной в непосредственной близости от ЦНС, было установлено, что грунты оттаяли до глубины 23 м, а таликовая зона вокруг неё распространилась не менее чем на 25 м и захватила южный угол главного корпуса.

За почти 85-летний период эксплуатации целого комплекса зданий и сооружений произошли существенные изменения состояния грунтов, в результате которых образовались таликовые зоны мощностью до 19-25 м с положительными температурами, достигающими +7°C и более, как в основании фундаментов, так и на примыкающих к ним участках. Площади таликов значительно сократились, тем не менее, они остались как в тех же местах, так и образовались под вновь построенными сооружениями (рис. 4).

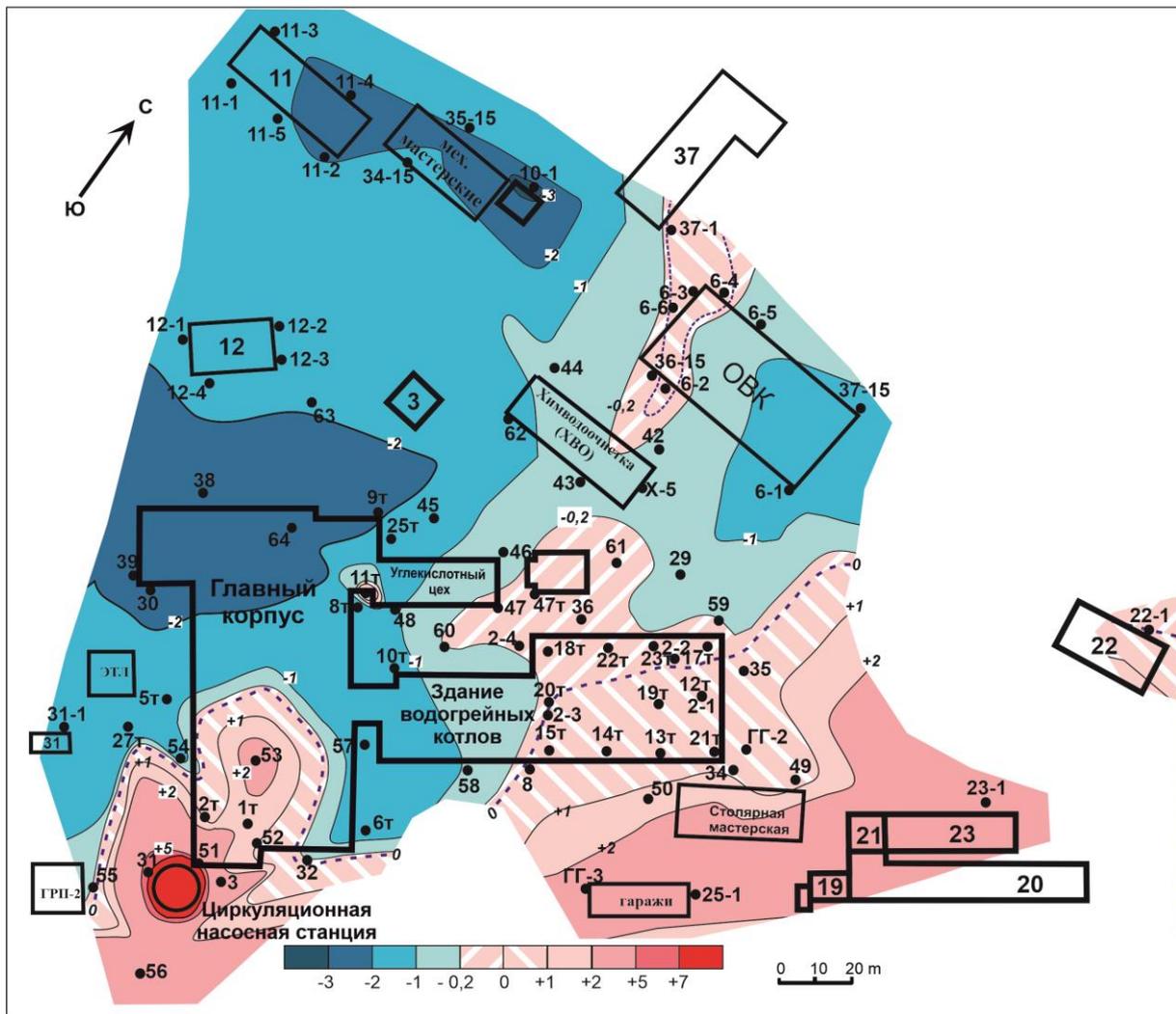


Рис. 4. Температура грунтов в ноябре 2021 г. на глубине 10 м.
 •53, •11т, •ГГ-2 и др. – скважины и их номер.

Высокотемпературный талик сохранился вокруг здания циркуляционной насосной станции. Отапливаемое помещение станции является постоянным источником тепла большой мощности. Длительное тепловое излучение из неё привело к тому, что грунты вокруг оттаяли на значительную глубину. С 2007 по 2021 гг. температура грунтов вблизи ЦНС в интервале 4,5-11 м колебалась от +8 до +12,5°C, а под близрасположенным углом главного корпуса – от +1,7 до +6,0°C (рис. 4, 5).

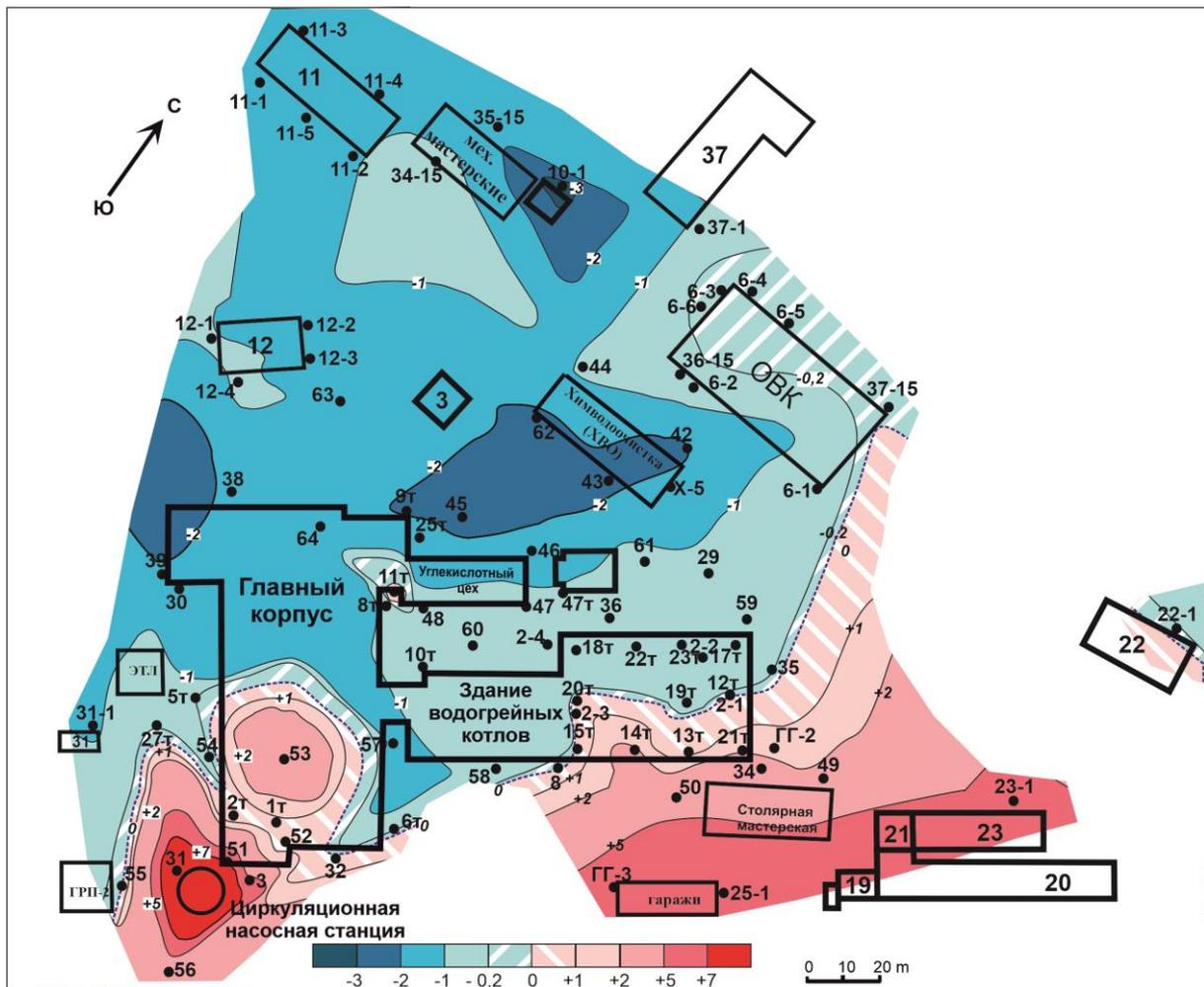


Рис. 5. Температурное поле на глубине 4 м в ноябре 2021 г.

Второй мощный талик сформировался под восточной частью первой очереди здания водогрейных котлов. В 1986 г. его мощность в непосредственной близости от северо-восточного торца здания (см. рис. 3) составляла 24,5 м. В 1989 г. к существующему зданию водогрейных котлов был пристроен новый корпус по размеру немного более предыдущего (см. рис. 5), в котором установлены котлы КВГМ-100. Хотя перед возведением нового корпуса котлован промораживался в зимнее время, талик сохранился здесь и до настоящего времени. Он находится под большей частью нового здания и простирается далеко за его пределы. Все последние годы происходило постепенное промерзание грунтов сверху, достигнув глубины более 4 м. К настоящему времени под слоем сезонного промерзания оттаявшие грунты остались только под юго-восточной частью здания (см. рис. 5). В то же самое время на глубине 10 м таликовая зона сохранилась почти под всем пристроем и распространилась далеко за его пределы (см. рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований на территории ЯТЭЦ показывают, что главной причиной образования таликов под зданиями и прилегающими к ним территориями являются утечки горячей и агрессивной сетевой воды. Они практически ежегодно фиксировались нами при измерении температуры грунтов под различными частями сооружений.

Рассматривая геокриологическую обстановку на территории ЯТЭЦ в целом, необходимо отметить, что грунты в основании некоторых сооружений растеплены.

Через 10 лет после ввода ЯЦЭС в эксплуатацию температура грунтов по данным П.И. Мельникова на глубине 5 м изменялась от -3,2 до -3,6°C [2]. В настоящее время на глубине 4 м (близкой к заложению основания фундаментов) она изменяется под большей частью зданий от -0,2 до -2,0°C и лишь на небольших участках от -2,0 до -3,0 (см. рис. 5). Аналогичная картина наблюдается и на глубине 10 м, где температура грунтов ниже -2°C установлена только под западным углом главного корпуса, на прилегающей к нему с северо-запада части территории, под механическими мастерскими ЦТС и некоторыми административными зданиями (см. рис. 4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Над Леной ТЭЦ – как бригантина / Под ред. Л. Завацкой, Т. Данилевской. *Красноярск, Изд-во Платина, 2007, 136 с.*
2. Цытович Н.А., Салтыков Н.И., Жуков В.Ф., Мельников П.И. Фундаменты электростанции на вечной мерзлоте (опыт проектирования, возведения и эксплуатации Якутской центральной электростанции по принципу сохранения вечной мерзлоты). Москва-Ленинград, Изд-во Академии наук СССР, 1947, 104 с.
3. Балобаев В.Т. Геотермия мёрзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 194 с.
4. Заболотник С.И., Заболотник П.С. Динамика температуры грунтов вокруг и под зданиями Якутской тепловой электроцентрали // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 1, С. 70-80.
5. Гапеев С.И. Опыт использования охлаждающих установок в районах распространения вечной мерзлоты // Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1983, с. 41-58.
6. Хрусталёв Л.Н., Янченко О.М., Наумова Л.А. Опыт и перспективы использования автономных парожидкостных охлаждающих устройств в строительстве на вечномёрзлых грунтах // Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1983, с. 3-12.
7. Миренбург Ю.С., Федосеев Ю.Г. Взаимодействие термосвай с промораживаемым основанием // Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1983, с. 82-88.
8. Александров Ю.А. Опыт использования термосвай при строительстве в Воркутинском районе // Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1983, с. 88-94.

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ В ТИПИЧНОЙ ТУНДРЕ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Иванов В.А.

МГУ им. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия; sag.ivanov.vasilii@yandex.ru

Сезонно-талый слой (СТС) —слой почвы или горных пород, протаивающий в тёплый период года, ограниченный снизу многолетнемерзлыми породами (ММП). Мощность сезонно-талого слоя (глубина оттаивания) зависит от многочисленных факторов. Разномасштабные колебания климата влияют на глубину ежегодного протаивания пород, что делает тренды изменения СТС индикатором процессов в криолитозоне. В связи с этим, важное значение приобретают исследования, направленные на анализ данных долговременных измерений глубины СТС, проведенных по единой методике в разных ландшафтах и природных зонах Севера. Ежегодные флуктуации значения протаивания приводят к летней активизации или консервации криогенных процессов. Так как на Западном Ямале имеются крупные месторождения углеводородов, отслеживание динамики протаивания помогает обслуживающим компаниям с предотвращением опасных процессов, приводящих к деструкции инфраструктуры месторождений. Целью работы является исследование многолетней динамики сезонного протаивания в типичной тундре Западного Ямала на основе обобщения и анализа результатов наблюдений площадке CALM в районе полярной станции Марре-Сале с 1995 по 2021 год. Результаты исследования позволяют оценить изменение силы протаивания мерзлых толщ в летнее время в различных ландшафтах в рангах урочищ и выявить характерные тренды в изменении локальных ПТК на фоне общего изменения климата.

LONG-TERM DYNAMICS OF SEASONAL THAWING IN THE TYPICAL TUNDRA OF THE WESTERN YAMAL UNDER THE CONDITIONS OF CLIMATE CHANGE

Active layer is a layer of soil or rocks that thaws during the warm season, bounded from below by permafrost. The thickness of the seasonally thawed layer (thaw depth) depends on numerous factors. Multi-scale climate fluctuations affect the depth of annual thawing of rocks, which makes trends in active layer changes an indicator of processes in the permafrost zone. In this regard, studies aimed at analyzing the data of long-term measurements of the active layer depth, carried out according to a unified technique in different landscapes and natural zones of the North, are of great importance. Annual fluctuations in the thawing value led to summer activation or conservation of cryogenic processes. Since there are large hydrocarbon deposits in the Western Yamal, tracking the dynamics of thawing helps service companies to prevent dangerous processes that lead to the destruction of the field infrastructure. The aim of this work is to study the long-term dynamics of seasonal thawing in the typical tundra of Western Yamal based on the generalization and analysis of the results of observations at the CALM site in the area of the Marre-Sale polar station from 1995 to 2021. The results of the study make it possible to assess the change in the force of thawing of frozen strata in summer in various landscapes in the ranks of natural boundaries and to identify characteristic trends in changes in local natural region against the background of general climate change.

Изменение климата в Арктике приводит к увеличению СТС, увеличению температуры мерзлых пород, таянию подземного льда, что влечет за собой активизацию криогенных процессов, уменьшение устойчивости арктической инфраструктуры. Сезонно-талый слой является индикатором климатических изменений в криолитозоне, это связано с тем, что ежегодная глубина оттаивания, под влиянием природных факторов, может иметь разнонаправленные тренды, от года к году то возрастаая, то сокращаясь.

В 1995 году была создана программа CALM, которая посвящена изучению динамики сезонно-талого слоя в различных местах Северного полушария. Анализ большого количество публикаций, посвященных изучению динамики СТС в Арктике, показывает, что в различных точках прослеживаются разные тренды и динамика состояния СТС.

В литературе принято утверждение, что деградация вечной мерзлоты – это любое изменение состояния мерзлоты вследствие изменений среды (в том числе климатических). Деградация мерзлоты проявляется в увеличении мощности сезонного протаивания, оттаивании мерзлоты снизу, увеличении температуры мерзлых пород, сокращении площади мерзлоты, развитии таликов. Данных о деградации вечной мерзлоты в различных регионах недостаточно [8].

Прогнозы изменения сезонно-талого слоя мерзлой толщии затрудняется сложными и малоизученными связями между атмосферой, породами, снегом и растительностью. Буферные слои осложняют и так многофакторный анализ взаимосвязей. Оценки изменчивости чаще всего базируются на основе различных климатических моделей. Региональные модели, так же как глобальные, дают возможность оценить будущие преобразования мерзлых пород, включая такие факторы, как глубина сезонно-талого слоя, температуры верхних слоев грунта, а также площадь и мощность ММП [8; 10]. Текущие современные модели репрезентативны для ряда регионов, в которых проводятся долговременные полевые исследования, и для которых имеется длительные ряды наблюдений за параметрами мерзлоты, в то время как в регионах, где полевых наблюдений недостаточно – модели приводят к ошибкам.

Физико-географические и криолитологические условия полигона Марре-Сале

Район исследования расположен на побережье Карского моря вблизи полярной станции Марре-Сале (Западный Ямал). В районе станции в рельефе выделяются шесть геоморфологических уровней: лайда, пойма, три морские террасы и прибрежно-морская равнина.

Территория исследования располагается в Западно-Ямальском ландшафтном районе, в среднетундровой подпровинции морских равнин. Рельеф поверхности

определяет увлажнение, приход солнечной радиации, высоту снежного покрова, длительность периода снегонакопления, что вместе с составом пород и характером растительного покрова определяет глубину сезонного протаивания.

По данным полярной станции Марре-Сале за период наблюдений с 1950 по 2021 год среднегодовая температура воздуха составляет $-7,8^{\circ}\text{C}$, с минимальной среднемесячной в январе -24°C , и максимальной среднемесячной в июле $+7^{\circ}\text{C}$ (рис. 1). Среднее годовое количество атмосферных осадков составляет 260-300 мм. Средняя многолетняя высота снежного покрова составляет 19 см [1]. Среднегодовое количество активных положительных температур (DDT) составляет 733 градусодня. Годовой приход солнечной радиации не превышает $700 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{год}$. Радиационный баланс на полигоне отрицателен с октября по март и слабopоложителен с апреля по сентябрь. Средний тепловой баланс грунтовой поверхности равен примерно $101 \text{ Вт/}(м^2 \cdot \text{ч})$ [6].

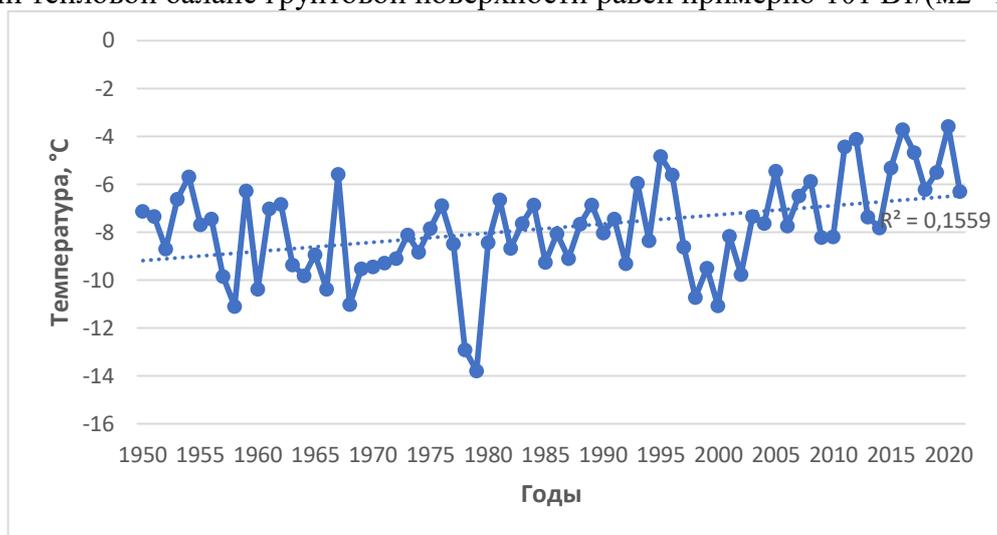


Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха по данным м/с Марре-Сале (1950-2021 гг.).
(Данные сайта meteo.ru/data)
Штрихом показана линия тренда.

Район исследований расположен в зоне сплошной криогенной толщи, состоящей из двух ярусов мерзлой и охлажденной. Под озерами и реками встречаются несквозные талики. По данным бурения подошва мерзлого слоя находится на глубине 40-90 м [7]. Верхняя часть разреза представляет собой твердые мерзлые пресные и засоленные породы, в то время как нижняя сложена засоленными пластично-мерзлыми породами с отрицательной температурой.

Растительность Западного Ямала представлена преимущественно тундровыми видами. В центральной части Западного Ямала господствуют ерничково-лишайниково-моховые тундры [4]. В районе Марре-Сале, находящемся в прибрежной зоне, выделяются следующие ландшафты в ранге урочищ (рис. 2): доминируют полигональные травяно-кустарничково-лишайниковые тундры, приуроченные к дренированным межозерным перемычкам, сложенным песками. К числу субдоминантных урочищ можно отнести пологонаклонные участки с ровными пятнистыми травяно-кустарничково-лишайниковыми тундрами логов и оврагов. Плоские слабодренированные участки с полигональными травяно-кустарничково-моховыми тундрами, развитые на слабо оторфованных песках. Так же представлены травяно-моховые болота и заболоченные кустарничково-травяно-моховые тундры. Широко представлены озёрные котловины и поймы рек.

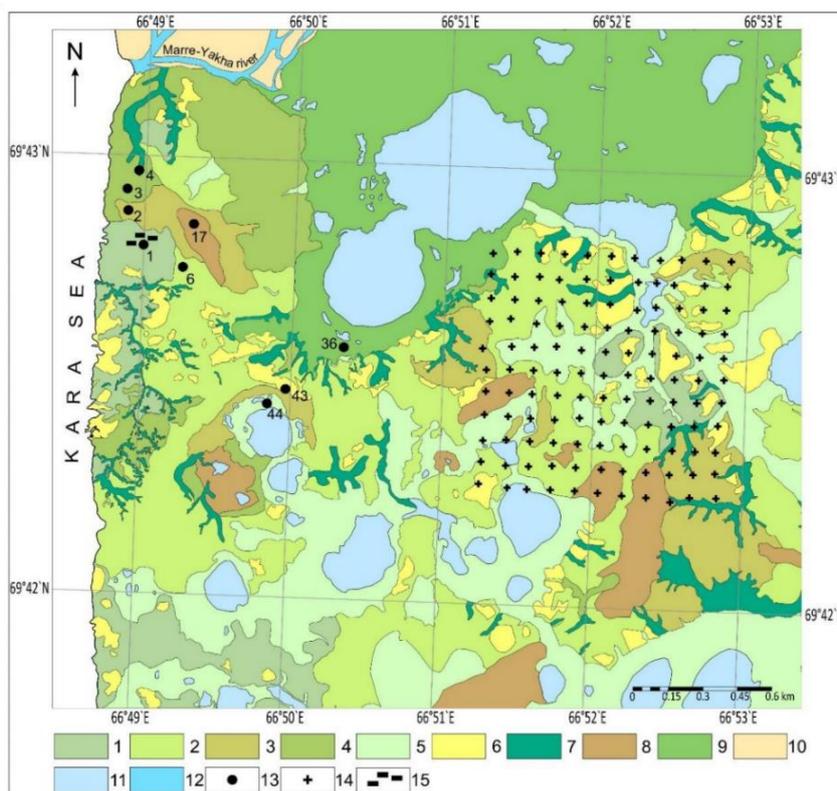


Рис.2. Ландшафтная карта полигона Марре-Сале (Oblogov, 2020)
 1 – травяно-кустарничково-лишайниковая дренированная тундра, 2 - травяно-кустарничково-лишайниковая, дренированная политональная тундра, 3 - травяно-кустарничково-моховая полигональная тундра, 4 - кустарничково-травяно-моховые заболоченная тундра, 5 – озерные котловины. 6 - песчаные раздувы, 7 – овраги, лога и балки с фрагментами тундр и травяно-моховых болот, 8 – торфяники плоские, полигональные, кустарничково-лишайниково-моховые, 9 – поймы рек. Прочее: 10 - долина реки Марре-Яха, 11 - озера, 12 - река Марре-Яха, 13 - скважины, 14 - сетка CALM, 15 - метеостанция Марре-Сале.

Методы

С 1995 года ежегодные экспедиции сотрудников Института криосферы Земли СО РАН изучают СТС в рамках программы циркумполярного мониторинга активного слоя – CALM [10], эта программа дает стандартизированные данные по динамике СТС со всего мира. Полигону CALM в Марре-Сале присвоен порядковый номер R3. Наличие метеостанции Марре-Сале в непосредственной близости от полигона CALM дает возможность максимально точно и детально проанализировать все климатические характеристики и их влияние на глубину сезонного оттаивания.

Методика CALM подразумевает механическое зондирование пород СТС железным щупом. Время зондирования варьируется, начиная с середины августа до середины сентября, когда глубина оттаивания близка к своему максимуму. Измерение по сетке в пределах полигона позволяет анализировать внутриплощадочную пространственную изменчивость [10]. На полигоне CALM R3 расстояние между точками проб составляет 100м, Сам полигон представляет собой квадрат 1000 на 1000м, общее количество точек равно 121, 3 из которых сейчас находятся в озерах (из-за развивающегося процесса термокарста).

CALM является достаточно репрезентативным способом наблюдением за сезонно-талым слоем, так как дает обширные данные для последующего анализа. Измерения, сделанные по единой методике, позволяют сравнивать данные с другими площадками.

Результаты

За период наблюдений с 1995 по 2021 год глубина слоя сезонного оттаивания увеличилась практически во всех урочищах, представленных на площадке CALM (рис. 3). Среднее значение глубины протаивания с 1995 года увеличилось на 8 см. Схожие тренды на увеличение средней глубины СТС наблюдается в большинстве регионов Российской Арктики [2; 3].

На данный момент урочищем с самым сильным изменением протаивания является песчаные раздувы, на которых встречаются фрагменты тундровой растительности. За период исследования среднее значение глубины протаивания увеличилось с 140 см до 165 см. Такие высокие темпы оттаивания связаны с тем, что при увеличении температуры воздуха, крупнодисперсные малольдистые песчаные грунты быстро оттаивают.

Противоположенная ситуация с протаиванием в урочищах болот – среднее протаивание увеличилось с 74 см до 84 см. Медленное увеличение глубины протаивания в условиях увеличения среднегодовых температур воздуха связано с водозастойным гидрологическим режимом участков высокой насыщенностью льдом слоя при промерзании. Так же эти участки (как правило, понижения в рельефе), характеризуются повышенной средней многолетней высотой снега по сравнению с ровными междуречьями, вследствие чего, экранирующий слой снега дольше сохраняется на поверхности и блокирует тепловой эффект солнца, задерживая оттаивание летом.

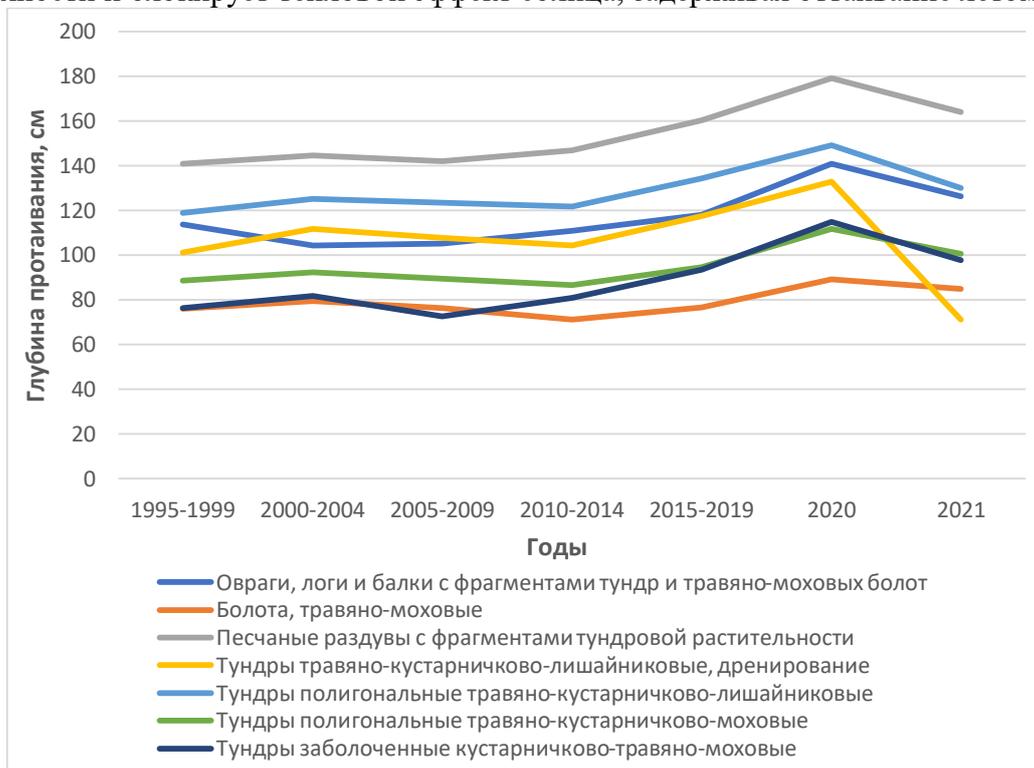


Рис.3. Динамика среднепериодного протаивания в ландшафтах на CALM

Схожими характеристиками обладают урочища оврагов и логов. Здесь изменение глубины протаивания с 1995 по 2021 год составило 13 сантиметров. В 1995 году среднее значение протаивания составило 113 см, в то время как в 2021 году составило 126 см. Протаивание в урочищах эрозионных понижений зависит от большого количества факторов, таких как задернованность склонов, заболоченность днища, высота снежного покрова. При этом от экспозиции склона так же зависит глубина протаивания: на склонах южной экспозиции протаивание ускоряется приходом большего количества прямой солнечной радиации, а на склонах западной экспозиции из-за преимущественно западных зимних ветров и перераспределения снега меньше.

В урочищах полигональных тундр (травяно-кустарничково-лишайниковых и травяно-кустарничково-моховых) динамика протаивания идет по схожим сценариям. В травяно-кустарничково-лишайниковых тундрах среднее протаивание увеличилось с 118 см в 1995-1999 годах, до 129 см в 2021 году. В травяно-кустарничково-моховых с 88 см в 1995-1999 годах, до 100 см в 2021 году. В полигональной тундре с моховой растительностью глубина протаивания меньше, чем в лишайниковых, это связано с теплоизолирующей ролью моховой растительности.

В заболоченных тундрах изменение глубины протаивания с 1995 по 2021 год составило 21 сантиметр, с 76 до 97 сантиметров. При потеплении климата происходит иссушение повышенных заболоченных участков тундры. Понижение влажности грунта ведет к увеличению глубины протаивания.

В дренированных травяно-кустарничково-лишайниковых тундрах тренд на увеличение средней глубины сезонно-талого слоя так же идет на увеличение глубины протаивания, но в 2021 году из-за холодного года данные урочища на площадке CALM имели рекордно низкие значения (71 см вместо средних 130 см), что говорит о том, что при малом количестве измерений в определенном урочище прогноз стоит делать по средним значениям многолетних периодов.

Таким образом, в работе были обработаны данные о глубинах протаивания в различных ландшафтах в рангах урочищ на площадке CALM R3, расположенной в Марре-Сале (Западный Ямал), с 1995 года по 2021 год. Установлена связь между климатическими изменениями (потеплением) и глубиной протаивания в типичных ландшафтах Западного Ямала.

Из основных выводов можно отметить:

- 1) Во всех ландшафтах в рангах урочищ в типичной тундре Западного Ямала наблюдается тренд на увеличение глубины оттаивания.
- 2) Глубина протаивания напрямую зависит от среднегодовых температур воздуха – чем теплее год, тем протаивание больше.
- 3) Наибольшие скорости увеличения глубины протаивания наблюдаются на песчаных раздувах, в то время как медленнее оттаивают болота.
- 4) Общие темпы увеличения глубины СТС в Марре-Сале имеют схожий тренд с другими регионами Арктики.

Литература

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных на метеорологических станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №№ 2014621485 (meteo.ru/data),
2. Васильев А.А. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18
3. Васильев А.А., Гравис А.Г. и др. Деграляция мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе российской Арктики // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 2, с. 15–30
4. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Под ред. Мельникова Е.С. Новосибирск, Наука, 1983. 164 с.
5. Мерзлотоведение (краткий курс). Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1981 г. 240 с.
6. Полуостров Ямал (Инженерно-геологический очерк) / Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г., Трофимов В.Т., под ред. Трофимова В.Т. М.: Изд-во МГУ, 1975. 278 с.
7. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 350 с.
8. Frederick E. Nelson, Nikolay I. Shiklomanov & Kelsey E. Nyland (2021) Cool, CALM, collected: the Circumpolar Active Layer Monitoring program and network, Polar Geography, 44:3, pp. 155-166.
9. Oblogov, G.E.; Vasiliev, A.A.; Streletskaia, I.D.; Zadorozhnaya, N.A.; Kuznetsova, A.O.; Kanevskiy, M.Z.; Semenov, P.B. Methane Content and Emission in the Permafrost Landscapes of Western Yamal, Russian Arctic. Geosciences 2020, 10, 412.

10. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results. - J. Brown, K. M. Hinkel & F. E. Nelson // Polar Geography, 2000, 24:3, 166-258

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ОКОЛО ПОС. ТИКСИ (АРКТИЧЕСКАЯ ЯКУТИЯ)

Константинов П.Я., Федоров А.Н., Башарин Н.И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; *konstntinov@mpi.ysn.ru*,
fedorov@mpi.ysn.ru, *Nikolay_B89@mail.ru*.

Приводятся результаты температурного мониторинга многолетнемерзлых пород (ММП) в окрестностях пос. Тикси (Арктическая Якутия) с 1993 по 2020 гг. Здесь выделяется 2 периода. В 1993-2005 гг. на фоне умеренного понижения температуры воздуха происходило небольшое понижение температуры ММП в верхней части слоя годовых теплооборотов и небольшое ее повышение в нижней части данного слоя. В 2006-2020 гг. здесь зафиксированы относительно большие положительные тренды температуры воздуха и ММП на всех глубинах в верхней 30-метровой толще. Но при этом не отмечено тренда глубины сезонного протаивания, для которой характерно только проявление межгодовой изменчивости.

RESULTS OF TEMPERATURE MONITORING OF PERMAFROST NEAR TIKSI (ARCTIC YAKUTIA)

Konstantinov P.Ya., Fedorov A.N., Basharin N.I.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *konstntinov@mpi.ysn.ru*,
fedorov@mpi.ysn.ru, *Nikolay_B89@mail.ru*.

Shown are the results of temperature monitoring of permafrost rocks near Tiksi (Arctic Yakutia) from 1993 to 2020. Two periods are distinguished here. In 1993-2005 Against the background of a moderate decrease in air temperature, there was a slight decrease in the temperature of permafrost in the upper part of the annual heat exchange layer and a slight increase in its lower part of this layer. Here in 2006-2020 relatively large positive trends in air temperature and permafrost were recorded at all depths in the upper 30-m layer. However, there was no trend towards an increase in the depth of seasonal thawing, which changed only due to interannual variability.

Территория исследований расположена в центральной части арктической зоны Якутии около пос.Тикси. Она представляет собой предгорную часть восточного склона Хараулахского хребта, который здесь выходит непосредственно к морскому побережью. Экспериментальные участки расположены в приустьевой части долины р.Суонаннах, в 5 км к юго-западу от пос.Тикси.

Температурный режим верхних горизонтов ММП изучается на 3 экспериментальных площадках.

Площадка 1 расположена на невысокой каменной гряде. Растительный покров представлен только отдельными куртинами травяных растений и накипными лишайниками. Верхняя 4-метровая толща отложений составлена глыбово-щебнистыми отдельностями. Ниже до глубины 30 м залегают выветрелые и трещиноватые аргиллиты. 30-метровая скважина оборудована термокосой на основе платиновых термометров сопротивления в комплекте с многоканальным логгером DATAMARK LS-3300PtV японской фирмы HAKUSAN.

Площадка 2 находится в долине р.Суонаннах на участке осоково-пушицево-зеленомошной тундры. В составе грунтов выделяется мохово-торфянистый горизонт мощностью 0,18 м и тяжелые суглинки (до глубины 0,45 м сезонно-талые). Температура ММП здесь измеряется на глубине 0,6 м при помощи одноканального температурного логгера TR-52, производства фирмы T&D Corporation (Япония).

Площадка 3 расположена в приграничной зоне долины и горной возвышенности, в основании обширного конуса выноса. В ландшафтном отношении участок относится к

полигональной тундре с кустарничково-осоково-моховым растительным покровом. В составе грунтов выделяется мохово-торфянистый горизонт мощностью 0,25 м и тяжелые суглинки (до глубины 0,35 м сезонно-талые). Температура ММП здесь измеряется на глубине 0,5 м при помощи одноканального температурного логгера TR-52.

Температура ММП на площадке 1 регулярно измеряется с 1993 г., а на площадках 2 и 3 – с 2005 г. В многолетнем ходе температуры воздуха в районе пос. Тикси за последние 27 лет четко выделяются 2 периода: период относительно слабого понижения температуры воздуха (1993-2005 гг.) и период значительного ее повышения (2006-2020 гг.) (рис. 1). В 1993-2005 гг. тренд понижения температуры воздуха составил $0,05^{\circ}\text{C} / \text{год}$, а тренд повышения в 2006-2020 гг. – $0,14^{\circ}\text{C} / \text{год}$. Аналогичным образом изменялась высота снежного покрова за рассматриваемый период. В 1993-2005 гг. высота снежного покрова понижалась с трендом $0,17 \text{ см} / \text{год}$, а в 2006-2020 гг. повышалась с трендом $0,20 \text{ см} / \text{год}$. Указанные изменения температуры воздуха и высоты снежного покрова обусловили и изменения температуры верхних горизонтов ММП (рис. 2 и 3). В период 1993-2005 гг. на каменной гряде температура ММП на глубине 10 м понижалась с небольшим трендом ($0,005^{\circ}\text{C} / \text{год}$), но при этом на глубине 30 м сохранялся очень слабый положительный тренд ($0,006^{\circ}\text{C} / \text{год}$). В 2006-2020 гг. температура ММП во всем изучаемом диапазоне глубин (0,5-30 м) стала заметно повышаться на участках с разными ландшафтными условиями. Тренд повышения температуры ММП на каменной гряде составил $0,1^{\circ}\text{C} / \text{год}$ на глубине 10 м и $0,06^{\circ}\text{C} / \text{год}$ на глубине 30 м. В этот период на тундровых участках ежегодное повышения температуры ММП на глубинах 0,5-0,6 м достигало $0,08\text{-}0,16^{\circ}\text{C} / \text{год}$.

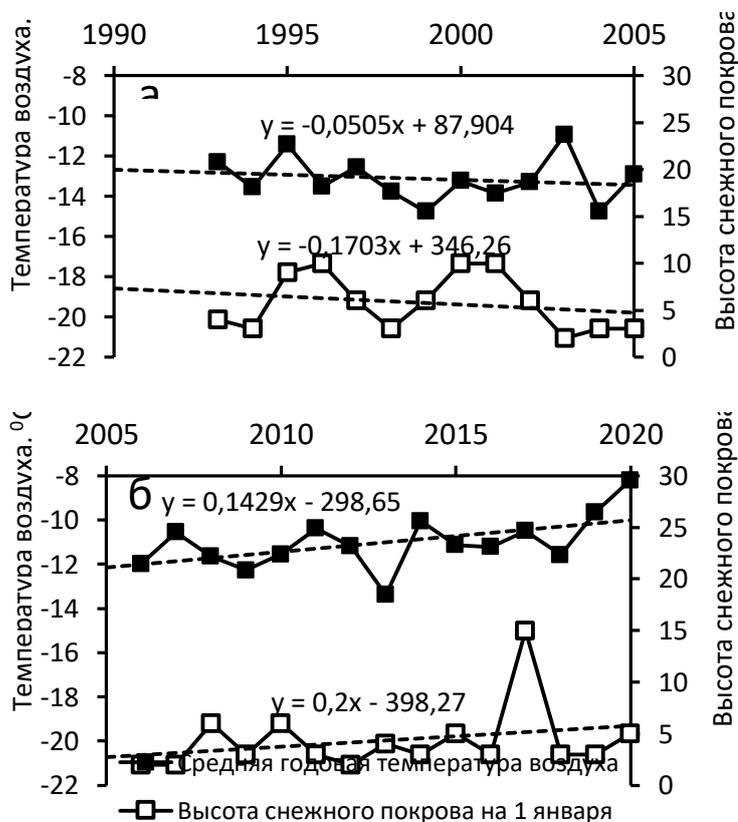


Рис. 1. Изменения средней годовой температуры воздуха и высоты снежного покрова за периоды 1993-2005 (а) и 2006-2020 гг. (б).

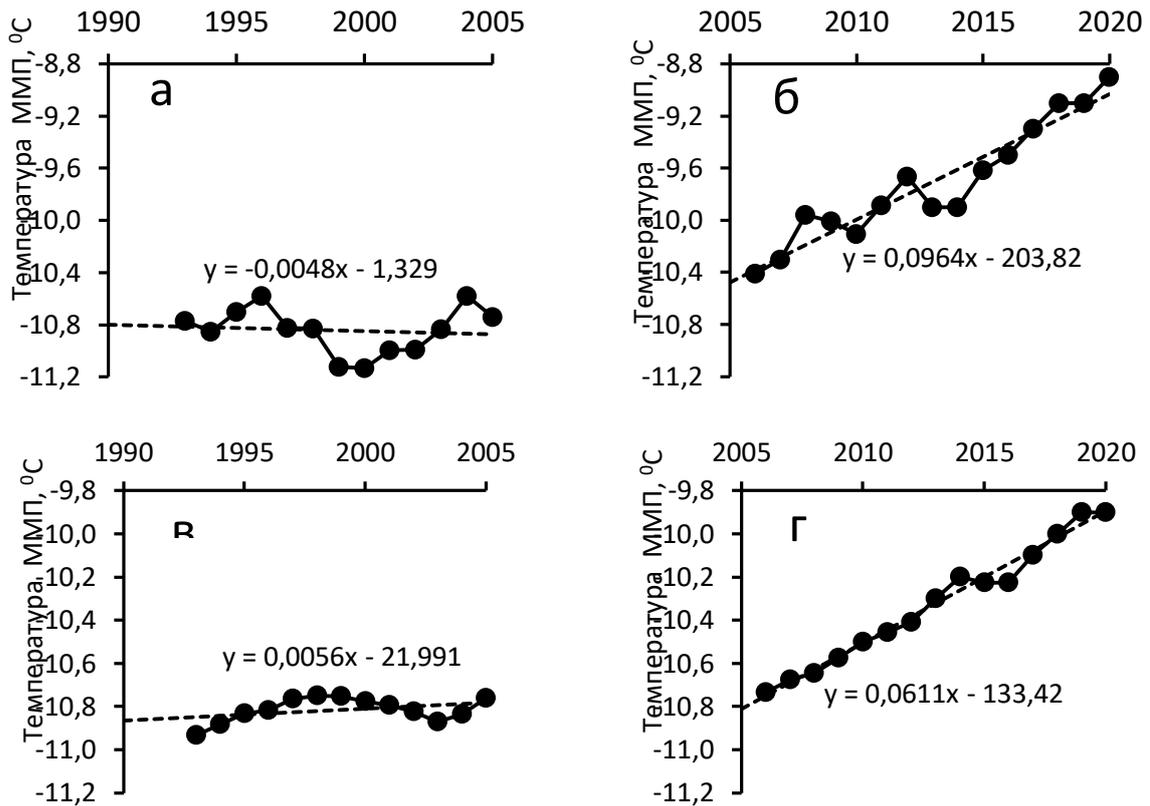


Рис. 2. Изменения средней годовой температуры ММП в пределах каменной гряды (пл. 1) за период 1993-2020 гг. (а, б - глубина 10 м; в, г - глубина 30 м).

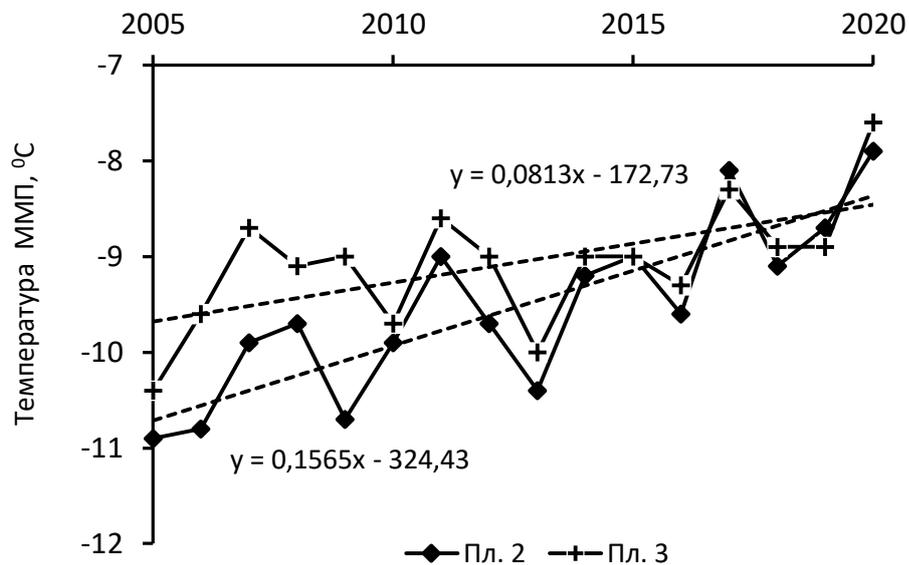


Рис. 3. Изменения средней годовой температуры ММП на тундровых участках за период 2005-2020 гг. (пл. 2 - глубина 0,6 м; пл. 3 - глубина 0,5 м).

На участке исследований глубина сезонного протаивания изучается в 10 мониторинговых точках в тундровых ландшафтах с торфяно-суглинистыми

почвогрунтами по механическому составу. Несмотря на заметное повышение температуры воздуха и ММП за последние 15 лет не отмечено тренда увеличения глубины сезонного протаивания. Наблюдается только ее межгодовая изменчивость (рис. 4). Показатели вариативности среднего значения глубины протаивания по 10 точкам за 16 лет оказались следующими: стандартное отклонение – 3,97 см, коэффициент вариации – 0,09. Об относительной стабильности мощности сезонно-талого слоя в районе пос. Тикси свидетельствуют и данные расчетов [2].

Корреляция глубины протаивания с индексом протаивания (суммой температур воздуха всего теплого периода) составила 0,53 (рис. 5а). Несколько выше оказалась корреляция глубины протаивания со средней годовой температурой грунта – 0,59 (рис. 5б), что может указывать на большее влияние на нее зимнего периода. Это согласуется с исследованиями Л.Г.Богатырева [1] по тундровым почвам Таймыра, который получил данные о большей зависимости глубины протаивания от степени охлаждения почв зимой, чем от теплоприхода в летний период.

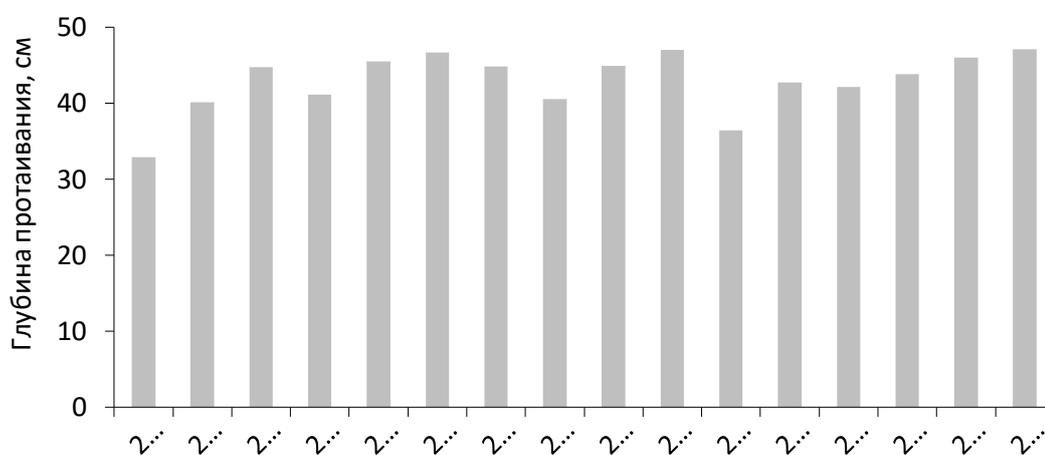


Рис. 4. Межгодовая изменчивость максимальной глубины протаивания тундровых почвогрунтов около пос. Тикси за период 2006-2021 гг.

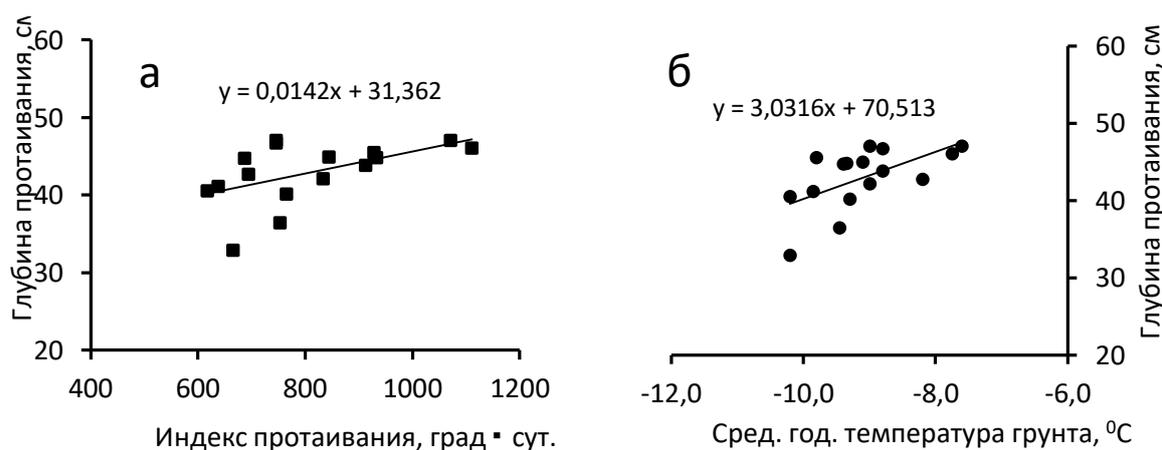


Рис. 5. Зависимость глубины протаивания тундровых почвогрунтов около пос. Тикси от индекса протаивания (а) и средней годовой температуры грунта (б).

Выводы:

1. С 2006 г. по настоящее время в районе пос. Тикси наблюдается заметное повышение температуры верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. На каменных грядах положительный тренд составляет $0,1^{\circ}\text{C}$ / год на глубине 10 м и $0,06^{\circ}\text{C}$ / год на глубине 30 м. На тундровых участках тренд повышения температуры ММП на глубинах 0,5-0,6 м достигает $0,08-0,16^{\circ}\text{C}$ / год.

2. В период 2006-2021 гг. не отмечено тренда увеличения глубины сезонного протаивания на тундровых участках. Наблюдается только ее межгодовая изменчивость.

Литература

1. Богатырев Л.Г. Динамика оттаивания мерзлоты в тундровых почвах стационара «Агапа» // Почвы и продуктивность растительных сообществ. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1974, с.67-73.

2. Богородский П.В., Макштас А.П., Кустов В.Ю., Грубый А.С., Мовчан В.В. Динамика сезонного протаивания вечной мерзлоты в районе гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2015. – № 4 (106). – С. 88-98.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ПЛОЩАДКЕ «А» АРДАЛИНСКОГО НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛА

Крайнева О.В.

Северный (Арктический) федеральный университет имени М.В. Ломоносова,
г. Архангельск *e-mail: o.krajneva@narfu.ru*

Освоение нефтегазовых месторождений в районах распространения многолетнемерзлых пород сопряжено с тепловым воздействием производственных площадок на мерзлые толщи. Характер этого воздействия и предпосылки активизации нежелательных мерзлотных процессов отслеживаются по данным производственного экологического мониторинга. В статье представлены результаты термометрического контроля на одной из производственных площадок Ардалинского нефтегазопромисла, расположенного в Ненецком автономном округе.

RESULTS OF GEOCRYOLOGICAL MONITORING AT THE OBJECT "A" ARDALIN OIL FIELD

Krajneva O.V.

Northern (Arctic) federal university named after M. V. Lomonosov, Arkhangelsk
e-mail: o.krajneva@narfu.ru

The development of oil and gas fields in the areas of permafrost is associated with the thermal impact of production sites on the frozen strata. The nature of this impact and the prerequisites for the activation of undesirable permafrost processes are tracked according to the data of industrial environmental monitoring. The article presents the results of thermometric control at the production site of the Ardalin oil field, located in the Nenets autonomous district.

Территория Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПНГП) характеризуется сложными геокриологическими условиями, обусловленными суровым климатом региона [1]. По схеме геокриологического районирования данная территория входит в район сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью 100-200 метров с криопэгами [2]. В геоморфологическом отношении район изысканий расположен в пределах Печорской низменности [3]. При нефтегазовом освоении региона наибольшему воздействию подвергается почвенно-растительный покров и многоленемерзлые грунты, нарушение естественного баланса которых приводит к активизации процессов термокарста, солифлюкции, пучения и эрозии.

Последние масштабные геокриологические исследования в регионе проводились в 80-е годы и отражены в отчетах и фондах Тиманской геологоразведочной экспедиции [1]. Начиная с 1995 года при освоении нефтяных месторождений в ТПНГП Компания Полярное Сияние разработала и реализовала комплексную программу экологического мониторинга на объектах Ардалинского нефтегазопромысла. В рамках данной программы были проведены многолетние наблюдения, в том числе за состоянием почвенно-растительного покрова, изменениями в сезонно-талом слое, химическим составом грунтовых надмерзлотных вод и осуществлен температурный контроль за верхней частью многолетнемерзлой толщи посредством термометрических скважин до глубины 26 метров.

Накопленные более чем за 20-летний период массивы данных требуют детальной обработки не только в рамках производственного экологического мониторинга на объекте, но и для актуализации сведений о современном состоянии ММП и процессов, происходящих в ней, в рассматриваемом районе. В данной статье представлены результаты термометрического контроля на одной из производственных площадок Ардалинского нефтегазопромысла, полученные в период с 1999 по 2016 годы.

Район Ардалинского нефтегазопромысла расположен в Колвинской депрессии. Мощность многолетней мерзлоты составляет в среднем 250-300 метров. В общем случае сплошная мерзлота залегает на самых высоких элементах рельефа, на плоских водоразделах, оголяемых в зимний период под действием ветра, и на торфяниках. В понижениях рельефа, в долинах ручьев и впадинах термокарстовых озер наблюдаются талики. Так, например, под оз. Кывтан-Хасырей располагается таликовая зона мощностью свыше 70 м, к которой приурочен вишерский водоносный горизонт, а под крупнейшей водной артерией района р. Колвой – сплошной талик [4].

В разрезе геокриологического мониторинга наиболее важными являлись исследования почв, грунтов, неглубоких (надмерзлотных) грунтовых вод и многолетнемерзлых пород, а также растительности. Почвенные образцы отбирались на девяти исследуемых площадках, где, в том числе, при наличии неглубоких грунтовых вод, отбирались их пробы для проведения физико-химических исследований. Наблюдения за многолетнемерзлыми породами (ММП) велись, как на всех точках наблюдения изучения почв и грунтов, так и на мерзлотных профилях, с использованием мерзлотного щупа с термистором, в летние периоды. Термометрический контроль состояния верхней части ММП проводился на шести объектах в 30-ти термометрических скважинах. Глубина наблюдательных скважин составляет от 5 до 26 метров.

Одним из шести объектов контроля является производственная площадка «А» Ардалинского нефтегазопромысла. На площадке располагаются добывающие скважины и четыре термометрические скважины (А-71 – А-74). Три из них расположены в центральной части площадки, в непосредственной близости к добывающим скважинам, а одна скважина А-71 – в 150 м южнее производственной площадки «А» (рис. 1).

В качестве объекта исследования принята производственная площадка «А» Ардалинского НП. Производственная площадка обустроена насыпным грунтом, а производственные объекты расположены на свайных основаниях с проветриваемым подпольем [4]. Частота замеров температуры ММП составляла 1 раз в месяц.

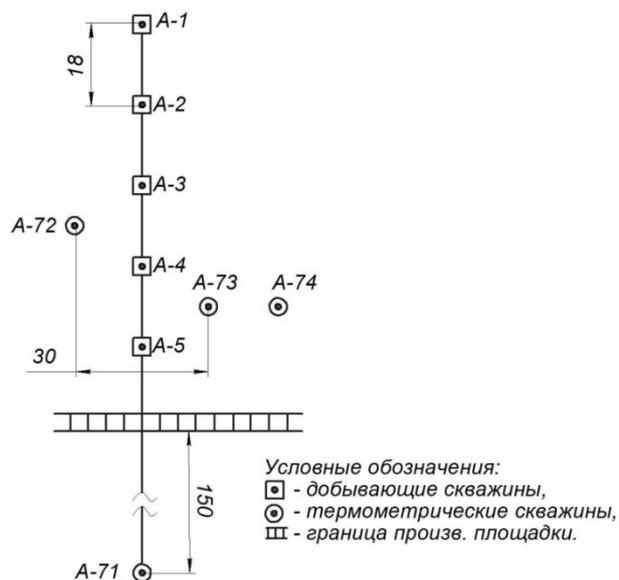


Рис.1 Расположение термометрических скважин в районе площадки «А» [5]

Согласно наблюдений [4], большая часть ММП в районе промысла относится к типу «теплой» и за первые 10 лет наблюдений ее минимальная средняя температура составляла -3°C . Однако последующие наблюдения демонстрируют повышение температуры. Результаты наблюдений по фоновой термометрической скважине А-71 представлены на рис. 2 [3].

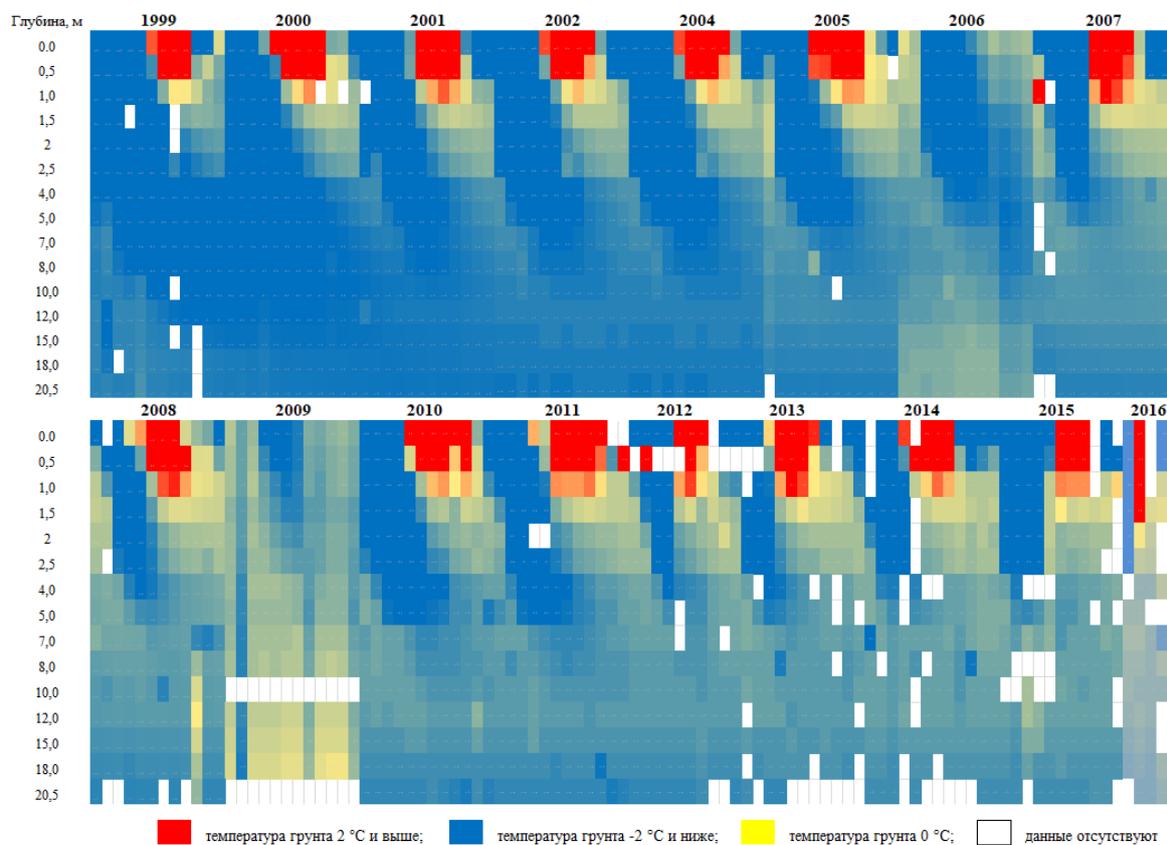


Рис. 2 – Температура наблюдаемой толщи по данным фоновой скважины А-71 за период с 1999 по 2016 гг [2].

За наблюдаемый период средняя температура по фоновой скважине А-71 (рис.3) с 1999 по 2016 изменилась с минус 3,3 °С до минус 2,1 °С. Цветовая шкала позволяет оценить характер повышения температуры, происходящий преимущественно из глубины.



Рис.3 Изменение средней температуры по всей глубине наблюдательной скважины А-71 за период с 1999 по 2016 гг

Данные по термометрической скважине А-73, расположенной на территории производственной площадки в непосредственной близости к добывающим скважинам представлены на рисунке 5.

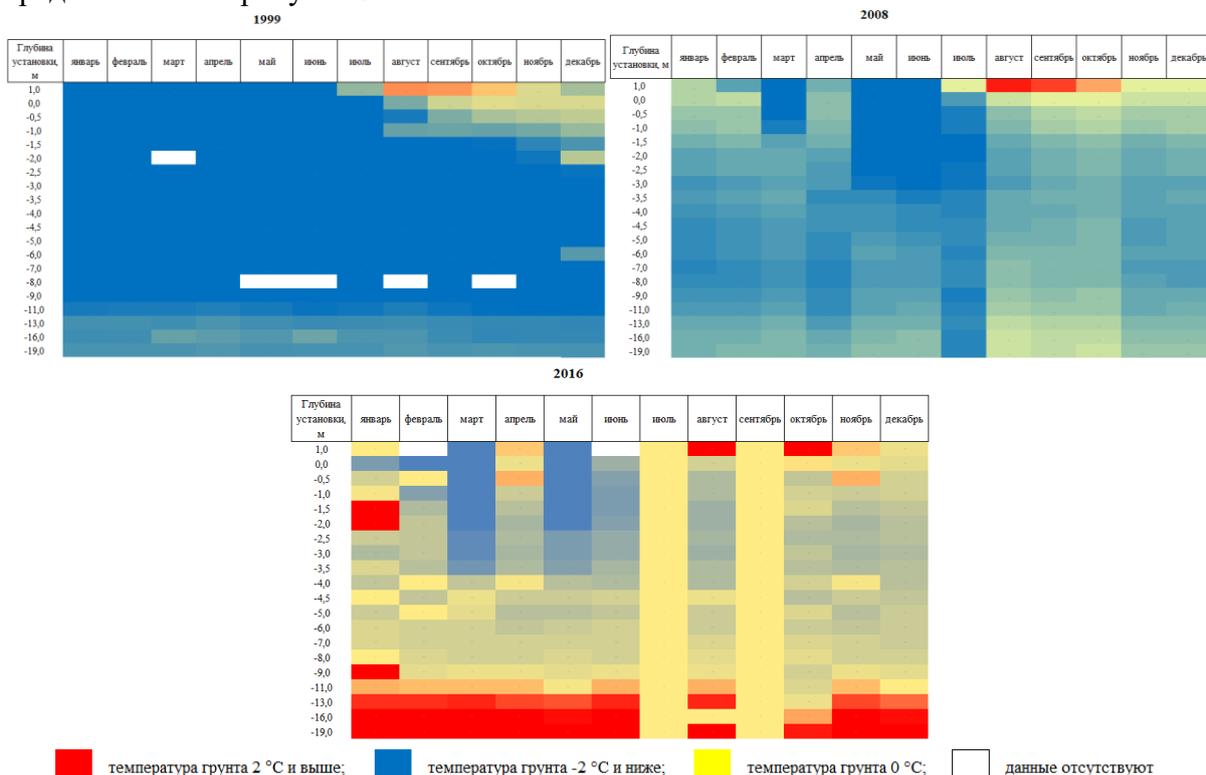


Рисунок 5 – Результаты наблюдений по термометрической скважине А-73

Результаты наблюдений по скважине А-73 также демонстрируют постепенное повышение средней температуры мерзлой толщи от минус 3,9 °С (1999) до минус 0,2 °С

(2016). А средняя температура по скважине А-72 (рис.6) в наблюдаемом диапазоне изменилась от минус 2,2 °С (1999) до плюс 0,7 °С (2016).

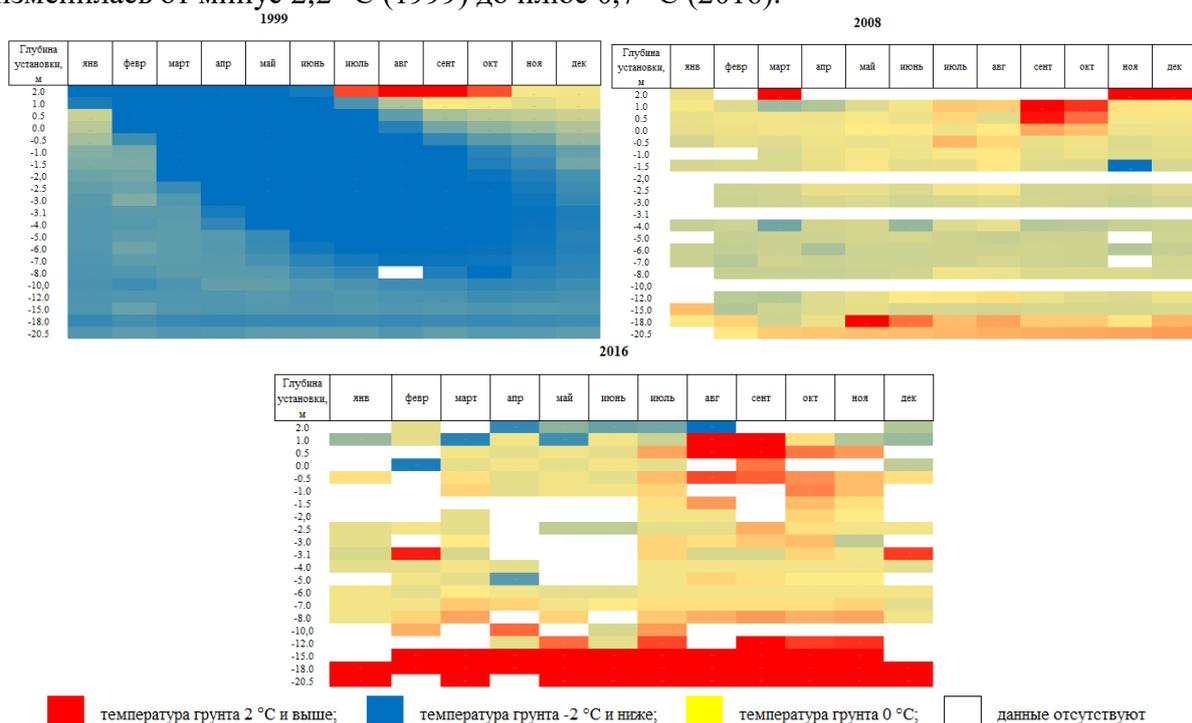


Рисунок 6 – Результаты наблюдений по термометрической скважине А-72

Выявленная динамика изменения температурного режима наблюдаемой толщи верхней части геологической среды позволяет спрогнозировать активизацию нежелательных криогенных процессов и своевременно принять меры по минимизации опасного взаимного влияния природной среды и производственных объектов.

Накопленный объем данных и наблюдений по реализованному на объектах Ардалинского нефтегазопромысла экологическому мониторингу позволяет провести детальную статистическую обработку и апробацию цифровых моделей по прогнозированию изменения температурного режима мерзлых грунтов. Это позволит более тщательно планировать мероприятия по защите ММП от теплового воздействия, и предусмотреть меры защиты производственных площадок нефтепромыслов от опасных криогенных процессов, влекущих деформацию и разрушение наземных сооружений.

Литература

1. Вечная мерзлота и освоение нефтегазовых районов. Под ред. Е.С, Мельникова (части I, III) и С.Е. Гречищева (части II, III, IV). Колл. авторов. М.: ГЕОС, 2002. - 402 с.
2. Геокриология СССР, том 1, 1988.
3. Крайнева О.В., М.Г. Губайдуллин, А.В. Калашников, В.П. Абакумов Изменение температурного режима многолетнемерзлых пород в районе Ардалинского месторождения // Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. М., ВНИИОЭНГ. 2021. №4(301). С.43-49
4. Макарский Н.А., Губайдуллин М.Г. Результаты геокриологического мониторинга на Ардалинском нефтяном месторождении //Вестник Поморского ун-та. Сер. «Естественные и точные науки», 2010. № 1(10). С. 15-21.
5. Губайдуллин М.Г., Пашилов М.В. Анализ динамики изменения температурного режима верхней части многолетнемерзлых пород при эксплуатации нефтяного месторождения на Европейском севере России. // Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. М: ВНИИОЭНГ. 2018. № 1. - С. 35-40.

СИСТЕМЫ ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА. ПРАКТИКА ПРИМЕНЕНИЯ НА ОБЪЕКТАХ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Кривов Д.Н., Прокопюк И.В.
ООО «РУСГЕОТЕХ», Москва, Россия; info@rgtek.ru

Рассмотрены основные риски проведения мониторинга многолетней мерзлоты в ручном режиме. Отмечено влияние изменчивости мерзлотной обстановки на объекты северной инфраструктуры. Приведена величина ущерба от деградации многолетней мерзлоты. Предложен метод мониторинга состояния многолетней мерзлоты с применением автоматизированных систем и беспроводных технологий. Описан опыт внедрения предложенного решения на объекты российской Арктики.

TEMPERATURE MONITORING SYSTEMS. APPLICATION PRACTICE AT FACILITIES IN THE CRYOLITHOZONE

Krivov D.N., Prokopyuk I.V.
RUSGEOTEKH LLC, Moscow, Russia; info@rgtek.ru

The main risks of monitoring permafrost in manual mode are considered. The influence of the variability of the permafrost situation on the objects of the northern infrastructure is noted. The amount of damage from the degradation of permafrost is given. A method for monitoring the state of permafrost with the use of automated systems and wireless technologies is proposed. The experience of implementing the proposed solution on the objects of the Russian Arctic is described.

Многолетняя мерзлота – серьезный фактор, который важно учитывать при освоении арктических территорий. Последствия деградации многолетней мерзлоты различны. Одно из них – потеря несущей способности грунтов в основаниях и фундаментах зданий и сооружений. Деградация многолетней мерзлоты препятствует нормальному функционированию инфраструктуры и ведет к нарушению ее устойчивости и деформациям.



Рис. 1. Разрушенное здание вследствие деградации многолетней мерзлоты

Температура мерзлых грунтов является основным индикатором трансформации мерзлотной обстановки, поэтому наиболее полная информация о многолетней мерзлоте и прогноз изменений ее состояния могут быть получены только с помощью постоянного температурного мониторинга грунтов.

Основные риски, с которыми сталкивается собственник объекта, если он проводит мониторинг многолетней мерзлоты вручную:

- О деградации многолетней мерзлоты в основании фундаментов зданий и сооружений можно узнать слишком поздно. Зачастую после того, как здание или сооружение деформировано. Всё потому, что темпы деградации многолетней мерзлоты гораздо выше, чем периодичность мониторинга в ручном режиме, регламентированная действующими нормативно-техническими документами.

- Вручную крайне сложно и дорого проводить мониторинг многолетней мерзлоты на территориально-распределенных объектах. На это тратится очень много ресурсов: время, люди, деньги.

Для обеспечения надежной, долговечной и безаварийной эксплуатации объектов Арктики требуются современные технологии и методы мониторинга состояния многолетней мерзлоты.

В качестве одного из таких методов ООО «РУСГЕОТЕХ» предлагает автоматизацию термометрии грунтов путем внедрения системы температурного мониторинга, которая позволит:

- Быстро реагировать на проблемы деградации многолетней мерзлоты и еще на начальной стадии принимать решения, позволяющие избежать необратимых последствий;

- Проводить температурный мониторинг распределенной инфраструктуры удаленно и в автоматизированном режиме. Без многократных выездов на объект, с периодичностью, с какой это необходимо, хоть каждый час, не тратя на это никаких дополнительных ресурсов;

- Экономить время и деньги за счет полной автоматизации процесса. А высвободившиеся людские ресурсы можно направить на решение задач по анализу результатов мониторинга;

- Объединить все свои объекты в одной аналитической платформе и следить за ними дистанционно. И для этого не потребуется большой штат персонала.



Рис. 2. Автоматизированная система температурного мониторинга ООО «РУСГЕОТЕХ»

Система температурного мониторинга обеспечивает автоматизированный сбор данных с измерительных устройств по беспроводным LPWAN технологиям и передачу данных на удаленный сервер заказчика для их обработки в информационно-аналитической платформе. Система энергоэффективна, обеспечивает большую дальность передачи данных и автономную работу устройств в течение длительного времени.

Элементами системы температурного мониторинга являются измерительные устройства (термокосы), регистрирующие приборы (логгеры), программное обеспечение и устройства для создания распределенной сети удаленного сбора и передачи данных. Ядром системы является платформа SmartGTM, обеспечивающая работу системы мониторинга, сбор, хранение, обработку и визуализацию полученных данных.



Рис. 3. Интерфейс платформы SmartGTM

ООО «РУСГЕОТЕХ» имеет практический опыт автоматизации термометрии на объектах российской Арктики. Так, в частности, в 2021 году на двух действующих производственных объектах Норильского промышленного районе установлены системы температурного мониторинга грунтов с беспроводной передачей данных (технологии NB-Fi, NB-IoT) в рамках реализации ПАО «ГМК «Норильский никель» корпоративной информационной системы мониторинга зданий и сооружений.

Автоматизация термометрии за счет внедрения современных высокотехнологичных систем мониторинга повысит качество научно-технического сопровождения строительства и эксплуатации инфраструктуры Арктики, позволит предупредить последствия деградации многолетней мерзлоты, снизить риски возникновения аварий и защитить окружающую среду от экологических катастроф, своевременно адаптироваться к изменениям климата и обеспечить устойчивость жизни в арктическом регионе.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АВТОМОБИЛЬНОЙ ДОРОГЕ «УМНАС»

Литовко А.В.¹, Сыромятников И.И.²

1. Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Москва, Россия; lav_84@mail.ru

2. Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия; igor_ykt@mail.ru

Аннотация. Статья написана по результатам научно-методического геокриологического сопровождения работ ИМЗ СО РАН по инженерно-геологическим изысканиям, выполняемых на отдельных проблемных (ключевых) участках автомобильной дороги «Умнас» в Республики Саха (Якутия).

COMPREHENSIVE ENGINEERING AND GEOCRYOLOGICAL STUDIES ON THE YMNAS HIGHWAY

Litovko A.V.¹, Syromiatnikov I.I.²

1. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; lav_84@mail.ru

2. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; igor_ykt@mail.ru

Abstract: This paper summarizes the results of scientific-methodological geocryological investigations conducted in support of engineering site explorations by the Melnikov Permafrost Institute at key problem sections of the Ymnas Highway in the Republic of Sakha (Yakutia).

Введение

Многолетний опыт проектирования, строительства и эксплуатации автомобильных дорог в криолитозоне, к сожалению, не избавляет нас полностью от многочисленных случаев деформаций этих объектов, зачастую аварийного характера, связанных с криогенными процессами и явлениями. Дополнительную напряженность ситуации вызывает прогнозируемое на ближайший период времени многими учеными и специалистами глобальное изменение климата, что обязывает уже сейчас обеспечивать надежность сохранения мерзлого состояния грунтов оснований при наступлении подобных отрицательных воздействий. В этой связи, значительно повышается роль инженерно-геокриологического мониторинга как критерия надежности и безаварийной эксплуатации геотехнических систем в криолитозоне.

Важным для организации мониторинга состояния автомобильных дорог является выбор ключевых участков, на которых он должен проводиться. При этом выделение только дефектных, неустойчивых и деформирующихся объектов не способствует правильному выбору всех потенциально опасных мест. В первую очередь это важно для потенциально опасных участков пути, которые проходят по территориям, где развиты неблагоприятные геологические процессы и явления. На них необходимо проводить мониторинг в первую очередь. Перспективным для такого геотехнического мониторинга являются аэрокосмические методы, охватывающие большие по площади прилегающие территории. При этом на такие протяженные участки пути должны составляться не паспорта, а карты, используя геоинформационные системы.

Методика выполнения инженерно-геокриологической съёмки ключевого участка

Инженерно-геокриологический мониторинг на наблюдательных участках автомобильной дороги «Нам» назначается в целях получения количественных данных по изменению состояния основных компонентов сезонной и многолетней мерзлоты в связи со строительством и эксплуатацией автомобильных дорог в 1 дорожно-климатической зоне. В зону наблюдений необходимо включать и прилегающие к объектам дороги участки, включая естественные ландшафты, что позволит выявить тенденции изменения в сезонно-и многолетнемерзлых грунтах основания дорожных конструкций в зависимости от изменений природно-климатических условий.

Данные, полученные в результате мониторинговых исследований на наблюдательных площадках (полигонах) необходимы для повышения достоверности геокриологического (мерзлотного) прогноза при проектировании, строительстве и эксплуатации автомобильных дорог в криолитозоне. Материалы и предложения,

изложенные в данных разработках, находятся в соответствии с базовыми положениями действующих нормативных документов [1].

Инженерно-геокриологическая (мерзлотная) съемка участка проводится для рационального размещения на ней объектов инженерно-геокриологического мониторинга.

Карта инженерно-геокриологического районирования площадки является основой для выбора ключевых участков, видов и объемов геокриологических исследований. На начальном этапе подготовки проведения инженерно-геокриологических исследований были выполнены рекогносцировочные маршруты на всей площади согласованных участков, что позволило уточнить выделенные на камеральном этапе границы ключевых участков для детального их изучения.

Ключевые участки выбирались таким образом, чтобы с учетом сложности территории по геокриологическим условиям можно было оценить их оптимальное количество с учетом набора максимально неблагоприятных природных компонентов для эксплуатации автодороги.

В ходе маршрутных исследований интервалы основных и дополнительных точек наблюдения определялись конкретными условиями и сложностью того или иного участка автодороги. На поперечниках основные точки наблюдения обычно располагаются вне трассы через 20-25 м, на дорожной инфраструктуре площадки у подножья насыпи, оси автодороги и ограничивается внешними границами площадки.

Вспомогательные точки обычно намечаются на участках изменения ландшафтных и геокриологических условий, при фиксировании значимых геологических процессов и явлений (образований), в пунктах начала и окончания маршрутов.

В точках наблюдения проводятся следующие работы:

- точная привязка пункта наблюдения с помощью топографической основы, космоснимка системы Google, аппаратом глобальной системы GPS с внесением информации в полевые журналы;

- описание ландшафтных условий в краткой форме (рельеф, растительность, дренированность поверхности, грунты и др.) с охватом расстояния, пройденного от предыдущей точки и площади вокруг точки, доступную наблюдению (информация, необходимая для составления ландшафтно-криоиндикационной карты);

- подробное описание поверхностных условий и экзогенных (в первую очередь криогенных) геологических процессов или образований с указанием их основных параметров, интенсивности проявления и площади пораженности;

- измерения объектов (визуально и с использованием инструментов);

- фотографирование цифровой аппаратурой или записью видеокамерой объекта изучения и его фрагментов, а также выполнялись видовые снимки непосредственно по автодороге и рядом расположенных опасных природных объектов;

- фиксирование изменения в природных условиях (в характере растительности, в смене геоморфологических элементов, грунтов, в дренированности поверхности), а также выходы подземных вод, озера и водотоки (постоянные и временные);

- определение шупом (при технической возможности) глубина сезонно-талого слоя (СТС) или сезонно-мерзлого слоя (СМС);

- оценка по криоиндикаторам или другим признакам наличие или отсутствие многолетнемерзлых пород;

- непосредственно на автодороге (дорожных треках) должно фиксироваться: высота насыпи (верх-низ), ширина асфальтового покрытия, длина, угол и профиль насыпи, ширина обочины, состав грунтов, виды и размеры деформаций земляного полотна и асфальтового покрытия, наличие заболоченности и водных объектов у подножья насыпей и др.

-описание точек должно сопровождаться зарисовкой объекта наблюдения, составлением схематических ландшафтных, литологических и криолитологических разрезов поперечников из скважин, шурфов и закопшек, пересекающих объекты площадки, кроме того указывается место и глубина отбора проб.

Вся полученная в ходе маршрутных исследований информация исследователем заносит в полевой журнал, который после окончания полевых работ передается для окончательной обработки ответственному исполнителю камеральной группы или начальнику отряда.

В камерный период, на основе полученных материалов и ранее проведенных предварительных картографических построений, разрабатывается легенда инженерно-геокриологической карты и осуществляется по традиционной методике картографирование территории площадки. Масштаб карты площадки не должен быть мельче 1:2000 - 1:5000 и отражать основные компоненты инженерно-геологической среды.

Результаты и их обсуждение

Район работ расположен в центральной Якутии и в административном отношении охватывает территорию г. Якутска и Намского района республики Саха (Якутия). Район работ, согласно СП-11-105-97 (Часть IV) приложение Б, относится к 3-й категории сложности инженерно-геологических условий.

Исследуемая автомобильная дорога III технической категории относится к дорогам территориального значения с усовершенствованным покрытием. Участок проложен в I дорожно-климатическом районе зоны многолетней мерзлоты [2]. Данный по характеристике типа местности по увлажнению район проложения трассы относится ко 2-му типу.

По результатам рекогносцировочных инструментальных исследований по трассе автомобильной дороги «Умнас» для создания опытно-экспериментальных полигонов были выбраны два ключевых участка под дальнейшие мониторинговые наблюдения за температурно-влажностным режимом грунтов оснований. Выбор этих участков определялся тем, что они характеризуют разные типы мерзлотных ландшафтов и имеют сложные инженерно-геокриологические условия с развитием криогенных процессов и их воздействием на автодорогу (рис.1).

Участки У-1 на 30,1-31,0 км и У-2 на 126,5-127,5 км (рис.2а,2б) автодороги «Умнас» расположены в пределах приводораздельной поверхности с абсолютными отметками в среднем 200-230 м на денудационно-аккумулятивной равнине левобережья р. Лена. Представлен межаласным и аласным типом местности. На межаласьях в основном произрастают березово-лиственничные леса с кустарничково-моховой растительностью. А аласы здесь не столь полно выражены, с относительной глубиной, не превышающей 3-4 м, как в других районах Центральной Якутии, однако в целом ландшафтоформирующие процессы тех или других являются идентичными. В их днищах часто встречаются многолетние бугры пучения (булгунняхи). Термокарстовые котловины, образованные при локальном вытаивании пород ледового комплекса, представлены озерными, озерно-болотными отложениями в сочетании со специфическими аласными осадками, представляющими самостоятельный тип осадков голоценового возраста [3]. Данный комплекс четвертичных отложений имеет небольшую мощность. На аласах произрастают разнотравно-злаковые луга.

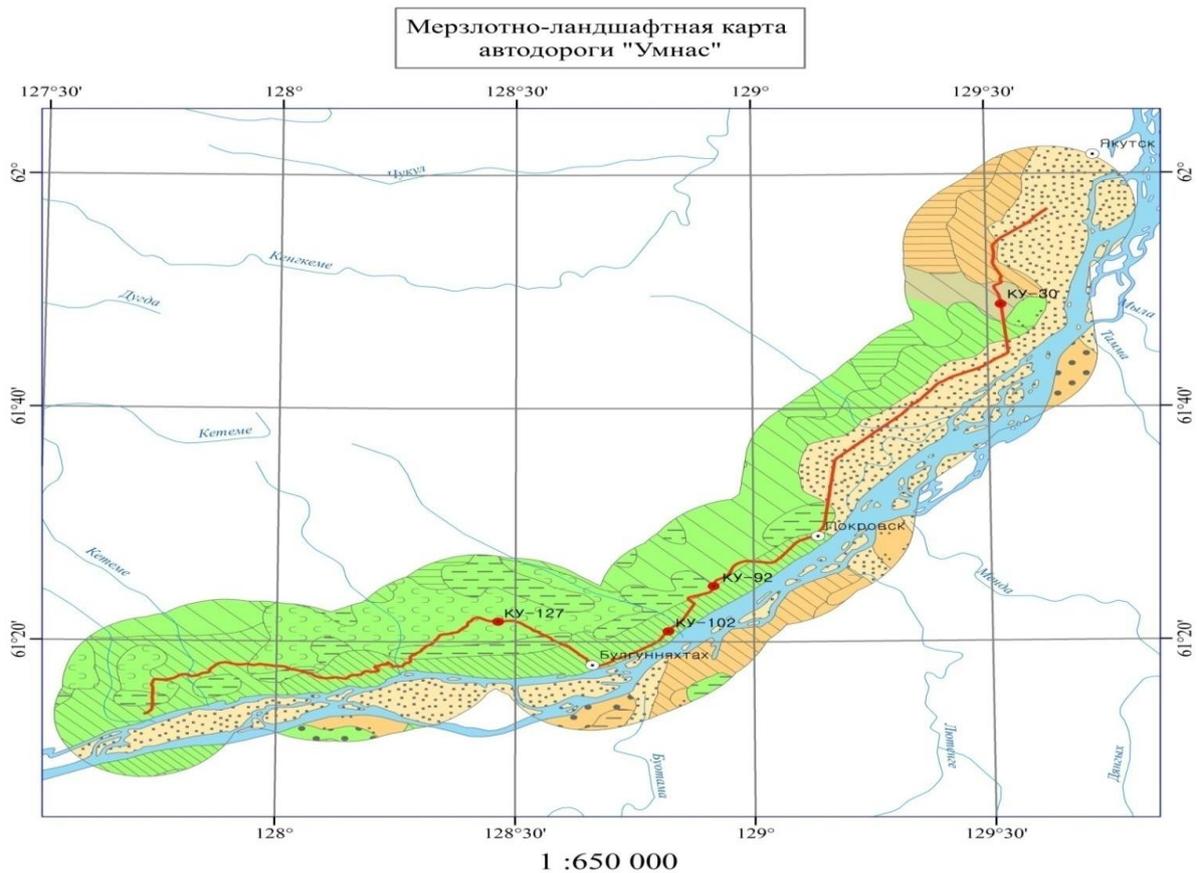


Рис. 1 Мерзлотно-ландшафтная карта автодороги «Умнас»

У-1 на 30,1-31,0 км и У-2 на 126,5-127,5 км (рис.2а,2б) автодороги «Умнас» расположены в пределах приводораздельной поверхности с абсолютными отметками в среднем 200-230 м на денудационно-аккумулятивной равнине левобережья р. Лена. Представлен межаласным и аласным типом местности. На межаласьях в основном произрастают березово-лиственничные леса с кустарничково-моховой растительностью. А аласы здесь не столь полно выражены, с относительной глубиной, не превышающей 3-4 м, как в других районах Центральной Якутии, однако в целом ландшафтоформирующие процессы тех или других являются идентичными. В их днищах часто встречаются многолетние бугры пучения (булгунняхы). Термокарстовые котловины, образованные при локальном вытаивании пород ледового комплекса, представлены озерными, озерно-болотными отложениями в сочетании со специфическими аласными осадками, представляющими самостоятельный тип осадков голоценового возраста [3]. Данный комплекс четвертичных отложений имеет небольшую мощность. На аласах произрастают разнотравно-злаковые луга.

Полигональный бугристо-западинный термокарстовый микрорельеф встречается на поверхности межаласной равнины, на участках сведения лесного покрова. Особенно он характерен по периферии термокарстовых котловин. Полигонально-трещинный микрорельеф локально отмечается в увлажненных местоположениях днищ долин ручьев, межрядовых низин и аласов. В лесах широко распространен мелкобугристый микрорельеф. Солифлюкционные формы характерны в основном для пологих склонов, особенно в их нижней части. Эрозионные формы представлены ложбинами стока. На склонах вдоль дорог имеют место процессы оврага образования. Криогенные процессы

(термокарст и морозное пучение) широко развиты на нарушенных участках вдоль автодороги.

а) Участок на 30,1-31,0 км



б) Участок на 126,5-127,5 км



Рис. 2 Фотографии ключевых участков автодороги «Умнас»

Во время проведения инженерных изысканий автодороги «Умнас» подземные льды были вскрыты на ключевом участке, который расположен на 31 км автодороги.

В результате рекогносцировочного маршрута этот участок был выбран в качестве ключевого по внешним признакам проявления пород ледового комплекса. Основные признаки развития ледового комплекса, которые наблюдаются на этой территории: полигональный рельеф, термокарстовые озера, морозобойные трещины, просадочные формы рельефа, заболачивание территории.

На этом участке наблюдается деградация поверхности приантропогенном нарушении защитного слоя земли (заброшенные пахотные угодья), вследствие чего произошло вытаивание залегающих подземных льдов и образовались быллары. Эти просадочные формы рельефа имеют отчетливый полигональный рисунок. Также здесь наблюдаются три термокарстовых озера овальной формы. Известно, что полигональный рельеф является одним из основных индикаторов распространения повторно-жильных льдов (ПЖЛ). На участке на дорожном полотне наблюдаются просадки, которые формируют волнистую поверхность на автодороге.

Глубина залегания основания земляного полотна (техногенного грунта) составляет 0,7 м. На момент бурения скважины и измерения температуры с глубины 1,8 м зафиксирована верхняя граница ММП, с 2,9 м залегают сильнольдистые грунты (лед до глубины 10,5 м). В основании насыпи, в интервале 0,9 – 2,9 м, на границе оттаявших грунтов и верхней границы ММП грунт представлен легким суглинком тугопластичным.

Причиной деформации автомобильной дороги можно считать неравномерное протаивание грунтов по длине ключевого участка с последующем образованием желобообразной чаши протаивания. Необходимо обратить особое внимание на данный уникальный в криогенном отношении участок при разработке мероприятий по ликвидации деформационных процессов, стремительно развивающихся в летне-осенний сезон.

Участок У-2 расположен на 126,5-127,5 км автодороги «Умнас» в пределах древне террасового типа местности, на приводораздельной поверхности Бестяхской террасы с абсолютными отметками в среднем 180-200 м на денудационно-аккумулятивной равнине левобережья р. Лена, где преобладают лиственничные леса с кустарничково-моховым покровом. На исследуемом участке происходит обводнение и заболачивание

территории, которые негативно влияют на дорожное полотно. Характерной особенностью участка является близкое (на глубине около 5 м) залегание скальных пород, которые представлены карбонатными отложениями. Высота насыпи (верх) составляет около 1,1 метра. Согласно инженерно-геокриологическому разрезу, глубина залегания основания земляного полотна (техногенного грунта) составляет 1,5 м. На момент бурения скважины и измерения температуры с глубины 2,2 м (верхняя граница ММП) залегают слабоблудистый суглинок с небольшим содержанием глинистого заполнителя, которые в ходе бурения были частично растеплены.

Кровля многолетнемерзлых грунтов залегает на глубине 2,2 м, подошва при бурении не подсечена. На глубине 10 м температура грунта $-2,2^{\circ}\text{C}$. Характер кривой показывает, что глубже 10 м, температура грунтов скорее всего будет понижаться.

Основной причиной деформации земляного полотна является неравномерная деградация многолетнемерзлых грунтов, вызванная отсутствием качественного водоотведения поверхностных вод.

Представляется необходимым принять следующий комплекс мер для устранения сложной ситуации, вызванной наличием высокольдистых грунтов в основании:

1. Для охлаждения грунтов основания применить бермы и оборудовать СОУ по нижним границам откосов для стабилизации мерзлого состояния грунтов основания насыпи.

2. Использовать вяжущие материалы для организации укрепления приподошвенной зоны земляного полотна.

Приведенные результаты инженерно-геокриологических исследований на ключевых участках автомобильных дорогах «Умнас» по выявлению причин деформаций и предложенные группы мероприятий, несомненно, позволит выбрать оптимальные на данном этапе исследований. Однако следует учесть и то, что полученные результаты исследований о состоянии автомобильной дороги в зимний период могут существенно повлиять на окончательное обоснование их применения.

Считаем, что предложенные мероприятия должны пройти проверку на ключевых участках в течение двухлетнего цикла. В этот период, для наблюдения за поведением предложенных проектных решений в конкретных природных условиях на ключевых участках необходимо проводить инженерно-геокриологический мониторинг.

В результате из опытно-экспериментальных они могут быть переведены в ранг типовых для природных условий, в которых функционируют автодороги в зоне сплошного развития криолитозоны в Дальневосточном округе РФ.

Литература

1. СП-11-105-97 (Часть IV) приложение Б.
2. ВСН 84-89. Изыскания, проектирование и строительство железных дорог в районах распространения вечной мерзлоты. – М. Минтрансстрой СССР, 1989. – 112 с.
3. Катасонов, Е.М. Криолитогенные отложения, их мерзлотно-формационные комплексы / Е.М. Катасонов // Проблемы геокриологии. – М.: Наука, 1983. – С. 162-169.

РАЗРАБОТКА ЕДИНОЙ СИСТЕМЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КАМЕННОМЫССКОЕ МОРЕ»

Магомедгаджиева М.А.¹, Оганов Г.С.¹, Митрофанов И.Б.¹, Дзюбло А.Д.², Алексеева К.В.²

¹Институт ООО «Красноярскгазпром нефтегазпроект», Москва, Россия; e-mail: m.magomedgadzhieva@krsk.gazprom-ngp.ru

²РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; e-mail: dzyublo@mail.ru

Газовое месторождение «Каменномысское-море» является уникальным и грандиозным проектом, разработка которого может повлечь за собой глобальные изменения геокриологических условий в акватории и на побережье Обской губы. С целью выполнения средне- и краткосрочных прогнозов

развития опасных процессов, оценки и минимизации рисков, необходим постоянный контроль климатических и геокриологических параметров, что обуславливает необходимость геокриологического, гидрометеорологического и геотехнического мониторинга. Связи с этим принято решение о создании единой системы геокриологического мониторинга территории месторождения.

DEVELOPMENT OF UNIFIED SYSTEM FOR GEOCRYOLOGICAL MONITORING OF THE TERRITORY OF THE GAS FIELD «KAMENNOMYSSKOE MORE»

Magomedgadzhieva M.A.¹, Oganov G.S.¹, Mitrofanov I.B.¹, Dziablo A.D.², Alekseeva K.V.²

¹ILLC “Krasnoyarskgazprom Neftegazproekt”, Moscow, Russia; *e-mail:*

M.Magomedgadzhieva@krsk.gazprom-ngp.ru

²National University of Oil and Gas «Gubkin University», Moscow, Russia; *e-mail: dzyublo@mail.ru*

Gas field “Kamennomysskoe More” is a unique and grandiose project. Its development may entail global changes in geocryological conditions in the water area and on the coast of the Obskaya Guba. Constant monitoring of climatic and geocryological parameters is necessary to fulfill medium- and short-term forecasts for the development of hazardous processes, assess and minimize risks. In this regard, it was decided to create a unified system for geocryological monitoring of the territory of the gas field.

Высокоширотное местоположение газового месторождения Каменномысское-море (ГМ КММ) наряду с суровым арктическим климатом определяют значительное распространение многолетнемерзлых пород, развитых как на побережье Обской губы, так и в прибрежных участках акватории. Неоднородность мерзлотно-геологической обстановки, обусловленная разнообразием природных условий в плейстоцене, а также значительные криогенные и посткриогенные преобразования отложений в современный период определяют геокриологические условия территории месторождения как сложные, которые в силу грандиозности проекта обладают также большим разнообразием.

Освоение месторождения ГМ КММ будет проводиться с помощью ледостойкой стационарной буровой платформы ЛСП «А» и трех блок-кондукторов. Основные аспекты проектирования Обустройства ГМ КММ приведены в работе [1].

В акватории Обской губы, где расположена платформа и блок-кондукторы на всю глубину (50м) распространены талые супесчано-суглинистые и песчаные грунты, тепловое взаимодействие газодобывающих скважин с которыми не представляет никакой опасности с точки зрения развития деформаций и потери устойчивости добывающих скважин. Взаимодействие ледовых образований с ледостойкими сооружениями оценено в работе [2], сами конструкции обеспечивают восприятие ледовых нагрузок.

Геокриологические условия прибрежного мелководья в Обской губе по данным комплексных инженерных изысканий характеризуются развитием многолетнемерзлых грунтов (ММГ). ММГ встречены в прибрежной части на участке проектируемого трубопровода ЛСПА-берег - на берегу ММГ сливающегося типа, в акватории в 125 м от береговой линии кровля ММГ залегает на глубине 16,1 м. В районе проектируемого Водозабора в 180 м от береговой линии ММГ были вскрыты на глубине 12,4 м. Далее от берега, на глубину проведенных изысканий (20..70м), ММГ встречены не были. Наличие подруслового сквозного талика в акватории Обской губы обуславливает постепенное погружение кровли ММГ.

ММГ в основном представлены льдистыми и слабольдистыми супесчано-суглинистыми грунтами, которые при оттаивании приобретают текучую или пластичную консистенцию.

Температура грунтов на глубине нулевых годовых амплитуд варьирует от 0°С в шельфовой зоне до минус 2,1°С на пойме и до минус 5,2°С на террасе.

Грунты слоя сезонного оттаивания (СТС) представлены преимущественно суглинками легкими пылеватыми и в меньшей степени супесями пылеватыми, а также маломощным слоем мелкого песка, вскрытого скважинами, пробуренными на пойме в

верхней части СТС. Максимальная расчетная глубина сезонного слоя на год изысканий составляет от 0,6 -1,7 м.

Освоение месторождений в мелководной акватории Обской губы является сложной технической задачей. К числу потенциально опасных процессов относятся следующие: перенос и аккумуляции осадков, ледовое выпаживание морского дна и криогенные процессы [3].

Результаты расчетов деформаций берегового склона в районе мыса Парусный показывают, что в исследуемой акватории основные деформации берега происходят севернее мыса Парусный. Северная часть берега оказывается более подвержена размыву, тогда как южная, располагаясь в волновой «тени», находится в этом смысле в более благоприятных условиях. Величина ежегодного отступления берега севернее мыса Парусный менее 15 мм в год.

По итогам анализа литодинамических процессов выявлено, что в исследуемой акватории основные деформации дна происходят в прибрежной зоне до глубин 5 м. При доминирующих волнах северного направления создается устойчивый перенос донных отложений в южном направлении в прибрежной зоне. У берега в прибойной зоне выявлен размыв дна с отрицательными амплитудами до 30 см. Данные размывы должны частично компенсироваться осадочными породами, поступающими от деформации профиля берегового склона. В более мористой зоне (на глубинах до 5 м) формируется подводный бар из донных наносов, выносимых из зоны обрушения волн. Положительные амплитуды намывов могут достигать 50 см за безледный период. В центральной зоне губы наблюдается слабый размыв дна с интенсивностью порядка нескольких см. в год, обусловленный стоком Оби. Акватория предполагаемого строительства трубопроводных сооружений характеризуется зоной размыва с отрицательными амплитудами до 30 см в год в зоне прибоя и зоной аккумуляции, то есть образования бара западнее на глубинах 2 - 3 м. Максимальные положительные амплитуды составляют до 30 см за безледный период.

При условии сохранения многолетнемерзлого состояния грунтов сохраняется вероятность возникновения опасных криогенных процессов под воздействием сочетания техногенных и природных факторов.

Для оценки влияния техногенных факторов выполнены прогнозные теплотехнические расчеты. Ранее в работе [4] рассмотрено влияние водозаборных сооружений, расположенных на побережье севернее м. Парусный. В данной работе рассмотрен участок строительства газопровода в прибрежной зоне с учетом возведения искусственной насыпи для его прокладки. Инженерно-геологический разрез данного участка представлен на рисунке 1.

По итогам прогнозных теплотехнических расчетов в результате теплового воздействия газопровода вокруг него происходит повсеместное повышение температур грунтов (рис. 2). Наибольшее воздействие «теплый» газопровод оказывает на участке перехода от основания, сложенного ММГ несливающегося типа, к основанию, сложенному высокотемпературными ММГ сливающегося типа. В результате теплового воздействия трубопровода на этом участке образуется ореол оттаивания радиусом до 10.2м. Кроме того, происходит оттаивание ММГ всех вышележащих над трубой грунтов, что может привести к провалу поверхности пляжа и потере устойчивости оползнеопасного крутого склона.

Следовательно, взаимодействие «теплого» трубопровода с ММГ основания на шельфовом участке берегового склона приведет к возникновению и развитию следующих негативных и опасных криогенных процессов: оттаиванию ММГ вокруг трубопровода и просадкам поверхности грунтов, активизации термоабразионных процессов, оползанию оттаявших мерзлых грунтов в шельфовой зоне и их волновому

воздействию, что в свою очередь может привести к обрушению шельфа и потере устойчивости берегового склона.

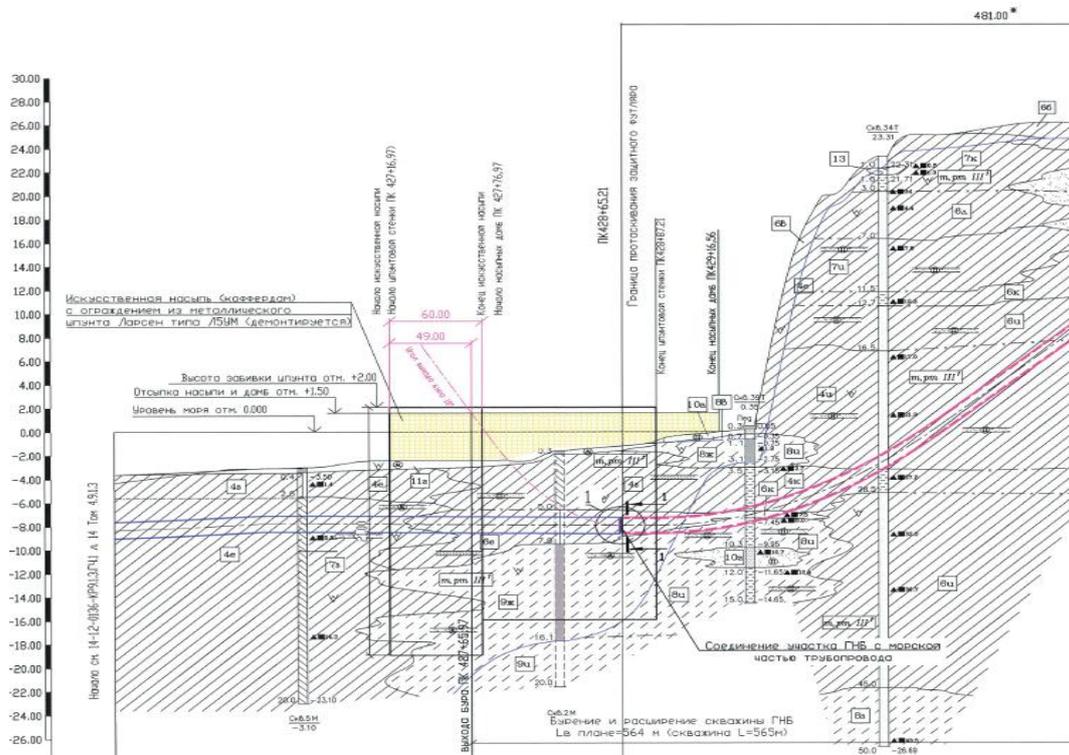


Рис. 1 Инженерно-геологический разрез прибрежного участка газопровода

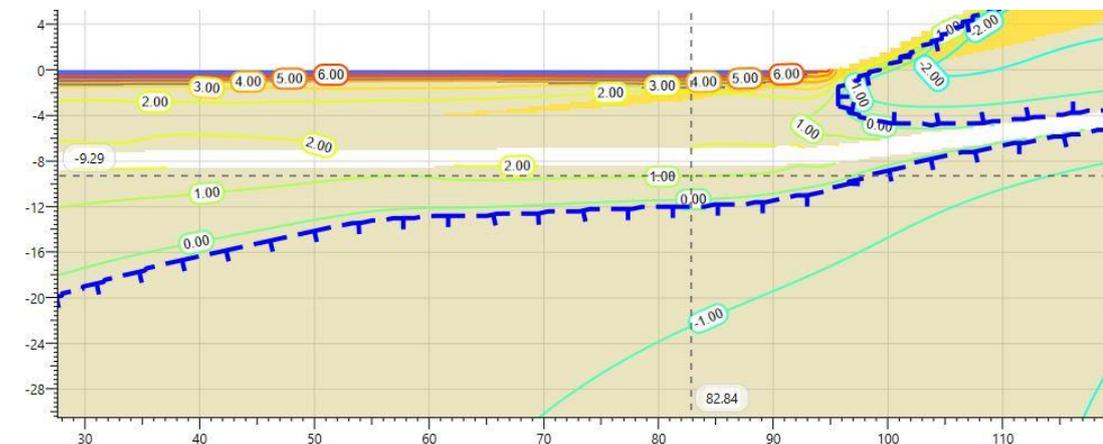


Рис. 2 Фрагмент температурного поля основания газопровода через 30 лет эксплуатации. Продольный разрез.

Для обеспечения устойчивости газопроводов и предотвращения развития опасных криогенных процессов в шельфовой зоне разработаны мероприятия по сохранению многолетнемерзлого состояния грунтов основания. В качестве мероприятий предусмотрено создание нескольких льдогрунтовых завес в области прибрежного участка шельфа (рис. 3) и у подножия крутого оползнеопасного склона.

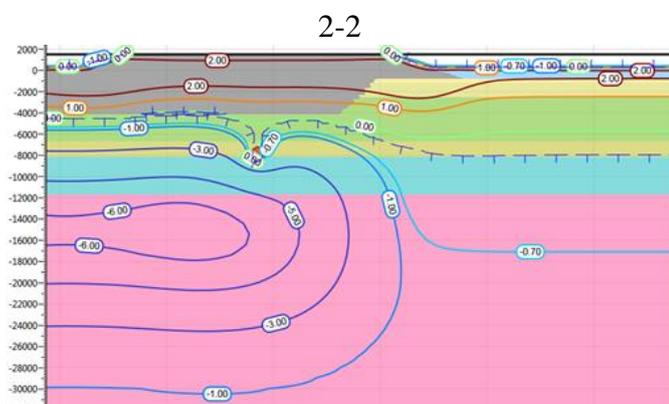
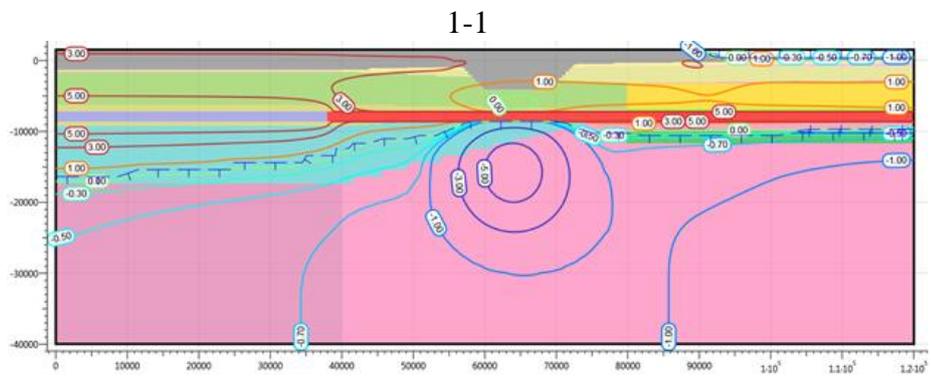
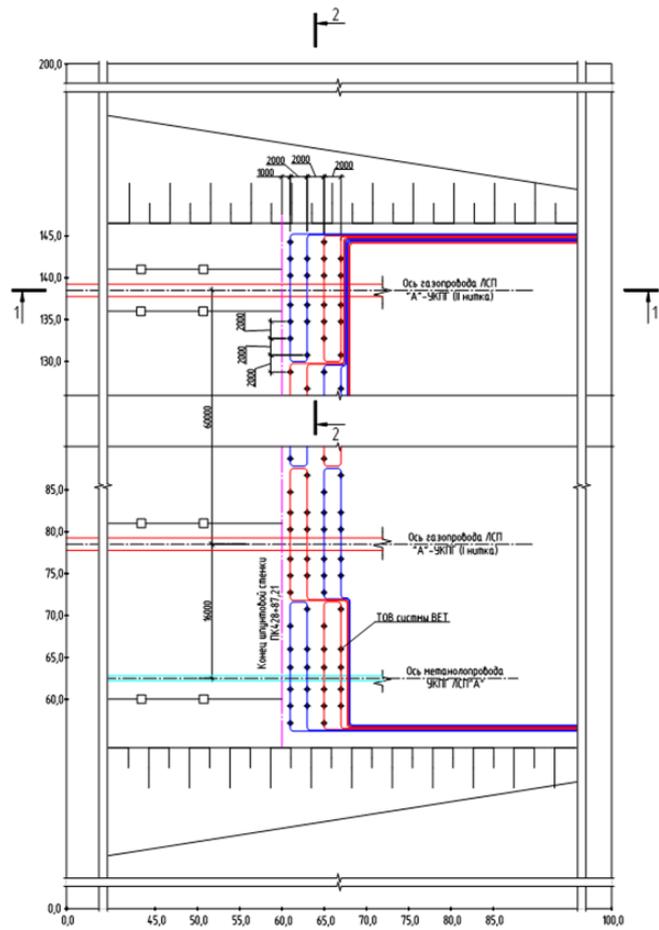


Рис. 3 Мероприятия по сокращению деградации многолетнемерзлых грунтов - создание льдогрунтовых завес

Сложные условия эксплуатации ледостойкой платформы и трубопроводов в шельфовой зоне Обской губы обуславливают необходимость создания многоуровневой единой системы мониторинга. Она включает в себя: автоматизированную систему натуральных наблюдений и геодинамического мониторинга в акватории; геотехнического и геокриологического мониторинга на суше.

На сегодняшний день разрабатывается единая система геокриологического мониторинга ГМ КММ, где будут собраны данные по состоянию ММГ, начиная от геологоразведочных и инженерно-изыскательских работ и заканчивая строительством объектов добычи и эксплуатацией месторождения. Создание этой системы позволит своевременно выявить развитие деструктивных процессов и принять управляющие технические решения на любом этапе.

В перспективе планируется дополнить систему информацией о состоянии многолетнемерзлых грунтов для газового месторождения Северокаменномысское море с учетом воздействия инженерных сооружений на многолетнемерзлые грунты.

Литература

1. Оганов Г.С., Митрофанов И.Б., Карпов А.М. Основные аспекты проектирования обустройства газового месторождения Каменномысское-море. М.: ежеквартальный научно-технический журнал ООО «Красноярскгапром нефтегазпроект», 2017, с. 4
2. Митрофанов И.Б., Карпов А.М., Карулина М.М., Карулин Е.Б., Благовидова И.Л., Тертышникова А.С. Особенности взаимодействия ледовых образований с ледостойкими сооружениями, предназначенными для освоения месторождения Каменномысское-море, М.: ежеквартальный научно-технический журнал ООО «Красноярскгапром нефтегазпроект», 2018, с. 3.
3. Дзюбло А.Д., Алексеева К.В. Магомедгаджиева М.А. Особенности освоения газовых ресурсов Обской и Тазовской губ в условиях наличия многолетнемерзлых пород //Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. 2021
4. Магомедгаджиева М.А. Об оптимизации проектирования оснований объектов обустройства нефтегазового комплекса в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов // Материалы расширенного заседания научного совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии».М., МГУ, 2018г.

ОРГАНИЗАЦИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА МАГИСТРАЛЬНЫХ НЕФТЕПРОВОДОВ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Макарычева Е.М.¹, Кузнецов Т.И.¹

¹ООО «Научно-исследовательский институт трубопроводного транспорта»
(ООО «НИИ Транснефть»), центр мониторинга и геоинформационных систем объектов трубопроводного транспорта, Москва, Россия; *MakarychevaEM@niitm.transneft.ru*

Целью геотехнического мониторинга является обеспечение безопасной эксплуатации объектов магистральных нефтепроводов. Эксплуатация нефтепроводов в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов приводит к активизации природных и техногенных процессов, которые могут спровоцировать изменение планово-высотного положения трубопровода, вызвать увеличение напряжений и развитие деформаций вплоть до предельных значений, потерю устойчивости и разрушение конструкций. Применяемая ООО «НИИ Транснефть» система геотехнического мониторинга позволяет оперативно разрабатывать меры инженерной защиты или проводить ремонтные работы на участках с выявленными предельными отклонениями, обеспечивая безопасную эксплуатацию объектов.

MONITORING SYSTEM ORGANIZATION FOR TRUNK OIL PIPELINES IN PERMAFROST

Makarycheva E.M.¹, Kuznetsov T.I.¹

¹Pipeline Transport Institute, LLC (Transnet R&D, LLC), Moscow, Russia;
MakarychevaEM@niitm.transneft.ru

Trunk oil pipelines safety operation is the purpose of geotechnical monitoring. Operating oil pipelines in permafrost results in activation of natural and technogenic processes that can put stress or strain on the pipeline, which may result in constructions instability and destruction. Geotechnical monitoring system applying by the Pipeline Transport Institute are allow for promptly development of engineering protection measures or implementation repair works in areas with detected limit deviations from design values ensuring thereby safety during the operation of trunk pipelines facilities.

ООО «НИИ Транснефть» отвечает за организацию работ по геотехническому мониторингу нефтепроводов, расположенных в Арктической зоне и зоне распространения многолетнемерзлых пород (рисунок 1), а также является экспертным органом по достаточности данных для оценки текущего технического состояния объекта, его прогнозированию и разработке компенсирующих мероприятий.



Рисунок 1. Расположение объектов мониторинга

Геотехнический мониторинг выполняется на базе результатов полевых наземных и дистанционных обследований (в том числе воздушных и наземных лазерных сканирований), внутритрубной диагностики и включает в себя контроль:

- состояния оснований фундаментов;
- состояния многолетнемерзлых грунтов;
- геологических процессов;
- геометрии и напряженно-деформированного состояния нефтепроводов.

Наблюдательная сеть геотехнического мониторинга организована как на линейной части магистральных нефтепроводов (ЛЧ МН), так и на площадочных объектах.

Система геотехнического мониторинга включает сети пунктов деформационно-геодезических, термометрических, гидрогеологических наблюдений, а также системы непрерывного автоматизированного мониторинга.

Мониторинг плано-высотного положения (ПВП) нефтепроводов выполняется два раза в год и включает контроль пространственного местоположения опор нефтепроводов (более 20 000 шт.) при надземной прокладке и специальных устройств для определения высотного положения оси трубопровода (УОВ)¹ (более 6 500 шт.) при подземной прокладке, узлов запорной арматуры (более 600 шт.) и камер пуска/приема средств очистки и диагностирования (более 100 шт.). На площадочных объектах два раза

¹ Устройство определения плано-высотного положения магистрального нефтепровода: патент 182554 РФ / А. Г. Воронов, С. Н. Чужинов, А. А. Захаров, Т. И. Кузнецов, В. В. Полуянов, С. А. Шебунов, А. Ф. Пузиков, А. А. Пешков, С. М. Максимова, В. А. Бронников. Патентообладатели: ПАО «Транснефть», ООО «Транснефть – Восток», ООО «НИИ Транснефть». № 2018118608; заявл. 21.05.2018; опубл. 22.08.2018, Бюл. 24.

в год выполняется контроль ПВП резервуаров (более 200 шт.), зданий и сооружений нефтеперекачивающих станций (более 3 000 шт.).

Контроль положения опор воздушных линии электропередач выполняется один раз в год для опор общим количеством более 75 000 шт.

Контроль температурного состояния многолетнемерзлых грунтов выполняется в термометрических скважинах не реже одного раза в месяц, общее количество скважин на линейной части нефтепроводов по данным 2022 года составляет более 5 000 шт., на площадочных объектах более 1 000 шт.

На площадочных объектах также четыре раза в год выполняется контроль уровня подземных вод по более 30 гидрогеологическим скважинам.

В ходе наземных обследований в основном применяются «классические» методы выполнения контроля текущего состояния объектов (геодезическое оборудование: тахеометры, нивелиры, ГНСС оборудование, программное обеспечение для обработки измерений, тепловизионные камеры).

Для контроля ПВП объектов МН могут использоваться различные технологии – от традиционной нивелировки до пространственного лазерного сканирования, диагностики с использованием внутритрубного инспекционного прибора, оснащенного инерциальной навигационной системой, и применения ГНСС-технологий. Методы традиционной геодезии обеспечивают точность измерений до 5 мм при нивелировании линейной части трубопровода, но в силу большой протяженности объектов требуют для выполнения полевых и камеральных работ значительных производственных и финансовых ресурсов. Определение ПВП методом внутритрубной диагностики (ВТД) характеризуется высокой производительностью, однако точность координат на текущий момент ниже, чем в случае инструментальных измерений, и является недостаточной для определения фактического напряженно-деформированного состояния (НДС) МН [5].

В свою очередь, важнейшим критерием при выборе метода выявления опасных ЭГП вдоль протяженных линейных объектов является увеличение детальности отображения элементов рельефа при повышении производительности метода [1]. Традиционно, для достижения наибольшей детализированности отображений при дистанционном мониторинге используют цифровые модели рельефа (ЦМР), построенные по стереопарам космических снимков и данным георадарной съемки [4]. Однако ни один из вышеперечисленных методов не позволяет получить достоверную информацию о рельефе под растительным покровом, что особенно актуально при дешифрировании проявлений экзогенных геологических процессов (ЭГП) на территориях, покрытых сплошным массивом леса (в таежной зоне). Тогда как, метод воздушного лазерного сканирования (ВЛС) позволяет построить трехмерные пространственно-временные ЦМР высокой точности, со сплошным покрытием объектов МН, в том числе под растительным покровом.

В настоящее время технологии лазерного сканирования находят все более широкое применение при решении подобных задач как при проведении инженерных изысканий, так и при последующей эксплуатации объектов. ООО «НИИ Транснефть» накоплен значительный опыт изучения динамики рельефа и оценки развития процессов по данным ВЛС [2]. По результатам ежегодных обследований методом ВЛС выявляются участки ЛЧ МН с развитием ЭГП. По данным 2020-2021 гг. была выявлена динамика ЭГП на участках ЛЧ МН, общей протяженностью, при проекции на ось трубопровода, около 100 км (с учетом исключения перекрытий проекций).

На оползнеопасных участках и в местах пересечения нефтепроводом участков с тектоническими разломами внедрены системы непрерывного автоматизированного мониторинга и интеллектуальные вставки для контроля напряженно-деформированного состояния нефтепроводов.

Для контроля уровня сейсмического влияния на объекты нефтепроводов внедрены системы контроля сейсмических воздействий и автоматизированной оценки работоспособности объектов нефтепроводов после сейсмических воздействий.

Результаты выполненных работ вносятся в созданную ООО «НИИ Транснефть» геоинформационную систему (ГИС) [3], которая имеет встроенные программно-аналитические модули объединяющие данные проектной, исполнительной документации, результаты обследований и измерений, и позволяет выполнить комплексный анализ мониторинга, его планирование и контроль исполнения.

С использованием методик по расчету температуры стенки, изменения положения нефтепровода, его напряженно-деформированного состояния и изменения величины радиусов изгиба трубных секции выполняется прогнозирование изменений параметров объектов магистрального нефтепровода в окружающей его среде. По результатам, которых, формируются и реализуются компенсирующие мероприятия.

На ЛЧ МН по данным 2022 года установлено более 100 000 шт. термостабилизаторов грунта, на площадочных объектах – более 40 000 шт. проверка работоспособности которых выполняется ежегодно в зимний период.

При этом в организациях системы «Транснефть», эксплуатирующих объекты МН, созданы структурные подразделения мониторинга, между которыми распределен функционал по выполнению сбора данных и технической реализации компенсирующих мероприятий.

Уникальные методики, разработанные ООО «НИИ Транснефть», позволяют выполнять оценку текущего и прогнозных состояний объекта и окружающей среды на всем протяжении эксплуатируемых объектов. Для выполнения комплекса работ по сбору, обработке и анализу данных требуется значительные ресурсы и приборная база, подлежащая периодическому освидетельствованию и обновлению.

Силами центра мониторинга и геоинформационных систем объектов трубопроводного транспорта разрабатываются и внедряются перспективные системы мониторинга, основанные на использовании дистанционных методов и технологий автоматизированной обработки больших разобщенных данных, в том числе, с использованием машинного обучения. В настоящий момент в различной степени проработаны и внедрены комплексы мониторинга на указанных методах и технологиях, такие как система контроля сейсмических воздействий, ГИС, высокоточная координатная система, технологии лазерного сканирования (ВЛС, наземного лазерного сканирования).

Существующие разработки, методики и схемы производства работ, обеспечивают надежную эксплуатацию существующих трубопроводных систем в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов.

Литература

1. Баборькин М. Ю. Воздушное лазерное сканирование как один из методов аэрогеологии при проведении дешифрирования опасных геологических процессов и явлений // Сборник трудов международной конференции «Science, Technology and Life–2016». Киров: МЦНИП, 2016. С. 474–496.

2. Макарычева Е. М., Ибрагимов Э. Р., Кузнецов Т. И., Шуршин К. Ю. Применение воздушного лазерного сканирования для геотехнического мониторинга объектов магистрального трубопровода // Наука и технологии трубопроводного транспорта нефти и нефтепродуктов. Москва: ООО «Транснефть-Медиа», 2019. Т. 9. № 1. С. 21-31.

3. Макарычева Е. М., Кузнецов Т. И., Половков С. А., Барышев А. И., Покровская Е. А. 3D-ГИС для сопровождения работ по геотехническому мониторингу объектов магистральных трубопроводов // Наука и технологии трубопроводного транспорта нефти и нефтепродуктов. Москва: ООО «Транснефть-Медиа», 2020. Т. 10. № 4. С. 342-351.

4. Митчелл Д. Цифровые модели рельефа, созданные по данным спутниковой стереосъемки и лазерного сканирования: сравнительный анализ // Геоматика, 2010. № 4. С. 54–57.

5. Суриков В. И., Ибрагимов Э. Р. Выбор комплекса методов мониторинга планово-высотного положения объектов магистральных нефтепроводов, проложенных в сложных природно-климатических условиях // Тезисы докладов конференции «Трубопроводный транспорт–2017». Уфа: УГНТУ, 2017. С. 186–187.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ДИНАМИКА КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА

Малкова Г.В.¹, Коростелев Ю.В.¹, Мельников В.П.^{1,2}, Садуртдинов М.Р.¹, Скворцов А.Г.¹,
Судакова М.С.^{1,3}, Царев А.М.¹

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; *e-mail galina_malk@mail.ru*

² Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; *melnikov@ikz.ru*

³ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия;
e-mail m.s.sudakova@yandex.ru

Для всех криогенных ландшафтов в Ненецком автономном округе характерен однонаправленный процесс повышения температуры мерзлоты, но с различными скоростями, в результате чего общий диапазон изменения среднегодовой температуры ММП сократился в два раза. Межгодовая изменчивость глубины протаивания ММП на площадках CALM достигает 15-20% от среднемноголетней, но в целом мы наблюдаем многолетний положительный тренд. В последнее десятилетие активизировался процесс формирования несквозных таликов на локальных участках водоразделов. Составлена динамическая картографическая модель среднегодовой температуры ММП для двух временных интервалов.

GEOCRYOLOGICAL MONITORING AND DYNAMICS OF CRYOGENIC GEOSYSTEMS OF THE NENETS AUTONOMOUS REGION

Malkova G. V.¹, Korostelev Yu.V.¹, Melnikov V.P.^{1,2}, Sadurtdinov M. R.¹, Skvortsov A. G.¹,
Sudakova M.S.^{1,2}, Tsarev A.M.¹

¹ Earth's Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia;

e-mail galina_malk@mail.ru

² Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; *melnikov@ikz.ru*

³ Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
e-mail m.s.sudakova@yandex.ru

The results of geocryological monitoring over a 35-year observation period are presented. All cryogenic landscapes in the Nenets region are characterized by a unidirectional process of increasing permafrost temperature, but at different rates, as a result of which the total range of changes in the average annual permafrost temperature has been halved. The interannual variability of the depth of permafrost thawing at CALM sites reaches 15-20% of the average annual, but in general we observe a long-term positive trend. In the last decade, the process of formation of closed taliks in local areas has intensified. A dynamic cartographic model of the average annual permafrost temperature for two time intervals has been compiled.

Введение

Изучению закономерностей геокриологических условий отводится одно из главенствующих мест в системе мониторинга криолитозоны. Основными показателями криолитозоны, характеризующими ее состояние являются распространение и температурный режим многолетнемерзлых пород (ММП), глубина сезонного протаивания и промерзания, развитие криогенных геологических процессов. Кроме того, в состав наблюдений на объектах мониторинга входит изучение климатических характеристик (температура воздуха и поверхности почвы, количество осадков, снежный покров и др.), состояния и динамики наземных покровов (снежного, растительного), скорость естественного зарастания нарушенной поверхности [7]. Температурный режим пород характеризует среднегодовая температура пород активного слоя, среднегодовая температура ММП, амплитуда колебания температуры на различных глубинах в течение годового цикла, глубина нулевых годовых амплитуд.

В последние десятилетия проблема деградации мерзлоты при потеплении климата в Арктике стала приоритетной. Мерзлота играет важную роль в глобальных изменениях климата, балансе парниковых газов, изменениях арктических экосистем и условий природопользования в арктических регионах [7, 12, 19]. Натурные данные свидетельствуют о потеплении климата в последние 40-50 лет и повышении температуры мерзлых грунтов в северных регионах криолитозоны, в том числе в

Ненецком автономном округе (НАО), расположенном в крайней западной части Российской Арктики [1, 7, 20].

Территория НАО составляет около 176 тыс.км², и 93% этой площади расположены в криолитозоне. Крупная р. Печора оказывает существенное отепляющее воздействие на состояние мерзлых толщ в регионе. На территории округа сотрудники ИКЗ ТюмНЦ СО РАН уже более 35 лет проводят комплексный геоэкологический мониторинг состояния верхних горизонтов ММП в естественных и техногенно-нарушенных условиях. Криолитозона НАО является наиболее пестрой и наименее устойчивой по сравнению с другими территориями Российской Арктики. В тех же природных и геоэкологических зонах мерзлота в НАО является более высокотемпературной, а мощность мерзлых толщ - меньше. При этом климатические изменения на Европейском севере идут аномально высокими темпами, скорость повышения среднегодовой температуры воздуха по данным ряда метеостанций НАО за последние 35 лет достигает 0.08°C/год [4, 5, 6]. Начиная с 1980-х годов наблюдается также увеличение продолжительности теплого периода, изменение количества атмосферных осадков, возрастание толщины снежного покрова. Климатические изменения проявились и в ландшафтном облике геосистем, постепенно сдвигаются на север границы распространения лесной растительности [1, 20].

В статье обобщены многолетние данные геоэкологического мониторинга в НАО и показано, что закономерности температурного режима имеет пространственную и временную изменчивость. Разработаны разномасштабные карты динамики криолитозоны для отдельных районов территории НАО, основанные на натурных данных, позволяют провести верификацию существующих картографических моделей изменения криолитозоны [15, 16, 17, 19].

Фактический материал и методы исследований

Мониторинг естественных изменений геоэкологической обстановки выполняется преимущественно на стационарах и площадках периодического обследования, а его результаты экстраполируются и интерполируются на ландшафтной (геосистемной) основе, полученной с использованием дистанционных методов. В НАО в подзоне южной тундры в настоящее время существуют три действующих объекта мониторинга: стационар Болванский, расположенный на поверхности III морской равнины в береговой зоне Печорской губы; стационар Шапкина, расположенный в центральной части НАО в пределах V ледово-морской равнины, стационар Кашин (включающий участок Кумжа), расположенный на двух останцах II и I аллювиально-морской террасы в дельте реки Печора. На каждом стационаре в доминантных ландшафтах проводятся круглогодичные наблюдения за температурным режимом ММП в скважинах глубиной 10-12 м с помощью автоматизированных регистраторов температуры пород НОВО-U12 и НОВО-U23. После калибровки температурных датчиков в ледяной ванне точность измерения температуры пород в скважинах составляет $\pm 0.02^\circ\text{C}$ [13]. Все наблюдения за температурой ММП в скважинах выполнены по единому протоколу международного проекта GPN-T и одинаковыми техническими средствами.

Изучение динамики глубины сезонного протаивания ММП на площадках CALM (Болванский, Кашин) проводилось в конце теплого периода с помощью стандартного полевого метода (вручную, с использованием металлического щупа) по стандартному протоколу с 4-кратной повторностью по регулярной сетке пикетов. Обобщение данных измерения глубины протаивания проводится с учетом их ландшафтного разнообразия, а также в целом по всей площадке CALM [14]. При больших глубинах залегания кровли ММП (площадка Кумжа) и на участках таликов хорошо себя зарекомендовала

георадарная съемка и сейсмические методы [8, 9, 10, 18]. Точность определения положения кровли мерзлоты геофизическими методами составляет 0.1-0.2 м.

Всего на территории стационаров и участков расположены три площадки наблюдения за глубиной СТС (CALM) и 27 действующих температурных скважин глубиной 3-12 м в различных криогенных ландшафтах (табл. 1).

Динамика криогенных геосистем территории НАО

Многолетние наблюдения за динамикой сезонного протаивания пород на площадках CALM стационаров Болванский и Кашин показали, что межгодовая изменчивость средней глубины протаивания ММП на площадках CALM достигает 15-20% от среднемноголетней, но в целом мы наблюдаем многолетний положительный тренд. Среднемноголетний тренд увеличения глубины протаивания на площадке Болванский составляет 0,3 см/год. На острове Кашин, расположенном в дельте р. Печора, ряд наблюдений короче, но здесь отмечается более высокий тренд протаивания (3,7 см/год) за счет азональных ландшафтных условий в дельте реки Печора. В литологическом отношении эти две площадки тоже различны. На площадке Болванский повсеместно с поверхности залегает супесь и суглинок, на локальных участках перекрытый торфом мощностью не более 10 см. Площадка Кашин сложена песком, но на половине ее площади песок перекрыт торфом мощностью до 30 см и более. В 2020 году на площадках CALM зафиксирован аномальный прирост глубины протаивания по сравнению с предыдущими годами. Этому способствовали теплое лето 2020 года и многоснежная зима 2019/2020 гг. В 2021 году глубина протаивания снова уменьшилась в среднем на 20-25 см (рис. 1).

В условиях современного изменения климата вслед за увеличением глубины протаивания и повышением среднегодовой температуры ММП на мерзлых водоразделах началось образование несквозных таликов. Глубина кровли ММП на участках новообразования таликов определялась по данным сейсморазведки, георадарной съемки, бурения зондировочных скважин и термометрии [8, 10, 18]. В районе мыса Болванский мощность несквозных таликов в настоящее время изменяется от 2 до 5 - 6 м.

Комплексный геофизический мониторинг позволил произвести оценку пространственно-временной изменчивости положения кровли ММП на площадке CALM Кумжа в условиях песчаного разреза на поверхности I аллювиально-морской террасы в дельте р. Печоры. По результатам геофизических исследований на опорных профилях площадки Кумжа было установлено, что за период с 2015 по 2021 год в зависимости от фациальных условий кровля мерзлоты опустилась на разных пикетах сетки от 0,4 до 1,8 м. Средняя скорость опускания кровли ММП в данных ландшафтных условиях достигает 23 см/год [10, 18].

Термическое состояние ММП на территории стационаров изучается в скважинах, пробуренных в доминантных криогенных ландшафтах. Темпы повышения среднегодовой температуры пород ($T_{\text{ММП}}$) на фоне климатического потепления оцениваются по величине линейного тренда за период наблюдений. Для изученной территории линейные тренды $T_{\text{ММП}}$ варьируют от 0.01 до 0.04°C/год, т.е. отстают от темпов климатического потепления в два-четыре раза [4, 5, 6]. Подробная характеристика опорных температурных скважин, имеющих глубину около 10 м и длительные ряды наблюдений на всех объектах мониторинга в НАО, приведена в таблице 1. База данных содержит сведения о принадлежности к природной и геокриологической зоне, периоде наблюдений, месте размещения скважины (географические координаты и абсолютная отметка устья). В таблице приведена характеристика ландшафтных условий, литологического состава и осредненные по декадам значения $T_{\text{ММП}}$.

Таблица 1. Наблюдательные скважины на стационарах Европейского севера (ИКЗ ТюмНЦ СО РАН)

| № | Координаты | Абс. отг/ глубина, м | Литология | Ландшафтные условия | Среднедекадная температура ММП, °С | | | |
|--|------------------------------|-------------------------|--|--|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | | | | | 1981-1990 | 1991-2000 | 2001-2010 | 2011-2020 |
| Стационар Болванский, южная тундра, сплошное распространение ММП. Период функционирования 1983 -2022 гг. | | | | | | | | |
| 0054 | 68°17'18" N. 54°30'15" E | 27,5/ 12 | Переслаивание песка, супеси, суглинка | Штм терраса. Вершина холма, влажная тундра с пятнами-медальонами | -2,1 | -2,3 | -2,0 | -1,4 |
| 0055 | 68°17'23" N 54°30'09" E | 24,0/ 10 | Торф – 4 м, ниже суглинок | Штм терраса. Останец полигонального торфяника | -1,7 | -1,8 | -1,4 | -1,0 |
| 0056 | 68°17'23" N 54°30'21" E | 23,0/ 10 | Торф – 2 м, ниже суглинок | Штм терраса. Останец на бровке озера, торфяник | -0,9 | -1,0 | -0,6 | -0,6 |
| 0059 | 68°17'15" N 54°29'55" E | 30,0/ 15 | Суглинок, супесь с гравием | Штм терраса. Вершина холма, пятнистая дренированная тундра | -2,3 | -2,4 | -1,8 | -1,3 |
| 0065 | 68°17'12" N 54°31'10" E | 28,0/ 12 | Переслаивание песка, суглинка | Штм терраса. Пологий склон холма, влажная тундра | -1,6 | -1,5 | -1,3 | -0,9 |
| 0083 | 68°17'07" N 54°28'58" E | 30,5/ 10 | Переслаивание супеси, суглинка | IVm равнина. Вершина увала, дренированная тундра | -2,3 | -2,4 | -2,1 | -1,4 |
| Стационар Шапкина, южная тундра, прерывистое распространение ММП. Период функционирования 1984 -2020 гг. | | | | | | | | |
| 0004 | 67°34,659' N 55°09,411' E | 95,0/ 15 | Торф -0,6м, ниже суглинок с гравием | Vgm равнина. Плоская вершина увала, слабодренированная тундра | -1,3 | -1,2 | - | -0,6 |
| 0008 | 67°34'38" N 55°08'43" E | 90,0/ 12 | Торф – 2,5 м, ниже суглинок с гравием | Vgm равнина. Понижение на вершине увала, моховое болото | -0,9 | -0,8 | - | -0,6 |
| 0009 | 67°34'36" N 55°07'59" E | 91,0/ 20 | Торф -0,8 м, ниже суглинок с гравием | Vgm равнина. Плоская вершина увала, чередование торфяника и болот | -1,1 | -1,0 | - | -0,7 |
| 0012 | 67°34'35" N 55°07'22" E | 93,0/ 12 | Торф -2 м, ниже суглинок с гравием | Vgm равнина. Плоская вершина увала, чередование торфяника и болот | -1,7 | -1,8 | - | -1,0 |
| Стационар Кашин + участок Кумжа, южная тундра, островное распространение ММП. Период функционирования 2010 -2022 гг. | | | | | | | | |
| 0001k | 68°14'36"N 53°51'10" E | 11,0/ 7 | Торф -1м, ниже песок с гравием | Плоская вершина Пт террасы, чередование торфяника и влажной тундры | - | - | - | -1,1 |
| 0002k | 68°14'50"N 53°51'48"E | 3,0/ 10 | Песок с гравием | Краевая часть Пт террасы, дренированная тундра | - | - | - | -0,8 |
| 0006k | 68°14'50" N 53°51'48" E | 11,0/ 9 | Песок с прослоями суглинка и щебнем | Краевая часть останца Пт террасы. полигональная лишайниковая тундра | - | - | - | -1,0 |
| 0003ku | 68°11'37" N 53°46'47"E | 4,0/ 6 | Песок с гравием, торф на гл. 4-5 м | Останец Iam террасы, лишайниковая тундра | - | - | - | -0,2 |
| 0004ku | 68°12'10" N 53°47'17" E | 4,0/ 8 | Песок с простоями торфа на гл.6-7м | Останец Iam террасы, болото с фрагментами торфяников | - | - | - | -0,3 |

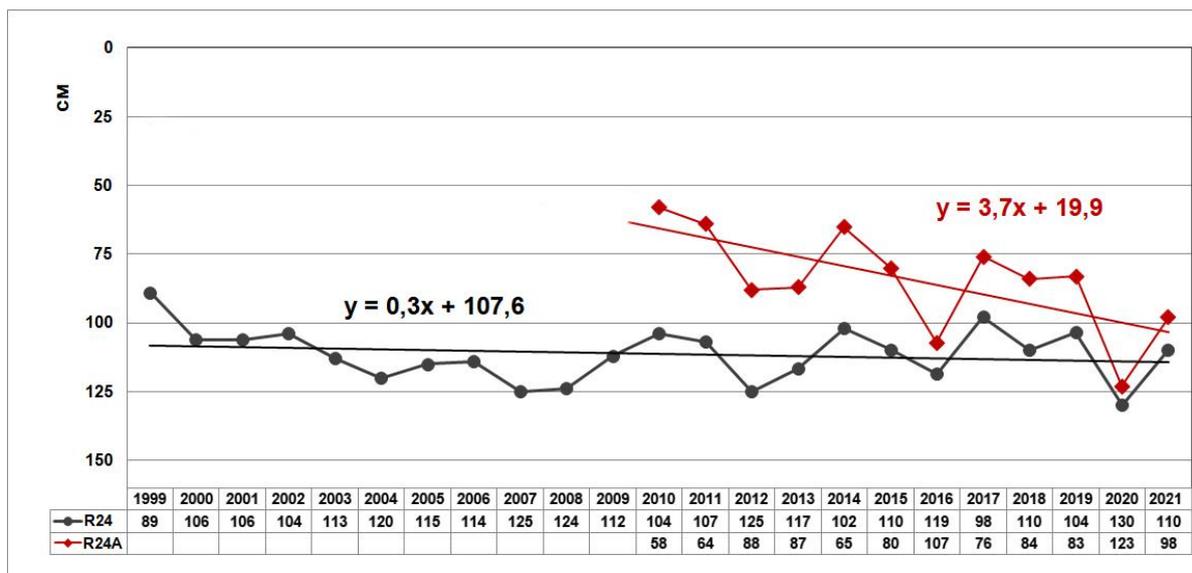


Рис. 1. Средняя глубина протаивания многолетнемерзлых пород на площадках CALM Болванский (R24) и Кашин (R24A)

Пространственно-временные особенности изменения $T_{\text{ММП}}$ проанализированы с помощью картографической модели, созданной с использованием геосистемного подхода [2, 3]. Типизация природных геосистем в ранге ландшафтов и урочищ была проведена в ГИС-пакете на основе дешифрирования космических снимков высокого разрешения. Согласно ландшафтно-индикационной (геосистемной) концепции ландшафтная контурная основа может быть использована для создания аналитических карт и тематических слоев различного содержания - литологического состава пород, глубины протаивания ММП, температуры пород и пр., в том числе и с учетом временных изменений отдельных параметров [11]. Геосистемный подход позволил разработать картографические модели динамики криолитозоны, основанные на натурных данных, полученных на территории НАО с 80-х годов прошлого века по настоящее время. На фрагментах карт центральной части Ненецкого автономного округа в районе стационара Болванский (рис. 1-А, 1-Б), составленных в ГИС-пакете, показаны пространственно-временные изменения $T_{\text{ММП}}$ различных криогенных ландшафтов для двух временных срезов - в 80-е годы XX века (рис. 1, А) и в настоящее время на 2020 год (рис. 1, Б).

На фрагментах карт хорошо видно, что диапазон изменения $T_{\text{ММП}}$ сократился от 0...-5°C в 1980-е годы до 0...-2°C, редко до -3°C в настоящее время. Красным цветом на карте 1980 г. выделены локальные участки, где уже в XX веке были распространены несквозные талики. В основном, они были приурочены к заболоченным днищам спущенных озерных котловин, и в пределах выбранного фрагмента карты они встречались локально. Но к 2020 г. новообразование несквозных таликов стало происходить в понижениях рельефа (хасыреи, ложбины стока, лога) и на закустаренных склонах, где формируется наиболее мощный снежный покров, препятствующий зимнему охлаждению. Теперь несквозные талики занимают уже около 25% общей площади водоразделов. На карте (рис. 1, Б) они выделены серой штриховкой поверх контуров красного цвета. Как правило, несквозные талики в XXI веке образовались в тех криогенных ландшафтах, в которых и в 1980-е годы $T_{\text{ММП}}$ колебалась от 0°C до -1...-2°C. Если в верхней части разреза развит торф, то мерзлота продолжает оставаться относительно стабильной, здесь температура ММП еще не перешла к положительным значениям.

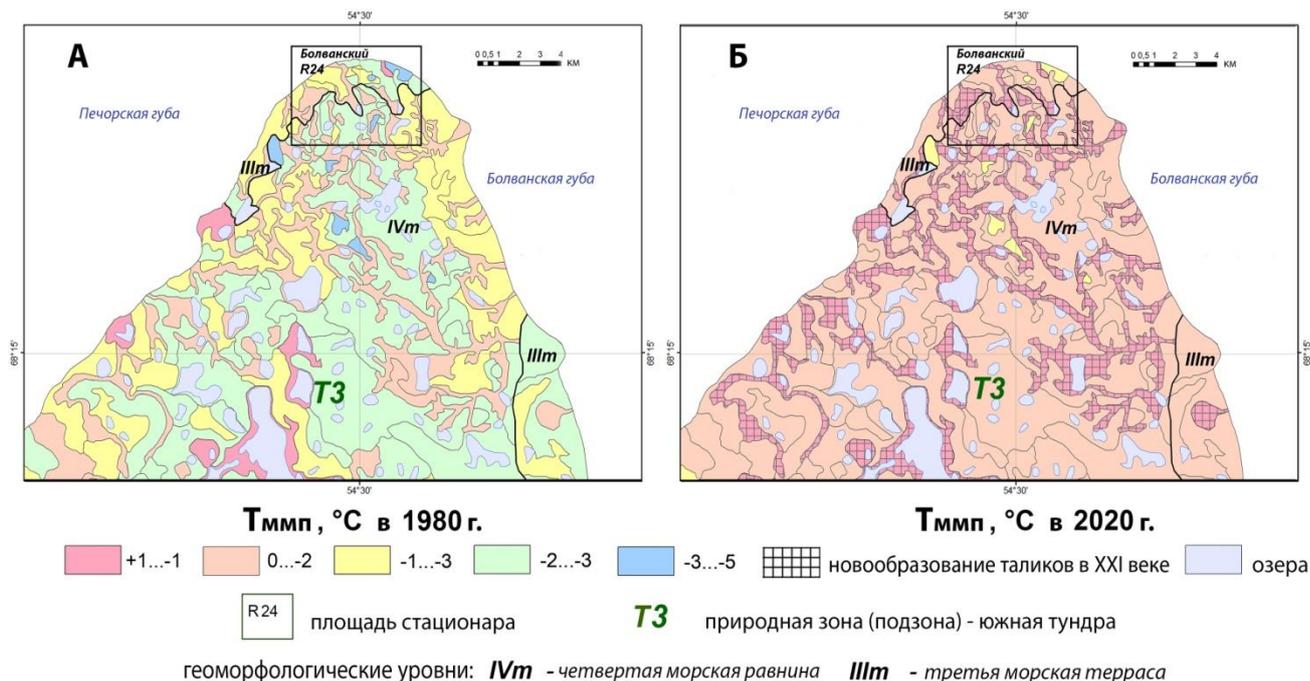


Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры ММП для двух временных интервалов,

А – 80-е годы XX века, Б – современный период, 2020 г.

Таким образом, в условиях современных климатических изменений происходит повышение $T_{мп}$, в некоторых случаях переход температуры к положительным значениям, увеличение глубины сезонного протаивания и новообразование таликов, что сопровождается неравномерными просадками и активизацией криогенных процессов. При проектировании и строительстве в нефтегазовой отрасли и в гражданском секторе необходимо учитывать современное нестабильное состояние мерзлоты и ее возможное частичное оттаивание в ближайшем будущем.

Благодарности

Исследования выполнялись в рамках Госзадания НИОКТР № 121041600042-7 и при технической поддержке международных проектов CALM и GTN-P. Полевые работы на территории НАО осуществлялись при содействии ГПЗ «Ненецкий».

Литература

1. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в зап. секторе Российской Арктики // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 2, с. 15–30
2. Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. М., ГЕОС, 2002. – 400 с.
3. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции (под ред. Е.С. Мельникова). - Новосибирск, Наука, 1983, 186 с.
4. Малкова Г. В., Васильев А. А., Гравис А. Г., Дроздов Д. С., Коростелев Ю. В., Пономарева О. Е. Воздействие современных климатических изменений на температурный режим мерзлых толщ Российской Арктики / Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне». 28-30 сентября 2020. Якутск. с. 139-142

5. Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли т. XIV, №3, 2010, с. 22-35
6. Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Современные климатические изменения и температурный режим многолетнемерзлых пород Европейского Севера // Сборник докладов «Актуальные проблемы геокриологии», МГУ, 15-16 мая 2018 г., Т.1. – М.: Университетская книга, 2018, с.98-104.
7. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Изд-во “ГЕО”, 2008. 229 с.
8. Садуртдинов М. Р., Скворцов А. Г. Царев А. М., Судакова М. С. Малкова Г. В. Геофизические методы исследования мощности талого слоя и его свойств на площадках CALM (Европейский Север) / Мат. всеросс. конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне». 28-30 сентября 2020. Якутск. с. 421-424
9. Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М., Малкова Г.В. Использование сейсмических и георадиолокационных методов при геокриологических исследованиях. Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2017, № 4, с.75-85.
10. Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М., Дубровин В.А., Курчатова А.Н., Малкова Г.В. Использование сейсмических методов для изучения строения толщи многолетнемерзлых пород // Сборник докладов расширенного заседания Научного совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии», МГУ, 15-16 мая 2018 г., – М.: Университетская книга, Т.2, ч.6, с.162-169.
11. Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Коробова Т.А. Ландшафтно-индикационная (Геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты, Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, т. 3: Статьи на русском языке, под ред. В.П.Мельникова, Тюмень, Печатник, 2012, с. 527-532.
12. Biskaborn B.K., et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications (2019) 10:264 <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
13. Cable, W.L.; Romanovsky, V.E.; Jorgenson, M.T. Scaling-up permafrost thermal measurements in western Alaska using an ecotype approach. Cryosphere 2016, 10, 2517–2532. Available online: www.the-cryosphere.net/10/2517/2016/ (accessed on). <https://doi.org/10.5194/tc-10-2517-2016>.
14. Kaverin D., Malkova G., Zamolodchikov D., Shiklomanov N., Pastukhov A., Novakovskiy A., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Pochikalov A., Malitsky S., Kraev G. (2021): Long-term active layer monitoring at CALM sites in the Russian European North, Polar Geography, DOI: 10.1080/1088937X.2021.1981476
15. Kukkonen, I.T.; Suhonen, E.; Ezhova, E.; Lappalainen, H.; Gennadinik, V.; Ponomareva, O.; Gravis, A.; Miles, V.; Kulmala, M.; Melnikov, V.; et al. 2020. Observations and modelling of ground temperature evolution in the discontinuous permafrost zone in Nadym, north-west Siberia. Permafrost Periglacial Processes 2020, 31, 264–280. <https://doi.org/10.1002/ppp.2040>.
16. Nicolsky, D.J.; Romanovsky, V.E. Modeling long-term permafrost degradation. J. Geophys. Res. Earth Surf. 2018, 123, 1756–1771. <https://doi.org/10.1029/2018JF004655>.
17. Obu, J., H. H. Christiansen, B. Elberling, A. Kääh, A. Bartsch, M. O. Leibman, A. Kholodov, V. Romanovsky, J. Yamkin, A. Westergaard-Nielsen, T. Wu, S. Westermann, N. Berdnikov, A. Dashtseren, R. G. Way, R. Delaloye, A. G. Lewkowicz, S. K. Panda, D. Zou, and A. Khomutov, Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000-2016 at 1 km scale, Earth-Science Reviews, 93:299-316, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023>, 2019, May 2019
18. Sudakova M., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Malkova G., Molokitina N. and Romanovsky V. Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015-2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta /Remote Sens. 2021, 13(16), 3271; <https://doi.org/10.3390/rs13163271>

19. Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., and Vasiliev A. A., 2010. Thermal State of Permafrost in Russia, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 21, pp. 136–155.

20. Vasiliev, A.A.; Drozdov, D.S.; Gravis, A.G.; Malkova, G.V.; Nyland, K.E.; Streletskiy, D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic. Environ. Res. Lett. 2020, 15, 045001.

ВОЗОБНОВЛЕНИЕ МОНИТОРИНГА НА СТАЦИОНАРАХ АНМАНГЫНДИНСКАЯ НАЛЕДЬ И КОЛЫМСКАЯ ВОДНОБАЛАНСОВАЯ СТАНЦИЯ. ВЧЕРА, СЕГОДНЯ, ЗАВТРА

Нестерова Н.В.^{1,2,3}, Макарьева О.М.^{2,4}, Осташов А.А.¹, Землянскова А.А.^{1,2}

¹Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Магадан, Россия; *nnesterova1994@gmail.com*

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; *omakarieva@gmail.com*

Климатическое потепление приводит к изменениям геокриологических условий в бассейнах рек Северо-Востока России, в том числе к изменению процессов водообмена между поверхностными и подземными водами. На территории Магаданской области расположены научные стационары (Колымская Водно-Балансовая станция и стационар Анмангындинской наледи), на которых мониторинг гидрологических и криогенных процессов производился на протяжении десятков лет. В статье приведен обзор исследований, которые проводились ранее на данных объектах, описаны результаты возобновления режимных и специальных наблюдений в 2020-2022 гг., а также раскрыты перспективы будущего развития стационаров.

RESUMPTION OF MONITORING AT THE ANMANGYND AUF EIS POLYGON AND KOLYMA WATER BALANCE STATION. YESTERDAY, TODAY, TOMORROW

Nesterova N.V.^{1,2,3}, Makarieva O.M.^{2,4}, Ostashov A.A.¹, Zemlyanskova A.A.^{1,2}

¹North-Eastern Permafrost Station, Melnikov Permafrost Institute, Magadan, Russia;
nnesterova1994@gmail.com

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia;

⁴Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; *omakarieva@gmail.com*

Climatic warming leads to the changes of geocryological conditions in the river basins of the North-East of Russia, including changes in water exchange processes between surface and groundwater. There are scientific polygons (the Kolyma Water Balance Station and the Anmangynda aufeis polygon) at the territory of the Magadan region, where hydrological and cryogenic processes have been monitored for the tenths of years. The paper provides an overview of previous studies conducted at these objects, describes the results of the resumption of monitoring and special observations in 2020-2022, and also reveals the prospects for the polygons future development.

Исследования происходящих изменений в системе водообмена криолитозоны Северо-Востока, их прогноз на ближайшее будущее является актуальной задачей научного обеспечения развития территории Северо-Востока в условиях меняющегося климата и промышленного освоения.

Изучению механизмов связи подземных и поверхностных вод в криолитозоне и обоснованному прогнозу её изменений в будущем уделяется много внимания в современной научной литературе [1, 5, 13, 14, 16]. Решение поставленной задачи и обобщение результатов возможно только на региональном уровне с учетом особенностей климата, геологического строения, рельефа, геокриологических характеристик, ландшафтов. В значительной степени оно зависит от наличия полевых

данных совместных наблюдений за динамикой состояния мерзлоты, гидрогеологическими условиями на водосборах и стоком рек. Для количественной оценки трансформации характеристик мерзлых толщ, гидрогеологических условий и речного стока в условиях изменений климата необходимо наличие данных наблюдений, полученных ранее в условиях условно стационарного климата, и пополняющихся современными наблюдениями в условиях изменяющегося климата.

На территории Северо-Востока России (Магаданская область) расположены уникальные научные стационары и природные объекты, на которых мониторинг гидрологических и криогенных процессов, типичных для всего региона, а также значительных по площади горных территорий Сибири и Северо-Востока, производился на протяжении десятков лет. Это – Колымская Водно-Балансовая станция (КВБС) (пос. Стоковое), функционировавшая в период 1948-1997 гг., а также стационар Анмангындинской наледи (25 км от пос. Усть-Омчуг), на котором проводились наблюдения с 1962 г. до конца 90-х годов. Таких стационаров с длительным рядом наблюдений не существует ни в одной северной стране мира. Хотя именно в СССР была организована первая в мире система комплексных научных гидрологических стационаров в различных климатических условиях, за последние 30 лет Россия значительно отстала от других северных стран в плане инструментальных исследований процессов гидрологического цикла криолитозоны, включая развитие криогенных процессов.

Вчера. Колымская водно-балансовая станция (КВБС) располагается в верховьях р. Колымы, в горной местности (перепад высот 830-1690 м), в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Среднегодовое значение температуры воздуха составляет около -12°C , а количество осадков – от 250 до 440 мм в год. Большая часть территории покрыта каменными осыпями, зарослями кедрового стланика и лиственничным редколесьем. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 400 м, глубина летнего протаивания составляет от 20 см в заболоченных низинах до 3 м в гольцах. Условия формирования и характеристики стока на станции являются репрезентативными для обширной территории Верхней Колымы и прилегающих к ней районов Северо-Востока России.

С 1948 по 1997 гг. на КВБС действовали десять гидрологических постов на водосборах площадью от 0,27 км² до 21,6 км², две метеорологические площадки, 55 осадкомерных пунктов, более 20 мерзлотомеров, несколько гидрогеологических скважин, испарительных, воднобалансовых и стоковых площадок, проводились регулярные снегомерные съемки и экспериментальные исследования частных гидрологических и мерзлотных процессов. Материалы станции систематизированы и подробно описаны в работе [17].

Материалы КВБС использовались многими авторами для исследований процессов формирования стока, происходящих на малом водосборе в зоне многолетнемерзлых грунтов. Их результаты представлены в многочисленных работах [2, 3, 7, 15, 18]. Также материалы используются при построении и тестировании климатических моделей, моделей формирования стока, динамики растительности и т.д. [6, 8, 11, 12].

Анмангындинская наледь расположена в бассейне р. Анмангынды в районе 155-159 км Тенькинской трассы (Магаданская обл.) в 30 км к юго-востоку от пос. Усть-Омчуг. Высоты водосбора р. Анмангынды варьируются от 700 до 1850 м. Территория исследования характеризуется суровой зимой и коротким летом. Средняя температура воздуха в июле и в январе на м/с Усть-Омчуг составляет $+10.7^{\circ}\text{C}$ и -27.7°C соответственно (1966-2012 гг.). Абсолютный минимум достигает -58°C . Среднегодовая сумма осадков составляет 375 мм (м/с Усть-Омчуг). Район относится к зоне сплошной многолетней мерзлоты, иногда прерывающейся в таликовых зонах. Мощность

многолетнемерзлых пород достигает 200 м, увеличивается на водораздельных участках и снижается в речных долинах [4].

В 1962 г. на базе Колымского УГМС были организованы стационарные исследования режима наледи в бассейне р. Анмангында с целью изучения вопросов регулирования запасов и стока наледных вод. Основными задачами программы были измерение стока с бассейна, изучение динамики роста и таяния наледного тела, изучение характера влияния климатических факторов на процессы образования, роста и разрушения наледи. В состав работ входило определение размеров наледи и вычисление объема льда; картирование наледи и фиксация ледовых образований; изучение процессов формирования стока и влияния климатических факторов на режим наледи; изучение гидрохимического состава поверхностных вод [4, 9, 10]. Водосбор р. Анмангында является репрезентативным для территории Северо-Востока России, а Анмангындинская наледь является единственным объектом в мире с продолжительным рядом наблюдений за процессами наледообразования, в том числе динамикой площади и объема наледного льда.

Сегодня. В настоящее время сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН выполняются работы по восстановлению режимных и специальных наблюдений на территории КВБС и Анмангындинской наледи. За сезон 2020-2021 гг. были выполнены следующие полевые исследования на выбранных объектах:

– На территории Колымской водно-балансовой станции и Анмангындинской наледи установлено оборудование для мониторинга метеорологических характеристик, подземных и поверхностных вод, состояния многолетнемерзлых пород, снежного покрова. В течение разных периодов гидрологического цикла проведено измерение расходов воды в ключевых створах. Получены метеорологические и гидрологические данные высокого временного разрешения.

– Отобраны более 300 проб воды подземных источников, рек, ручьев, озер, выпадающих жидких осадков, поверхностных емкостей задержания, подземного льда и снега перед снеготаянием для определения химического состава и содержания стабильных изотопов (дейтерия и кислорода 18). Пробы переданы для обработки в лаборатории ААНИИ и ИМЗ СО РАН.

– На участке Колымской водно-балансовой станции проведено исследование и картирование динамики криогенных ландшафтов, в том числе составлен детальный ландшафтный план участка.

– На объекте Анмангындинской наледи проведены регулярные детальные аэрофотосъемки (АФС) поверхности наледи и наледной поляны с помощью квадрокоптера, оснащенного антенной GNSS, в целях фиксации и изучения процессов образования наледи, формирования бугров пучения, миграции источников изливающихся вод, а также для определения площади и объемов наледного тела. Максимальный объем наледи был получен при обработке съемки за 24 мая и составил 4855 тыс. м³. Средняя толщина наледи на конец ее формирования составила 1.3 м, максимальная – 5.3 м. Для оценки точности использовались поперечные профили через наледь, выполненные с помощью GNSS антенн. Средняя ошибка по точкам профилей составляет +0,16 м. Современный метод позволяет получать внутригодовые высокоточные данные о динамике площади и объемов наледей, которые в дальнейшем будут использованы для корректировки методов расчета наледного стока и для изучения влияния наледей на формирование стока рек в условиях изменения климата.

– Проведены геофизические исследования Анмангындинской наледи в целях установления геологического строения, оценки конфигурации таликовых зон, наличия тектонических нарушений, установления взаимосвязи геолого-гидрогеологического строения с гидрологическим режимом подземных и поверхностных вод, выбора

участков для бурения гидрогеологических и термометрических скважин. Геофизические работы проводились методом становления поля в ближней зоне (ЗСБ) и георадарным методом. На основе предварительного анализа полученных результатов сделаны выводы о том, что в направлении вверх по течению на границе наледи происходит резкая смена геоэлектрических комплексов с высокоомного на низкоомный. Предполагается что это тектонический контакт толщи алевропесчаников и глинистых сланцев. Однако не исключено, что под наледью находится интрузия гранитоидов, которая выполняет роль водоупора. Подобные интрузии широко распространены в районе исследований. Места выходов подземных вод на поверхность выше наледной поляны пространственно совпадают с выходом на поверхность крутопадающих зон пониженного УЭС, интерпретируемых как разломы, по которым вероятно происходит разгрузка подземных вод. На основе данных георадарной съемки проведена оценка наледных запасов Анмангындинской наледи, ее величина в апреле 2021 года составила около 3.5 млн м³.

– На ключевых участках Анмангындинской наледи проведено бурение и оборудование семи скважин глубиной 5-12 м для режимных измерений температуры, минерализации и уровня подземных вод, мощности сезонно-талого (сезонно-мерзлого) слоя и верификации геофизических данных.

Завтра. Скоординированные междисциплинарные усилия в области мониторинга, изучения процессов в различных масштабах и развития методов моделирования процессов водообмена необходимы для научно-обоснованных прогнозов будущих изменений в криолитозоне и заблаговременной разработке методов адаптации всех сфер жизнедеятельности человека к таким изменениям.

Под междисциплинарностью исследования предполагается использование целого комплекса различных методов, среди которых:

– методы дистанционного зондирования и полевые описания мерзлотных ландшафтов;

– геофизические методы исследований и бурение скважин;

– режимные гидрометеорологические наблюдения, гидрологический, гидрогеологический и геокриологический мониторинг;

– геохимические и изотопные методы исследований водообмена и качества природных вод (речных и подземных, а также атмосферных осадков);

– математическое моделирование пространственно-временной динамики толщ мерзлых и талых пород, ее влияния на процессы формирования речного стока и интенсивность водообмена подземных и поверхностных вод.

В будущем вновь организованные режимные наблюдения на исторических научных полигонах позволят:

– осуществить расчет динамических запасов подземных вод;

– установить связь между типами и структурой гидрографической сети и местоположением подрусовых таликов. Это даст возможность оценить интенсивность и трансформацию водообменных процессов при изменении природной среды и климата;

– дать количественные оценки доли подземного питания в стоке рек в различные фазы водного режима Северо-Востока;

– систематизировать существующие изменения водообмена в различных типах ландшафтов в зависимости от реакции мерзлых толщ и таликов на климатические изменения;

– разработать прогноз изменений режима и геохимического состава природных вод как следствие трансформации структуры водообмена в результате потепления климата и деятельности человека.

Возможность реализации перечисленных перспектив развития научных стационаров на территории криолитозоны Северо-Востока России определяется

наличием данных непрерывных долгосрочных наблюдений за состоянием мерзлоты, гидрогеологическими условиями и стоком рек на выбранных ключевых участках в исторический период, что позволит проследить динамику трансформаций характеристик мерзлоты, гидрогеологических условий и стока и связать их с изменениями климата. Традиционные методы исследования состояния талых и мерзлых зон (мониторинг, ландшафтная индикация, бурение) будут дополнены детальными геофизическими съемками, методами изотопной геохимии и гидрохимии, автоматизированными наблюдениями с высоким временным. В будущем предполагается использование методов моделирования, в явном виде учитывающих динамику деятельного слоя и его переменных состояний в гидрологических расчетах. Разработка новых алгоритмов и параметризации, описывающих механизмы связи подземных и поверхностных вод, будет производиться совместно с геокриологами на основе данных мониторинга.

Перспективы развития научной базы на Северо-Востоке России могут быть реализованы на основе организации единого стационара, обладающего официальным научным статусом, с возможностью законного проведения любого рода научных, буровых и строительных работ на территории станций, а также наделённого полномочиями официально обращаться к региональным и муниципальным властям, представителям бизнеса для поиска дополнительной финансовой поддержки. Также успешная реализация данной научной самостоятельной единицы зависит от возможности привлечения молодых научных кадров, что обуславливает необходимость тесного взаимодействия между исследовательскими институтами и университетами.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ - проекты №20-05-00666 А, №19-55-80028 и РГО проект «Водные ресурсы Северо-Востока России в условиях региональных и глобальных изменений».

Литература

1. Анисимова Н. П., Павлова Н. А. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии. Новосибирск: Гео, 2014.
2. Банцеева, Т.В., Михайлов, В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений // Криосфера Земли. 2009. т. XIII, № 1. С.40-45.
3. Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д. и др. Водный баланс летнего периода малых горных водосборов зоны многолетней мерзлоты и его расчет // Метеорология, климатология и гидрология. 1992. Вып. 27, С. 105-116.
4. Букаев Н. А. Влияние наледей на речной сток (бассейн р. Колымы) // Колыма. 1966. № 6. С. 12.
5. Глотов, В. Е., Ушаков М. В. Климатически обусловленные изменения стока заполярных рек Западной Чукотки // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 6. С. 33-44.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование процессов теплообмена суши с атмосферой в локальном масштабе для территорий с многолетней мерзлотой // Почвоведение. 2004. № 9. С. 1077– 1092.
7. Кузнецов А.С., Насыбулин Ш.С., Ипатьева А.И. Первые результаты исследования водного баланса на реках бассейна Верхней Колымы // Сборник работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. 1969. Вып. 2. С. 98-121.
8. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов А.И. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Водные ресурсы. 2000. Том 27, №4. С. 435–444.
9. Лебедев В. М. Стационарные наблюдения за наледью в бассейне р. Анмангында // Сб. работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории, Магадан. 1969. Вып. 2. С. 122-138.
10. Лебедев В., Ипатьева А. Анмангындинская наледь, ее режим и роль в водном балансе речного бассейна // Труды ДВНИГМИ. 84. Гидрологические исследования и прогнозы. Ленинград: Гидрометеоздат. 1980. С. 86-93.
11. Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Расчет глубины сезонно-талого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции в задаче гидрологического моделирования // Криосфера Земли. 2015. т. XIX, № 2. С. 35–44.

12. Макарьева О.М., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А. Моделирование процессов формирования стока на малых горных водосборах криолитозоны (по материалам Колымской водно-балансовой станции) // Криосфера Земли. 2020. № 1. С. 43-56.

13. Михайлов, В. М. Пойменные талики в долинах меандрирующих водотоков Северо-Востока России // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 41-48.

14. Пигузова В.М., Щебренева Н. А. К методике изучения подземного питания рек районов распространения многолетнемерзлых пород // Труды ГГИ. 1966. Вып.133. С.74-81.

15. Сушанский С.И. История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2002. С.18-35.

16. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2011. 169 с.

17. Makarieva O., Nesterova N., Lebedeva L., Sushansky S. Water-balance and hydrology research in a mountainous permafrost watershed in upland streams of the Kolyma River, Russia: a database from the Kolyma Water-Balance Station, 1948–1997 // Earth System Science Data. 2018. Vol. 10, № 2. P. 689-710.

18. Zhuravin S. Features of water balance for small mountainous basins in East Siberia: Kolyma Water Balance Station case study // IAHS Publ 290, IAHS, Wallingford, UK. 2004. P. 28–40

ПРОГНОЗНЫЙ СЦЕНАРИЙ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЗАПАДНОМ ЯМАЛЕ К 2050 Г. НА ОСНОВЕ АВТОРЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА

Никитин К.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Nikitin.kirill@yandex.ru

Представлены результаты прогноза изменений среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале к середине XXI века. Используется методика авторетроспективного анализа, разработанная Л.Н. Хрустальевым. Выполнено преобразование Фурье для ряда данных о температуре воздуха за 1914-2014 гг. В результате потепления к 2001 г. ее изменения достигли статистически значимого отклонения от базового периода 1914-1971 гг. К 2050 г. отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха до $-5,5 \pm 1,7^\circ\text{C}$.

FORECAST SCENARIO OF CHANGES OF MEAN ANNUAL AIR TEMPERATURE ON THE WESTERN YAMAL BY 2050 ON THE BASIS OF AUTORETROSPECTIVE ANALYSIS

Nikitin K.A.

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Nikitin.kirill@yandex.ru

The results of the forecast of changes of the mean annual air temperature on the Western Yamal by the middle of the 21st century are presented. The method of autoretrospective analysis developed by L.N. Khrustalev. The Fourier transform was performed for a series of air temperature data for 1914-2014. As a result of warming, by 2001 its changes reached a statistically significant deviation from the base period of 1914-1971. By 2050, there is an increase in the mean annual air temperature to $-5,5 \pm 1,7^\circ\text{C}$.

Для исследования будущего температурного режима мерзлых пород необходимо определить сценарий изменений температуры воздуха. Для этого используется эмпирический подход, основанный на анализе результатов многолетних наблюдений на метеостанциях. В основе методе лежит выявление цикличности, выделение разнопериодных колебаний разного генезиса. Совокупность ритмов, накладывающихся друг на друга, с различными периодами, амплитудами и сдвигами фаз определяют ход рассматриваемого параметра. На основе гармонического анализа данных метеонаблюдений за температурой воздуха Л.Н. Хрустальевым с коллегами [2] предложена методика авторетроспективного анализа. По ней можно выделить рубежный год, после которого начинается устойчивое изменение температуры воздуха, и

определить скорость этого процесса. Метод базируется на данных инструментальных наблюдений, проведенных с высокой частотой по единой методике [3].

Авторетроспективный анализ данных о среднегодовой температуре воздуха в районе полярной станции Марре-Сале основан на многолетних наблюдениях в 1914-2020 гг. [4]. Метод анализа базируется на нескольких предположениях.

Естественные изменения температуры воздуха носят периодический характер и остаются неизменными как в период наблюдений, так и в период прогноза. Антропогенное изменение среднегодовой температуры воздуха подчиняется линейному закону и началось не ранее 1970 г. То есть после этого к природным колебательным циклам добавился антропогенный фактор, обусловивший линейный тренд температуры воздуха.

Период до начала антропогенного влияния на климат считается базовым рядом или генеральной совокупностью. После 1970 г. рассматривается техногенный или антропогенный ряд.

Периодические колебания температуры воздуха на базовом интервале аппроксимируются тригонометрическим рядом Фурье:

$$T(t) = T_{cp} + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right), \quad (1)$$

где t – время в календарных годах; T_{cp} – средняя многолетняя температура на базовом интервале, °С; A_j – амплитуда гармоники, °С; ϕ_j – фаза гармоники, рад; y_j – период, лет; N – количество гармоник.

Разложение функции в ряды Фурье, определение параметров тригонометрического уравнения и статистическая обработка результатов произведена в программе MS Excel с помощью базовых и расширенных пакетов анализа данных. Используются значения среднегодовой температуры воздуха 1914-2014 гг., сравнение результатов расчетов выполнено для метеоданных 2015-2020 гг.

На первом этапе определяется рубежный год, после которого отмечается устойчивое потепление. Сравнение средних за десятилетие температур воздуха показало, что в 70-е гг. происходило постепенное понижение температуры, сменившееся повышением в начале 80-х гг. По сглаженным скользящим средним за 10 и 20 лет установлено, что нарушение ряда данных могло произойти как в 1972 г., так и в 1979 г. На первом этапе базовый ряд определен 1914-1971 гг., антропогенный – с 1972 г.

На основе преобразования Фурье получены параметры тригонометрического уравнения, описывающего периодические колебания температуры воздуха в районе Марре-Сале (табл. 1). Подобраны значения для 14 короткопериодных гармоник, вековые климатические ритмы по данным метеонаблюдений зафиксировать не удалось.

Фактические и рассчитанные значения среднегодовой температуры воздуха за 1914-1971 гг. равны $-8,0^{\circ}\text{C}$. Определена разность η между фактической и расчетной температурой для каждого года. Дисперсия ряда флуктуаций η составила $2,6^{\circ}\text{C}^2$. Ее автокорреляционная функция достаточно быстро затухает, колеблется по разные стороны от нуля, и резких изменений не отмечается. Рассматриваемый ряд флуктуаций – это «белый шум», то есть последовательность некоррелированных случайных величин с конечной дисперсией. Ход среднегодовой температуры воздуха на базовом интервале является периодическим процессом с случайной составляющей η , имеющей дисперсию $D_{\eta}=2,6^{\circ}\text{C}^2$ и среднее значение $\eta_0=0,0^{\circ}\text{C}$.

После этого проводится анализ рассчитанных значений температуры воздуха для техногенного ряда. Для выявления антропогенного тренда интервал 1972-2014 гг. разбивается на отрезки, определяющие частные выборки температуры. Выборки должны

быть достаточно представительными для оценки генеральной совокупности и достаточно короткими для оценки момента начала антропогенного повышения температуры воздуха. Этим условиям отвечают выборки объемом $n=7$ лет (скользящие семилетия).

Таблица 1.

Параметры тригонометрического ряда.

| Номер (J) гармоники | Период (y_j), лет | Амплитуда (A_j), °C | Фаза (ϕ_j), рад |
|---------------------|-----------------------|-------------------------|------------------------|
| 1 | 2,43 | 0,50 | 0,20 |
| 2 | 3,10 | 0,40 | 0,53 |
| 3 | 5,06 | 0,20 | 0,37 |
| 4 | 6,25 | 0,24 | 0,87 |
| 5 | 7,36 | 0,63 | 0,60 |
| 6 | 7,59 | 0,56 | 0,61 |
| 7 | 12,08 | 0,53 | 0,85 |
| 8 | 14,07 | 0,11 | 0,93 |
| 9 | 17,20 | 0,31 | -0,37 |
| 10 | 20,70 | 0,15 | 0,35 |
| 11 | 28,05 | 0,21 | 2,55 |
| 12 | 33,10 | 0,32 | -0,31 |
| 13 | 41,05 | 0,52 | 0,21 |
| 14 | 58,69 | 0,85 | 0,29 |

Для каждой выборки рассчитано среднее значение η (η^*), температуры воздуха и ее дисперсия (D), которые сравниваются с аналогичными показателями базового ряда. Если отличия статистически незначимы, то рассматриваемая выборка является частью базового ряда. В противном случае наблюдается влияние антропогенного фактора изменения температуры.

Для статистического сравнения используются критерии Стьюдента (S) и Пирсона (H):

$$S = (\eta^* - \eta_0) \left(\frac{n}{D_0} \right)^{0,5} \quad (2)$$

$$H = (n - 1)D/D_0 \quad (3)$$

Величины S и H имеют нормальное и «хи-квадрат» распределения с числом степеней свободы 6.

Нулевая гипотеза заключается в равенстве средних значений и дисперсии. Противоположная гипотеза заключается в том, что $\eta^* > \eta_0$ и $D \neq D_0$, критические области значений являются, соответственно, односторонней и двусторонней. Нулевая гипотеза принимается, если выполняются условия:

$$S < S_{кр}; \chi^2(1 - \frac{\alpha}{2}; n - 1) < H < \chi^2(\frac{\alpha}{2}; n - 1), \quad (4)$$

где $S_{кр}$ – критическая точка нормального распределения. $\Phi(S_{кр}) = (1 - 2\alpha)/2$, где $\Phi(x)$ – интеграл Лапласа. Левая и правая критические точки распределения «хи-квадрат» определяются по таблицам χ^2 в зависимости от уровня значимости α и объема выборки n . При выборке 7 лет и уровне значимости 0,05 неравенство можно переписать в виде: $S < 1,66; 1,24 < H < 14,45$.

Результаты расчетов показывают, что структура метеорологического ряда, то есть нарушение неравенства для S и H , отмечается с 2001 г. Считается, что основной

причиной изменения ряда данных является линейный тренд повышения среднегодовой температуры воздуха $\Delta T(t)$, связанный с антропогенным фактором: $\Delta T(t)=a(t-2001)+b$. Параметры тренда найдены методом наименьших квадратов по ряду η для отрезков 2001-2014 гг. Присутствие в уравнении свободного члена b указывает на то, что потепление началось несколько раньше и 2001 г. достигло статистически значимого уровня.

Исправленный ряд флуктуаций на техногенном интервале находится как $\mu=\eta-\Delta T(t)$. Проведено сравнение значений температуры воздуха, η , μ , их дисперсии и стандартного отклонения для базового и техногенного рядов. При выборе 2001 г. в качестве начала техногенного интервала рассматриваемые значения наиболее близки между собой, то есть введение линейной составляющей в формулу Фурье позволяет наиболее полно восстановить временной ход среднегодовой температуры воздуха. С 2001 г. изменение температуры воздуха – это периодический процесс с линейным трендом и случайной составляющей μ , имеющей дисперсию $2,3^{\circ}\text{C}^2$ и стандартное отклонение $1,8^{\circ}\text{C}$.

На завершающем этапе рассчитано возможное отклонение значений среднегодовой температуры воздуха. Вычисляется распределение Стьюдента для двусторонней критической области при уровне значимости $\alpha=0,85$ [1] и длине базового ряда 87. Умножив результат на стандартное отклонение μ , получим поправку к значению температуры воздуха $\pm 1,7^{\circ}\text{C}$.

С учетом новых данных, ход температуры воздуха в районе Марре-Сале можно описать уравнением:

$$T(t) = -8,0 + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right) + 0,07(t - 2001) \pm 1,7. \quad (5)$$

Для проверки применимости полученной формулы используются несколько критериев. Средние значения вычисленной и фактической температуры воздуха близки между собой: $-8,2$ и $-8,0^{\circ}\text{C}$ для базового периода и $-7,1$ и $-6,8^{\circ}\text{C}$ для техногенного. Дисперсия рассчитанных значений оказалась меньше дисперсии наблюдаемых величин. Корреляционная функция разности между вычисленными и наблюдаемыми значениями колеблется по разные стороны от нуля. Амплитуды выбранных гармоник не превышают единицы. В 2015-2020 гг. средние значения фактической и рассчитанной температур воздуха составляли $-4,6$ и $-5,1 \pm 1,7^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Таким образом, современное повышение среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале началось в 70-е гг. (рис. 1). К 2001 г. изменения достигли статистически значимого отклонения от базового ряда.

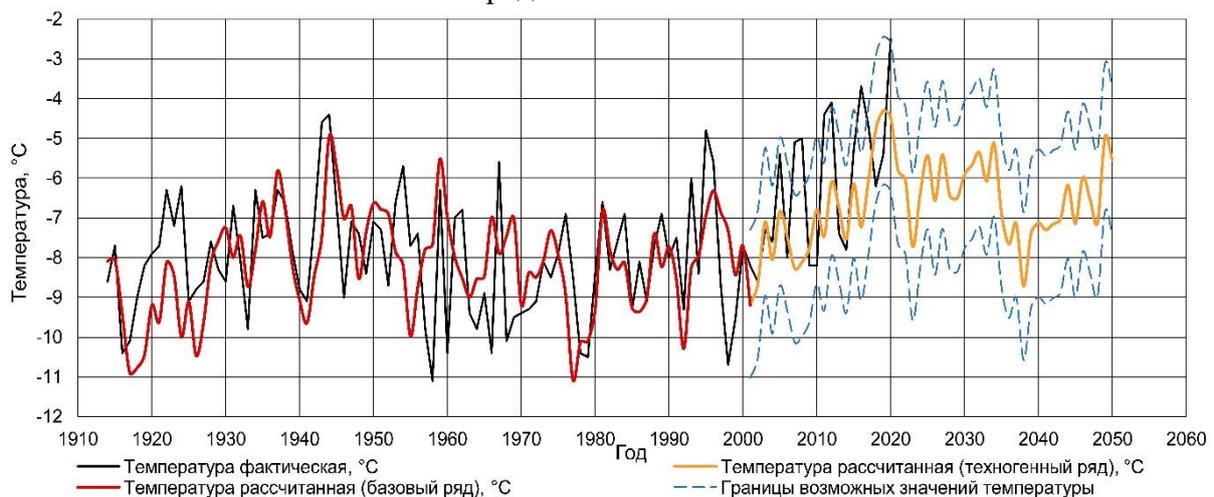


Рисунок 1. Прогноз ожидаемых изменений среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале.

Климатические флуктуации до 2001 г. могут быть описаны с приемлемой точностью тригонометрическим уравнением Фурье без линейного тренда увеличения температуры. К 2050 г. отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха с -8,2 (2001 г.) до $-5,5 \pm 1,7^\circ\text{C}$.

Автор благодарит проф. Л.Н. Хрусталева, ст. преп. Л.В. Емельянову и проф. И.А. Комарова за ценные замечания и помощь в работе.

Литература

1. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. Введ. 2013-01-01. М.: Минрегион России, 2012. с. 109.
2. Хрусталева Л.Н., Медведев А.В., Пустовойт Г.П. Многолетнее изменение температуры воздуха и устойчивость проектируемых в криолитозоне сооружений // Криосфера Земли. 2000. т. IV, № 3. с. 35-41.
3. Хрусталева Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата. М.: Университетская книга, 2011. с. 80-103.
4. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). meteo.ru/data. Дата обращения 10.02.2022.

ТЕМПЕРАТУРА МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ЗАПАДНОМ ЯМАЛЕ

Никитин К.А.¹, Кузякин Л.П.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Nikitin.kirill@yandex.ru; Kyzuakinlp@gmail.com

Приведены результаты мониторинга за температурой мерзлых пород и деструктивными береговыми процессами на Западном Ямале. При потеплении климата температура пород за последние 40 лет увеличилась на $1,5 \dots 2,2^\circ\text{C}$. Максимальное увеличение наблюдается в полигональных тундрах, минимальный прирост отмечается в водосборных понижениях и озерных котловинах. Подтверждена связь между скоростью термоабразионно-термоденудационного процесса и суммарной энергией ветрового волнения ($r=0,76$). Установлено отсутствие тренда скорости разрушения берега, вместо него проявляется квазипериодичность с периодом около 20 лет.

PERMAFROST TEMPERATURE AND SEA COAST DYNAMICS IN CONDITIONS OF PRESENT CLIMATE CHANGE IN WESTERN YAMAL

Nikitin K.A.¹, Kuziakin L.P.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Nikitin.kirill@yandex.ru; Kyzuakinlp@gmail.com

The results of monitoring of the permafrost temperature and destructive coastal processes in Western Yamal are presented. In conditions of the climate warming, the mean annual ground temperature over the past 40 years has increased by $1,5 \dots 2,2^\circ\text{C}$. The maximum increase is observed in the polygonal tundra, the minimum increase is observed in the catchment depressions and lake basins. The relationship between the speed of the thermal-abrasion and thermal-denudation processes and the total energy of wind waves was confirmed ($r=0,76$). The absence of a trend in the rate of destruction of the coast has been established; instead, a quasi-cyclicity with a period of about 20 years is manifested.

Введение. Реакция многолетнемерзлых пород (ММП) на современные климатические изменения – одна из важных проблем последних десятилетий в геокриологии [20; 15; 21].

На основе ранее выполненных полевых исследований, установлено, что реакция мерзлой толщи на климатические изменения зависит не только от их интенсивности, но и от геокриологических условий территории [17; 14; 4; 22; 8; 10].

В течение последних 50 лет повышается температура многолетнемерзлых пород и увеличивается глубина сезонного оттаивания, наблюдается сокращение площади и мощности мерзлых пород около их южной границы [9; 6; 7; 16; 2].

Отсутствуют закономерности трансформации термического режима, характерные для мерзлых пород всей криолитозоны. Важное значение приобретают долговременные исследования, проведенные по единой методике в разных регионах и типах мерзлых толщ.

Мониторинг за состоянием многолетнемерзлых пород на региональном уровне проводится с целью изучения геокриологической среды, оценки выявленных изменений и прогноза геокриологических условий под влиянием естественных климатических колебаний и техногенного освоения Западного Ямала.

Исследование температурного режима многолетнемерзлых пород тесно сопряжено с мониторингом экзогенных процессов. Наиболее интенсивными для Западного Ямала являются деструктивные процессы прибрежной зоны – термоабразия и термоденудация. Средние скорости отступания берегов Арктического бассейна составляют 0,5 м/год [19], а разброс скоростей разрушения термоабразионных берегов составляет от 0 м/год до 20 м/год [18] и сильно зависит от локальных гидрометеорологических и геолого-геокриологических условий.

Изменение климатических условий сказывается на интенсивности термоабразионно-термоденудационных процессов. По данным Н.Г. Беловой с соавт. [1], скорость разрушения сильнольדיстых берегов в районе Харасавэя в XXI веке возросла в 1,5-3 раза, по сравнению с 1964-2006 гг. Однако многокомпонентность и сложность береговых систем не позволяют однозначно определить влияние климатических изменения на интенсивность деструктивных процессов даже на локальном участке наблюдений. Так, по данным А.А. Васильева с соавт. [3], не наблюдается прямой связи между климатическими параметрами и скоростью разрушения берега на Западном Ямале.

Цель работы – исследование изменений температуры многолетнемерзлых пород и динамики деструктивных береговых процессов при потеплении климата на примере Западного Ямала. Актуальность работы заключается в том, что ее результаты позволят количественно оценить изменение температуры мерзлой толщи за последние 50 лет, определить общие закономерности, которые могут быть использованы для общего понимания реакции мерзлых пород на изменение климата, а также уточнить вклад климатических изменений на скорость разрушения берега.

Район работ. Район исследований находится на побережье Карского моря вблизи полярной станции Марре-Сале, расположенной в зоне типичной тундры. Рельеф представляет террасовидную выровненную поверхность морских террас с абсолютными отметками до 30 м над уровнем моря, расчлененную системой оврагов, балок и озерных котловин. В северной части стационара расположена пойма местной реки с абсолютными отметками до 3 м. Ландшафтная структура исследуемой территории репрезентативна для всего ареала типичных тундр Ямала.

Геологический разрез представлен двухслойной толщей. С поверхности залегают континентальные аллювиальные, эоловые, озерно-болотные и прибрежно-морские песчано-супесчаные отложения позднеплейстоцен-голоценового возраста. В основании разреза залегают морские глины и суглинки с редкими прослоями песков позднеплейстоценового возраста.

Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение. Среднегодовая температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд изменяется от -2,5 до -7,5°C. В зависимости от типа ландшафтов глубина сезонного оттаивания изменяется от 0,4 до 2,2 м.

В равнинной криолитозоне наблюдается строгое соответствие между среднегодовыми температурами мерзлых пород, глубиной СТС и типами ландшафтов в ранге урочищ [11]. Поэтому объектом геофизиологического мониторинга выбраны многолетнемерзлые породы в доминантных ландшафтах (табл. 1).

Таблица 1. Условия наблюдений за температурным режимом ММП.

| Ландшафт | Площадка (Скважина) | Геоморфологический уровень |
|----------------------------------|---------------------|----------------------------|
| Дренированные урочища | | |
| Песчаные раздувы | 43 | III морская терраса |
| Плоские дренированные тундры | 6 | III морская терраса |
| Влажные урочища | | |
| Влажные тундры | 1 | III морская терраса |
| Переувлажненные урочища | | |
| Полигональные увлажненные тундры | 3 | III морская терраса |
| Заболоченные урочища | | |
| Торфяники | 17 | III морская терраса |

Методика измерений. Измерение температуры пород производится в термометрических скважинах диаметром 90 мм и глубиной 10-12 м, пробуренных в 1978 г. с детальным описанием и опробованием. В пределах среднесезонного слоя оттаивания скважина защищена обсадной трубой, дополнительно заглубленной в мерзлые породы на 1 м. Верхняя часть трубы, выступающей над дневной поверхностью на 0,5 м, заполнена теплоизоляционными материалами (торфом или пенным утеплителем). Входное отверстие трубы плотно закрыто крышкой, не допускающей попадания в скважину осадков и образования конденсата.

В 1978-1990 гг. измерения температуры проводились каждую декаду, а после 1990 г. один раз в год в конце теплого периода с помощью вытяжных высокоинерционных ртутных термометров с предварительно вмонтированными в них специальными «заленивливающими» оправами для повышения тепловой инерции. Точность измерения составляла $\pm 0,1^\circ\text{C}$. Термометры устанавливались на глубинах 0,5; 1 м и далее через каждый метр. С 2006 г. используются четырехканальные логгеры НОВО U12-008 с терморезисторными датчиками с точностью измерений $\pm 0,2^\circ\text{C}$. Датчики установлены на глубинах 0,02; 2; 3; 5 и 10 (12) м. В скважине 1 установлены дополнительные логгеры на глубинах 4; 6 и 8 м. Определение температуры производится каждые 6 часов.

Мониторинг динамики берега в районе станции Марре-Сале проводится с 1978 г. На участке термоабразионно-термоденудационного берега (4,5 км), охватывающем I-II и III морские террасы, перпендикулярно береговой линии заложены промерные профили. Шаг между профилями обусловлен изрезанностью бровки берегового уступа и составляет от 20 до 100 м. На каждом профиле зафиксированы пикеты, от которых осуществляется измерение расстояния до бровки берегового обрыва. Замеры проводятся в конце августа. На 2021 г. функционирует 51 промерный профиль. Точность измерения определяется ценой деления мерной ленты (0,5 см) и выраженностью бровки берегового уступа.

Изменение климата. Регион исследования расположен в субарктическом поясе, отличающимся суровым климатом. Анализ климатических колебаний за 1970-2020 гг. выполнен на основе метеорологических данных из открытой базы Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных [23] и архива наблюдений на полярной станции Марре-Сале.

С начала 70-гг. наблюдается изменение климата с тенденцией к потеплению. По сравнению с 1961-1990 гг. среднегодовая температура воздуха увеличилась на $5,9^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда температур сократилась на $5,2^{\circ}\text{C}$. Ее уменьшение зависит от быстрого повышения среднезимней температуры на $4,9^{\circ}\text{C}$. Для среднелетней температуры воздуха характерно менее выраженное изменение на $1,4^{\circ}\text{C}$. С 1970 г. общее количество осадков увеличилось на 105 мм.

Максимальная высота снежного покрова за сезон (наибольшее значение по 3 снегомерным рейкам) с 1970 до 2020 г. возросла с 16 до 49 см. Наблюдения за пространственным распределением снежного покрова показали, что каждый тип ландшафта характеризуется устойчивым индивидуальным коэффициентом снегонакопления по сравнению с метеоплощадкой.

Интенсивность разрушения берега зависит не только от температуры воздуха, но и от гидродинамических характеристик акватории, в особенности от продолжительности динамически активного периода (ДАП), то есть промежутка времени, когда прибрежная акватория свободна от морского льда. За последние 35 лет в юго-западной части Ямала ДАП увеличился практически на 50 суток ($+1,4$ сут/год) [1]. Это связано преимущественно со сдвиганием даты установления ледового покрова в осенний период [5]. Увеличение безледного периода влечет за собой рост суммарной энергии волнения, которая, по мнению некоторых исследователей [5; 13; 12], является главным фактором, определяющим скорость термоабразии. Скорость термоденудации должна быть связана с глубиной протаивания грунта в летний период, которая за период наблюдений с 1995 г. увеличивается на $0,3$ см/год.

Результаты и обсуждение. Среднегодовая температура мерзлой толщи, определяемая на подошве слоя годовых теплооборотов, повысилась во всех наблюдаемых ландшафтах.

По значению среднегодовой температуры пород выделяются две группы ландшафтов. К первой группе относятся «холодные» ландшафты плоских и полигональных тундр, приуроченных к положительным формам рельефа. В начале периода наблюдений среднегодовые температуры составляли $-5,8\dots-7,4^{\circ}\text{C}$, к 2021 г. достигли $-3,7\dots-5,2^{\circ}\text{C}$.

К «теплым» ландшафтам второй группы со сравнительно высокими среднегодовыми температурами ММП относятся ландшафты озерных котловин и ложбин стока, в которых среднегодовые температуры повысились с $-4,2^{\circ}\text{C}$ в 1978 г. до $-2,7\dots-3,6^{\circ}\text{C}$ в 1996-2002 гг. Такое различие связано с повышенным снегонакоплением в отрицательных формах рельефа. В среднем, за 1978-2021 гг. повышение температуры в ландшафтах первой группы составляет около $2,2^{\circ}\text{C}$, второй группы – $1,5^{\circ}\text{C}$.

Изменение среднегодовой температуры ММП имеет немонотонный характер. Положительные отклонения от линейного тренда наблюдались в 1985 и 1996 гг., отрицательные – в 1989 и 2001 гг. С 2007 г. температура повышается монотонно почти во всех наблюдаемых урочищах.

Для исследования влияния потепления климата на температуру пород рассматривается изменение годовой амплитуды температур на глубине 5 м, на которой слабо проявляются частые короткопериодные изменения температуры на поверхности, и четко выражены ее сезонный максимум и минимум.

Отмечается четкая тенденция сокращения амплитуды годовых колебаний во времени на всех площадках. Почти синхронное уменьшение происходит, главным образом, за счет активного увеличения температуры холодного периода, темпы изменения которой усилились с начала века. Наиболее сильное сокращение амплитуды до $3,8^{\circ}\text{C}$ произошло на сухих участках, лишенных растительности. В увлажненных ландшафтах с моховым покровом сокращение выражено слабее.

Изучена связь между значениями годовой амплитуды температур на глубине 5 м и максимальной высоты снега с учетом коэффициента снегонакопления. При увеличении высоты снега амплитуда колебаний температуры пород снижается. Эта тенденция наиболее выражена на влажных участках, наименее – на сухих без растительности.

Измерения влажности грунтов СТС проведены в 1978 г. и в 2016-2021 гг. Это позволило оценить изменение средневзвешенной влажности в СТС различных ландшафтов во времени. Влажность грунтов СТС в болотах и ложбинах стока осталась неизменной, близкой к полному водонасыщению. В остальных ландшафтах в среднем по региону весовая влажность изменилась с 20-23% (1978) до 24-27% (2021). Увеличение объемной влажности с 20% до 30% при прочих равных условиях приводит к сокращению амплитуды почти вдвое.

Установленное снижение амплитуды колебаний температуры обуславливает уменьшение глубины залегания подошвы слоя годовых теплооборотов. Она определяется границей, ниже которой разница годовых температурных колебаний не превышает $0,2^{\circ}\text{C}$. При условии, что глубина слоя годовых теплооборотов превышает глубину скважин, она получена методом экстраполяции температурных кривых вниз по разрезу. Если глубина слоя годовых теплооборотов меньше глубины скважин, она определяется глубиной, при которой разница в температурах составляет менее $0,2^{\circ}\text{C}$. Положение подошвы слоя повысилось на всех участках. Наиболее интенсивное уменьшение глубины залегания подошвы слоя годовых теплооборотов характерно для полигональной тундры, наименьшее – для плоскобугристого торфяника.

Величина отступления берега в результате термоабразионно-термоденудационных процессов в 1978-2019 гг. составила, в среднем, 63 м. Соответственно, средняя скорость – 1,5 м/год. Анализ временной изменчивости скорости отступления берега показал отсутствие какого-либо направленного тренда, отмечалась квазициклическая с периодом около 20 лет в распределении скоростей отступления. Это согласуется с наблюдениями А.А. Васильева с соавт. [5]. Максимумы отступления – 1990 г. (3,3 м) и 2012 г. (3,7 м). Минимумы – 1999 г. (0,4 м) и 2017 г. (0,3 м). Это свидетельствует об отсутствии прямой связи между климатическими характеристиками и скоростью термоабразионно-термоденудационных процессов на побережье Западного Ямала.

Сложность функционирования береговых систем подтверждает и сопоставление отдельных параметров природной среды и скорости отступления берега за каждый год. Полное отсутствие корреляции ($r < 0,3$) проявилось при анализе следующих факторов: индекс арктической осцилляции, сумма положительных градусодней, средняя температура воздуха за летний период, глубина сезонного оттаивания. Средняя зависимость ($r = 0,5$) обнаружена между скоростью отступления берега и продолжительностью динамически активного периода. Наибольшая корреляция выявлена между скоростью отступления берега и суммарной энергией ветрового волнения ($r = 0,76$), что подтверждает решающую роль волн на динамику берега в районе Марре-Сале.

Выводы. Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

- на Западном Ямале с 1970-х гг. наблюдается современное изменение климата с тенденцией к потеплению. Среднегодовая температура воздуха увеличилась на $5,9^{\circ}\text{C}$. Ее повышение сопровождается увеличением годовой суммы осадков на 100 мм и максимальной сезонной высоты снежного покрова на 33 см;

- в условиях потепления климата ландшафты типичной тундры обладают разной реакцией, выраженной в среднегодовой температуре ММП. За 40 лет наблюдений среднегодовая температура пород увеличилась на $1,5 \dots 2,2^{\circ}\text{C}$;

- потепление климата приводит к уменьшению амплитуды годовых колебаний температур пород. На глубине 5 м сокращение достигает $0,5-3,8^{\circ}\text{C}$. На это влияет более

быстрое повышение температуры воздуха холодного периода по сравнению с теплым, увеличение высоты снежного покрова и возрастание влажности сезонно-талых грунтов;

- наблюдается тенденция сокращения глубины залегания подошвы слоя годовых теплооборотов с 12-18 м (1980) до 13-16 м (2021).

- что скорость термоабразионно-термоденудационных процессов на Западном Ямале не зависит напрямую от климатических факторов, а регулируется более сложными связями в береговых системах. Не выявлен тренд увеличения или уменьшения скорости разрушения берега, обнаружена квазицикличность с периодом около 20 лет.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 22-27-00181.

Литература

1. Белова Н.Г., Шабанова Н.Н., Огородов С.А., Камалов А.М., Кузнецов Д.Е., Баранская А.В., Новикова А.В. Динамика термоабразионных берегов Карского моря в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2017. т. XXI, № 6. с. 85-96.
2. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Широков Р.С. Дegradaция мерзлоты в западном секторе Российской Арктики. Результаты многолетнего мониторинга // Криосфера Земли. 2020. т. XXIV, № 2. с. 15-30.
3. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. т. X, № 2. с. 56-67.
4. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. 2011. т. XV, № 2. с. 56-64.
5. Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Динамика морских берегов Западного Ямала // Криосфера Земли. 2011. т. XV, № 4. с. 69-72.
6. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инженерная геология. 2015. № 1. с. 50-72.
7. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов в районе устья реки Тамбей (север полуострова Ямал) // Инженерная геология. 2015. № 4. с. 36-83.
8. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Быстрая деградация пальза у поселка Абезь, северо-восток Европейской части России // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. с. 30-51.
9. Дроздов Д.С., Украинцева Н.Г., Царев А.М., Чекрыгина С.Н. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008) // Криосфера Земли. 2010. т. XIV, № 1. с. 22-31.
10. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркумполярного мониторинга деятельного слоя в Европейской России) // Криосфера Земли. 2017. т. XXI, № 6. с. 35-44.
11. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Под ред. Мельникова Е.С. Новосибирск: Наука, 1983. 164 с.
12. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). с. 123-128.
13. Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. с. 47-53.
14. Романовский В.Е. Температурный режим вечной мерзлоты Аляски последних 20 лет // Материалы Международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений», т.1, Тюмень, ТюмГНУ, 2006. с. 96-101.
15. AMAP, 2011. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo.
16. Biskaborn, B.K., Smith, S.L., Noetzel, J. et al. 2019. Permafrost is warming at a global scale. Nature communications, 10; 264.
17. Brown, J., Hinkel, K.M., Nelson, F.E. 2000. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results. Polar Geogr. 24 (3), pp. 166-258.
18. Jones, B. M., Farquharson, L. M., Baughman, C. A., Buzard, R. M., Arp, C.D., Grosse, G., Bull, D. L., Günther, F., Nitze, I., Urban, F., & Kasper, J.L. 2018. A decade of remotely sensed observations highlight complex processes linked to coastal permafrost bluff erosion in the Arctic A decade of remotely sensed observations highlight complex processes linked to coastal permafrost blufferos. Environmental Research Letters. 13 (11), 115001.

19. Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., et al. The Arctic Coastal Dynamics database: a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines // *Estuaries and Coasts*, 2012, vol. 35, pp. 383-400.
20. Romanovsky, V., Drozdov, D., Oberman, N., Malkova, G., Kholodov, A., Marchenko, S., Moskalenko, N., Sergeev, D., Ukraintseva, N., Abramov, A., Vasiliev, A. 2010. Thermal state of permafrost in Russia. *Permafrost Periglacial Process*. 21 (2), pp. 136-155.
21. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.). IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
22. Streletskiy, D.A., Sherstiukov, A.B., Frauenfeld, O.W., Nelson, F.E. 2015. Changes in the 1963-2013 shallow ground thermal regime in Russian permafrost regions. *Environ. Res. Lett.*, 10, 125005.
23. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). meteo.ru/data. Дата обращения 10.01.2022.

МЕТОДИКА МОНИТОРИНГА НАЛЕДЕЙ С ПОМОЩЬЮ БПЛА

Осташов А.А.¹, Макарьева О.М.^{2,4}, Нестерова Н.В.^{1,2,3}, Землянскова А.А.^{1,2}

¹Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Магадан, Россия; andrey.ostashov@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; omakarieva@gmail.com

Наледи в условиях изменения климата можно использовать как маркеры трансформации процессов водообмена. Для более детального мониторинга за характеристиками наледей и заверки данных ДЗЗ на месте можно использовать БПЛА. В работе расписана методика мониторинга наледей с помощью БПЛА, а также специфика работы с такими объектами на примере Анмангындинской наледи.

METHODOLOGY FOR MONITORING AUFEIS USING UAV

Ostashov A.A.¹, Makarieva O.M.^{2,4}, Nesterova N.V.^{1,2,3}, Zemlyanskova A.A.^{1,2}

¹North-Eastern Permafrost Station, Melnikov Permafrost Institute, Magadan, Russia; andrey.ostashov@gmail.com

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia;

⁴Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; omakarieva@gmail.com

Aufeis in the conditions of climate change can be used as markers of the transformation of water exchange processes. UAVs can be used for more detailed monitoring of the characteristics of aufeis and verification of remote sensing data on site. The paper describes the methodology for monitoring aufeis with the help of UAVs, as well as the specifics of working with such objects using the example of the Anmangynda aufeis.

Введение

Одними из характерных объектов, относящихся к арктической зоне, являются наледи. В последнее десятилетие отмечается изменчивость процессов наледообразования в различных природно-климатических условиях, что позволяет использовать эти объекты, хорошо идентифицируемые на данных ДЗЗ, в качестве индикаторов трансформации процессов водообмена. Важнейшей характеристикой, позволяющей судить о динамике наледных процессов, кроме площади льда является объем наледи. Оценка динамики объема льда наледей наземными методами является трудоемкой задачей, использование беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) позволяет упростить ее решение.

В последнее время БПЛА все чаще используют при исследовании различных географических объектов [4,5,7], в том числе и наледей [1,2,6]. Они получили распространение благодаря относительной доступности, высокой скорости съемки и качеству получаемой информации. С помощью аэрофотосъемки есть возможность получить визуальные характеристики объекта, и, на основе проведенной съемки, рассчитать ортофотоплан и цифровую модель рельефа (ЦМР). Периодичность съемки позволит обеспечить мониторинг изучаемого процесса или явления. БПЛА является отличным дополнением при комплексном исследовании объекта. Мониторинг наледей может осуществляться с помощью ДЗЗ на основе заверки спутниковых данных с помощью БПЛА.

Стоит подчеркнуть, что исследование наледей происходит зачастую в арктической зоне или приравненных к ней по климатическим условиям территориях, что накладывает дополнительные ограничения и создает специфические условия работы [3].

Специфика применения БПЛА для исследования наледей

К задачам, решаемым с помощью БПЛА, можно отнести определение площади и объема наледи и их пространственно-временную изменчивость. Данные съемки можно использовать для составления ландшафтных карт наледных полей, производя дешифровку с подтверждением полевыми методами, а также для оценки активности русловых процессов в зоне наледообразования. По ортофотопланам можно идентифицировать места разгрузки наледообразующих вод, приуроченных к буграм пучения.

Исходя из поставленных задач необходимо назначить параметры съемки. Высота съемки определяет пространственное разрешение получаемых в результате обработки ортофотоплана и цифровой модели рельефа. Для получения точной объемной модели необходимо производить съемку не только в надири (перпендикулярно к поверхности земли), но и под меньшими углами, а также иметь дополнительную перпендикулярную сетку для обеспечения наилучшего результата. Съемка по заранее запланированным маршрутам повышает точность получаемого результата, особенно это важно для ведения мониторинга. Подобный подход исключает ошибки, связанные с неравномерностью покрытия площади съемки кадрами. Большую роль в качестве получаемой информации также играет перекрытие кадров, скорость движения беспилотника, модель камеры, подбор времени суток и погодных условий для съемки.

Среди преимуществ использования БПЛА можно выделить относительную дешевизну, высокую скорость получения данных, низкая трудоемкость и высокое качество получаемой информации. Однако, можно столкнуться со следующими ограничениями: плохие погодные условия (дождь, туман, снег, сильный ветер), сложным законодательством в сфере малых БПЛА, необходимостью наличия источника электроэнергии, наличием бесполетных зон.

Если рассматривать непосредственно работу с наледями, можно выделить ряд специфических особенностей использования беспилотников. Необходимо регулировать ISO для обеспечения качественного отображения как поверхности наледи, так и наледной поляны из-за сильного контраста между ними. При пренебрежении этим наледная поляна на ортофотоплане может отображаться темными не различимыми оттенками или наледь будет засвечена и не будет находить общих точек поверхности на смежных снимках при обработке. Такая же проблема может быть при выпадении на поверхность наледи снега, который скрывает участки наледи, на которых рост ледяного тела остановился, что делает невозможным надежное дешифрирование получаемого

плана. Помимо этого, даже поверхность снега может быть обработана некорректно из-за монотонности поверхности, покрытой снегом.

Методика определения морфометрических характеристик объектов

Для исследуемого объекта необходимо обозначить границы, в пределах которых будет вестись наблюдение за изменением морфометрических характеристик наледи. Зачастую, если речь идет целиком об объекте, это можно сделать с помощью данных ДЗЗ на дату максимальной площади и по геоботаническим и геоморфологическим признакам. Далее составляется в специальном программном обеспечении полетное задание, покрывающее исследуемый объект сеткой маршрута БПЛА с заданным интервалом и другими характеристиками съемки под используемую модель беспилотника и задачи исследования. После получения разрешения на полет, производится непосредственно съемка в поле. При необходимости получения точных данных плановых координат и высотных отметок объекта можно использовать БПЛА с GNSS антенной, которая, работая одновременно с базовой станцией, при обработке дает точность в пределах первых сантиметров при съемке с высоты 150 м и ниже.

Камеральная обработка результатов съемки производится в фотограмметрическом программном обеспечении, например, Agisoft Metashape. Характеристики полученных ЦМР и ортофотопланов будут зависеть от задаваемой точности расчетов, высоты съемки, качества кадров. Далее, средствами ГИС происходит определение площади объекта по дешифровочному признаку по ортофотоплану. Например, для наледи используется классификация пикселей растра на кластеры по цветам. После проверки и внесения исправлений определяется площадь искомого кластера, совпадающего с наледью, методами пространственного анализа. Для объема предусмотрен алгоритм вычитания ЦМР, полученных по результатам двух съемок, друг из друга с целью получения растра значений, отражающих разницу между мощностями льда в разные промежутки времени. Повторяя съемки с обусловленными задачами частотой можно вести мониторинг процессов наледообразования и стаивания.

Пример использования методики для определения площади и объема наледи

Объектом исследования, репрезентативным для территории Северо-Востока России, является Анмангындинская наледь, расположенная в Магаданской области. В 60-90 гг. прошлого века на ней проводились исследования и мониторинг наледных процессов, что позволяет восстановить исторический ряд наблюдений и оценить изменения, возникшие под влиянием изменения климата. Площадь наледной поляны составляет 7,2 км². Максимальная мощность наледи, по историческим сведениям, достигала 6,7 м.

За сезон 2020-2022 гг. проведены регулярные детальные аэрофотосъемки поверхности наледи и наледной поляны в целях фиксации и изучения процессов образования наледи, формирования бугров пучения, миграции источников изливающихся вод, а также для определения площади и объемов наледного тела. За период с мая 2021 по февраль 2022 произведено 11 съемок для определения площади и объема Анмангындинской наледи, а также 2 съемки наледи в долине реки Нельканджа и 3 съемки наледи, расположенной на р. Анмангында на 8 км ниже основной.

Съемки проводятся с помощью квадрокоптера DJI Phantom 4.0, оснащенного антенной GNSS, что позволяет с высокой точностью (до 5 см) определять высотные отметки поверхности наледи. При использовании метода с использованием GNSS оборудования построены объемные модели наледного тела в различные периоды ее

формирования и разрушения. На рисунках 1 и 2 показаны ортофотопланы, составленные по результатам съемки Анмангындинской наледь 24.05.2021 и 15.08.2021.

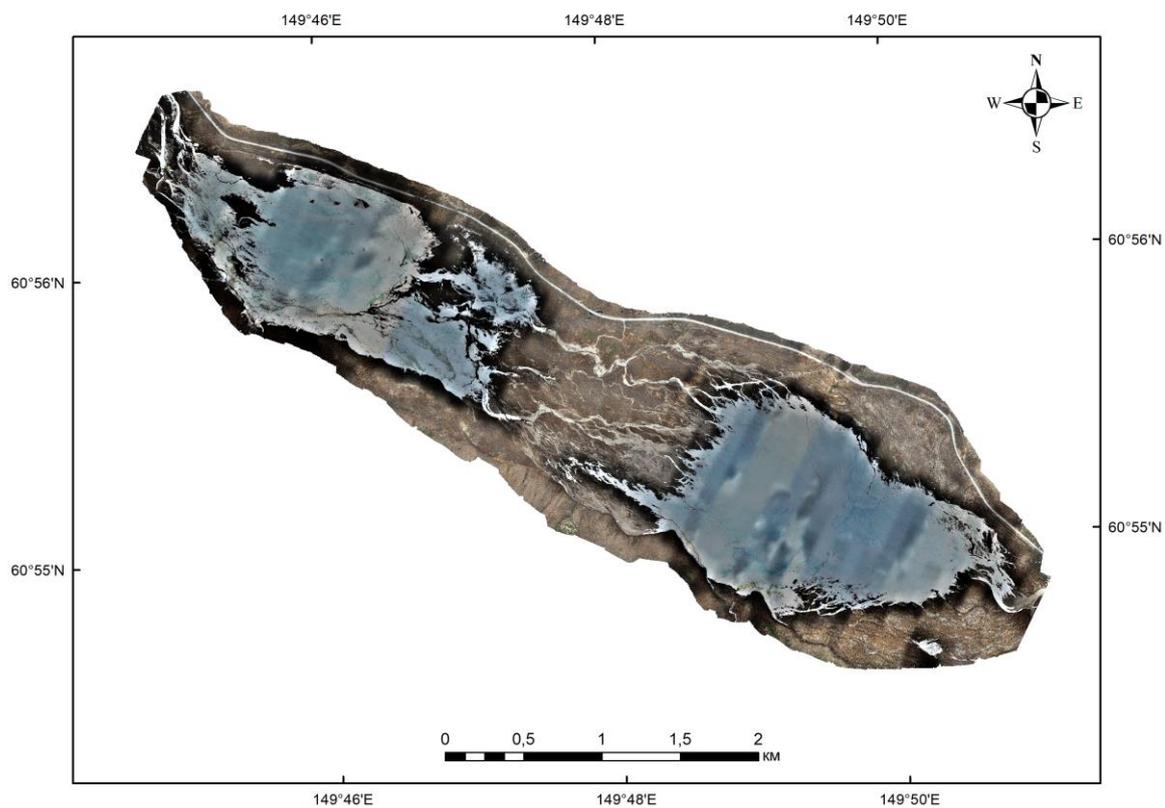


Рис. 1. Ортофотоплан на Анмангындинскую наледь, 24.05.2021

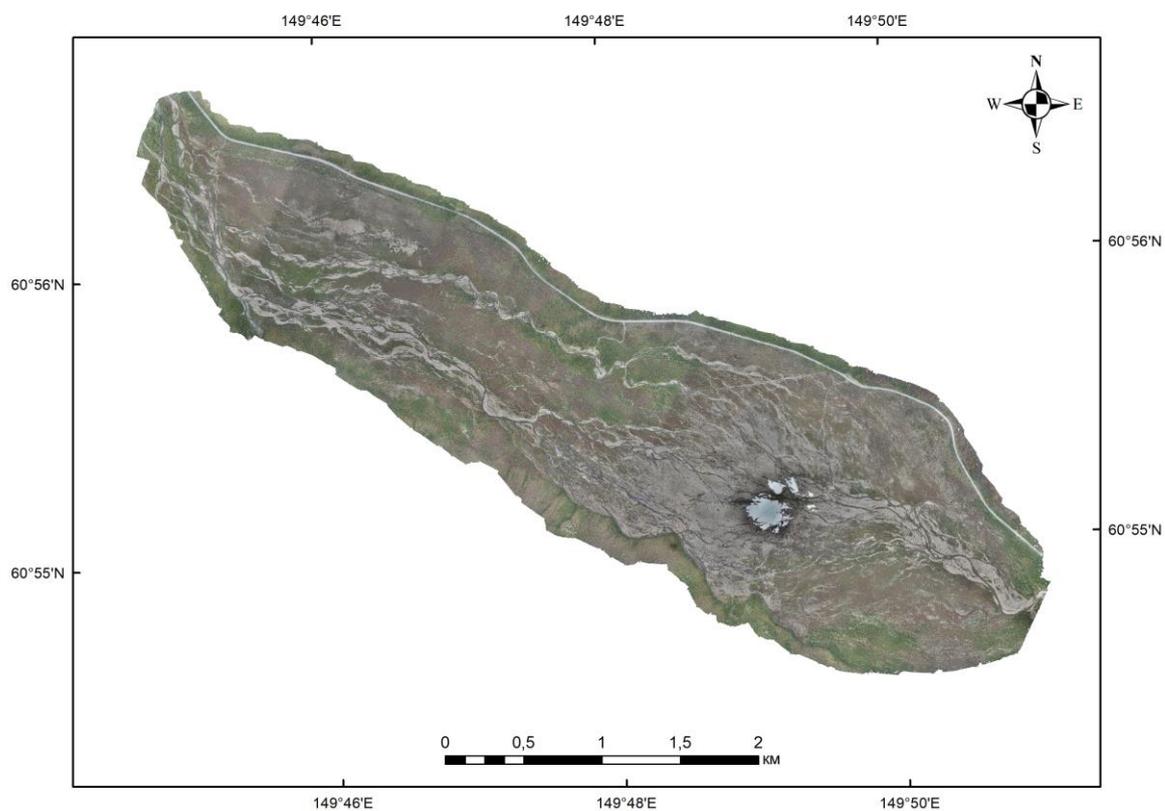


Рис. 2. Ортофотоплан на Анмангындинскую наледь, 15.08.2021

Максимальный объем наледи был получен при обработке съемки за 24 мая 2021 г. и составил 4855 тыс. м³. Площадь наледи составила 3,646 км². Средняя мощность наледи на конец ее формирования составила 1.3 м, максимальная – 5.3 м. Площадь по результатам съемки 15.08.2021 составила 0,055 км².

Для оценки точности использовались поперечные профили через наледь, представленные на рисунке 3, выполненные с помощью GNSS антенн 24.05 в день съемки. Непосредственно на наледь пришлось 110 точек, средняя ошибка по ним составляет +0,16 м, максимальная равна +0,87 м и приуроченная к середине профиля №1. По Рис. 35 видно, что основные ошибки приурочены к серединам профилей №1 и №3 в местах самой высокой мощности наледи. Причиной таких искажений могла послужить специфическая для съемки поверхность наледи, а также сложность и новизна обработки таких объектов. Для понимания причин подобных отклонений необходимо проводить специальные точечные исследования и дальнейшее совершенствование и развитие методики.

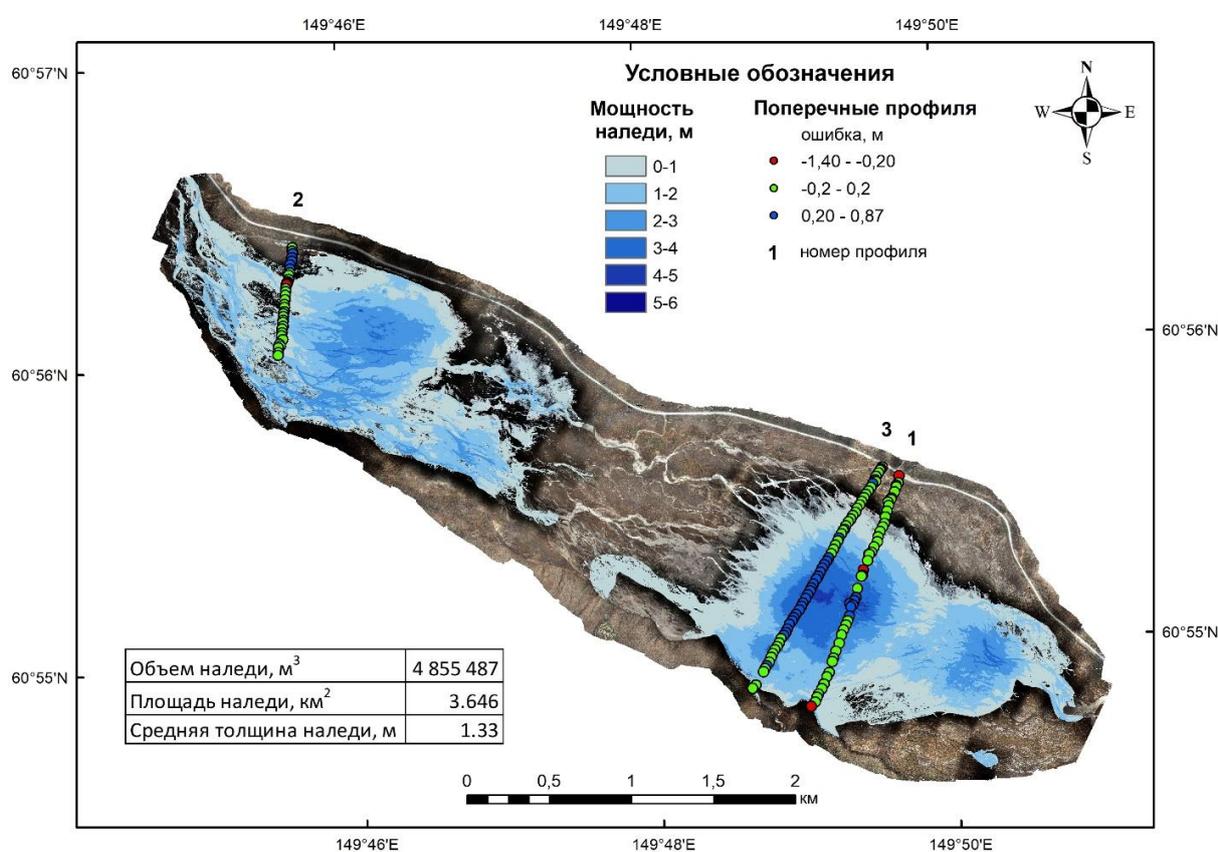


Рис. 3. Мощность Анмангындинской наледи, 24 мая 2021 г.

Выводы

Оценка морфометрии наледей (площадь и объем) имеет более точные результаты и требует меньших затрат на получение данных характеристик, чем методы наземной съемки. Одним из очевидных преимуществ использования данного метода является скорость получения первичных данных. Эти обстоятельства указывают на продуктивность и целесообразность использования БПЛА для мониторинга морфометрических характеристик интересующих объектов.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ - проекты №20-05-00666 А, №19-55-80028 и РГО проект «Водные ресурсы Северо-Востока России в условиях региональных и глобальных изменений».

Литература

1. Гагарин Л.А., Волгушева Н.Э., Башарин Н.И. Использование беспилотных летательных аппаратов в геокриологических исследованиях // Природные ресурсы и экология Дальневосточного региона, 2017, 13-16 стр.
2. Гагарин Л.А., Волгушева Н.Э. Количественная оценка смещения оползня на участке федеральной автодороги А-360 «Лена» в Южной Якутии // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Применение БПЛА в географических исследованиях, 2018, 46-51 стр.
3. Ходак А.В., Сивцов В.А., Курашов И.М., Радченко Н. А. Особенности картографирования местности в экстремальных условиях Арктики посредством беспилотных летательных аппаратов // Моя профессиональная карьера. – 2021. – Т. 1. – № 26. – С. 115-118.
4. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли, 2018 – том 22, № 2, с. 70-80
5. Colomina I., Molina P. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 2014 – volume 92, № 79-97, ISSN 0924-2716, <http://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013>.
6. Gagarin, L., Wu, Q., Melnikov, A.; Volgusheva, N., Tananaev, N., Jin, H., Zhang, Z., Zhizhin, V. Morphometric Analysis of Groundwater Icings: Intercomparison of Estimation Tech-niques // Remote Sens, 2020 – 12, 18 <https://doi.org/10.3390/rs12040692>
7. Sheremetskaya E.D., Ivanov M.M., Voroshilov E.V., Garankina E.V., Belyaev V.R. Using UAV large-scale aerial photography for studying hazardous geomorphological processes // Proceedings of the International conference “InterCarto. InterGIS”. 2018 – 24(2), 158–170

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТОВ СЕЗОННОМЕРЗЛОГО И СЕННОТАЛОГО СЛОЯ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

Остроумов В.Е.¹, Федоров-Давыдов Д.Г.¹, Комаров И.А.², Шевчик Ф.А.², Колосков А.М.², Волокитин М.П.³, Гончаров В.В.¹, Быховец С.С.¹, Холодов А.Л.^{1,4}, Ерёмин И.И.⁵, Кропачёв Д.Ю.⁵, Давыдов С.М.⁶, Давыдова А.И.⁶

¹- Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино;
v.ostroumov@rambler.ru;

²- Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва;

³- Институт фундаментальных проблем биологии РАН, Пушкино;

⁴- Университет Фербенкса, Аляска;

⁵- АО НПО Эталон, Омск;

⁶- Северо-Восточная научно-экспериментальная станция ТИГ ДВО РАН, Черский

В природных условиях тепловое состояние грунтов сезонномерзлого (СМС) и сезонноталого (СТС) слоя, которые представляют собой открытые системы с переменным составом, строением и свойствами, определяется не только кондуктивным теплообменом, но и другими процессами которые сопровождаются эндотермическими и экзотермическими эффектами. Для учета влияния этих процессов предлагается методика определения эффективных значений теплофизических характеристик по данным мониторинга плотности теплового потока и температуры на участках в области сезонного промерзания и в области сезонного протаивания грунтов.

A METHOD FOR EVALUATION OF EFFECTIVE VALUES OF THERMOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF SOILS OF A SEASONALLY FROZEN AND CENOTHAUL LAYER UNDER NATURAL CONDITIONS

Ostroumov V.E.¹, Fedorov-Davydov D.G.¹, Komarov I.A.², Shevchik F.A.², Koloskov A.M.², Volokitin M.P.³, Goncharov V.V.¹, Bykhovets S.S.¹, Shabaev V.P.¹, Kholodov A.L.^{1,4}, Eremin I.I.⁵, Kropachev D.Y.⁵, Davydov S.P.⁶, Davydova A.I.⁶

¹- Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino; v.ostroumov@rambler.ru

²- Lomonosov Moscow State University, Moscow;

³- Institute of Fundamental Problems of Biology, Russian Academy of Sciences, Pushchin;

⁴- Fairbanks University, Alaska

⁵- JSC SPA Etalon, Omsk

⁶- Pacific Geographical Institute, Far-Eastern Branch of RAS, Northeast Science Station, Chersky

Under natural conditions, the thermal state of soils in the seasonally frozen (SMS) and seasonally thawed (STS) layers, which are open systems with variable composition, structure and properties, is determined not only by conductive heat transfer, but also by other processes accompanied by endothermic and exothermic effects. To take into account the influence of these processes, a method is proposed for determining the effective values of thermophysical characteristics based on the data of monitoring the heat flux density and temperature, which was carried out in two areas, one of which was in the area of seasonal freezing, the second - in the area of seasonal thawing of soils.

ВВЕДЕНИЕ

В природных условиях грунты сезонномерзлого (СМС) и сезонноталого (СТС) слоев представляют собой открытые системы с переменным составом и строением, а также весьма динамичными свойствами, вследствие изменений содержания и фазового состояния влаги. Наряду с кондуктивным теплопереносом, характеризующим коэффициентом теплопроводности, в грунтах происходит конвективный перенос тепла и влаги (инfiltrация поверхностной влаги, миграция незамерзшей воды в промерзающей зоне и влаги к фронту промерзания, диффузия водяного пара и газов, и др.) [2,3,5,6]. Важные факторы, контролирующие теплофизические свойства рыхлых грунтов, – их сложение и плотность - в природных условиях изменяются в результате усадки, набухания, пучения грунтов и других процессов, связанных с перестройкой структурных связей. Большое значение для корректного измерения теплофизических показателей имеет учет масштабного фактора. Кроме того, массоперенос в грунтах индуцирует разнообразные экзотермические и эндотермические процессы (внутригрунтовая конденсация и испарение влаги, сублимация-аблимация льда, химические и биохимические превращения), которые вносят свой вклад в тепловой баланс СМС и СТС наряду с процессами замерзания поровой влаги или таяния порового льда [1,4,5]. Прогноз глубины СМС и СТС без учета указанных тепловых эффектов может приводить к существенным погрешностям, поскольку в научной и нормативной литературе его обычно выполняют с помощью реализации краевой задачи теплопроводности, или приближенных аналитических задач в явном или неявном виде. При этом используемые в расчетах водно-физические свойства грунтов (естественная и характерные влажности, плотность), теплофизические характеристики (коэффициент теплопроводности, теплоемкость), температура начала замерзания, фазовый состав влаги определяются на основании одновременного опробования, либо в лабораторных условиях на образцах нарушенного или ненарушенного сложения, либо в полевых условиях.

Цель работы – разработка методики, позволяющей по данным мониторинга динамики изменений плотности теплового потока и температурных полей в массиве оценивать эффективные величины теплоемкости и коэффициента теплопроводности.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В ГРУНТАХ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Первый участок натуральных наблюдений (участок «Пушино») характеризует грунты области сезонного промерзания. Участок расположен в центре Русской равнины в заокской части Серпуховского района Московской области (54°49'21" с.ш., 37°30'26" в.д.) на южной окраине г. Пушино. Исследуемые грунты представлены покровными суглинками, на которых развиты серые лесные почвы. Травянистый напочвенный покров на участке сплошной, древесная растительность отсутствует. На участке расположен постоянно действующий пост комплексного экологического мониторинга ИФХиБПП РАН. Среднегодовая температура грунтов в зависимости от ландшафтных условий меняется в пределах +6...+7°C. промерзание грунтов начинается в начале ноября и продолжается до середины - конца марта. В первой половине апреля сезонномерзлый слой полностью оттаивает. По результатам полевых наблюдений за зиму 2014-2015 гг. максимальная глубина промерзания на участке составила от 0,1 до 0,3 м.

Второй участок натуральных наблюдений (участок «Черский») относится к области сезонного протаивания грунтов. Участок расположен в субарктическом поясе на правом берегу р. Колымы в ее нижнем течении (северо-восток Республики Саха (Якутии)) на южной окраине поселка Черский (68°44'52" с.ш. и 161°24'56" в.д.). На участке силами Северо-Восточной научной станции Тихоокеанского института географии ДВО РАН проводятся многолетние наблюдения по комплексной программе мониторинга, которая включает метеорологические, геокриологические, геоботанические и другие работы. Сезонное протаивание грунтов начинается в середине-конце мая. 80% СТС оттаивает в июне-июле. В первой половине сентября оттаивание грунтов практически прекращается. Полное промерзание талого слоя обычно происходит к середине января. По данным многолетних (1998-2020 гг) наблюдений (точка R18 «Гора Родинка» международной программы CALM) средняя мощность слоя сезонного протаивания грунтов составляет 81 см. В точке измерения тепловых потоков эта величина равна 85 см.

Измерения температуры грунтов проводились в автоматизированном режиме с использованием полупроводниковых датчиков. На участке «Пушино» мониторинг температуры грунтов выполнялся с помощью измерительного комплекса UGT DL-200 (Германия), который на базе логгера объединял датчики комплекса метеорологической станции и температуры грунта. Датчики температуры грунта системы UGT были установлены на глубинах 0, 10, 40 и 80 см. При измерениях результаты ежеминутных замеров усреднялись и фиксировались в памяти логгера каждые 15 минут. На участке «Черский» измерения температуры грунта проводились с помощью датчиков МЦДТ, подключенных к логгеру ЛЦД-1/100-СЦ производства НПО Эталон, г. Омск. Они были заложены на глубинах 0, 20, 40 и 80 см. Интервал между измерениями температуры грунта составлял 2 часа. На обоих участках используемое оборудование обеспечивало точность измерения температуры грунта не хуже 0,05 градуса.

Нахождение величин тепловых потоков в грунтах на первом и втором участках проводились с помощью датчиков плотности теплового потока ДТП-0924 и логгеров ЛЦД-1/100-СЦ производства НПО Эталон, г. Омск. Система обеспечивает измерения теплового потока с чувствительностью 0,1 Вт/м². Датчики теплового потока на участке «Пушино» были установлены на глубинах 5, 20 и 45 см, а на участке «Черский» – 5, 40 и 65 см. Интервал между измерениями плотности теплового потока составлял 1 час.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Для определения эффективной величины коэффициента теплопроводности λ_e (Вт/(м·К)) по измеренным значениям температуры и плотности теплового потока использовалась формула:

$$\lambda_e = \frac{|B_1| \cdot (H_1 - H_2)}{T_1 - T_2} \quad (1),$$

где: $|B_1|$ – модуль плотности теплового потока, Bm/m^2 ;

$H_1 - H_2$ – разность глубин между датчиками теплового потока 1 и 2, м;

$T_1 - T_2$ – разность средних температур грунта на глубине H_1 и H_2 , К.

Эффективная величина объемной теплоемкости грунта C_e (Дж/(м³*К)) рассчитывалась по формуле:

$$C_e = \frac{(B_1 - B_2) \cdot \tau}{(H_1 - H_2) \cdot (T_3 - T_2)} \quad (2),$$

где: $B_1 - B_2$ – разность интенсивности тепловых потоков между датчиками 1 и 2, Вт/м²;

τ – временной интервал между измерениями, с;

$H_1 - H_2$ – разность глубин между датчиками теплового потока 1 и 2, м;

$(T_3 - T_2)$ – разность температуры грунта между следующим и настоящим замерами, К.

Указанные формулы справедливы для случая переноса тепла в стационарных условиях. Поэтому при оценке величин C_e и λ_e с их помощью в качестве исходных данных использовались фрагменты рядов температуры грунта, в пределах которых ее значения на границах расчетных грунтовых блоков оставались постоянными. Дополнительные возможности получения данных, обеспечивает осреднение полученных значений эффективной теплоемкости и теплопроводности грунта по времени в пределах отдельных фрагментов общей временной последовательности. Большое число значений (свыше 40000 значений каждого из двух показателей различных глубинах), образующих массив исходных данных и полученных с 2013 по 2020 год, позволяет выполнять такие осреднения.

Осредненные величины эффективной теплопроводности (λ_e^{oc}) и теплоемкости (C_e^{oc}) находились рассчитывались по формулам (3) и (4):

$$\lambda_e^{oc} = \frac{n}{(n-1)} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{i=n-1} B_i}{\sum_{\gamma=1}^{\gamma=n} \frac{\Delta T_\gamma}{\Delta H_\gamma}} \quad (3),$$

где: $n-1$ – число датчиков теплового потока в первом и во втором выделенных слоях;

n – число датчиков температуры;

γ – число замеров градиента температуры;

B_i – текущее значение интенсивности теплового потока;

ΔT_γ – текущее значение температуры грунта;

ΔH_γ – текущее значение глубины заложения датчика.

$$C_e^{oc} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{i=n} \frac{(B_i + B_{i-1})}{2 \cdot \Delta H \cdot \Delta T_\tau} \cdot \tau_i \quad (4),$$

где: n – число замеров теплового потока;

B_i – текущая интенсивность теплового потока;

B_{i-1} – предыдущее значение интенсивности теплового потока;

τ_i – время между замерами;

ΔT_τ – текущее значение температуры;

ΔH – текущее значение глубины заложения датчика.

Нормальность распределения полученных значений оценивали по критерию Пирсона. Отбрасывались данные, для которых выполнялось условие:

$$|\bar{a} - x_i| > \nu S \quad (5),$$

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\bar{a} - x_i)^2}$$

где: ν – статистический критерий, принимаемый в зависимости от количества значений;

S – среднеквадратическое отклонение, вычисляемое по формуле:

\bar{a} - среднее статистическое значение для каждого месяца,

n – количество значений характеристики;

x_i – частное значение характеристики.

Обработка данных значений λ_e^{oc} и C_e^{oc} , полученных по формулам (3) и (4) показала, что они укладываются в доверительный интервал $\bar{a} \pm S$.

В таблице 1 приведены значения осредненных эффективных теплофизических характеристик для обеих участков мониторинга. Анализ полученных данных предполагается посвятить последующие публикации.

Таблица 1

Пример полученных осредненных расчетных значений эффективного коэффициента теплопроводности и теплоемкости за летний и зимний период для двух участков мониторинга

| Участок "Пушино" | | | | | |
|-------------------------|--|---|---|---|---|
| Месяц | Помесячно осредненные значения параметров, с учетом соотношений (3) и(4) | | | | |
| | $\lambda_{e1}^{oc},$ (Вт/(м*К)) (0-0.1 м) | $\lambda_{e1}^{oc},$ (Вт/(м*К)) (0.1-0.4 м) | $\lambda_{e1}^{oc},$ (Вт/(м*К)) (0.4-0.8 м) | $C_{e1}^{oc},$ МДж/м ³ *К (0.05-0.2 м) | $C_{e1}^{oc},$ МДж/м ³ *К (0.2-0.45 м) |
| Декабрь 2013 | 1.04±0.08 | 1.18±0.06 | 1.00±0.01 | 6.79±0.99 | 4.52±0.68 |
| Январь 2014 | 0.51±0.07 | 0.77±0.11 | 0.99±0.01 | 6.34±0.96 | 4.67±0.90 |
| Апрель 2014 | 0.47±0.79 | 0.90±0.04 | – | 1.65±0.56 | 3.33±0.07 |
| Май 2014 | 0.56±0.71 | 0.87±0.03 | 1.00±0.02 | 3.36±0.45 | 4.02±0.48 |
| Июнь 2014 | 0.35±0.13 | 0.77±0.03 | 0.97±0.05 | – | 2.87±1.98 |
| Декабрь 2014 | 0.65±0.34 | 0.73±0.36 | 0.81±0.06 | 5.74±1.89 | – |
| Январь 2015 | 0.38±0.11 | 1.07±0.18 | 0.67±0.03 | 5.80±2.13 | – |
| Февраль 2015 | – | 0.77±0.04 | 0.74±0.01 | 5.66±2.20 | – |
| Март 2015 | 0.37±0.06 | 0.88±0.06 | 0.62±0.02 | 4.01±2.07 | – |
| Апрель 2015 | – | – | 0.92±0.40 | – | 2.96±2.45 |
| Май 2015 | 0.55±0.14 | 1.10±0.24 | 1.30±0.24 | 3.60±1.95 | 4.6±1.45 |

| Участок "Черский" | | | | | |
|--------------------------|--|--|--|--|--|
| Месяц | Помесячно осредненные значения параметров, с учетом соотношений (3) и(4) | | | | |
| | λ_{e1}^{oc} , (Вт/(м*К)) (0-0.2 м) | λ_{e1}^{oc} , (Вт/(м*К)) (0.2-0.4 м) | λ_{e1}^{oc} , (Вт/(м*К)) (0.4-0.8 м) | C_{e1}^{oc} , МДж/м ³ *К (0.05-0.4 м) | C_{e1}^{oc} , МДж/м ³ *К (0.4-0.65 м) |
| Май 2015 | 1.58±0.04 | – | 2.13±0.08 | 2.73±0.79 | 0.87±0.03 |
| Май 2016 | – | 2.72±0.017 | 2.54±0.16 | – | 0.96±0.06 |
| Декабрь 2016 | 3.18±0.012 | 4.27±0.31 | – | 6.65±0.42 | 3.80±0.30 |
| Сентябрь 2017 | 2.19±0.07 | 4.49±0.22 | – | 6.41±0.39 | 3.00±0.30 |
| Октябрь 2017 | – | 4.37±0.27 | 2.36±0.14 | 6.40±0.38 | 3.08±0.30 |
| Май 2018 | 2.61±0.11 | – | 2.71±0.09 | – | – |
| Октябрь 2018 | 1.65±0.09 | 5.88±0.31 | 3.16±0.24 | 4.74±0.35 | 3.48±0.30 |
| Май 2019 | 1.09±0.04 | – | 3.77±0.18 | – | 3.92±0.30 |
| Декабрь 2019 | – | 3.21±0.19 | 5.07±0.31 | 4.57±0.35 | 3.81±0.27 |
| Январь 2020 | – | 1.39±0.11 | 1.48±0.09 | 4.12±0.26 | 3.09±0.13 |
| Апрель 2020 | 1.09±0.09 | 1.66±0.09 | 1.99±0.17 | 1.86±0.31 | 1.09±0.05 |

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сезоннопромерзающие и сезоннопротаивающие грунты в природных условиях представляют собой неравновесные открытые системы, состав, строение и свойства которых значительно изменяются во времени. Их тепловое состояние определяется не только кондуктивным теплообменом с атмосферой, но и конвекцией, непостоянным составом и сложением, фазовыми переходами влаги, химическими и биохимическими реакциями и другими процессами внутри грунтовой толщи, которые сопровождаются эндотермическими и экзотермическими эффектами. Для учета влияния этих процессов на тепловое состояние грунтов предлагается методика, которая по данным мониторинга плотности теплового потока и температуры грунтов СМС и СТС позволяет приближенно оценивать эффективные значения C_e и λ_e , исходя из упрощающей предпосылки о квазистационарности процесса теплопереноса. Предложена процедура обработки данных мониторинга, которая позволяет определять осредненные по времени эффективные значения λ_e^{oc} и теплоемкости C_e^{oc} . Разработанная методика позволяет анализировать колебания C_e и λ_e во временных рядах на фоне изменения внешних условий тепловлагообмена грунтов СМС и СТС. Эффективные значения C_e и λ_e существенно отличаются от величин C и λ , измеренных в лабораторных условиях. Так, в частности, наблюдаемые колебания C_e нельзя объяснить только вкладом теплоты фазовых переходов влаги при замерзании и оттаивании грунтов, внутригрунтовой конденсации (испарения). Учет таких факторов недостаточен для объяснения причин наблюдаемой контрастной картины динамики эффективных показателей теплофизических свойств грунтов. Можно предположить, что наряду с этими факторами заметную роль в тепло- и влажностном балансе СМС и СТС играют процессы, конвективного переноса тепла и массы в жидкой и парообразной фазах, структурообразовательные процессы (усадка, пучение и т.п.), химические и биохимические процессы, которые сопровождаются экзотермическими и

эндотермическими эффектами. Сложный и неоднозначный характер полученных результатов, как следует из данных приведенных в таблице, указывает на необходимость дальнейшего накопления информации по мониторингу температурных и тепловых полей, интенсивности зимних и летних осадков, с привлечением к анализу результатов математического моделирования и определения свойств СТС и СМС в природных и лабораторных условиях.

Работа выполнена по теме государственного задания АААА-А18-121040800142-5 и АААА-А18-118013190180-9, а также проекта РФФИ 20-05-00559.

ЛИТЕРАТУРА

- 1.Булдович С.Н., Афанасенко В.Е., Мелентьев В.С. Некоторые данные о конденсации водяных паров в грубообломочных грунтах Южной Якутии // Мерзлотные исследования, Изд-во МГУ Москва, 1978, т. 17, с. 169-175.
- 2.Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск, изд-во СО РАН, 1998, 280 с.
- 3.Жирков А. Ф., Железняк М. Н., Пермяков П. П., Кириллин А. Р., Верхотуров А. Г. Влияние инфильтрации жидких атмосферных осадков на формирование температурного режима мерзлых грунтов //Вестник Забайкальского гос. ун-та, 2018, т. 24, № 6, с. 4–14.
- 4.Жирков А. Ф., Пермяков П. П., Железняк М. Н. Влияние внутригрунтовой конденсации на термовлажностный режим мерзлых грунтов // Проблемы региональной экологии. 2018. № 3, с. 77–89.
- 5.Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003, 608 с.
- 6.Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях/ Под ред. Л.С.Гарагули и А. В. Брушкова. М: Геоинфо, 2016, 511 с.

ДИНАМИКА МОЩНОСТИ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ ЯМБУРГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Петров Б.В.¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
borya.petrov.2016@list.ru

Представлены результаты измерения мощности сезонноталого слоя в пределах Ямбургского месторождения. В пределах типичного для месторождения южнотундрового участка организована мониторинговая площадка и проведены измерения сезонноталого слоя в 2019-2021 гг. Динамика толщины сезонноталого слоя в пределах техногенных участков рассмотрена при помощи мерзлотомеров, расположенных в различных наиболее характерных для производственных площадок ландшафтных условиях. По результатам наблюдений отмечается рост мощности сезонноталого слоя, его промерзание происходит в более поздние даты.

ACTIVE LAYER DYNAMICS IN NATURAL AND ANTROPOGENIC LANDSCAPES OF THE YAMBURG GAS FIELD

Petrov B.V.¹

¹Moscow State University, Moscow, Russia; *borya.petrov.2016@list.ru*

The results of the active layer thickness within the Yamburgskoye field are presented. A monitoring site was organized within the typical for the southern tundra area, and measurements were carried out in 2019-2021. The dynamics of the active layer thickness within the technogenic areas was considered using permafrost meters located in various landscape conditions most typical for production sites. According to the investigation results, an increase in the active layer thickness is noted, freezing occurs at later dates.

В настоящее время весьма актуальна проблема отклика многолетнемерзлых пород на потепление климата [1, 4, 5]. Сезонноталый слой – верхний наиболее чувствительный

к изменениям климата слой ММП, что делает его изучение весьма актуальным в контексте наблюдаемых природных изменений. Для изучения мощности СТС в пределах естественных ландшафтов в западной части Тазовского полуострова в 1,1 км к северо-востоку от пос. Ямбург в 2019 г. организована мониторинговая площадка 100x100 м. Участок расположен в пределах эрозионно-аккумулятивной третьей морской террасы. Поверхность пологоволнистая, местами заболоченная. Абсолютные отметки в пределах мониторинговой площадки 28-29 м. Поверхность полигона характеризуется сочетанием плоских или кочковатых дренированных участков и заболоченных ложбин стока. Растительность кустарничково-мохово-лишайниковая на дренированных участках и травяно-моховая в пределах заболоченных ложбин стока. Почвы тундровые глеевые и торфяно-глеевые болотные. Отложения представлены переслаивающимися супесями и пылеватыми песками.

В пределах пос. Ямбург с 2013 года ведутся наблюдения за мощностью СТС в пределах техногенных участков по двум мерзлотомерам, расположенным в различающихся ландшафтных условиях. Один из них (М1) расположен в пределах частично затененного участка, в пределах которого в зимний период снег не очищается. Другой (М2) в пределах открытой, незатененной территории, регулярно очищаемой от снега в зимний период. Глубина измерения по мерзлотомерам составляет 180 см.

Натурные полевые наблюдения за мощностью СТС в естественных условиях на мониторинговой площадке были начаты с 2019 г. Первые измерения проведены 08.09.2019. Минимальное значение мощности СТС по полигону составило 41 см, максимальное - 116 см. Среднее значение мощности СТС равнялось 76 см.

Большая мощность СТС отмечена по широкой полосе, протягивающейся с северо-запада на юго-восток площадки, в пределах которой преобладают заболоченные мохово-травяные участки. Участки с небольшим протаиванием приурочены преимущественно к юго-западному углу полигона, где распространены плоские дренированные кустарничково-мохово-лишайниковые участки (рис. 1).

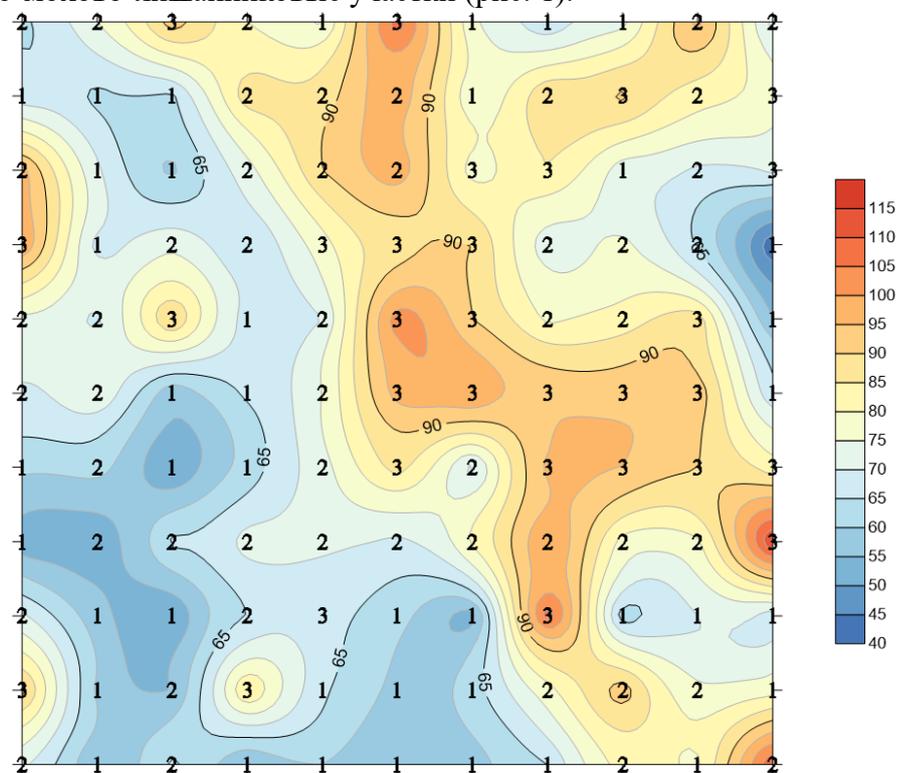


Рис. 1 Карта-схема распределения мощности СТС по площадке CALM в 2019 г. с фациальными условиями в точках замеров:

- 1- плоские дренированные кустарничково-мохово-лишайниковые участки;
- 2- кочковатые слабодренированные кустарничково-мохово-травяные участки;
- 3- заболоченные мохово-травяные участки.

В последующие два сезона наблюдался рост мощности СТС – 82 см в 2020 г. и 85 см в 2021 г. За три года наблюдений фиксируется рост мощности СТС в пределах всех трех выделенных фаций.

Значения мощности СТС на локальном уровне зависят от ландшафтных характеристик [2, 3]. В пределах площадки было выделено три фации: плоские дренированные кустарничково-мохово-лишайниковые, кочковатые слабодренированные кустарничково-мохово-травяные и заболоченные мохово-травяные (рис. 2).

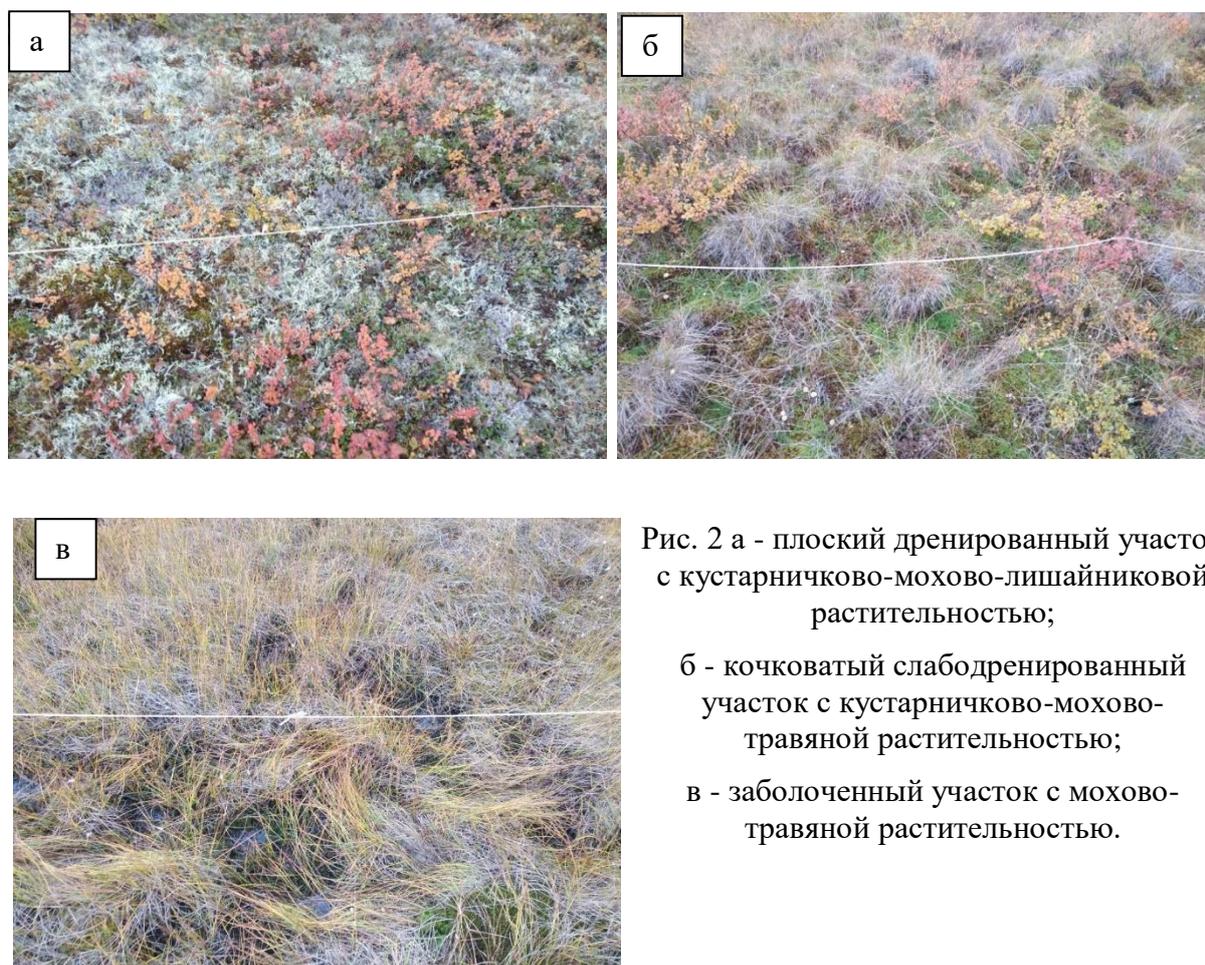


Рис. 2 а - плоский дренированный участок с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью;
 б - кочковатый слабодренированный участок с кустарничково-мохово-травяной растительностью;
 в - заболоченный участок с мохово-травяной растительностью.

За период наблюдений 2019-2021 гг. влияние ландшафтных характеристик на мощность СТС выражается в следующем:

- наибольшее протаивание (91-97 см) наблюдается в пределах заболоченных мохово-травяных участков, которые занимают 30% площадки;
- промежуточные по мощности значения (77-84 см) выявлены в пределах кочковатых слабодренированных кустарничково-мохово-травяных участков, которые занимают 50% полигона;

-наименьшие мощности СТС (63-73 см) наблюдаются в пределах плоских дренированных кустарничково-мохово-лишайниковых участков, занимающих 41% площадки.

В техногенных условиях по мерзлотомеру М1 максимальная мощность СТС за период 2013-2021 гг. варьирует от 144 до более 180 см (рис. 3). По М2 максимальная мощность СТС за период 2013-2019 гг. варьирует от 146 до более 180 см.

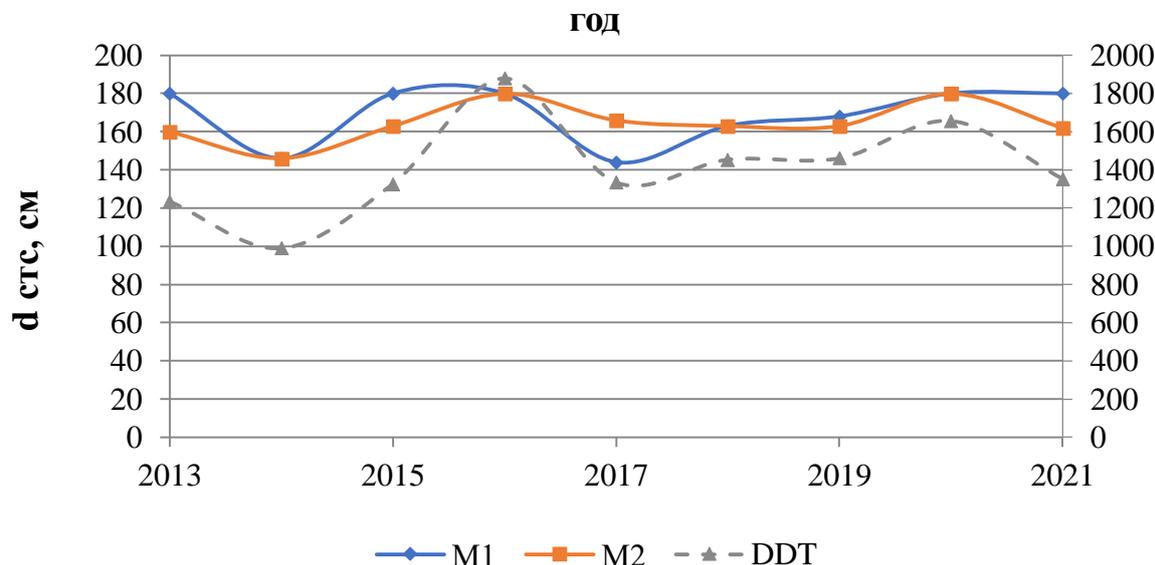


Рис. 3 Многолетняя динамика мощности СТС в техногенных условиях

В пределах участка М1 мощность СТС несколько выше, чем в пределах участка М2. Отметим, что в пределах М2 мощность СТС хорошо коррелирует с суммой положительных температур воздуха (DDT), в отличие от М1 (рис. 4).

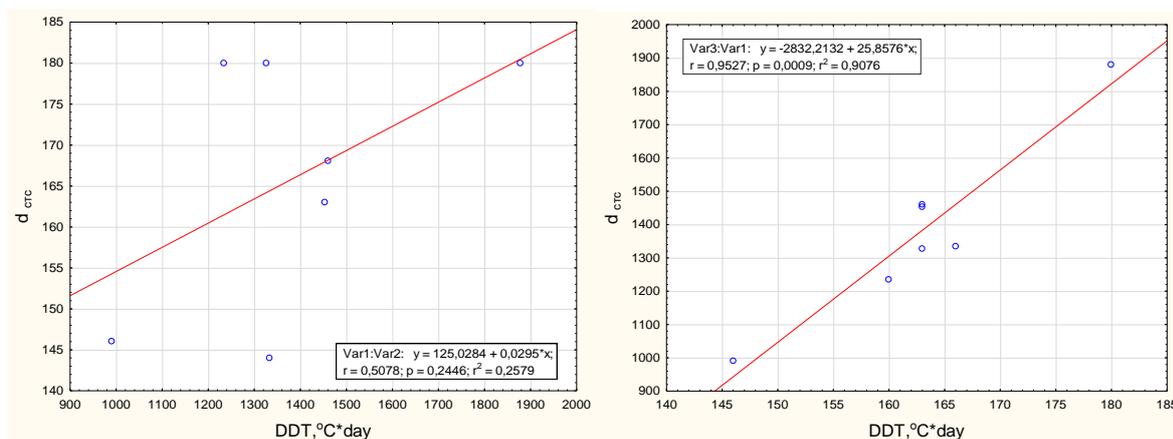


Рис. 4 Корреляция между мощностью СТС и суммой температур теплого периода по мерзлотомеру М1 (слева) и М2 (справа)

В течение теплого сезона мощность СТС по М1 достигает максимальных значений в среднем 14 сентября. По М2 наибольшая мощность СТС наблюдается 19 сентября. Необходимо обратить внимание на тот факт, что в 2020 г. по М1 максимальное значение СТС уже 1 июля превысила глубину измерений СТС мерзлотомером (рис. 5). Т.е. очевидно максимальное значение протаивания было достигнуто позднее и существенно превысило 180 см.

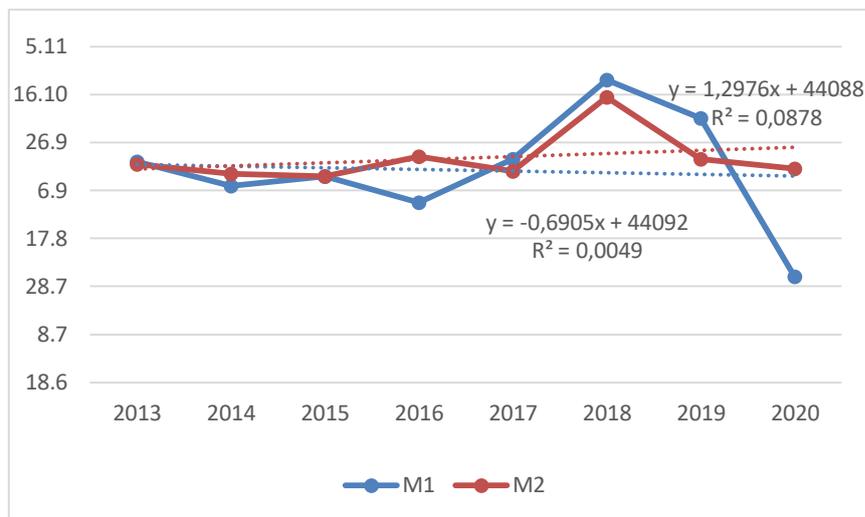


Рис. 5 Изменение даты максимального значения мощности СТС в техногенных условиях

Промерзание СТС по обоим мерзлотомерам может начаться как сверху, так и снизу. При этом в случаях, когда промерзание начинается снизу, слой, который успевает промерзнуть к моменту начала промерзания сверху невелик (в среднем 9 см). Промерзание сверху начинается после перехода температур через 0° : в среднем через 17 дней на М1 и через 10 дней на М2.

По М1 промерзание сверху начинается зачастую раньше, чем промерзание снизу (рис. 6). В среднем промерзание сверху начинается 22 октября. В 2015 и 2016 году сезонноталый слой промерзал исключительно сверху. В другие года слой промерзал в среднем 25 октября. По М2 промерзание и сверху, и снизу начинается в среднем 16 октября.

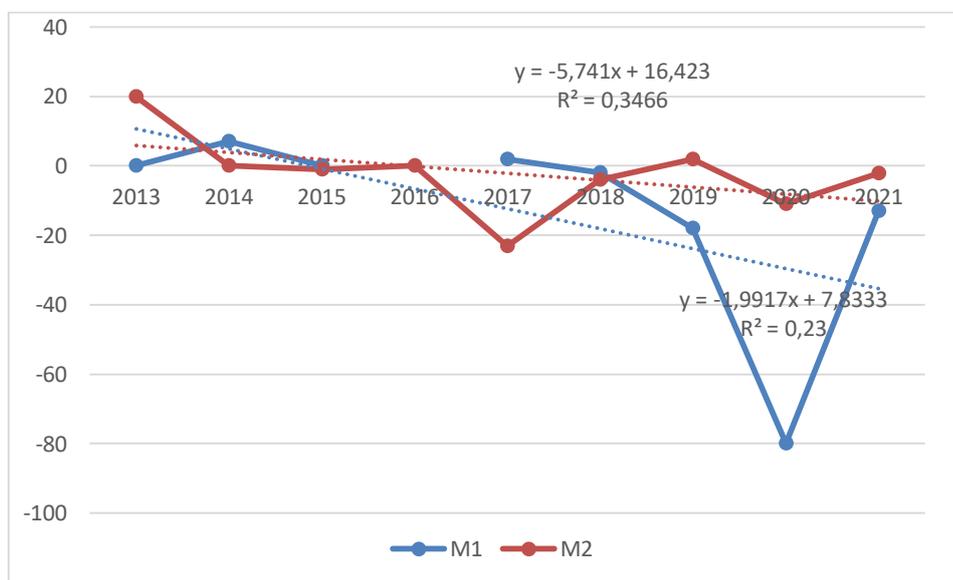


Рис. 6 Разница в датах между началами промерзания СТС сверху и снизу в техногенных условиях

Промерзание по М2 начинается раньше по отношению к М1: сверху на 6 дней, снизу на 20 дней. Такое распределение может объясняться более активным конвективным теплообменом воздуха с поверхностью, а также более низкими температурами верхних слоев ММП в пределах М1 по отношению к М2.

Дата полного промерзания СТС по М1 в среднем 2 декабря, а по М2 за период наблюдений - 20 ноября (рис. 7). Промерзание по М1 завершается позже по отношению к М2 на 12 дней. Это объясняется снегонакоплением на М1, который замедляет промерзание грунта.

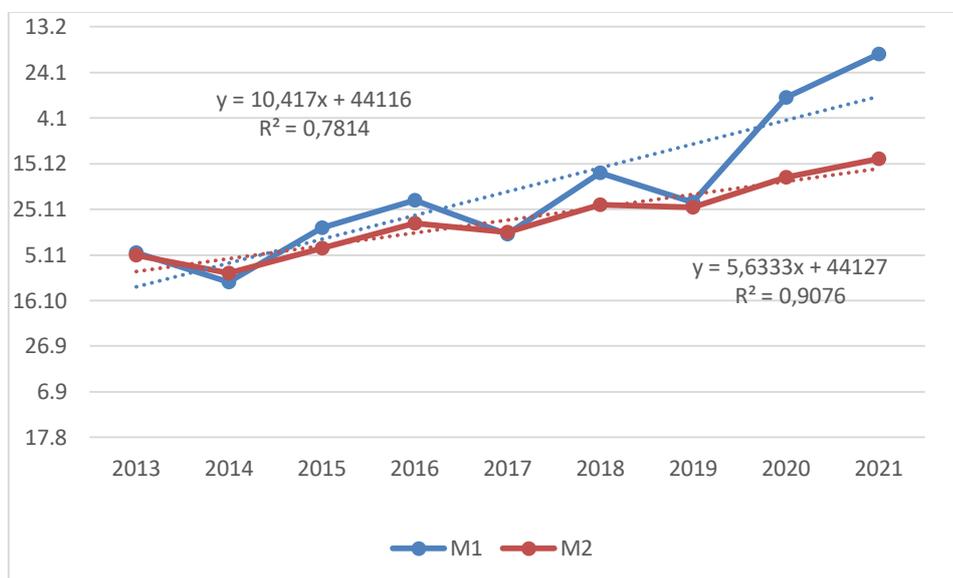


Рис. 7 Изменение даты полного промерзания СТС в техногенных условиях

Наблюдаемые изменения в дате полного промерзания СТС отражают тенденцию к растеплению верхних слоев ММП.

Литература

1. Васильев А. А., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата //Криосфера Земли, 2008. Т. 12, № 2. С. 10-18.
2. Каверин Д. А. и др. Бугристые торфяники, торфяные почвы, сезонноталый слой, многолетнемерзлые породы, ландшафтные и климатические факторы // Криосфера Земли, 2019. Т. 23, № 2. С. 62-71.
3. Москаленко Н. Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенеза //Криосфера Земли, 2012. Т. 16, № 2. С. 38-42.
4. Abramov A. et al. Two decades of active layer thickness monitoring in northeastern Asia //Polar Geography, 2019. С. 1-17.
5. Streletskiy D. A. et al. Changes in the 1963–2013 shallow ground thermal regime in Russian permafrost regions //Environmental Research Letters, 2015. Т. 10, №. 12. С. 125005.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТРАНСЕКТЕ ОТ СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ ДО ЮЖНОЙ ТУНДРЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Пономарева О.Е.^{1,4}, Губарьков. А.А.^{1,3} Гравис А.Г.¹, Дроздов Д.С.^{1,2,4}, Бердников Н.М.¹, Скворцов А.Г.¹, Царев А.М.¹ Устинова Е.В.^{1,2,3}, Лешневская Е.Ф.³, Горбунова М.В.⁵, Козодеев К.С.³, Пляскин С.С.³

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; *o-ponomareva@yandex.ru*

² Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия

³ Тюменский индустриальный университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 38, Россия

⁴Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе – МГРИ, 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия

⁵Московский Государственный Университет, Геологический факультет, Москва, Ленинские горы

Зафиксирована значительная трансформация криогенных ландшафтов в южной части криолитозоны Западной Сибири и постепенное смещение зоны тепловой нестабильности мерзлых пород к северу. В южной части трансекты зафиксированы значительное понижение кровли мерзлоты (в том числе до 3-7 м на некоторых торфяниках и буграх пучения), расширение участков с мерзлотой несливающегося типа, повышение температуры мерзлых пород, осадка поверхности, нарушение гидрологических и гидрогеологических условий и даже полная деградация некоторых ландшафтов.

RESULTS OF GEOCRYOLOGICAL MONITORING ALONG THE REGIONAL TRANSECT FROM THE NORTHERN TAIGA TO THE SOUTHERN TUNDRA (WESTERN SIBERIA)

Ponomareva O.E.^{1,4}, Gubarkov A.A.^{1,3}, Gravis A.G.¹, Drozdov D.S.^{1,2,4}, Berdnikov N.M.¹, Skvortsov A.G.¹, Tsarev A.M.¹, Ustinova E.V.^{1,2,3}, Leshnevskaya E.F.³, Gorbunova M.V.⁵, Kozodeev K.S.³, Plyaskin S.S.³

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, P/O box 1230, Tyumen, 625000, Russia; *o-ponomareva@yandex.ru*

² Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia

³ Tyumen Industrial University, 38, Volodarskogo str., Tyumen, 625000, Russia

⁴ Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University – MGRI, 23, Miklukho-Maklai str., Moscow, 117997, Russia

⁵ Moscow State University, Geological faculty, Moscow, Leninskiye gory

A significant transformation of cryogenic landscapes in the southern part of the cryolithozone of Western Siberia and a gradual shift of the zone of thermal instability of frozen ground to the north have been recorded. In the southern part of the transect it was recorded: a significant lowering of the permafrost table (including up to 3-7 m on some peat bogs and heave mounds), expansion of areas with permafrost of non-merging type, an increase of the permafrost temperature, surface lowering, disturbance of hydrological and hydrogeological conditions, and even complete degradation of some landscapes.

Введение. При технико-экономическом обосновании освоения газовых месторождения севера Западной Сибири сложность мерзлотных условий, а также влияние климатических и техногенных факторов принимались во внимание. Например, на Уренгойском нефтегазовом месторождении (НГКМ) перед началом проектирования и освоения на площади всей структуры был проведён широкий комплекс инженерно-геокриологических исследований, включающий съёмку всей территории масштаба 1:100 000 методом ключевых участков, выполняющуюся для характеристики природных мерзлотных условий, и специальные инженерно-геокриологические исследования на техногенно-нарушенных участках (преимущественно места бурения разведочных газовых скважин). Нарушенные площадки обследовались регулярно для оценки темпов восстановления ландшафтов и фиксации иных изменений. Для изучения более медленных природных изменений ландшафтов и свойств многолетнемерзлых пород (ММП) территории Уренгойского месторождения, а также севера Западной Сибири в целом, в 1974–1976 гг. по оси месторождения были созданы площадки регулярного посещения (стационары), расположенные приблизительно на месте перспективных пунктов сбора газа, чтобы оценивать вклад природной и техногенной составляющей на изменение геокриологических условий. Эти и другие площадки (6 штук) образовали региональную геокриологическую трансекты от северной тайги до южной тундры (рис. 1) для мониторинговых наблюдений в естественных и нарушенных условиях. Время организации этих стационаров и соответственно временной ряд имеющихся данных на них различен. Первые данные были получены на Надымском стационаре в 1971 г., на Уренгое УКПГ-5 и 15 в 1974 и 1976 гг. (таблица 1).

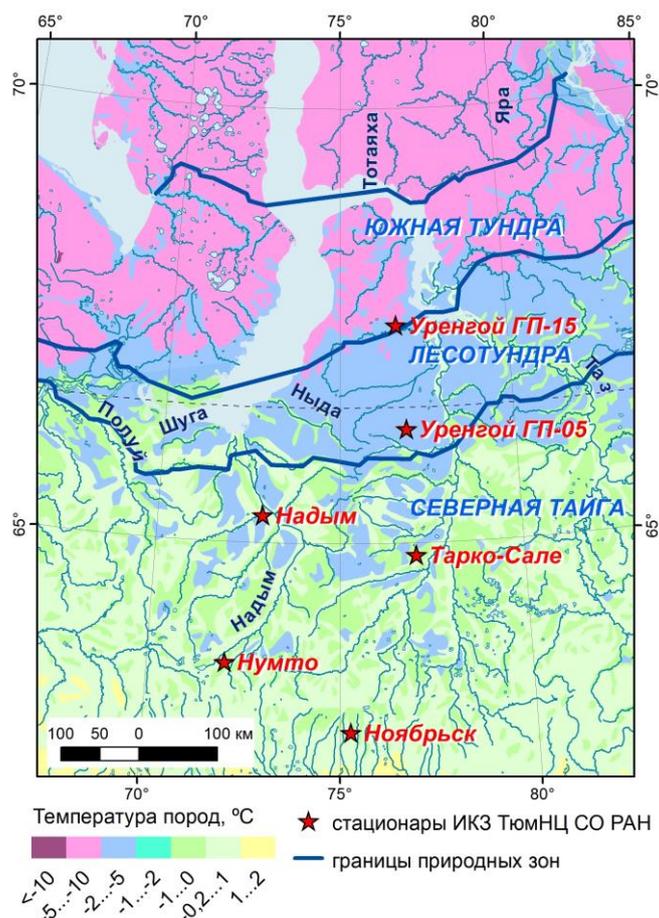


Рисунок 1. Наблюдательные площадки периодического посещения (стационары) ИКЗ ТюмНЦСО РАН по региональной трансекте от северной тайги до южной тундры Западной Сибири на карте-схеме температур ММП (на 2000 г.).

Таблица 1. Начало наблюдений на геокриологических стационарах

| Название стационара | Год начала наблюдения | |
|----------------------|-----------------------|------------------------|
| | За температурой ММП | За глубиной оттаивания |
| Надымский | 1971 | 1971 |
| Уренгойский (УКПГ-5) | 1974 | 1974 |
| Уренгойский УКПГ-15 | 1976 | 1976 |
| Тарко-Сале | 2006 | 2018 |
| Ноябрьск | - | 2018 |
| Нумто | 2019 | 2019 |

Район исследований. В основу данной работы положен фактический материал, полученный в ходе геокриологического мониторинга, на стационарах, расположенных в различных природных зонах, в которых степень прерывистости мерзлых пород изменяется от сплошной на УКПГ-15 до прерывистой и редкоостровной на стационаре Нумто. В южной части трансекты исследования проводятся в криогенных ландшафтах, под которыми, согласно А.А. Медведкову, понимаются ландшафты (торфяники и бугры пучения), формирующиеся на близко залегающих к дневной поверхности ММП [5]. Криогенные ландшафты в южной части трансекты, на стационаре Нумто занимают менее 30 % территории, а на Надымском стационаре - около 75 % площади. Массивы мерзлых пород приурочены к торфяникам и буграм пучения. Бугры пучения в пределах трансекты являются миграционными, преимущественно торфяно-минеральными, реже

встречаются торфяные и чисто минеральные бугры. Поверхность песчаных бугров часто нарушена в результате эоловых процессов, на поверхности торфяно-минеральных бугров встречаются участки, лишенные растительного покрова. Существуют значительные различия в составе поверхностных отложений торфяников. На стационаре Надымский, органогенные отложения имеют незначительную мощность 0,50-1,0 (1,5) м и подстилаются песками пылеватыми с маломощными прослоями и линзами супеси и суглинка. На стационаре Нумто торф мощностью 1 - 3 м сменяется супесями. Торфяники, с органогенным слоем, подстилаемым песками встречаются значительно реже. На Уренгойских стационарах мощность органогенного горизонта варьирует от первых десятков см до 2,5 и более метров. На поверхности многих торфяников в южной части трансекта существуют «пятна», лишенные растительного и торфяного покрова. Они представляют собой понижения, размером от десятков сантиметров до нескольких метров, с минеральным субстратом и глубоким протаиванием. Наблюдения показали, что наличие «пятен» является индикатором торфяников с мерзлотой нессливающегося типа. Они широко развиты в северной тайге. Их появление в последние годы было отмечено в южной лесотундре.

Актуальность продолжения геокриологического мониторинга в XXI веке. Анализ данных мониторинга 70 гг. и начала 80 гг. в XX веке позволили разделить естественные и нарушенные ландшафты Надымского стационара по скорости протаивания и температуре ММП, выявить амплитуду межгодовых изменений температуры пород и глубины протаивания [4]. До середины 80 гг., тренд изменения климатических параметров и геокриологических условий не выявлялся, считалось, что изменения геокриологических параметров носят колебательный характер и отражают лишь межгодовую изменчивость. На самом деле кажущаяся неизменность геокриологических условий являлась следствием относительно стабильных климатических условий середины 50 – первой половины 80 гг. XX века. Относительная стабильность климатических условий этого периода установлена по длиннопериодным рядам метеостанции Салехард (наблюдения велись с 80 гг. XIX века, что позволяет надежно выделять периоды с различной динамикой климата). В 80-90 гг. XX впервые был отмечен положительный тренд температуры воздуха и увеличение мощности сезонноталого слоя (СТС). В Надыме в период климатической нормы (1961 по 1990 гг.) тренд повышения температуры составлял 0,03 градуса в год, в последние десятилетия XXI века тренд достиг 0,08 градуса в год. Изменение климата выражается не только в повышении среднегодовых температур воздуха, но и в смещении даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0, и увеличении длительности периода протаивания. Увеличение длительности в Надыме составляет 15-25 дней, преимущественно за счет повышения температуры воздуха в мае. С 80 гг. XX века происходит увеличение суммы выпадающих атмосферных осадков, как летних, так и зимних, снежный покров становится более мощным. Эти изменения благоприятствуют трансформации растительного покрова [4] и модификации его теплоизолирующей роли, к увеличению температуры мерзлых пород, что сказывается на динамике криогенных процессов, гидрогеологических и гидрологических условиях, вызывают полную перестройку ландшафтной структуры северных территорий, поэтому важно вовремя отследить происходящие изменения и оценить их направление, темпы и возможные последствия. Важно учитывать и то, что отклик на изменения климата в различных природных зонах и ландшафтах криолитозоны неодинаков [1]. Увеличение мощности деятельного слоя и времени существования грунтов слоя в талом состоянии (приблизительно на 20 дней), являются дополнительными благоприятными факторами для трансформации растительных покровов. Трансформация растительного покрова вносит значительный элемент неопределенности в оценку темпов увеличения мощности

деятельного слоя, так как проявляется в смене растительных ассоциаций на более южные, увеличении высоты и сомкнутости крон деревьев, высоты и площади покрытия кустарников, то есть условий снегозадержания, затененности, испарения. Деятельный слой первым реагирует на изменения условий теплообмена на поверхности, многолетняя динамика мощности этого слоя, отражая изменения климата, служит индикатором перемен. Точно рассчитать и прогнозировать мощность сезонноталого слоя с учетом постоянной трансформации растительного и напочвенного покровов в каждом ландшафте крайне затруднительно вместе с тем, мощность деятельного слоя является важной характеристикой грунтов, учитываемой при инженерных расчетах, и потому единственным надежным источником информации остается ее непосредственный мониторинг.

Методика исследований. На Надымском стационаре до 1985 г. наблюдения выполнялись в течение всего теплого периода года. Наблюдения включали повторные описания растительного покрова, измерение мощности СТС на парных площадках (нарушенной и естественной) и профилях, температуры ММП в десятиметровых скважинах, а также повторную нивелировку поверхности у стационарных марок наблюдательной сети для оценки тенденции пучения. С 1985 г. на Надымском стационаре и с даты основания на остальных стационарах наблюдения выполнялись в конце теплого периода и включали единовременные замеры температуры ММП и глубины протаивания. Ряд скважин оборудован логгерами круглогодичного действия. Несколько раз выполнялись геофизические исследования для уточнения геокриологических условий. Изменения климата оцениваются по данным ближайших метеостанций, и периодически сопоставляются с данными на конкретных наблюдательных площадках. Для анализа изменения геокриологических условий использовались данные длинных рядов наблюдений, а для сопоставления - данные новых стационаров.

Результаты мониторинга мощности деятельного слоя. *Надымская площадка и площадка Нумто (северная тайга).* По архивным данным [4] в 70-гг. XX века глубина сезонного протаивания на торфяниках на широте Надыма составляла 40-60 см. К 1997 г. на возвышенных участках торфяников, в точках, с мощным растительным и органическим покровом глубина сезонного протаивания увеличилась в среднем до 73 см. Но уже тогда на торфяниках существовали точки, в которых сезонное оттаивание грунтов превышало 2м. Однако таким точкам должного внимания тогда не уделялось. В целом, торфяники, считались наиболее устойчивыми к климатическим изменениям ландшафтами. На участках с нарушенным растительным покровом глубина протаивания резко возрастала (в 3-4 раза) в первые годы после нарушения, а затем по мере восстановления растительности – стабилизировалась на глубинах 2-3 и более м, что свидетельствует в пользу охлаждающего влияния растительности в рассматриваемом ландшафте. В XXI веке рост температур воздуха привел к резкому увеличению мощности СТС в северной тайге и стремительному расширению участков с глубиной сезонного оттаивания грунтов превышающей 2м. Проведенные в 2019 и 2021 гг. геофизические исследования показали, что на таких участках глубина залегания кровли ММП составляет 3-6м, таким образом, было доказано, что на этих участках сезонная мерзлота не сливается с многолетней. Площадь этих участков на одной из наблюдательных площадок в северной тайге с преимущественно песчаным составом грунтов составила в 2021г. - 97%. Вполне возможно, что быстрому понижению кровли мерзлых пород благоприятствуют минеральные понижения, лишенные растительного покрова, поскольку в них скапливаются зимой снег, весной талая вода, летом через них происходит интенсивная фильтрация достаточно теплых дождевых вод, охлаждающее влияние растительного покрова отсутствует. Необычные климатические условия 2020 г.

(среднегодовая температура воздуха составила $-0,6^{\circ}\text{C}$ при норме $-5,9^{\circ}\text{C}$) привела к катастрофическому увеличению глубины сезонного оттаивания на участках с маломощным торфом, но слабо отразилась на участках с мощным органомгенным слоем. В зоне редкоостровного распространения ММП (на стационаре Нумто) глубина сезонного оттаивания в 2021 г. составила приблизительно 60 см, участки с мерзлотой несливающегося типа – занимают около 60 - 66% площади торфяников. На торфяниках с органомгенным слоем мощностью 0,7-1 м. В 2021 г. глубина сезонного протаивания грунтов на них в среднем составляет 70-80 см. Участки с несливающейся мерзлотой на таких торфяниках существуют под озерами, но площадь этих участков не изменяется. Темпы изменений мощности деятельного слоя в значительной степени зависят от величины радиационного баланса в пределах каждой природной зоны и каждого ландшафта и от состава поверхностных отложений, прежде всего от мощности органомгенного слоя. Таким образом на торфяниках с различным строением разреза темпы увеличения глубины протаивания пород проявились неодинаково. По темпам увеличения глубины протаивания следует выделять 2 группы торфяников: (1) с медленным увеличением глубины протаивания в торфе (и оторфованных суглинках) и (2) с быстрым увеличением глубины протаивания в песке, и формированием участков несливающейся мерзлоты. В результате кровля многолетнемерзлых пород переуглублена, отделена от сезонномерзлого слоя (СМС) слоем с положительными температурами. Площадь таких участков, со временем увеличивается, но не линейно, а возвратно-поступательно в зависимости от климатических условий конкретного года (температуры воздуха, высоты снежного покрова и соотношении времени установления устойчивого снежного покрова и наступления морозов). Незначительное сокращение площади участков с мерзлотой несливающегося типа было установлено в 2017 г. [2]. Для южной части трансекты в современных климатических условиях мощность органомгенного слоя 0,7-1 м является достаточной, чтобы «затормозить» процесс деградации криогенного ландшафта. Глубина сезонного оттаивания на буграх пучения и крупнобугристых торфяниках в XXI веке также увеличивается, но результаты замеров отличаются еще большим разнообразием, чем отмечаемые на плоских торфяниках. Это обусловлено значительным морфологическим разнообразием крупнобугристых торфяников и бугров пучения, а также многообразием их литологического состава и степенью заозеренности прилегающей территории. Часто склоны бугров, обращенные к озерам, несут следы разрушений. Глубина залегания кровли мерзлоты на таких буграх изменяется в широких пределах и зависит от степени деградации ландшафта. На минеральных буграх пучения с частично или полностью нарушенным растительным покровом кровля мерзлоты залегает на глубинах 3-7 м, тенденций к дальнейшему отступанию вглубь не выявлено.

Площадка Уренгой – южная лесотундра. По ландшафтному признаку и особенностям деятельного слоя площадка делится на 2 области: (а) тундры, торфяники, болота; (б) лес и кустарники [6]. В первом случае глубина сезонного протаивания редко превышает 100-130 см. На этом фоне систематическое увеличение глубины протаивания за время наблюдений (с 2008 г.) составило 20-50%. Максимальные изменения произошли на участках с тундровой растительностью и в обильно обводнённых болотах. Для леса и кустарников следует говорить о деятельном слое, в пределах которого на рубеже XX и XXI вв. сезонное протаивание сменилось сезонным промерзанием, что было первоначально зафиксировано в одной из наблюдательных термометрических скважин, а затем подтверждено сейсмопрофилированием. В лесных ландшафтах и кустарниках в отдельные годы кровля мерзлоты фиксируется на глубине около 180 см, но это, как показывает геофизика, – перелетки, аналогичные тем, что отмечаются на торфяниках в северной тайге.

Площадка Уренгой – южная тундра. расположена на в целом ровной поверхности третьей прибрежно-морской равнины, занята тундрой и полигональными торфяниками, в разной степени дренирована, нарушена «старым» и современным техногенезом. На ненарушенных участках за время наблюдений по протоколу CALM глубина сезонного протаивания практически не изменилась, оставаясь в пределах 60-110 см, иногда несколько меньше или больше. Это свидетельствует о том, что фиксируемое в районе повышение температуры ММП связано с ростом зимних температур. Значимое увеличение глубины сезонного протаивания долгое время было связано только с техногенезом вокруг отсыпок и сооружений, индикатором чего является активный термокарст [3], а также вдоль подземных трубопроводов, где восстанавливающаяся растительность включает высокие кустарники, которые трассируют прогнозные зоны опускания кровли мерзлоты. В последние годы значительное увеличение протаивания стало фиксироваться не только на крупных объектах техногенеза (на месте удалённых временных песчаных отсыпок образуются участки опущенной до 2-3 м кровли ММП), но и в местах незначительных нарушений, например, около наблюдательных восстанавливаемых ручным бурением наблюдательных геокриологических скважин, где формируются постоянно обводнённые термокарстовые западины. В условиях общего потепления ландшафтная экстраполяция этих результатов позволила выделить в пределах южной лесотундры обширные территории с опусканием кровли мерзлоты, а в северной лесотундре прогнозировать начало этого процесса на площадях, где идёт продвижение на север лиственничных редколесий. Итак, в Западной Сибири северная граница зоны нестабильности термодинамических условий переместилась к северу и охватывает уже территорию прерывистого распространения многолетнемерзлых пород (ММП).

Результаты мониторинга температуры ММП. В 70-х гг. XX века среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых колебаний (10 м) в криогенных ландшафтах на широте Надыма составляла $-2...-3^{\circ}\text{C}$. В XXI веке в зоне прерывистой мерзлоты, на Надымском стационаре она поднялась до $-0,03...-0,3^{\circ}\text{C}$, различия между ландшафтами постепенно стираются. И лишь на высоких (6 м) буграх пучения в Надыме температура ММП остается достаточно низкой $-1,2^{\circ}\text{C}$. В зоне редкоостровного распространения ММП, на стационаре Нумто температура на подошве слоя годовых теплооборотов на торфяниках $-0,1...-0,3$, то есть ниже, чем в Надыме. Причиной того, что на более южном стационаре Нумто температуры ММП ниже чем, в более северных районах – заключается в отличии литологического состава поверхностных отложений и в отличии их теплофизических свойств. На буграх пучения стационара Нумто температура составляет $-0,3...-0,5^{\circ}\text{C}$. На Уренгойских площадках в южной лесотундре и южной тундре, прослеживаются общие геокриологические закономерности. За счет естественной динамики климата (потепления) температура многолетнемерзлых пород повысилась за период с 1975 по 2022 гг. на $2...2,5^{\circ}\text{C}$ в северной части месторождения (северная лесотундра) и на $2,5...3^{\circ}\text{C}$ в южной части (южная лесотундра) для низкотемпературных ландшафтных выделов. Для ландшафтов с аномально высокими температурами мерзлоты (около 0°C) повышение было меньше за счёт расхода поступающего из атмосферы тепла на фазовые переходы в мощном деятельном слое, а также в пределах мёрзлых пород (за счёт наличия глинистой составляющей). На фоне природного повышения температуры ММП существенное влияние оказывают техногенные объекты. В непосредственной близости от сооружений температура пород повышается на $1...2^{\circ}\text{C}$ и более относительно фона, достигая $-0,3...-0,8^{\circ}\text{C}$ на тундровых участках (СЛТ) и $+0,2...+0,5^{\circ}\text{C}$ на лесных участках южной лесотундры. Заметное повышение температуры пород отмечается в карьерах, у обваловок газопровода, в приграничных частях отсыпок на кустах газодобывающих скважин, то есть там, где

существуют благоприятные условия для снегонакопления. Температура ММП варьирует в этих условиях от $-0,7...2,6^{\circ}\text{C}$ в СЛТ до $-0,3^{\circ}\text{C}$ в южной лесотундре. Мало отличаются от фоновых температуры ММП в пределах отсыпок дорог и площадок на кустах эксплуатационных скважин. На насыпях, проложенных через болота и ровные тундровые участки, температура почти равна фоновой. Наиболее повышенная температура отмечается на участках переходов через лога ($-1,1^{\circ}\text{C}$) и в пределах бугристых тундр ($-1,1...-1,8^{\circ}\text{C}$). Нередко температура переходит через 0° .

Выводы

1. Под влиянием изменением климата происходит значительная трансформация криогенных ландшафтов Западной Сибири.
2. Трансформация ландшафтов выражается, прежде всего, в увеличении мощности деятельного слоя и повышении температуры многолетнемерзлых пород. Темпы изменений этих характеристик в значительной степени зависят от величины радиационного баланса в пределах каждой природной зоны и каждого ландшафта и от состава поверхностных отложений, прежде всего от мощности органогенного слоя.
3. Для южной части трансекты в современных климатических условиях мощность органогенного слоя 0,7-1 м является достаточной, чтобы «затормозить» процесс деградации криогенного ландшафта
4. Плоские торфяники по их реакции изменение климата можно разделить на 2 группы: с медленным увеличением глубины протаивания (торфяники с мощностью торфа превышающей 0,7-1,м) и с быстрым увеличением глубины протаивания, и формированием участков несливающейся мерзлоты.
5. Следствием трансформации криогенных ландшафтов является осадка поверхности, изменение гидрогеологических и гидрологических условий.
6. Значительные изменения геокриологических условий отмечены на участках хозяйственного освоения.

Литература

1. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе российской Арктике // Криосфера Земли. Изд-во ГЕО, 2020. Том XXIV. №2. с. 15-30.
2. Дроздов Д.С., Бердников Н.М., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Пономарева О.Е., Скворцов А.Г., Устинова Е.В., Царев А.Г. Особенности современного состояния криогенных ландшафтов западной Сибири в зоне островного и прерывистого распространения мерзлоты // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике, Салехард, 03–12 ноября 2021 года. – Салехард. Изд-во Б. и., 2021. – С. 121-124.
3. Дроздов Д.С., Малкова Г.В., Украинцева Н.Г., Коростелев Ю.В. Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (ТКСОР): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3: Статьи на русском языке. / Под ред. В.П.Мельникова при участии Д.С.Дроздова и В.Е.Романовского. – Тюмень, Россия. Изд-во Печатник, 2012. с. 159-164.
4. Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири. / отв. редактор В.П. Мельников; Институт криосферы Земли. Новосибирск. Изд-во ГЕО, 2012. –207 с.
5. Медведков А.А. Картографирование криогенных ландшафтов на основе анализа тепловых снимков // Интеркарто. Интергис. 2016. Том 22. №1. – С. 380-384.
6. Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Коробова Т.А. Ландшафтно-индикационная (геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты. // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (ТКСОР): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3: Статьи на русском языке. / Под ред. В.П. Мельникова при участии Д.С. Дроздова и В.Е. Романовского. – Тюмень, Россия. Изд-во Печатник, 2012. с. 527-532.

РЕТРОСПЕКТИВНОЕ ПРОГНОЗНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СИСТЕМЕ ГЕОТЕХНИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Ривкин Ф.М.¹, Булдович С.Н.²

¹ Институт криосферы Земли, Тюмень, Россия; f-rivkin@narod.ru

² Московский государственный университет, Москва, Россия; ser_bul@rambler.ru

Рассматривается возможность реализации краткосрочного ретроспективного геотехнического моделирования геокриологических условий на основе результатов геокриологического мониторинга. В первом приближении методика основана на двух положениях. Первое - эпигнозное моделирование, основанное на использовании в качестве граничных условий только условий первого рода. Второе - ретроспективное моделирование. Результатом должно быть прогнозное температурное поле грунтов, которое сформировалось бы при заблаговременном принятии необходимых геотехнических решений.

RETROSPECTIVE PREDICTIVE MODELING OF GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS IN THE GEOTECHNICAL MONITORING SYSTEM

Rivkin F.M.¹, Buldovich S.N.²

¹ Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tumen, Russia; f-rivkin@narod.ru

² Moscow State University, Moscow, Russia; ser_bul@rambler.ru

The possibility of implementing short-term retrospective geotechnical modeling of geocryological conditions based on the results of geocryological monitoring is considered. In the first approximation, the method is based on two positions. The first step is the epiginic modeling, which is based on using only first-kind conditions as boundary conditions. The second step is the retrospective modeling. The result should be a forecast temperature field of soils, which would be formed if the necessary geotechnical solutions were taken in advance.

Геотехнический мониторинг представляет собой, как известно, систему стационарных и периодических наблюдений, как за параметрами геокриологической среды, так и за состоянием оснований фундаментов сооружений. Важной составной частью мониторинга является геокриологический и геотехнический прогноз. Геокриологический прогноз направлен, как известно, на получение данных о потенциальном изменении температурного режима грунтов и развития опасных процессов, основанный на результатах наблюдений за геокриологическими параметрами (температурой грунтов, температурой воздуха, снегонакоплением и тп) и реализуемый аналитическими методами и методами численного моделирования [2]. Геотехнический прогноз направлен на получение опережающих данных о работе фундаментов сооружений в условиях их взаимодействия с грунтами основания, как в результате естественных климатических причин, так и техногенных. Общие принципы взаимодействия инженерных объектов с мерзлыми грунтами хорошо известны, но, тем не менее, выполнение моделирования, несмотря на появления современных программных продуктов, проще не стало. Выбор и обоснование начальных и граничных условий для формирования адекватной модели в техногенно-изменённой среде представляется очень сложной задачей. Сюда следует отнести и естественные изменения климата, влияние собственно инженерных объектов и режима их эксплуатации, влияние элементов пассивной и активной инженерной защиты и многое другое. Влияние каждого из перечисленных факторов может быть весьма значительным, если не определяющим. Очевидно, что учесть влияние всех факторов для выполнения моделирования в зоне техногенного воздействия, где, собственно, и выполняется геотехнический мониторинг, чрезвычайно сложно.

В практике геотехнического мониторинга на уже эксплуатируемых объектах и геокриологический и геотехнический прогноз, рассматриваются как обязательная часть

мониторинга. При этом долговременный прогноз, как правило, не выполняется. В первую очередь из-за сложности выбора адекватных граничных условий расчётной модели на длительный период, так как весьма высока неопределённость влияния на них техногенных факторов. Напротив, весьма востребован кратковременный прогноз. Его востребованность обуславливается, с одной стороны, необходимостью прогноза изменения геокриологических условий на фоне агрессивных трендов, выявленных в процессе режимных наблюдений. С другой стороны - необходимостью прогнозного моделирования для обоснования оперативных компенсирующих мероприятий и технических решений на фоне быстро развивающихся негативных последствий взаимодействия сооружений с мёрзлыми грунтами. Например, в результате изменения режима эксплуатации объектов и аварийными ситуациями.

Задача, на первый взгляд, выглядит достаточно стандартно. Такой прогноз выполняется на стадии изысканий с учётом типового нарушения поверхностных условий и типовых методов инженерной защиты. Выполняется он и на стадии проектирования, но уже с учётом принятых технических решений по устройству фундаментов и технологического режима эксплуатации объекта. Общим для этих вариантов прогноза является сложность выбора и обоснования граничных условий. Неопределённость задания граничных условий на прогнозируемый интервал времени существенно снижает и объективность прогноза и даже может сводить на нет целесообразность его выполнения.

Сложность обоснования граничных условий при моделировании вполне понятна. Общеизвестно, что данные о фактических климатических характеристиках непосредственно в контуре будущего или работающего инженерного сооружения, как правило, отсутствуют. Обычно их назначают на основе фоновых значений, варьируя наиболее значимыми факторами. Такой подход предполагает существенную неопределённость при назначении условий на верхней границе расчётной области как в связи с естественной динамикой (сезонной и многолетней) фоновых и локальных климатических условий, так и из-за влияния условий эксплуатации инженерных объектов (изменения технологического режима эксплуатации объекта, изменения геотехнических условий и т.п.) на климатические условия в контуре и обрамлении объекта.

В обычной практике, часто возникает потребность в краткосрочном прогнозе, так как необходимо оценить ближайшие последствия незапланированного техногенного воздействия и возможность применения того или иного компенсирующего технического решения на фоне зафиксированного тренда изменения геокриологических условий.

В настоящей работе оценивается возможность выполнения краткосрочного геотехнического прогноза методом регрессивного моделирования, то есть на основе результатов мониторинга.

В качестве примера рассматривается достаточно типичная ситуация, когда в ходе мониторинга зафиксировано увеличение температуры и глубины сезонного оттаивания грунтов, произошедших под влиянием избыточного техногенного воздействия (нагрева поверхности пород). В результате произошло частичное оттаивание естественных грунтов под технологической насыпью. Вследствие этого начались термокарстовые явления. В целях предотвращения негативного развития процессов, рассматривается целесообразность устройства в теле технологической насыпи дополнительного слоя теплоизоляции.

При традиционном подходе к моделированию геокриологическая обстановка на момент обнаружения избыточного оттаивания грунтов рассматривается как начальная. Для моделирования необходимо задать граничные условия на весь расчётный период (один два года), что, как уже было отмечено, требует больших допущений, так как

рассматриваемая область находится в зоне интенсивного техногенного воздействия. В таких условиях в явной форме проявляется существенная пространственная неопределённость условий на поверхности (неравномерность распределения снежного покрова из-за особенностей ветрового снегопереноса в зоне влияния наземных сооружений, снегоотчистки территории и устройство снежных отвалов, неравномерное затенение и обводнение в летнее время и т.п.). Таким образом, обосновать выбор верхних граничных условий сложно, так как естественные факторы их формирования существенно искажены факторами техногенными. Всё это существенно снижает корректность модели. На рисунках 1 и 2 показаны результаты геокриологического мониторинга на тестовом участке. Хорошо видны сезонные и вызванные техногенным разогревом поверхности песчаной насыпи изменения температуры и состояния грунтов. Глубина СТС (слой сезонного оттаивания) существенно превысила расчётные значения, так как подошва СТС под технологической насыпью опустилась глубже естественной поверхности грунта (Рисунок 2).

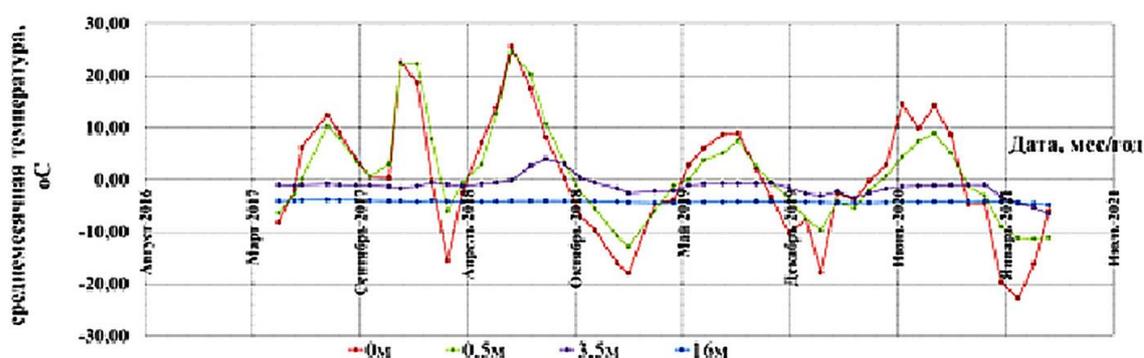


Рисунок 1. Среднемесячная температура грунтов на глубинах 0м; 0,5м; 3,5м и 16м за период наблюдения.

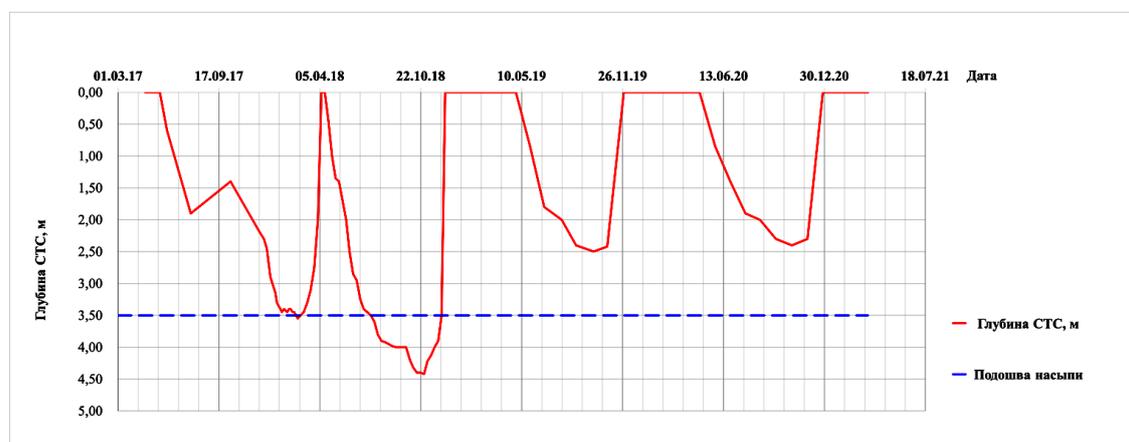


Рисунок 2. Динамика изменения глубины сезонного оттаивания в результате взаимодействия сезонных и техногенных факторов.

В обычной практике на верхней границе расчётной области обычно задаются такие значения, которые позволяют с избыточным запасом спрогнозировать изменение геокриологических условий. В этом случае, и технические решения, которые будут направлены на компенсацию нарушений, также будут заведомо избыточны и излишне затратные.

Нами была предпринята попытка использования данных мониторинга для формирования граничных условий в рамках ретроспективного моделирования [1]. На первый взгляд это позволяло исключить необходимость компилирования граничных условий и давало возможность максимально эффективно использовать данные мониторинга. При использовании метода ретроспективного моделирования, построении модели основано на использовании прямых данных о температуре грунтов на всех границах расчётной области, полученных в результате режимных наблюдений. То есть на всех границах задаются условия первого рода. Во временном отношении моделируется не будущий временной интервал, а предшествующий период, в течение которого и выполнялся мониторинг. Чем длиннее был период мониторинга, тем точнее будут и результаты ретроспективного моделирования, так как измеренные температуры являются функцией сложного взаимодействия природных и техногенных факторов, в том числе и многолетних трендов.

На верхней границе принимается измеренная температура на глубине ниже глубины суточных вариаций. Такой подход естественным образом уже учитывает совокупное влияние всех факторов (и поверхностных, и пространственных, и глубинных), проявивших в формировании температуры грунтов в верхней части разреза, которая и была зафиксирована в результате мониторинга. В данном случае нет необходимости оценивать приоритетность этих факторов.

На нижней границе устанавливается измеренная температура на глубине расчётной области (фактически – на глубине расположения нижних датчиков термометрических кос). Значение этой температуры также являются функцией всего комплекса факторов (известных и не известных), определяющих её значение: теплопотока снизу и его вариаций, влияния техногенного охлаждения грунтов и т.д.

Таким образом, спецификой ретроспективного моделирования и основным его элементом, упрощающим практическое использование рассматриваемого подхода, является то, что на границах расчётной области назначаются условия I рода. Расчётная область оказывается сверху и снизу «зажата» заданными (т.е. реально измеренными в ходе мониторинговых наблюдений) температурами.

В рамках предлагаемого метода реализуются две стадии моделирования. Сначала осуществляется моделирование с полученными в ходе мониторинга граничными условиями и реальным разрезом пород. Эта стадия может быть названа эпигнозным моделированием (термин, введённый В.М.Шестаковым и широко используемый при моделировании гидрогеологических задач [1]). В геокриологическом отношении эпигнозное моделирование представляет собой сопоставление модельных результатов и данных режимных наблюдений и позволяет судить о качестве модели.

На этой стадии может осуществляться калибровка модели, обеспечивающая достаточно хорошее совпадение модельной геокриологической ситуации с наблюдаемой. При этом под калибровкой в данном случае понимается в основном уточнение или даже определение теплофизических характеристик пород в пределах расчётной области, поскольку граничные условия I рода на ее границах жестко задаются непосредственно по фактическим данным термометрического мониторинга. Обычно же при калибровке математической модели уточняются как раз трудноопределимые верхние граничные условия (температура на дневной поверхности, характеристики снежного или иных напочвенных покровов) при некоторых заданных теплофизических параметрах пород.

На второй стадии, которую можно назвать ретроспективным прогнозом, осуществляется моделирование для того же временного отрезка и с теми же граничными условиями, но при реализации инженерных мер воздействия на подземный теплообмен (замена грунтов, внедрение в разрез теплоизоляции и других элементов пассивной

инженерной защиты). На этой стадии прогнозируется техногенное изменение геокриологической обстановки в результате предполагаемых инженерных воздействий при тех же реальных граничных условиях, полученных за период мониторинговых наблюдений. Такой подход позволил бы минимизировать сложность расчётной модели и упростить оценку эффективности тех или иных мер управления геокриологической ситуацией на конкретном инженерном объекте.

Однако, как показали результаты исследований, основной проблемой использования данных термометрического мониторинга для ретроспективного моделирования вероятных геокриологических последствий применения специальных инженерных мероприятий пассивного типа (введение в разрез теплоизоляции, замена грунтов, осушение и пр.) является следующее обстоятельство. Непосредственное использование хода температур в приповерхностных слоях пород в качестве верхнего граничного условия I рода для нижележащей толщи оказывается невозможным, поскольку искусственное изменение строения и свойств этой толщи должно приводить и к изменению хода температур на уровне измерений - т.е. менять указанное граничное условие.

Теоретически, для создания адекватной математической модели для прогнозирования геокриологических последствий инженерных воздействий, температурные условия должны задаваться на дневной поверхности, т.е. на границе атмосферы с плотным субстратом – напочвенными покровами (снег, биогенный покров) или оголенной поверхностью пород. При этом в граничное условие III рода входят еще теплофизические свойства покрова. Тогда теряется основное преимущество разрабатываемого метода, который, путем использования фактических данных термометрического мониторинга, позволял бы исключить из рассмотрения неизвестные температуры на дневной поверхности и термические сопротивления покровов.

Чем ближе к поверхности грунта расположен датчик, тем меньше изменяются температуры на этом уровне под влиянием изменения условий теплообмена в подстилающей толще. Т.е. в идеальном случае датчик должен располагаться непосредственно на поверхности. Однако с уменьшением глубины измерений резко увеличиваются температурные вариации, связанные с суточными и иными кратковременными колебаниями температур. В принципе, в современных условиях эта проблема вполне разрешима путем применения логгеров температур с опросом датчиков через короткие промежутки времени и последующим интегральным осреднением для требуемых при моделировании временных интервалов (сутки, месяцы и др.). Сказанное выше справедливо только для участков с открытой поверхностью пород. При наличии теплоизоляционного покрова температура поверхности пород (под покровом) может существенно меняться в зависимости от изменения теплофизических характеристик подстилающего разреза при прочих равных условиях.

В некоторых случаях возможен выход из данной ситуации, который заключается в «восстановлении» температур на дневной поверхности на основе данных о температурном поле пород и динамике сезонного оттаивания пород. При этом оказывается, что такое «восстановление» необходимо в первую очередь для летнего периода.

Результаты математического моделирования для зимнего периода показывают, что любые мероприятия, уменьшающие интенсивность теплообмена в слое годовых теплооборотов (а введение теплоизоляторов в разрез отложений относится к таковым) приводит к уменьшению отепляющего влияния снежного покрова и, соответственно, к понижению температур поверхности пород относительно исходных значений. Таким образом, использование мониторинговых температур пород вблизи поверхности в качестве граничного условия в случае применения внутригрунтовых изоляторов

приведет к более «теплой» мерзлотной обстановке, чем это будет наблюдаться в действительности.

Это положение может рассматриваться как положительный фактор, обеспечивающий некоторый «запас» надежности прогнозных оценок при мероприятиях, направленных на обеспечения устойчивости или ужесточения мерзлотных условий. Поэтому, по мнению авторов, для зимнего периода ход температуры пород на небольшой глубине вполне может применяться как граничное условие для нижележащего массива.

В теплый период года введение теплоизолирующих слоев в разрез пород, напротив, сопровождается повышением температуры пород в приповерхностных слоях. Потому математическая модель, используя в качестве граничных условий более низкие наблюдаемые температуры, будет прогнозировать и более суровую мерзлотную обстановку относительно реальной, что недопустимо.

Температура, формирующаяся на дневной поверхности, является результатом взаимодействия ряда разнородных тепловых процессов, куда входят радиационные потоки тепла, фазовые превращения парообразной влаги, турбулентный теплообмен с атмосферой, кондуктивная и конвективная передача тепла в подстилающую толщу. В отличие от зимнего времени, в теплый период года теплообмен с породами обычно намного меньше, чем остальные составляющие радиационно-теплового баланса. Именно поэтому, например, теплооборот в породах обычно не учитывают при расчете летней радиационной поправки к температуре воздуха при задании температур на границе расчетной области.

Таким образом, температурные условия на дневной поверхности довольно слабо зависят от величины летнего теплооборота в породах, а от изменения последнего вследствие применения управляющих инженерных мероприятий пассивного типа – еще меньше. Т.е. если удастся на основании имеющихся фактических данных о геокриологической ситуации найти ход температур на поверхности, то прогнозное моделирование при использовании различных теплоизоляционных материалов в массиве пород вполне возможно.

Разумеется, сказанное не относится к ситуации действия мощных заглубленных источников тепла (типа теплых трубопроводов, термосифонов и др.).

Для определения летних температурных условий на поверхности наиболее информативным фактором является динамика сезонного оттаивания грунтов. Однако для получения данных о динамике оттаивания требуется наличие нескольких датчиков температуры, расположенных на разных глубинах, причем эти датчики должны располагаться в пределах СТС. Такая ситуация возможна далеко не всегда, обычно на участках с относительно большой глубиной сезонного оттаивания. При наличии кривой погружения фронта оттаивания в летний период и данных температурному режиму пород на подошве слоя суточных колебаний для восстановления температурного режима на дневной поверхности в целом неплохие результаты дает применение приближенных расчетных зависимостей, полученных в рамках квазистационарного представления реального температурного поля пород.

При этом весьма сильно различаются между собой два случая – при оголенной поверхности пород (насыпные площадки и т.п.) и наличии на поверхности пород теплоизолирующего покрова (естественные условия).

В первом случае для определения среднегодовой температуры на поверхности пород применяются относительно простые зависимости, причем чрезвычайно важным является то, что для «проекции» температуры с глубины измерения температур пород на их поверхность (дневную поверхность) по известному закону погружения фронта сезонного или техногенного оттаивания, не нужно знать теплофизические свойства пород:

$$\bar{t}_i^0 = \bar{t}_i^{zm} / \left(1 - \frac{2z_m}{\xi_{i-1} + \xi_i} \right),$$

где \bar{t}_i^0 - искомая среднемесячная температура на поверхности грунта (дневной поверхности); \bar{t}_i^{zm} - фактическая среднемесячная температура на глубине замера z_m ; ξ_{i-1} - глубина оттаивания на начало расчетного i -го месяца лета; ξ_i - глубина оттаивания на конец данного месяца; z_m - глубина замера температуры пород (ниже уровня проникновения суточных колебаний).

Во втором случае расчетные зависимости заметно усложняются, но главное – для расчета уже требуется знание всех теплофизических характеристик пород и термического сопротивления напочвенного покрова. Причем для получения удовлетворительной точности восстановления температуры на поверхности покрова требуется высокая точность определения указанных выше параметров, что практически недостижимо на практике. Поэтому применение описываемого обратного расчета температуры поверхности применимо только в случае с оголенной поверхностью грунта.

Таким образом, выполненные исследования показали, что, несмотря на кажущуюся логичность и простоту использования прямых данных о температуре грунтов на границах расчётной модели для ретроспективного моделирования, сопряжено с целым рядом сложностей нивелирующих кажущуюся простоту метода.

Непосредственное использование хода температур в приповерхностных слоях пород в качестве верхнего граничного условия I рода для нижележащей толщи оказывается невозможным, поскольку искусственное изменение свойств этой толщи должно приводить и к изменению хода температур на уровне измерений - т.е. менять указанное граничное условие.

Перерасчёт данных мониторинга с целью получить данные о температуре на поверхности грунта (напочвенных покровов, снега) также существенно усложняет задачу.

Тем не менее, использование прямых данных о температуре грунтов на границах расчётной модели для ретроспективного моделирования остаётся весьма привлекательным, но для корректной реализации метода необходимо существенно модернизировать всю систему мониторинга, с ориентировать её на корректное получение необходимых для моделирования параметров.

Литература

1. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование миграции подземных вод. М. Недра. 1986, 208с.
2. Основы геокриологии. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. Ч. 6./ Под ред. Л.С. Гарагули, Э.Д. Ершова, - М. : Изд-во Моск. ун-та, 2008, 765 с.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НАРУШЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Скрябин П.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия, vsp@mpi.ysn.ru

Аннотация. Представлены результаты многолетних геотемпературных исследований на нарушенных ландшафтах в полосе прокладки железной дороги, водовода и газопровода. Проанализированы изменения теплового состояния грунтов при техногенных воздействиях. Выявлено

значительное повышение среднегодовой температуры верхних горизонтов криолитозоны и увеличение глубины сезонного протаивания при вырубке леса и удалении напочвенного покрова, вырубке леса на гарях при межлесном типе местности. Количественно оценена динамика среднегодовой температуры грунтов на разнорезимных рубках леса, а также на гарях в зависимости от стадий сукцессионного развития растительности.

Ключевые слова: мерзлые грунты, нарушенные ландшафты, антропогенное воздействие, температура, глубина протаивания.

LONG-TERM CHANGES IN THE THERMAL REGIME OF DISTURBED LANDSCAPES IN CENTRAL YAKUTIA

P.N. Skryabin

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia,

vsp@mpi.ysn.ru

Abstract. The results of long-term geothermal investigations in disturbed landscapes along the railway, water line and gas pipeline are presented. Human-induced changes in the ground thermal state are analyzed. The study has shown significant increases in mean annual temperature of the upper permafrost layers, as well as in seasonal thaw depth in the inter-alar type of terrain after the removal of trees, ground surface stripping and post-fire clearing. Quantitative estimates are given for the dynamics of mean annual ground temperatures on cuts and burns in relation to vegetation succession.

Keywords: frozen ground, disturbed landscapes, human impact, temperature, thawing depth.

Оценка эволюции верхних горизонтов криолитозоны при изменении климата и антропогенных воздействий является современной приоритетной научной проблемой. Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН постоянно уделяет внимание исследованиям температурного режима слоя годовых теплооборотов в нарушенных условиях.

В Центральной Якутии расширяется строительство трубопроводов, железных и автомобильных дорог, линий электропередач, которое неизбежно сопровождается значительными нарушениями природных условий. Антропогенные воздействия различного типа и масштаба (вырубка леса, пожары, удаление напочвенных покровов и т.д.) приводят к изменению геокриологических условий, в том числе температурного режима грунтов, развитию негативных криогенных процессов [1-6]. Исследования термического режима грунтов, проводимые с 1987 г., позволяют количественно оценить его пространственно-временную изменчивость под влиянием антропогенеза.

Различают три основных типа нарушений условий теплообмена грунтов с атмосферой: импульсное, периодическое и постоянное. Влияние постоянных антропогенных воздействий на термический режим грунтов количественно обычно оценивается с помощью натуральных наблюдений и математических методов. При периодических и импульсных нарушениях, когда отмечаются различные стадии самовосстановления растительного покрова, прогноз изменений теплового состояния ландшафтов на физико-математической основе пока не разработан. Поэтому наши исследования проводятся методом физико-географического сравнения или инженерно-геологических аналогий на основе организации длительных натуральных наблюдений.

Наблюдательная сеть геотемпературного мониторинга различной продолжительности охватывает более 90 пунктов различных антропогенных ландшафтов, в том числе с удаленным напочвенным покровом – 8, на вырубках – 40, на гарях – 23, на гарях с вырубкой – 11, на пашнях – 2, на насыпях – 26. Продолжительность наблюдений на них различная: от одногодичных до 5-10, 15-25 и 30 летних. Наибольшие объемы работ по созданию наблюдательной сети проведены в периоды 1987-1990, 1993-1995 и 2007-2009 гг. при инженерно-геокриологическом сопровождении строительства линейных сооружений.

Удаление напочвенного покрова.

Влияние напочвенных покровов на формирование средних годовых температур грунтов зависит от соотношения их теплоизолирующих эффектов в летний и зимний периоды. Оценка изменения теплового состояния грунтов при удалении напочвенного покрова выполнена на 9 участках в 5 типах местности.

В межрядово-низинном типе местности на мари в июле 1990 г. был удален мохово-торфяной слой мощностью 0,15-0,25 м. По сравнению с естественными условиями при удалении напочвенного покрова температура грунтов на глубине 5 м в конце теплого периода на третий год при начале стадии зарастания травяного покрова повысилась на 1,1°C, мощность переувлажненного сезонноталого слоя увеличилась почти в 3 раза и составила в среднем 1,75 м (рис. 1). Спустя 20 лет на стадии самовосстановления растительности (зарастание нарушенного участка ерниково-березовым молодняком) температура понизилась до минус 1,4°C, где разница температур по сравнению с естественными условиями составило всего 0,3°C. Мощность сезонноталого слоя сократилась на 0,33 м, составляя 1,43 м. Последующие 10 лет, из-за интенсивного зарастания ерниково-березового молодняка мощность сезонноталого слоя изменяется в пределах 1,06-1,12 м. Основными факторами определяющими изменения температурного режима грунтов явились увеличение затенения поверхности и уменьшение поглощенной радиации.

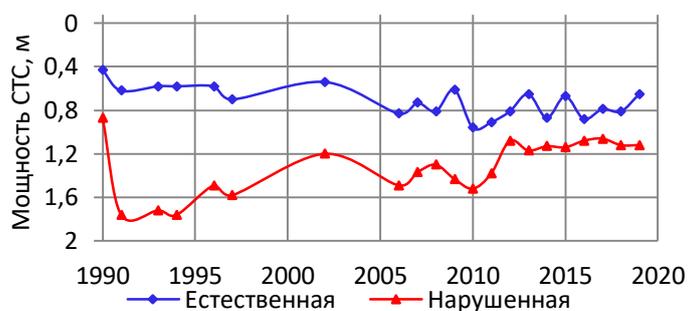


Рис. 1. Динамика мощности сезонно-талого слоя в сфагново-багульниково-ерниковой лиственничной речине (естественная) и при удалении напочвенного покрова (нарушенная) в межрядово-низинном типе местности на трассе железной дороги Томмот – Нижний Бестях

Рубка леса.

Рубки леса проводятся при заготовке строительного леса и дров для отопления, при прорубке профилей для изыскательских работ, расчистке трасс ЛЭП, строительстве линейных инженерных сооружений (автомобильных и железных дорог, трубопроводов и т.д.). Разнорезимные рубки лесов (выборочная, постепенная, сплошная) с нарушениями принципов рационального лесопользования приводят к уничтожению лесов на больших площадях и изменению мерзлотных условий. В песчано-рядовом типе местности влияние вырубок на температурный режим грунтов изучены на 7 участках.

При сплошной вырубке соснового леса по сравнению с естественными условиями отмечается резкое увеличение глубины сезонного протаивания на 0,8 м и повышение температуры слабоувлажненных грунтов на 0,4°C на глубине 10 м. Понижение t_0 на 0,9°C, сокращение ξ на 0,3 м отмечается на старой вырубке леса, где идет восстановление лиственнично-соснового леса.

Выборочная рубка лиственничного леса в межлесном типе местности приводит к незначительному повышению температуры увлажненных грунтов (0,2-0,4°C) и увеличению ξ на 0,2-0,4 м. Это объясняется проведением рубки в период с устойчивым снежным покровом, т.е. с сохранением теплоизолирующего влияния

бруснично-мохового покрова и интенсивным восстановлением растительности.

В этом типе местности в 1992 г. на стадии изыскания, проектирования водовода Нижний Бестях – Мундулах был вырублен лиственный лес (сплошная вырубка). Через 2 года на просеке (С-12/93) по сравнению с брусничным лиственным лесом (С-10/93) температура суглинистых грунтов на глубине 10 м повысилась на 1 °С, а глубина сезонного протаивания увеличилась на 0,3 м, через 26 лет на просеке по сравнению с естественными условиями температура грунтов на глубине 5 м повысилась на 1,7 °С, а глубина сезонного протаивания увеличилась на 1,6 м и составила 3 м (рис. 2). Такие изменения теплового состояния грунтов при залегании повторно-жильных льдов на глубинах 1,6-2,5 м обусловили деградацию мерзлой толщи, просадку поверхности до 0,5-1,0 м и развитию начальной стадии термокарста. Формирование полигональной формы рельефа на просеке представляет серьезную опасность устойчивости грунтового основания надземного водовода.

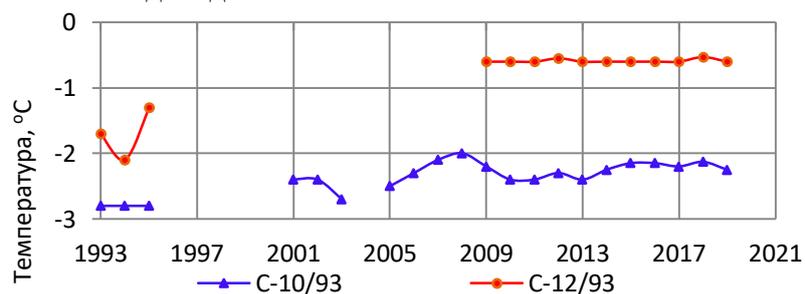


Рис. 2. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 5 м в брусничном лиственном лесу (С-10/93) и на просеке (С-12/93) в межлесном типе местности на трассе водовода Нижний Бестях – Мундулах

Вырубка леса и удаление напочвенного покрова вызывает более значительное воздействие на грунты, чем другие виды нарушений естественных условий. В песчано-грядовом типе местности такие нарушения на высокотемпературных ($t_0 = -0,1 \dots -0,3$ °С) дренированных песчаных грядах приводят к формированию сухого талика. Сплошная вырубка соснового леса и удаление маломощного лишайниково-толокнянового покрова на песчаной гряде сопровождается увеличением ξ на 0,5 м и повышением температуры грунтов на глубине 10 м примерно на 0,3 °С. Подобные нарушения на дренированных склонах формируют сезоннопротаивающий слой большой мощности. Вырубка елово-лиственного леса с сомкнутостью крон 0,3–0,4 с удалением бруснично-мохового покрова мощностью до 10 см приводит к повышению t_0 на 1,2–1,8 °С и увеличению ξ на 0,5–1 м.

В межгрядово-низинном типе местности выборочная рубка лиственного леса и нарушение напочвенного покрова привели к повышению температуры песчаных грунтов на глубине 10 м за три годичных цикла на 0,3–0,7 °С. Еще более заметное повышение t_0 на 0,8–1,0 °С отмечается через 5–7 лет после уничтожения пожаром теплоизолирующего мохово-багульникового покрова и частичного вывала горелого древостоя.

На склоновом межлесье наблюдения за изменением термического режима грунтов на старых вырубках показали, что по сравнению с ненарушенными условиями мохово-брусничного лиственного леса на супесчано-суглинистых грунтах, на вырубках с возобновлением напочвенного покрова и лиственно-березового мелколесья (15–25 лет) наблюдается увеличение ξ на 0,5–0,6 м и повышение t_0 на 0,4–0,7 °С.

Мониторинговые наблюдения в скважинах: С-56/87, С-57/87, С-187/89, С-190/89 позволяют выявить динамику среднегодовой температуры грунтов при разнорезимных рубках лесов. В песчано-грядовом типе местности при сплошной рубке редкостойного соснового леса на стадии развития молодняка (10–30 лет) тепловое состояние грунтов

было близко к исходному. В межлесном типе местности при выборочной рубке лиственнично-соснового леса (С-187/89) на березово-кустарниковой стадии развития растительности (10–20 лет) t_0 понижается на 0,3–0,6 °С. Постепенная рубка лиственничного леса (С-56/87) на травяной (3–8 лет) и березово-кустарниковой стадиях (10–20 лет) развития приводит к повышению t_0 на 0,5–1,2 °С. На старой сплошной вырубке (С-190/89) на стадии восстановления березово-лиственничного молодняка (чаща) возрастом 10–30 лет t_0 понижается в среднем на 1 °С. На этом участке годовые циклы (2005-2008 гг.) с теплыми зимами и мощными снегоотложениями способствовали повышению t_0 на 2,1 °С. Малоснежные зимы 2002-2005 гг. привели к понижению t_0 (рис. 3).

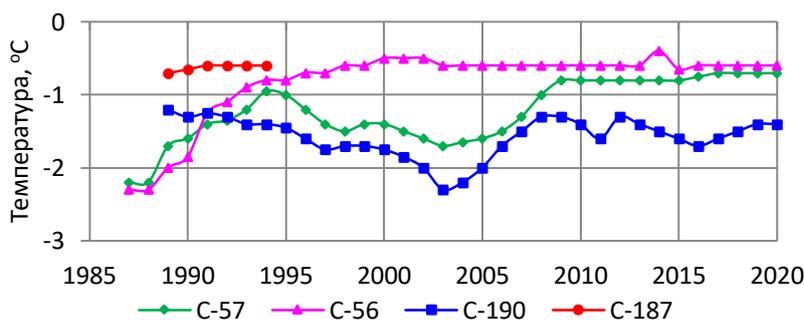


Рис. 3. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственничнике (С-57/87), при выборочной (С-187/89), постепенной (С-56/87) и сплошной (С-190/89) рубках леса в межлесном типе местности на трассе железной дороги Томмот-Нижний Бестях

Лесные пожары

Основными факторами, обуславливающими изменения t_0 и ξ на гарях, являются уничтожение теплоизолирующего напочвенного покрова, малая отражательная способность поверхности, повышенная влажность грунтов за счет прекращения транспирации влаги растительностью.

Типы лесов и напочвенных покровов по классам пожарной опасности в низкотеррасовом, межлесном и плакорном типах местности относятся к высокопожароопасным, в песчано-грядовом – к очень высокопожароопасным, в межгрядово-низинном – к среднепожароопасным. Влияние пирогенеза на температурный режим грунтов изучено наиболее детально в песчано-грядовом типе местности на 10 участках.

На песчано-грядовом типе местности низовой пожар 1987 г. в последующем стал причиной вывала молодого соснового горелого древостоя возрастом 10–15 лет (С-13/87). Верхний слой почвы мощностью до 8 см содержит обгоревшие растительные остатки с влажностью 3–5 %. Сезоннопротаивающий слой до глубины 1,75 м сложен слабоувлажненным (5–13 %) мелкозернистым песком. Многолетнемерзлые грунты слоя годовых теплооборотов (до 12 м) отличаются постоянной льдистостью (0,37 д.ед.) и представлены мелкозернистыми песками. На этом участке в первые 4 года после природного пожара отмечается резкое повышение t_0 на 1,5°C. Начиная, с 5-го года, на гаревом участке с иссушенными грунтами деятельного слоя ввиду неблагоприятных условий самовосстановления травяно-кустарниковой растительности наблюдается стабилизация температуры грунтов, и ее значения за 30 лет после пирогенеза не выходили за пределы минус 0,3–0,4°C (рис. 4). Через 20 лет увеличение ξ составило около 1 м. Это свидетельствует о поздних сроках смыкания фазовых границ, т.е. недостаточным накоплением холода, что обусловлено низкой теплопроводностью сухих

песков деятельного слоя. Мощность сезоннопротаивающего слоя в зависимости от летних температур воздуха и атмосферных осадков изменялась в пределах 2,4–2,8 м. Ранее наши исследования в этом типе местности выявили формирование сухих таликов мощностью 20–30 м (Скв-59/87, Скв-1601), которые отличаются очень низкой влажностью песчаных грунтов (2–4 %). На слабо закрепленных склонах техногенного участка наблюдается начальная стадия водной эрозии в виде промоины, на прилегающей территории исследователями отмечается развитие термосуффозии.

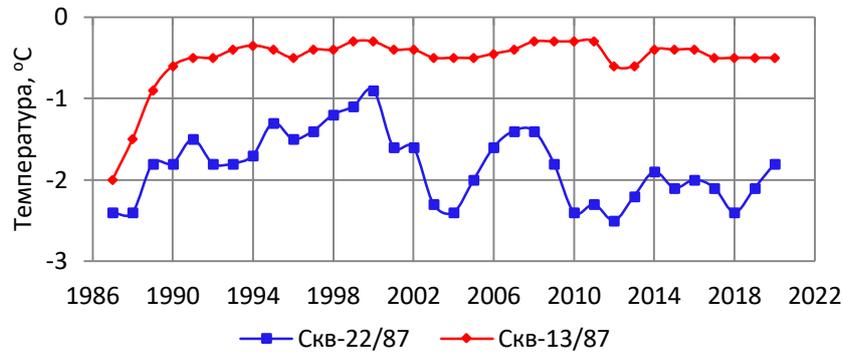


Рис. 4. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственнично-сосновом лесу (Скв-22/87) и на гари (Скв-13/87) в песчано-грядовом типе местности

Посттехногенные изменения теплового состояния грунтов через 25 лет в других типах местности также показывают понижение температуры грунтов, обусловленные самовосстановлением растительности и ее затеняющим эффектом. Временная изменчивость термического состояния грунтов под воздействием пожара в 1986 г., изучалась в межжаласном типе местности. После пожара в первые 5 лет наблюдалось повышение t_0 на 0,3–0,5 °C. В дальнейшем естественное возобновление травяно-мохового покрова и березово-лиственничной чащи на 2–3 стадиях сукцессионного развития через 20 лет сократило поступление солнечной радиации на поверхность грунта, что привело к постепенному понижению t_0 на 0,9 °C (рис. 5) и сокращению ξ на 0,1–0,3 м. Затем переувлажненные и многоснежные 2006–2009 гг. t_0 повысилась на 1,5 °C. В малоснежные 2010 и 2011 годы температура грунтов охладилась и вернулась прежнее состояние. В последние десятилетие отмечается повышение t_0 на 0,9 °C, в связи потеплением климата. Это говорит о том, что на охлаждающее воздействие сукцессионного развития растительности серьезную корректировку вносит режимы увлажнения и снегонакопления.

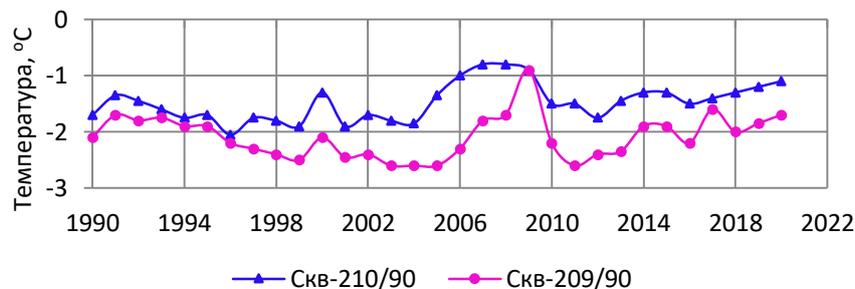


Рис. 5. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственничнике (С-210) и на гари (С-209) в межжаласном типах местности.

Экспериментальные термические исследования проводятся в межлесном типе местности на трассе газопровода Таас-Тумус – Якутск в 15 км к северо-западу от пос. Маган. Летом 2002 г. пожар в березово-лиственничном лесу привел к вывалу большей части древостоя. В зимний период для использования горелого леса на хозяйственные цели была проведена его сплошная вырубка. Уменьшение теплоизолирующего влияния уплотненного снежного покрова при зимней вырубке и вывозке лесоматериала привело к понижению через год среднегодовой температуры на глубине 15 м на 0,3 °С. Глубина сезонного протаивания суглинистых грунтов с повышенной влажностью на гари (С-2/03) увеличилась на 0,5 м по сравнению с контрольным участком (С-1/03). В конце многоснежной зимы 2005 г. на гари установлено формирование сезонномерзлого слоя мощностью 2,2 м. Под этим слоем до верхней границы мерзлой толщи, залегающей на глубине 3,2 м образовался талик. Однако в малоснежные зимы 2010-2012 гг. отмечено полное промерзание талика, в зимы 2013-2016 гг. – образование талика, в зимы 2017-2018 гг. – промерзание талика и в теплую зиму 2019 г. – вновь образование талика. За 8 лет после техногенного воздействия глубина протаивания грунтов на гари по сравнению с первоначальными условиями увеличилась на 2 м, температура грунтов на глубине 10 м повысилась на 2,7 °С (рис. 6). Тепловая просадка грунтов составила 0,07 м, наблюдается начальная стадия формирования полигональной формы рельефа, представляющей опасность устойчивости газопровода.



Рис. 6. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в березово-лиственничном лесу (Скв-1/03) и на гари с вырубкой (Скв-2/03) в межлесном типе местности на трассе газопровода Таас Тумус – Якутск

Экспериментальные исследования позволили количественно оценить пространственно-временную изменчивость термического режима грунтов пирогенных территорий (таблица). Динамика термического состояния пород определяется возрастом гарей и стадиями сукцессионного развития растительного покрова. Оттаивание мерзлых грунтов, увеличение мощности сезонноталого слоя из-за влияния пожаров особенно опасно в межлесном типе местности с близким от поверхности залеганием сильнольдистых отложений, где возможно развитие негативных криогенных процессов и явлений.

Таблица. Параметры теплового состояния грунтов на гарях

| Тип местности | Состав грунтов | Естественные условия | | Гарь | | Гарь + вырубка | |
|------------------|----------------|----------------------|-----------------|---------------|-----------------|----------------|-----------------|
| | | ξ , м | T_0 , °С | ξ , м | T_0 , °С | ξ , м | T_0 , °С |
| Низкотеррасовый | Песок, супесь | От 1,1 до 1,4 | От -1,3 до -2,2 | - | - | От 1,2 до 2,1 | От -1,1 до -1,7 |
| Песчано-грядовый | Песок | От 1,6 до 3,1 | От -0,2 до -2,5 | От 1,9 до 3,5 | От -0,1 до -2,2 | От 2,1 до 4,2 | От +0,2 до -1,6 |

| | | | | | | | |
|-------------------------|---------------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|
| Межгрядово- низинный | Торф, песок, супесь | От 0,5 до 2,1 | От -0,9 до -3,4 | От 1,0 до 2,2 | От -0,8 до -2,5 | От 1,2 до 2,4 | От -0,6 до -2,3 |
| Межаласный | Супесь, суглинок | От 1,2 до 2,0 | От -1,8 до -3,2 | От 1,3 до 2,5 | От -1,7 до -3,0 | От 1,8 до 3,1 | От -1,3 до -2,8 |

Примечание: рассматриваются «теплые» и «холодные» варианты природных комплексов.

Многолетние экспериментальные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Удаление теплоизолирующего напочвенного покровов в межгрядово-низинном и межаласном типах местности вызвало повышение среднегодовой температуры на глубине 10 м в пределах 1,5–2,0 °С и увеличение глубины сезонного протаивания в 1,4–1,6 раза. Разнорежимные рубки лесов в песчано-грядовом и межаласном типах местности сопровождаются повышением T_0 на 0,2–0,8 °С, увеличением ξ на 0,3–0,6 м. Рубка леса после пожаров в низкотеррасовом, песчано-грядовом и межаласном типах местности приводит к повышению T_0 на 0,3–0,8 °С и увеличению ξ в 1,2–1,6 раза, что ослабляет устойчивость ландшафтов после антропогенного воздействия.

2. Установлено, что наибольшее повышение T_0 на 0,2–2 °С и увеличение ξ в 0,3–1,5 раза отмечаются в первые 5–7 лет после нарушения природных условий. Самовосстановление растительности на 2–3 стадиях понижает T_0 на 0,5–1 °С, сокращает ξ на 0,2–0,3 м.

3. Наибольшее влияние на тепловое состояние грунтов оказывают вырубка леса и удаление напочвенного покрова, вырубка леса на гарях в межаласном типе местности. На сильнольдистых участках нарушения природных условий сопровождается развитием криогенных процессов.

4. Результаты исследований можно распространить на однотипные антропогенные ландшафты региона, используются для моделирования изменения теплового режима грунтов при антропогенных воздействиях.

Литература

1. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2002, 218 с.
2. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. – Новосибирск: Наука, 1979, 284 с.
3. Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С. и др. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 30–39.
4. Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998, 144 с.
5. Федоров А.Н., Т.Х. Максимов, П.П. Гаврильев и др. «Спаская Падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2006, 210 с.
6. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И., Гаврильев Р.И. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1988, 240 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ МОНИТОРИНГОВЫХ ПЛОЩАДОК НА АВТОМОБИЛЬНЫХ ДОРОГАХ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Сыромятников И.И.¹, Литовко А.В.², Жирков А.Ф.³, Кириллин А.Р.⁴

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *igor_ykt@mail.ru*

²Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *lav_84@mail.ru*

³Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *zhirkov_af@mail.ru*

⁴Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *mouks@ya.ru*

С целью своевременного прогноза и качественного выполнения ремонтно-восстановительных работ автомобильных дорог необходимо обустройство специальных постов геотехнического мониторинга на участках с различными инженерно-геокриологическими условиями. Получение информации с этих постов позволит осуществлять контроль за состоянием дорожной конструкции и оценить возникновение и

динамику неблагоприятных криогенных процессов на ранней стадии. Анализ полученной информации даст возможность разработать и усовершенствовать методики восстановления и поддержания мерзлотно-грунтовых условий автодороги и учесть их при проектировании и проведении ремонтно-восстановительных работ.

ORGANIZATION OF MONITORING SITES ON ROADS IN THE PERMAFROST ZONE

Syromyatnikov I.I.¹, Litovko A.V.², Zhirkov A.F.³, Kirillin A.R.⁴

¹Melnikov Permafrost Institute of SB RAS, Yakutsk, Russia; *igor_ykt@mail.ru*

²Melnikov Permafrost Institute of SB RAS, Yakutsk, Russia; *lav_84@mail.ru*

³Melnikov Permafrost Institute of SB RAS, Yakutsk, Russia; *zhirkov_af@mail.ru*

⁴Melnikov Permafrost Institute of SB RAS, Yakutsk, Russia; *mouks@ya.ru*

For the purpose of timely forecasting and high-quality performance of repair and restoration work on roads, it is necessary to equip special geotechnical monitoring posts in areas with different engineering and geocryological conditions. Obtaining information from these posts will allow monitoring the state of the road structure and assessing the occurrence and dynamics of adverse cryogenic processes at an early stage. The analysis of the information received will make it possible to develop and improve methods for restoring and maintaining the permafrost and ground conditions of the road and take them into account when designing and carrying out repair and restoration work.

В последнее десятилетие отмечается ускорение процессов деформации автомобильных дорог в зоне вечной мерзлоты, в том числе дорог построенных несколько десятилетий назад. Это свидетельствует об изменении состояния многолетнемерзлых и сезонномерзлых грунтов в основании автомобильных дорог, что требует анализа протекающих процессов на базе мониторинга их состояния в сочетании с расчетными методами. Мониторинг многолетнемерзлых грунтов организуется с разными целями, в том числе в пределах прохождения трассами автодорог на местностях, с ненарушенными ландшафтами и на техногенно преобразованных участках. Состояние и динамика многолетней мерзлоты описываются специальными группами показателей, которые дают возможность охарактеризовать сезонные и многолетние процессы и увязать их с геокриологическими опасностями. Риск определяется опасностью (вероятностью развития процессов в природно-технической системе) и ущербом, выраженном в рублях или других ценностных единицах. Опасность не имеет интегральных показателей, а описывается через отдельные пространственные и временные характеристики. Пространственные характеристики включают в себя физико-механические и криолитологические особенности грунтов. Временные характеристики связаны с путями развития природно-технической системы, которые обусловлены будущими климатическими изменениями и техногенной нагрузкой.

Опыт строительства и эксплуатации автомобильных дорог и искусственных сооружений на них в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов показывает, что развитие инженерно-геокриологических процессов в полосе отвода автодороги, а также в непосредственной близости от неё, может явиться причиной деформаций земляного полотна и недопустимого транспортно-эксплуатационного состояния автодороги. Основными деформациями земляного полотна являются: неконтролируемые просадки и неравномерные осадки оттаивания, расползание насыпи земляного полотна, оползание обочин и откосов, разрушение откосов под влиянием термоэрозии, морозное пучение и процесс наледообразования, солифлюкция на пологих склонах вдоль дороги (рис. 1). Поэтому, для недопущения этих явлений или минимизации их влияния, должны выполняться на основе специальных исследований соответствующие обоснованные мероприятия. Для обоснования мероприятий необходима научная оценка состояния автомобильной дороги и дорожных сооружений включая специальные мониторинговые стационарные посты и специальные устройства на ключевых участках.



Рис. 1. Разрушение автодороги в связи с активизацией процесса термоэрозии.

Для контроля состояния и эффективной дальнейшей эксплуатации автомобильной дороги необходимо создание системы контроля (мониторинга) инженерно-геокриологических условий. Технология обустройства специальными дорожными мониторинговыми стационарными постами и устройствами и их размещение на ключевых участках в различных инженерно-геокриологических условиях, позволит своевременно и качественно выполнять эти работы. Информация, получаемая и анализируемая с этих постов (изменение водно-теплого режима, развитие процессов в полосе отвода, микродеформации дорожной одежды и др.) позволит осуществлять контроль состояния дорожной конструкции и динамику ряда параметров на ранней стадии их развития, разработать и применить превентивные мероприятия для корректировки и поддержания мерзлотно-грунтовых условий дороги. Важнейшей составной частью общей системы мониторинга состояния автомобильных дорог криолитозоны должен быть их геотехнический мониторинг.

Геотехнический мониторинг на многолетнемерзлых грунтах – это комплекс работ, основанный на натуральных наблюдениях за состоянием грунтов основания (температурный режим), гидрогеологическим режимом, функционированием термостабилизаторов, перемещением конструкций фундаментов вновь возводимого, реконструируемого и эксплуатируемого сооружения [4].

В районах распространения многолетнемерзлых грунтов мониторинг необходимо проводить для всех видов сооружений. В проекте мониторинга следует учитывать факторы, оказывающие влияние на вновь возводимое (реконструируемое) сооружение, его основание, окружающий грунтовый массив и окружающую застройку в процессе строительства и эксплуатации, в т.ч. возможность проявления опасных геокриологических процессов (криогенное пучение, термокарст, оползневые процессы, оседание поверхности при оттаивании и др.), а также тепловые воздействия от строительных работ.

В условиях меняющегося климата для контроля за состоянием и эффективной эксплуатации автомобильных дорог, проходящих в пределах криолитозоны, необходимо создание системы геотехнического мониторинга.

Целью геотехнического мониторинга автомобильных дорог является обеспечение безопасности строительства и эксплуатационной надежности объектов нового строительства или реконструкции за счет своевременного выявления изменения контролируемых параметров конструкций и грунтов оснований, которые могут привести к переходу объектов в ограниченно работоспособное или аварийное состояние.

Территория наблюдаемых площадок должна включать не только дорожную конструкцию и подстилающие грунты основания, но и прилегающие к объектам дороги участки, включая естественные ландшафты, что позволит выявить тенденции изменения в сезонно- и многолетнемерзлых грунтах в зависимости от изменений окружающих

природно-климатических условий. Данные, полученные в результате мониторинговых исследований на наблюдательных постах, также необходимы для повышения достоверности геокриологического (мерзлотного) прогноза при проектировании, строительстве, эксплуатации и реконструкции автомобильных дорог в криолитозоне.

Основными объектами геокриологического мониторинга являются: автомобильная насыпь, дорожные покрытия, объекты инфраструктуры дороги, искусственные сооружения (мосты, водопропускные трубы), опасные криогенные процессы и сезонно- и многолетнемерзлые грунты.

Геотехнический мониторинг линейных инженерных сооружений с большой протяженностью необходимо начинать с инженерно-геокриологического районирования территории прохождения трассы. В современных условиях районирование в значительной мере должно основываться на достоверных данных дистанционного зондирования Земли, которые применяются все шире для решения многих географических и геологических задач благодаря их объективности, актуальности, масштабности, экстерриториальности и доступности. Геокриологические районирование подразумевает составление мерзлотных и мерзотно-ландшафтных карт и схем, включающих всё разнообразие геокриологических условий и ландшафтов на определенной территории. Таким образом, выделяются районы с наиболее уязвимыми и характерными природно-техногенными условиями.

Космические технологии могут обеспечивать регулярные съемки, покрывающие значительную часть земной поверхности. Для выявления причин возникновения и более детальных исследований деформаций дорожных конструкций необходимо применять беспилотные летательные аппараты, а также воздушные и наземные геосканеры (рис. 2).



а)



б)

Рис. 2. Применение современных методов исследований: а) – беспилотный летательный аппарат; б) – лазерный геосканер.

На выделенных районах территории прохождения автомобильной дороги отмечаются ключевые участки для организации стационарных наблюдательных постов. Расположение этих участков выбираются на основе анализа материалов ранее проведенных инженерно-геологических изысканий и результатов рекогносцировочного обследования трассы автодороги.

Площадки геотехнического мониторинга необходимо расположить с учётом оценки оптимального количества сложных геокриологических условий территории с набором максимально неблагоприятных природных компонентов для эксплуатации автодороги.

Для организации и оборудования геотехнического мониторинга на выбранных ключевых участках требуется пробурить 5 инженерно-геологических скважин колонковым методом глубиной от 15 до 25 м с описанием и отбором кернового материала (рис. 3). При вскрытии подземных льдов бурение скважин производится до полного их прохождения.

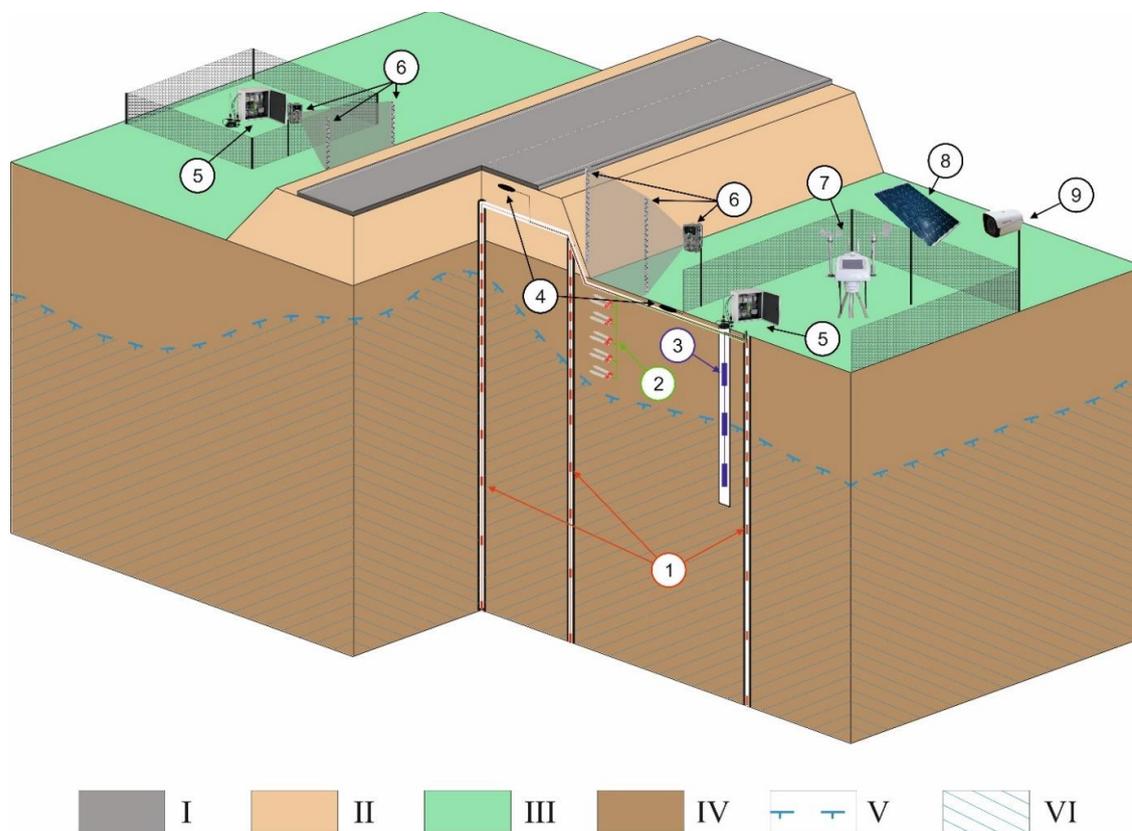


Рис. 3. План оборудования стационарного поста. Условные обозначения: I – асфальтобетонное покрытие автодороги; II – насыпь автодороги; III – почвенно-растительный слой придорожной полосы; IV – грунт; V – верхняя граница многолетнемерзлых грунтов; VI – сезонно- и многолетнемерзлые грунты; 1 – термометрические скважины, оборудованные термокосами; 2 – датчики влажности грунта; 3 – гидрогеологическая скважина, оборудованная пьезометрическими датчиками; 4 – датчики плотности теплового потока; 5 – модуль сбора данных; 6 – снегомерные рейки и фотоловушка для фиксации высоты снега; 7 – стационарная метеорологическая станция; 8 – солнечная панель для питания оборудования; 9 – камера видеонаблюдения.

На оборудованном таким образом посту геотехнического мониторинга наблюдаются и контролируются следующие параметры.

Температурный режим грунтов. Наблюдение за динамикой температурного режима осуществляется в целях контроля отклонения несущей способности грунтов основания от нормативных значений [3].

На участке поста геотехнического мониторинга контрольные термометрические скважины должны быть расположены следующим образом (см. рис. 3):

- одна скважина по середине дорожного полотна;
- две скважины на откосах дорожной отсыпки;
- две скважины вне дороги с обеих сторон (на полосе отвода);

Получение детальных данных о тепловом состоянии грунтов производится с помощью термокосы с логгерной системой, который позволяет автоматически замерять температуру с заданной периодичностью. Для достоверной оценки температурного

режима и контроля за тепловым состоянием грунтов необходимо запрограммировать логгерные системы на замер температуры грунтов с периодичностью не менее 2 раз в сутки.

При изменении значений температуры грунтов от нормативных разрабатываются и выполняются мероприятия по снижению влияния этих изменений на устойчивость автомобильной дороги.

Гидрогеологический режим. Согласно СП 25.13330.2020 [3] и ОДМ 218.2.091-2017 [1] геотехнический мониторинг включает наблюдения за гидрогеологическим режимом. Исходя из этих требований стационарные посты необходимо оборудовать гидрогеологическими скважинами.

Для наблюдения за уровнем надмерзлотных вод на территории стационарного поста необходимо пробурить 2 гидрогеологические скважины, которые должны быть расположены на полосах отвода с правой и левой сторон автодороги (см. рис. 3).

На ключевых участках с водоносной таликовой зоной для контроля за уровнем подземных вод необходимо дополнительно пробурить 2 гидрогеологические скважины. Для выполнения контроля уровня подземных вод в скважине необходимо проводить режимные гидрогеологические наблюдения. Измерения уровня воды в скважине осуществляется с помощью логгерных систем, которые позволяют в автоматическом режиме с заданной периодичностью проводить замеры гидростатического давления воды и ее температуры. В результате этих наблюдений выявляется динамика уровня подземных вод и составляется прогнозная оценка изменения несущей способности грунтов основания в зоне развития водоносных таликов.

При наличии поверхностного водоема, в пределах ключевого участка, приводится сравнение уровней воды в водоеме и гидрогеологических скважинах в течении года. В результате анализа этих данных определяется наличие или отсутствие гидравлической связи водоносного талика с этим водоемом. При обнаружении гидравлической связи, с помощью геофизических исследований определяются геометрические параметры путей фильтрации подземных вод. В конечном итоге дается прогнозная оценка развития потенциальных экзогенных геологических процессов в грунтах основания автомобильной дороги, связанных с деятельностью подземных вод.

Гидрометеорологические наблюдения. Согласно СП 482.1325800.2020 [5] и СП 11-103-97 [2] проектировка, строительство и эксплуатация сооружений должно сопровождаться комплексным изучением гидрометеорологических условий территории строительства и прогнозом возможных изменений этих условий в результате взаимодействия с объектом с целью получения необходимых и достаточных материалов для принятия обоснованных проектных решений. Для получения локальных климатических данных ключевого участка на посту геотехнического мониторинга необходимо установить автоматизированную метеостанцию.

Плотности теплового потока. Для составления прогнозных моделей изменения инженерно-геокриологических условий в системе «атмосфера – грунт» и его достоверности требуется учёт изменения плотности теплового потока на поверхности автодороги и приповерхностных горизонтах грунтового массива прилегающих территорий. Для этого необходимо произвести мониторинг за динамикой изменения плотности теплового потока с помощью автоматизированных систем наблюдения, наблюдения производятся с помощью датчиков тепловых потоков с логгерными системами. Датчики должны быть установлены на поверхности автодороги и на глубине 15 см от поверхности полотна и откосов дороги и от поверхности грунта в естественном ландшафте. метеорологических параметров.

Деформации дорожного полотна, насыпи и развития криогенных процессов. Согласно ОДМ 218.2.091-2017 [1], СП 25.13330.2020 [3] и СП 305.1325800.2017 [4] геотехнический мониторинг должен включать в себя контроль за деформациями сооружений. Для выполнения этого условия необходимо устройство системы контроля за осадками/пучением дневной поверхности. Основным инструментом при этом является выполнение нивелировки местности на базе ранее подготовленной сети геодезических марок и реперов. В дополнение к этому необходимо проводить мерзлотно-ландшафтную съемку с частотой не менее 1 раза в год. Для детализации полученных результатов

предлагается применять анализ аэрофото- и космических снимков, использовать лазерный сканер, позволяющий получать высокоточные 3-х мерные модели местности с минимальными трудозатратами.

Таким образом, для своевременного прогноза и качественного выполнения ремонтно-восстановительных работ необходимо обустройство специальных мониторинговых стационарных постов на ключевых участках с различными инженерно-геокриологическими условиями. Получение информации с этих постов позволит осуществлять контроль за состоянием дорожной конструкции и оценить возникновение и динамику неблагоприятных криогенных процессов на ранней стадии. Анализ полученной информации даст возможность разработать и усовершенствовать методики восстановления и поддержания мерзлотно-грунтовых условий автодороги и учесть их при проектировании и проведении ремонтно-восстановительных работ.

Литература

1. ОДМ 218.2.091-2017 Геотехнический мониторинг сооружений инженерной защиты автомобильных дорог. М., Росавтодор, 2017. 91 с.
2. СП 11-103-97 Инженерно-гидрометеорологические изыскания для строительства. М., 2004. 29 с.
3. СП 25.13330.2020 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., 2020. 135 с.
4. СП 305.1325800.2017 Здания и сооружения правила проведения геотехнического мониторинга при строительстве. М., 2017. 61 с.
5. СП 482.1325800.2020 Инженерно-гидрометеорологические изыскания для строительства. М.: Стандартинформ, 2020. 46 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ 25 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ В АНАДЫРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (ЧУКОТКА)

Трегубов О.Д., Уяганский К.К.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия, tregubov2@yandex.ru, uyagansky@yandex.ru

В докладе приведены результаты наблюдений глубины сезонного протаивания и температуры деятельного слоя на трех площадках CALM, расположенных в типичных мерзлотных ландшафтах приморской низменности. Показаны приемы моделирования линейных трендов мощности деятельного слоя путем выделения краткосрочных колебаний. Отмечено влияние 10 - летних циклов увеличения глубины протаивания на активность криогенных процессов. Обосновано включение сезонной льдистости в число объектов мониторинга деятельного слоя. Предложено использовать результаты мониторинга для краткосрочного и локального прогнозирования изменения климатических условий.

RESULTS OF 25 YEARS OF OBSERVATIONS OF THE ACTIVE LAYER IN THE ANADYR LOWLAND (CHUKOTKA)

Tregubov O.D., Uyagansky K.K.

North-Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute N.A. Shilo FEB RAS, Magadan, Russia, tregubov2@yandex.ru, uyagansky@yandex.ru

The report presents the results of observations of the depth of seasonal thawing and the temperature of the active layer at three sites CALM located in typical permafrost landscapes of the seaside lowland. Methods of modeling linear power trends of the active layer by isolating short-term fluctuations are shown. The influence of 10-year cycles of increasing the depth of thawing on the activity of cryogenic processes was noted. The inclusion of seasonal underground ice in the number of monitoring objects of the active layer is justified. The monitoring results are proposed to be used for short-term and local forecasting of changes in climatic conditions.

Наблюдения в криолитозоне мощности и температуры деятельного слоя ведутся более полувека в рамках различных отечественных и международных проектов. Среди них наиболее известна и масштабна программа CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring), объединившая в 1991 году исследователей мерзлоты северного и южного полушария [6]. Измерения механическим способом выполняются на площадках

размером 100x100 м по сети 10x10 м и по профилям 1000 м с интервалом 50-100 м, а также путем определения глубины температуры «нулевого перехода» в мелких скважинах. На большей части площадок и профилей предусмотрены автоматические круглогодичные непрерывные измерения температур в ключевых точках деятельного слоя с помощью устройств Novo Onset. На Чукотке наблюдения сезонно-талого слоя на площадках CALM осуществляются в Анадырском (с 1994 г.) и Чукотском (с 2000 г.) районах автономного округа. В окрестностях г. Певека разбита площадка Янрапаакэнай, где начаты измерения температуры (2020) и мощности (2021) сезонно-талого слоя (СТС).

В последние годы перечень контролируемых параметров состояния кровли многолетней мерзлоты существенно расширился. Непосредственно на площадках и в их окрестностях наблюдаются микро- и нанорельеф, структура растительного покрова, измеряются эманации парниковых газов, сезонная льдистость и надмерзлотный сток [1-3]. Полевые наблюдения дополняются дистанционными методами [7]. Расширяется и перечень задач мониторинга кровли многолетней мерзлоты. Наряду с классической оценкой активности криогенных процессов в условиях изменения климата, определением трендов увеличения глубины протаивания и повышения температуры кровли многолетней мерзлоты, изучаются процессы, определяющие устойчивость мерзлотных ландшафтов, анализируются краткосрочные колебания глубины протаивания и показателей климата. В настоящем докладе кратко охарактеризованы основные результаты наблюдений СТС в Анадырской низменности и выводы, определяющие направления и перспективы дальнейших исследований.

Анадырская низменность площадью 35 тыс. км² расположена в берингоморской части Чукотки в пределах южных кустарниковых тундр в нижнем течении рек Анадырь, Танюрер, Великая, Канчалан. Климат территории субарктический морской и умеренно континентальный, среднегодовая температура на период 1981-2010 г. – (-5) °С. Осадков выпадает 382 мм в год, из них большая часть в зимний период. Мощность сплошной многолетней мерзлоты с севера на юг уменьшается с 300 до 50 м, где она становится прерывистой. Температура мерзлых грунтов на подошве слоя годового теплооборота изменяется с севера на юг от -7 до -1 °С. Глубина сезонного протаивания в ненарушенных условиях в типичных ландшафтах низменности – 45-55 см.

В границах Анадырской низменности наблюдения деятельного слоя ведутся на трех площадках, расположенных в типичных мерзлотно-ландшафтных условиях территории. Площадка Мыс Рогожный (1994), далее Онемен расположена на северном побережье одноименного залива эстуария Анадыря в пределах уплощенной вершины тундрового увала абсолютной высотой 27 м (64° 47' с. ш., 176° 58' в. д.). Площадка покрыта климаксовыми кочкарными кустарничково-мохово-пушицевыми тундрами с высотой кочек 14-20 см. В разрезах деятельного слоя мощностью 50-60 см преобладают тундровые глееватые иллювиально-гумусовые почвы. С 2004 г. проводится мониторинг термоабразии по прилегающей береговой линии, протяженностью более 6 км.

Площадка Дионисий (1996) расположена в южном подножье одноименного горного кряжа с абсолютной отметкой высот угловых точек 122-127 м (64° 05' с. ш., 177° 04' в. д.). Наблюдаемый участок занимает фрагмент крупнокочкарной бугристой кустарничковой мохово-разнотравной тундры с порослью ольхи, пятнами-медальонами и потоками поверхностного стока. Почвенный покров, как и растительность – мозаичны. Описаны торфяные, торфянистые, иллювиально-гумусовые, глеевые и глееватые почвы. Глубина сезонного протаивания 50-100 см. На удалении 2 км к югу от площадки наблюдается термоэрозия и термокарст по повторно-жильным льдам полигональной тундры.

Площадка Круглая (2010) находится в устье одноименной реки в 500 м от восточного берега залива Онемен. Площадка расположена в днище озерно-болотной котловины занятой полигональной кустарничковой мохово-осоковой тундрой с отметками высоты 6-7 м (64° 38' с. ш., 176° 58' в. д.). В границах площадки выделены: участок редко кочкарной мохово-пушицевой тундры, заболоченные осоково-сфагновые фрагменты, полоса поросли ивы с мохово-разнотравным нижним ярусом. Описаны торфяные, торфянистые, иллювиально-гумусовые профили тундровых почв. В пределах площадки наблюдается термокарстовое озеро-блюдец размером 15x17 м и глубиной 0,5-0,7 м (по состоянию на 2020 год).

Температура воздуха по данным метеостанции Анадырь за 25 лет наблюдений возросла на 1,7 °С, годовая сумма осадков уменьшилась на 135 мм. При этом межгодовые колебания температуры воздуха достигали 3 °С, суммы осадков – 250 мм. В тот же период среднегодовая температура деятельного слоя в интервале глубин 20-50 см на площадке Онемен увеличилась на 2,5 °С. Среднегодовые температуры деятельного слоя площадки Дионисий остались без изменений.

Глубина протаивания на площадке Онемен, занимающей в рельефе автономное положение, возросла на 15 см или 36 % от начального значения. Несколько меньший рост глубины протаивания отмечен в транзитных (трансупераквальных) условиях площадки Дионисий – 27 %. Промежуточную позицию занимает площадка Круглая с супераквальной позицией. С учетом ретроспективной интерполяции данных увеличение мощности сезонноталого слоя в ее пределах за 26 лет составило 12 см или 34% (Рис. 1).



Рис.1. Динамика сезонного протаивания на площадках: 1 – Онемен, 2 – Дионисий, 3 – Круглая (наблюденная), 4 – Круглая (интерполяция)

Коэффициент детерминации аппроксимации кривых сезонного протаивания линейной моделью для площадок: Онемен - 0,47; Дионисий – 0,22. Это указывает на невысокую точность, сделанных оценок. Статистические оценки связей сезонного протаивания с климатическими параметрами указали на температуру воздуха и продолжительность теплого периода года, коэффициенты корреляции – 0,55-0,58 и 0,72-0,66 соответственно. Корреляция годового количества осадков с глубиной протаивания отрицательна и малозначима. На графиках, составленных для площадок Онемен и Дионисий можно уверенно выделить колебания глубины сезонного протаивания с периодом 2,7 и 8-12 лет с амплитудой 3-5 и 9-13 см (См. рис. 1). Экстремумы коротких

колебаний корреляционно связаны с периодичностью изменений среднегодовой температуры воздуха. 10-летние циклы колебаний мощности СТС коррелируют с увеличением продолжительности теплого периода года [5].

Для того чтобы очистить тренды роста глубины протаивания от краткосрочных динамик было выполнено их математическое и графическое моделирование [4]. На рисунке 2 показан обновленный вариант математического моделирования для графика глубины протаивания площадки Онемен по состоянию на 2021 год. Как видно достоверность линейного моделирования роста глубины несколько повысилась. В основном за счет «очистки» графика от 10-летних циклов. Однако избавиться от шума коротких 3-летних колебаний не удалось в связи с непостоянством их периода.

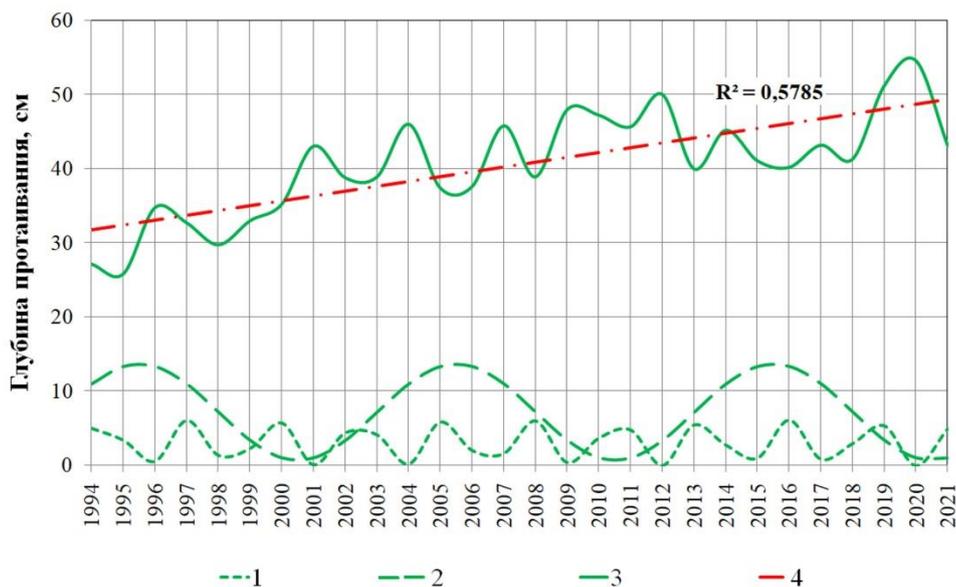


Рис. 2. Математическое моделирование колебаний глубины протаивания для площадки Онемен: 1-2 - синусоиды колебаний глубины сезонного протаивания с периодом 2,7 лет (1) и 10 лет (2); 3 - расчетные остатки глубины сезонного протаивания (математическое моделирование); 4 – линейный тренд к графику остатков

Графическая правка синусоид показала лучший вариант. В результате «ручной» корректировки положения и амплитуды экстремумов удалось добиться практически идеального графика остатков линейного вида (Рис. 3). Коэффициент детерминации возрос до 0,96.

Анализ данных наблюдений криогенных процессов показал, что с положительными экстремумами колебаний с периодом 8-12 лет коррелируют катастрофические проявления термоабразии и термоэрозии, активизация термокарста. Усиление криогенных процессов сопровождается разрушением берегов Анадырского лимана, спуском термокарстовых озер. Положительные экстремумы этих циклов фиксируются локальным повышением температуры ММП на глубине 20 м.

Если 8-12-летние колебания глубины протаивания однозначно синфазны с изменениями продолжительности теплого периода года, то соотношение коротких колебаний с показателями климата имеет более сложный характер. Такую же продолжительность периода имеют межгодовые колебания суммы осадков холодного периода года, среднезимняя и среднегодовая температура воздуха. Однако по фазе наблюдается смещение этих осцилляций относительно экстремумов коротких колебаний протаивания на 1, реже 2 года. Детальный мерзлотно-климатический анализ совокупности наблюдаемых колебаний обратил внимание на роль в увеличении глубины деятельного слоя условий его промерзания в предшествующий осенне-зимний период.

Это касается степени увлажнения почв, времени наступления устойчивых заморозков и формирования снежного покрова. Факторов, определяющих образование и распределение сезонных льдов в деятельном слое.

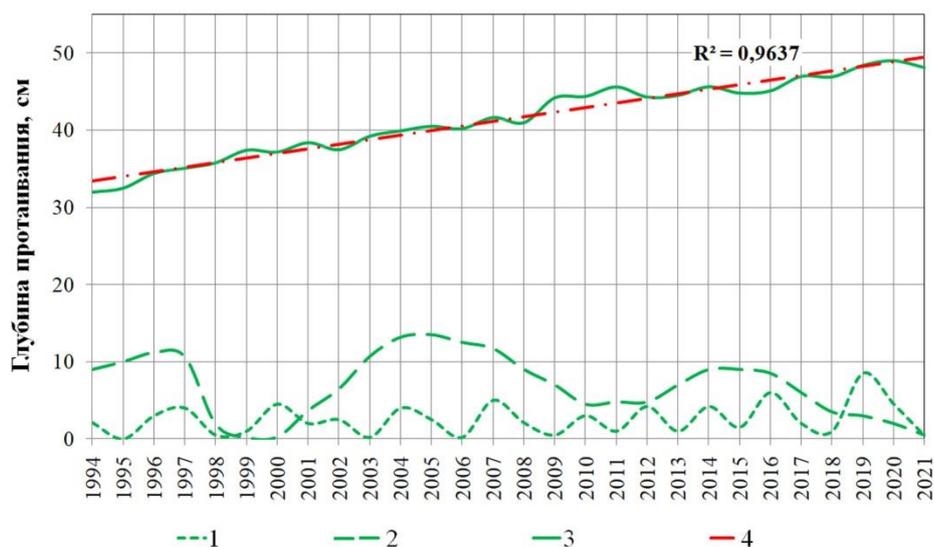


Рис. 3. Графическое моделирование колебаний глубины протаивания для площадки Онемен: 1-2 - графики колебаний глубины сезонного протаивания с периодом 2-3,5 лет (1) и 8-12 лет (2); 3 - расчетные остатки глубины сезонного протаивания (графическое моделирование); 4 – линейный тренд к графику остатков

В 2018 году с целью организации мониторинга сезонной льдистости деятельного слоя в окрестностях Анадыря в границах типичных мерзлотных ландшафтов низменности были разбиты 2 профиля, общей протяженностью 2,5 км. Ежегодно после схода снежного покрова в 10 точках производится опробование деятельного слоя до глубины 50 см с интервалом 5-15 см. Весовая и объемная льдистость проб определяется термостатно-весовым методом. Первые результаты наблюдений показали межгодовую динамику общей льдистости разреза на 10-15%, глубины залегания и мощности льдистых горизонтов (5-10 см). Очевидно, что в совокупности с температурой воздуха сезонная льдистость существенно влияет на скорость и глубину протаивания СТС.

Расчеты запасов талых вод сезонных льдов в типичных мерзлотных ландшафтах низменности [3] подтвердили предположения об их существенной роли в формировании надмерзлотных вод и питании рек в летнюю межень (Рис. 4).

Это заключение стало основанием для планирования и организации в 2020 году мониторинга условий формирования и стока надмерзлотных вод деятельного слоя. В рамках этого направления мониторинга дистанционно и натурно обследован бассейн ручья Промысловый, изучено 36 озер различного генезиса [7]. В водоемах и водотоках установлены устройства автоматического контроля уровня, температуры и минерализации воды. Ожидается, что в 2024-26 годах будут получены первые результаты мониторинга надмерзлотных вод.

Подводя итоги, отметим, что существенный рост глубины сезонного протаивания (до 36 %) не оказал заметного влияния на состояние и устойчивость мерзлотных ландшафтов Анадырской низменности. Увеличение среднегодовой температуры на подошве деятельного слоя зафиксировано (Онемен) лишь в условиях аномально низкой, вероятно, реликтовой температуры ММП: 5,5-6 против 3-4,5 °С на большей части Анадырской низменности. График изменения глубины протаивания соответствует

временному ряду Фурье и может быть очищен от короткопериодных колебаний. Зафиксированный линейный тренд увеличения глубины протаивания может быть фрагментом восходящей ветви синусоиды с периодом колебаний 90-100 лет. В этом случае стабилизации роста глубины протаивания следует ожидать через 20-25 лет при мощности СТС на площадке Онемен 75-80 см. В многочисленных разрезах береговых обрывов залива Онемен эта величина соответствует сумме мощностей современного деятельного слоя и льдистого переходного слоя.

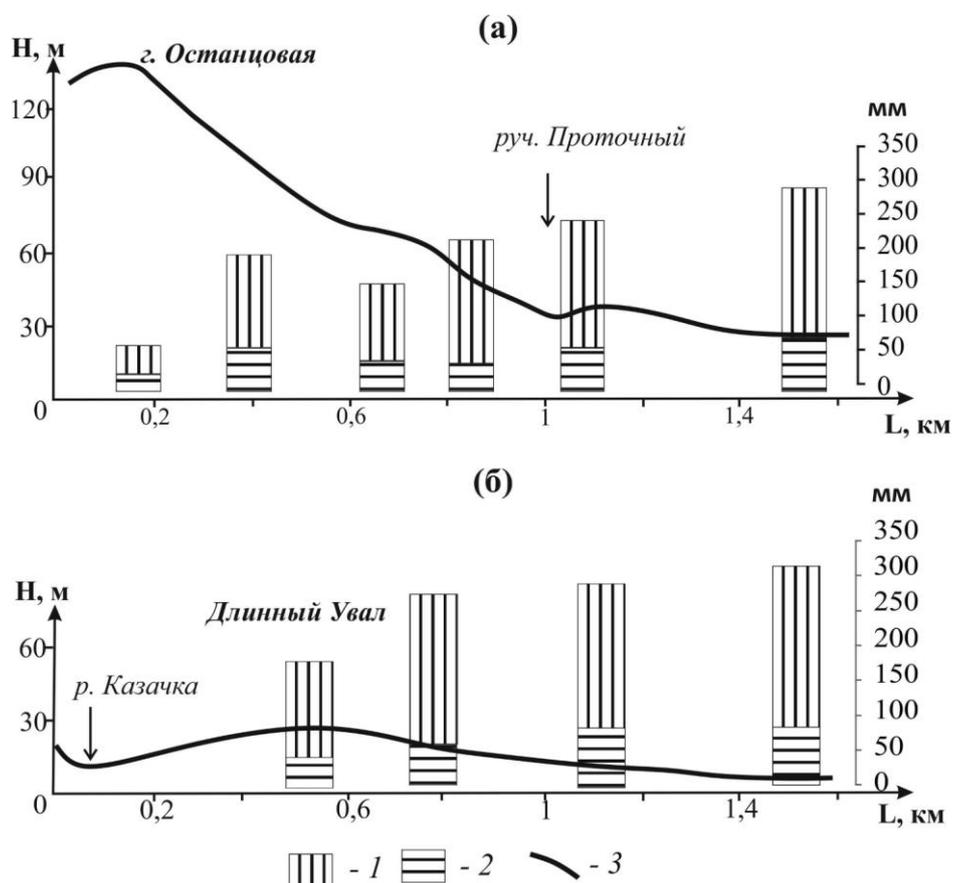


Рис. 4. Изменение льдистости деятельного слоя в мм водного слоя для интервалов глубин 0-30 см (1) и 30-50 см (2) на типичных гипсометрических профилях района (3) в 2019 году

Результаты мониторинга деятельного слоя и криогенных процессов показывают закономерный характер изменений параметров, тесную связь показателей динамики кровли ММП с ландшафтными и мерзлотно-климатическими условиями территории. Это позволяет, анализируя временные ряды наблюдений не только оценивать риски деградации многолетней мерзлоты в связи с изменениями климата, но и прогнозировать сами эти изменения в пределах конкретных территорий, по крайней мере, в краткосрочной перспективе. Принципиальным отличием между мониторингом температуры воздуха и кровли многолетней мерзлоты является тот факт, что атмосфера выступает динамичным возмущающим фактором, а кровля ММП в совокупности с рельефом и почвенно-растительным покровом – относительно статичной адаптирующей и депонирующей внешнее воздействие средой. В отличие от воздуха атмосферы, мерзлые и сезонно-талые грунты кровли ММП способны депонировать (временно накапливать) неадаптированное тепло (холод), следствием чего становится деградация или новообразование многолетней мерзлоты. В этом плане ряды многолетнего мониторинга температуры ММП, в части прогнозирования климатических изменений и

их последствий, обладают несомненным преимуществом перед данными наблюдений атмосферы.

Несомненно, актуальным является установление и изучение факторов определяющих устойчивость кровли мерзлоты к колебаниям климатических показателей. Это необходимо для рационального хозяйственного освоения криолитозоны, оценки рисков техногенного воздействия в условиях закономерных изменений климата. Для низменностей криолитозоны таким фактором и объектом мониторинга является надмерзлотный водоносный горизонт.

Литература

1. Замолодчиков Д.Г., Краев Г.Н., Маслаков А.А. Стационарные наблюдения за активным слоем и потоками парниковых газов в тундрах восточной Чукотки / Стационарные экологические исследования: опыт, цели, методология, проблемы организации. Материалы Всероссийского совещания. Центрально-Лесной государственной природный биосферный заповедник, Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Институт лесоведения РАН. 2016. С. 55-59.
2. Мажитова Г.Г., Каверин Д.А. Динамика глубины протаивания и осадки поверхности почвы на площадке CALM в 1996-2006 гг. (Европейский Северо-Восток) // Вестник института биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. № 9 (119). 2007. С. 17-20.
3. Трегубов О. Д., Гарцман Б. И., Тарбеева А. М., Лебедева Л. С., Шепелев В. В. Пространственная и временная динамика источников питания и водного режима реки Угольная-Дионисия (Анадырская низменность, Чукотка) // Водные ресурсы, 2021, том 48, № 4. С. 1-12
4. Трегубов О.Д. К вопросу о природе короткопериодных колебаний глубины сезонного протаивания // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 4, 2019. С. 3-17.
5. Трегубов О.Д., Уяганский К.К., Нутевекет М.А. Мониторинг мерзлотно-климатических условий Анадырской низменности // География и природные ресурсы. 2020, № 2. С. 143–152
6. Brown, J., K. M. Hinkel, and F. E. Nelson. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // Polar Geography. 2000. №24 (3). P. 165–258.
7. Tregubov O.D., Glotov V. E., Konstantinov P. Ya., Shamov V. V. (2021). Hydrological Conditions Of Drained Lake Basins Of The Anadyr Lowland Under Changing Climatic Conditions. Geography, Environment, Sustainability, 4(14), p. 41-54.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕХНИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА УЧЕБНО-НАУЧНОМ ПОЛИГОНЕ ХАНОВЕЙ

Уварова А.В.¹, Исаев В.С.², Комаров И.А.², Сергеев Д.О.³, Кошурников А.В.², Котов П.И.²

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Россия,
uvarova@geokhi.ru

²МГУ имени М.В. Ломоносова, Россия; *tpomed@rambler.ru*

³Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; *sergeevdo@gmail.com*

Исследование направлено на описание изменений, происходящих как во временном, так и в пространственном плане для района Большеземельской тундры. Ежегодно на научно-исследовательском полигоне Хановой кафедры геокриологии МГУ проводятся работы по мерзлотному картированию, изучению состава и свойств пород на разных элементах рельефа, геофизические исследования и термометрия. Многолетнемерзлые породы имеют мощность около 80-90 м согласно геофизическим данным, но их кровля залегает на глубинах от 0.5 до 4 - 5 м. В понижениях рельефа располагаются несквозные талики, они могут достигать глубины 20 м.

RESULT OF GEOTECHNICAL MONITORING AT THE SCIENTIFIC TEST SITE KHANOVEY

Uvarova A.V.¹, Isaev V.S.², Komarov I.A.², Sergeev D.O.³, Koshurnikov A.V.², Kotov P.I.²

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Russia *uvarova@geokhi.ru*

²Lomonosov Moscow state university Department of Geocryology, Russia, *tpomed@rambler.ru*

³Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Russia, *sergeevdo@gmail.com*

The study is aimed at description of the changes taking place both in time and in space for the region of the Bolshezemelskaya tundra. Every year, at the research site Khanovey of the Department of Geocryology of Moscow

State University, work is carried out on permafrost mapping, the study of the composition and properties of rocks on different relief elements, geophysical research and thermometry. Permafrost rocks have a thickness of about 80–90 m according to geophysical data, but their roof lies at depths from 0.5 to 4–5 m. In relief depressions, non-through taliks are located, they can reach a depth of 20 m.

Описание района исследований. Исследуемый участок расположен за полярным кругом на Северо-Востоке Республики Коми, на границе юго-восточной части Большеземельской тундры и западного склона гор Полярного Урала (рис. 1), в долине реки Воркута [1].

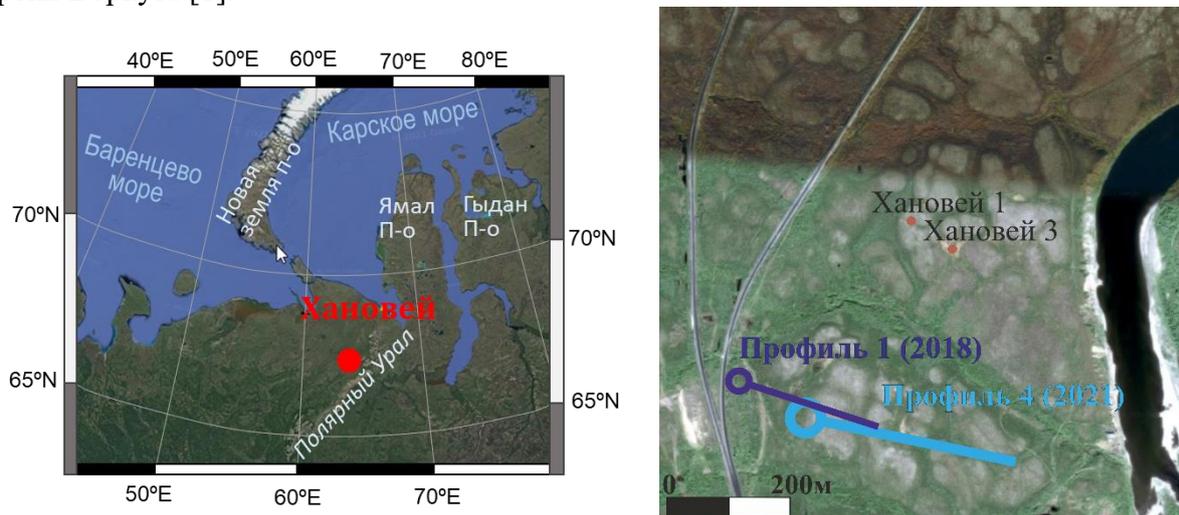


Рисунок 1. Расположение района исследований (слева). Космоснимок [5] научно-исследовательского полигона Хановей, с обозначенными скважинами и геофизическими профилями (справа).

Характерная особенность региона – повсеместное распространение крупнобугристой (крупноблочной) структуры мезорельефа, основные части которой – поверхность блока и его склоны – различной морфологии. Высота блоков составляет от 0.5 до 2 м при поперечных размерах 50–70 м на 25–45 м. На основных структурных элементах макрорельефа (водораздел, склон, речная долина) крупнобугристая структура различна. [2]

Исследуемый район характеризуется сплошным развитием с поверхности четвертичных отложений, залегающих на коренных пермских породах. На вскрытую глубину до 5 метров четвертичные отложения представлены современными аллювиальными и покровными образованиями, толщиной надморенных аллювиальных отложений. Эрозионные формы выработаны постоянными и временными водными потоками.

Наиболее плоские участки – пойма и возможная поверхность первой террасы, часто обводнены и заболочены, из-за наличия в подстилающих породах непроницаемых пород – плотных суглинков и отепляющего влияния движущейся воды. Для этих плоскостей характерны заросли осоковой растительности.

Учебно-научный полигон Хановей находится в зоне прерывистого распространения мерзлых толщ. Температура грунтов в Воркутинском районе изменяется от 0 до $-2,0^{\circ}\text{C}$. Прерывистость мерзлых толщ, главным образом, связана с таликами гидрогенного и радиационно-теплового типа. Расчлененность сквозными подошвенными таликами чаще встречается в обширных, приуроченных к областям опускания, в заболоченных и в заозеренных депрессиях. Мощность многолетнемерзлых пород колеблется в широких пределах: типичная мощность для Воркуты – 50 – 100 м, для Инты – 8 – 10 м [4].

Методы исследований

Термометрические измерения. При проведении термометрии на исследуемых площадках использовали термокосы фирмы Нобо. Измерения проводились каждые 3 часа. В качестве записывающих устройств используются логгеры фирмы НОВО. Записанные на логгеры значения температур переносятся на компьютер в виде электронного файла WorkPad, при обработке данных которого получают температурное поле массива исследуемых пород. Основными характеристиками температурного режима являются:

- 1) Амплитуда годовых колебаний температуры пород на поверхности земли;
- 2) Температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд;
- 3) Глубина слоя сезонного оттаивания.

Геофизические измерения. Электрическая томография (электротомография) является модификацией метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с использованием многоканальных (многоэлектродных) установок. В этой модификации метода ВЭЗ вдоль профиля наблюдений устанавливается набор электродов, расположенных на равных расстояниях. При проведении измерений электроды многократно используются в качестве, как приемных, так и питающих.

Измерения проводились аппаратурой российского производства (НЕМФИС, Россия) «СКАЛА-64» и аппаратурой SYSCAL Pro 48 (IRIS Instruments, Франция). Комплект аппаратуры представляет собой электротомографическую станцию, электроразведочные косы, электроды и соединители коса-электрод. При работе использовался протокол измерений трехэлектродной комбинированной установки AMN-MNB. Электрод бесконечности располагался перпендикулярно от каждого профиля на расстоянии около 600-800 метров, что исключало его влияние. Исследования проводились на токе 30-70 мА и напряжении генератора 75 мВ. Разбивка геофизических профилей и привязка точек физических наблюдений осуществлялась при помощи дифференциальных GPS приемников Trimble R8 [4].

Обработка данных электротомографии происходит в 2 программах, обеспечивающих обработку и интерпретацию результатов. Программа X2ipi необходима для обработки полевых данных, фильтрации от шумов и случайных выбросов, ввод данных о рельефе. Далее в программе Res2dInv (GEOTOMO SOFTWARE, Малайзия) производится 2-х мерная интерпретация данных в полуавтоматическом режиме с учетом вертикальных и горизонтальных неоднородностей [4].

Зондирование становлением поля в ближней зоне. Работы методом ЗСБ выполнялись аппаратным комплексом «ТЕМ-FAST» (AEMR, Ltd., Нидерланды). Аппаратуры состоит из генератора прямоугольных импульсов тока и совмещенного синхронизированного с ним измерителя. В качестве излучающей и приемной антенны используются квадратные петли медного провода.

Результаты.

Среднегодовая температура пород измерена на разных элементах рельефа. Бугры имеют температуру пород $-0,5^{\circ}\text{C}$ и амплитуду колебания температуры поверхности пород $39,3^{\circ}\text{C}$, согласно данным скважины Хановой-1. В межбугровых понижениях и, в особенности, под дном термокарстового озера, температура пород близка к температуре начала замерзания пород $-0,1^{\circ}\text{C}$. Амплитуда колебания температуры для данного типа местности $33,8^{\circ}\text{C}$. [4]

Мощность слоя сезонного оттаивания изменялась от 3,2 до 4,4 м, согласно термометрическим измерениям на поднятии (скважина Хановой-1). В скважине Хановой-3 совершенно иная ситуация, она расположена в зарастающем термокарстовом озере с подозерным таликом, и судя по данным термометрии, он не промерзает

полностью, в данном месте лишь происходит сезонное промерзание, его глубина в разные годы была от 0,8 м до 1,4 м.

Время формирования слоя сезонного оттаивания и его последующее убывание происходит с Мая по Октябрь. Слой сезонного промерзания, формирующийся в термокарстовом озере (скважина Хановей-3), формируется и развивается в тех же временных рамках.

Геофизические исследования. Измерения электрофотографией показали, что удельное электрическое сопротивление на изучаемой территории изменяется от 5 до 3000 Ом·м. Измерения на профиле 1 (Рис. 1 справа) в 2018 году показали, что в межбугровых понижениях наблюдаются зоны с более низким сопротивлением, от 5 до 74 Ом·м, что интерпретируется как талые породы. Поднятия или бугры имеют значения сопротивления гораздо выше от 200 до 3000 Ом·м, что явно свидетельствует многолетнемерзлых породах. Верхний слой, изменяющейся от 1 до 5 м, также с пониженными значениями сопротивления, интерпретируется как слой сезонного оттаивания, его мощность хорошо коррелирует с данными термометрии (рис. 2 б).

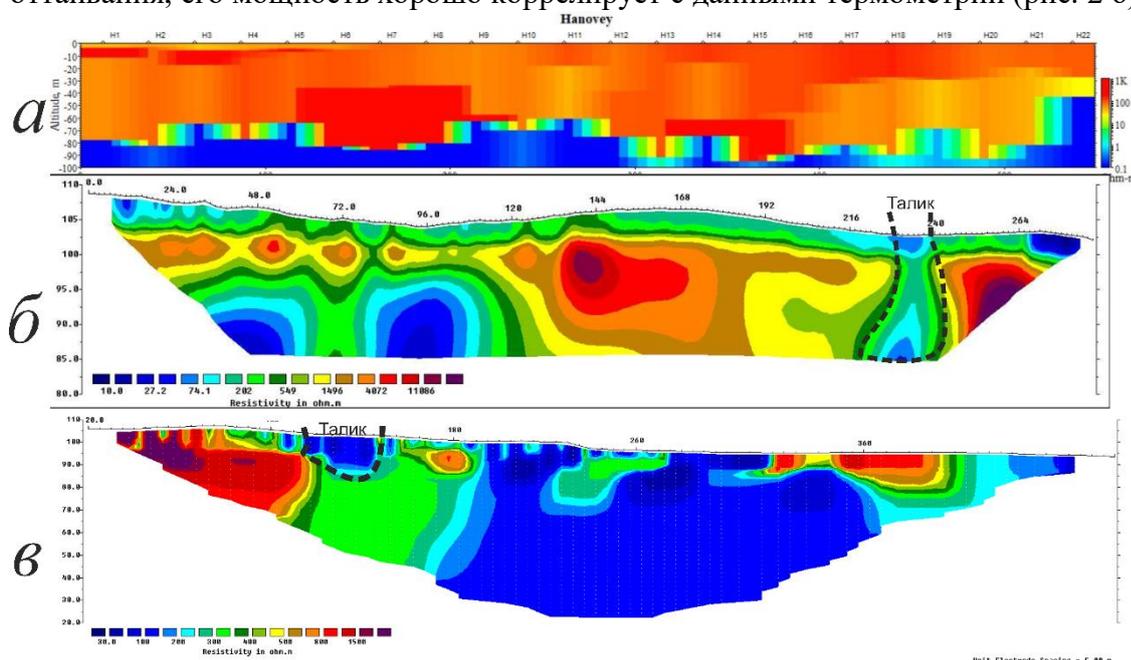


Рисунок 2. Геоэлектрический разрез по профилю №1 (метод ЗСБ) 2018 – а [3]; геоэлектрический разрез по профилю 1 (по данным метода электротомографии) 2018 – б; Результат инверсии данных электротомографии в Res2DInv (геоэлектрический разрез по профилю 4.) 2021 – в.

Измерения методом становления магнитного поля в ближней зоне (ЗСБ) не дали такой же яркой картины на этом профиле, но позволяют оценить мощность многолетнемерзлых пород. Она изменяется от 80 до 100 м, что подтверждается литературными данными. Судя по тому, что область под крупной ложбиной стока имеет кажущееся сопротивление 80-90 Ом·м, более характерное для многолетнемерзлых пород, талик под ней не сквозной и имеет глубину около 20 м (рис. 2 а, б). Сопоставление разреза электрофотографии за 2018 и разреза за 2021 годы также подтверждает данное предположение (рис. 2 б, в).

Литература

1. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., Чижова Ю.Н. Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры // Доклады Российской академии наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 101–105.

2. Chesnokova I. V., Bezdelova A. P., Sergeev D. O., Tananaev N. I., Ishakina E. A. The Signs and the Role of Structures of Subsurface Flow in Permafrost Zone // *Water Resources*, 2021, Vol. 48, No. 5, pp. 804–812.
3. Isaev V.S., Kotov P.I., Sergeev D.O. Technogenic Hazards of Russian North Railway. // *Transportation Soil Engineering in Cold Regions; Lecture Notes in Civil Engineering*; Springer: Singapore, 2020; Volume 1. pp 311-320
4. Isaev V.; Kioka A.; Kotov P.; Sergeev D.O.; Uvarova A.; Koshurnikov A.; Komarov O. Multi-Parameter Protocol for Geocryological Test Site: A Case Study Applied for the European North of Russia // *Energies* 2022, 15, 2076
5. <https://www.google.com/maps/> дата обращения – 29.03.2021

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОРОД В СЛОЕ ГОДОВЫХ ТЕПЛОБОРОТОВ НА СТАЦИОНАРЕ МАРРЕ-САЛЕ ЗА ПЕРИОД 2008-2021 ГГ.

Федотов Д.А.¹, Дубровин В.А.², Лисицына О.М.¹

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; fedanil@rambler.ru; olyalisitsyna@yandex.ru

² ФГБУ "Гидроспецгеология", Москва, Россия; dva946@yandex.ru

Мощность слоя годовых теплооборотов в разных скважинах в 2020 г. изменялась от 5-8 м до 16-21 м. Современные среднегодовые температуры пород варьируют в широком диапазоне – от -2.8 ... -4.9 °C на суше до -0.7 °C на береговой отмели в устье ручья. Общим для всех скважин является постепенное повышение температуры пород (вслед за повышением температуры воздуха) со скоростью от 0,14 до 0,03 °C/год в зависимости от ландшафтных условий. В соответствии с повышением среднегодовых температур пород во многих скважинах с 2008 г. произошло уменьшение мощности слоя годовых теплооборотов на 2-4 и даже 6 м.

DYNAMICS OF THE GROUND TEMPERATURE IN THE LAYER OF ANNUAL HEAT TURNOVER AT THE MARE-SALE KEY SITE FOR THE PERIOD 2008-2021.

Fedotov D.A.¹, Dubrovin V.A.², Lisitsyna O.M.¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; fedanil@rambler.ru; olyalisitsyna@yandex.ru

² FGBI "Hydrospetsgeology», Moscow, Russia; dva946@yandex.ru

The thickness of the annual heat turnover layer in different wells in 2020 varied from 5-8 m to 16-21 m. The current mean ground temperature varies in a wide range - from -2.8 ... -4.9 °C on land to -0.7 °C on the coastal shoal at the mouth of the stream. Common to all wells is a gradual increase in ground temperature (following an increase in air temperature) with a rate from 0.14 to 0.03 °C/year, depending on landscape conditions. In many wells since 2008, the thickness of the annual heat turnover layer has decreased by 2-4 and even 6 m, in accordance with the increase in mean ground temperature.

В докладе представлены результаты обработки данных наблюдений за температурным режимом многолетнемерзлых пород (ММП) в пределах геокриологического стационара Марре-Сале. Анализируются материалы геотемпературных измерений, проведенных ФГБУ ВСЕГИНГЕО и «Гидроспецгеология» с 2008 по 2021 гг. по 12 термометрическим скважинам глубиной 20 – 30 м и более.

Геокриологический стационар Марре-Сале расположен на западном побережье полуострова Ямал и включает часть акватории Карского моря. Территория исследования включает разные геоморфологические уровни: IV казанцевскую равнину, II и III морские террасы, лайду и мелководную часть моря. Наблюдательные скважины расположены в разных ландшафтных условиях северной тундры, которые отличаются дренированностью поверхности, видовым составом и мощностью напочвенного покрова и пр. Геологический разрез в слое годовых теплооборотов представлен песками разной

льдиности мощностью 5-10 м, которые подстилаются переслаивающимися суглинками, супесями, песками и глинами.

Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции Марресалья за весь период наблюдений (1914-2021 гг.) изменялась в пределах от $-2,5^{\circ}\text{C}$ до $-11,1^{\circ}\text{C}$. По линейному тренду среднегодовая температура за период повышалась на $0,015^{\circ}\text{C}/\text{год}$. При этом средняя многолетняя температура воздуха равна $-7,7^{\circ}\text{C}$, самый холодный месяц – февраль со средней температурой $-21,6^{\circ}\text{C}$, а самый теплый – июль с температурой $7,5^{\circ}\text{C}$. Годовая амплитуда колебаний температуры воздуха за период 1914-2021 гг. изменялась от 18,4 до 43°C . По данным 11 длиннорядных метеостанций севера Западной Сибири рост температуры воздуха отмечается с 1980-х гг. [1].

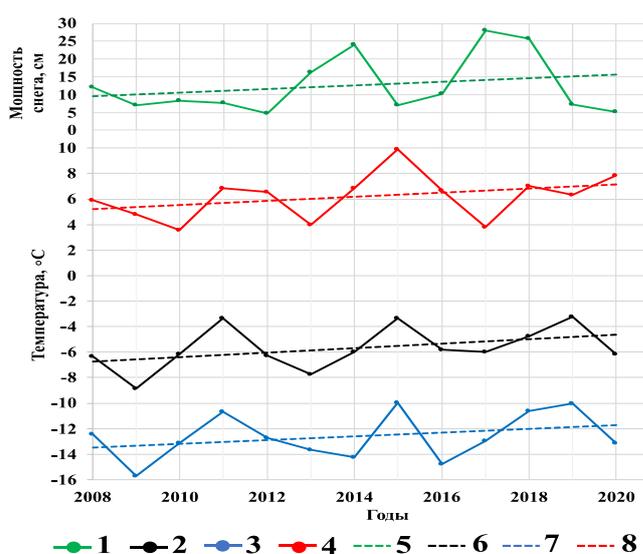


Рис.1. Мощность снежного покрова (1) и среднегодовая (2), среднезимняя (3) и среднелетняя (4) температуры воздуха. 5-8 – линии соответствующих трендов. Начало года – месяц сентябрь.

В 2008-2020 гг. отмечается более значительный рост по сравнению со средним за весь период наблюдений (здесь и далее за начало года принят месяц сентябрь, так как период наблюдений в скважинах начинается в сентябре и заканчивается в августе следующего года). Средняя температура воздуха повышалась от $-8,9^{\circ}\text{C}$ в 2009-2010 г. до $-3,2^{\circ}\text{C}$ в 2019-2020 г., с линейной скоростью $0,17^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ($y = 0,1789x - 366,07$; $R^2 = 0,1729$). Температура в этот период повышалась за счет и летних, и зимних температур. Амплитуда годовых колебаний температуры воздуха колебалась от 28 до $39,5^{\circ}\text{C}$. В колебаниях температуры воздуха четко проявляется периодичность в 4 года (рис.1).

Самым снежными годами за исследованный период являются 2017, 2018 и 2014 гг. со средней мощностью снежного покрова в 24 - 28 см. Минимальная мощность снега (4, 7 см) наблюдалась в 2012.

Ход изменения средней мощности снега во времени находится в противофазе с изменением температуры воздуха. Так, в теплые 2011 и 2019 годы мощность снега минимальна, а в относительно холодный 2017 г. – максимальна. На формирование мощности снежного покрова большое влияние оказывает ветер: снег сдувается с возвышенных участков, песчаных раздувов и накапливается до 2-3 м в понижениях рельефа. В результате мощность снежного покрова на больших площадях сравнительно небольшая (5-17 см). Плотность снега высокая, в начале зимы - несколько выше $0,2 \text{ г}/\text{см}^3$, а в конце января достигает $0,3-0,35 \text{ г}/\text{см}^3$.

Ход изменения климата, особенно температуры воздуха, оказывает решающее влияние на динамику температурного режима пород. Мощность слоя годовых теплооборотов определяется скоростью сокращения амплитуды годовых колебаний в массиве пород и оценивалась по изменению хода среднемесячных температур в разрезе.

За подошву этого слоя принимается глубина нулевых годовых амплитуд температурных колебаний (на практике - в течение года амплитуда не более 0, 2 °С).

Глубина нулевых годовых амплитуд температуры (H_0) в 2020 г. изменялась от 5-8 м (скв. 10-09 и 36) до 16-21 м (скв. 43, 3-01, 11-09 и 1-95). В большинстве скважин затухание годовых амплитуд температуры происходит на глубине 12 м. Отмечается связь H_0 со среднегодовой температурой пород (на подошве этого слоя) – чем выше температура, тем меньше H_0 . Соответственно, мощность слоя годовых теплооборотов также зависит от состава и свойств пород. В разрезах, где на глубине 5-7 м вскрыты залежи льда мощностью 6-7 м (скв. 3-01, 43), H_0 – 16-18 м. Мощность слоя годовых теплооборотов сокращается на заболоченных (скв. 36) или водонасыщенных участках (скв. 10-09), где значительные затраты тепла на фазовые переходы воды при промерзании пород слоя сезонного оттаивания.

Современные среднегодовые температуры пород на H_0 (t_{cp}) варьируют в широком диапазоне – от -2.2 ...-4.9 °С на суше до -0.7 °С на береговой отмели в устье ручья. Наиболее низкая t_{cp} (-4,8...-4,9°С) формируется в полигональной тундре на слабодренированной поверхности III террасы с мощным моховым покровом или маломощными торфяниками (скв. 2-78-13 и 32), также на поверхностях с песчаными раздувами, где залегают сильнольдистые пески (-4,6 °С, скв. 3-01). Для большинства остальных скважин на суше характерна t_{cp} в интервале -3.6...-4.0 °С.

По наблюдениям, проведенным в скважинах, общим для всех является постепенное повышение t_{cp} (рис.2), вслед за повышением температуры воздуха и общим изменением климата Арктики.

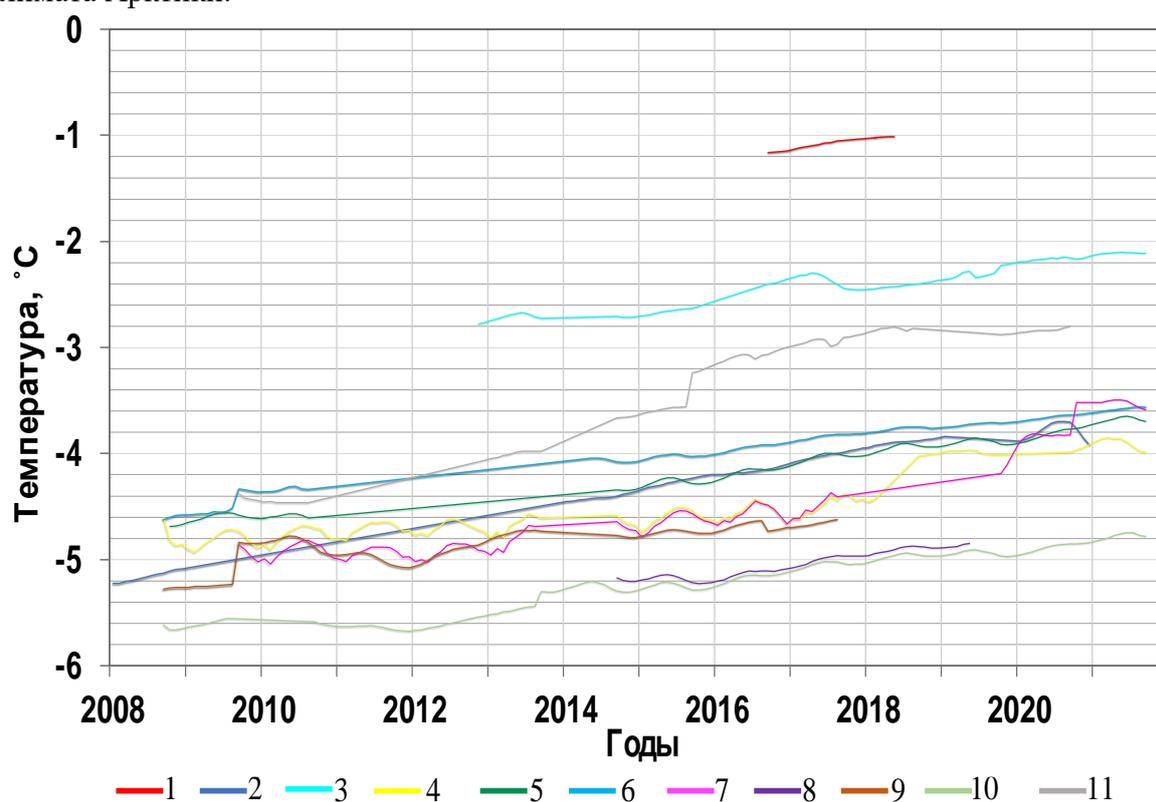


Рис. 2. Изменение среднегодовой температуры пород на глубине нулевых годовых амплитуд температуры в скважинах на отмели в устье ручья: 1 – скв. 10-09 ; на лайде: 2– скв. 2-01-13; на озерной пойме: 3 - скв. 36; на II морской террасе: 4 - скв. 1-95, 5 - скв. 43; на III морской террасе: 6 - скв. 7; 7 - скв. 11; 8 - скв. 2-78-13; 9 - скв. 3-01, 10 - скв. 32; на казанцевской равнине: 11 – скв. 4-09.

В начале наблюдений в год 2008-2009 в 8 скважинах, имеющих наиболее длительный ряд наблюдений, t_{cp} на суше составляла от -5.6 до -4.5°C , в среднем -4.9°C . За исследуемый период среднегодовая температура повысилась к 2020-2021 г. и составила $-4.8 \dots -2.8^{\circ}\text{C}$, в среднем -3.9°C .

Темпы повышения среднегодовой температуры пород (по линейному тренду) во времени изменяются в зависимости от геолого-географических условий. Максимальный темп роста t_{cp} во времени $-0.14^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (по тренду $y = 0.015x - 4.8193$; $R^2 = 0.9189$) отмечен в скв. 4-09, расположенной на казанцевской равнине. Минимальный темп $-0.03^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (тренд $-y = 0.0064x - 5.8239$; $R^2 = 0.9402$) – характерен для слабодренированной поверхности III террасы с полигональными тундрами и мелкими торфяниками, где с поверхности залегают льдистые пески (скв. 32). В большинстве скважин на II и III морских террасах темп повышения t_{cp} изменяется незначительно ($0.05-0.07^{\circ}\text{C}/\text{год}$), составляя в среднем $0.067^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

В слое годовых теплооборотов средняя на глубине температура пород изменяется от поверхности к подошве слоя. Однако ход изменения температуры различается в разные годы, отвечая короткопериодным изменениям климата. Так в период 2008-2011 гг., который характеризуется холодными малоснежными условиями, температура понижается (рис. 3). Вид температурных кривых для одного года также отличается в зависимости от ландшафтных условий. На рис. 3 проведен пример для дренированных поверхностей с кустарничково-лишайниковыми тундрами (рис. 3а) и слабодренированных поверхностей с полигональными кустарничково-моховыми тундрами и мелкими торфяниками (рис. 3б).

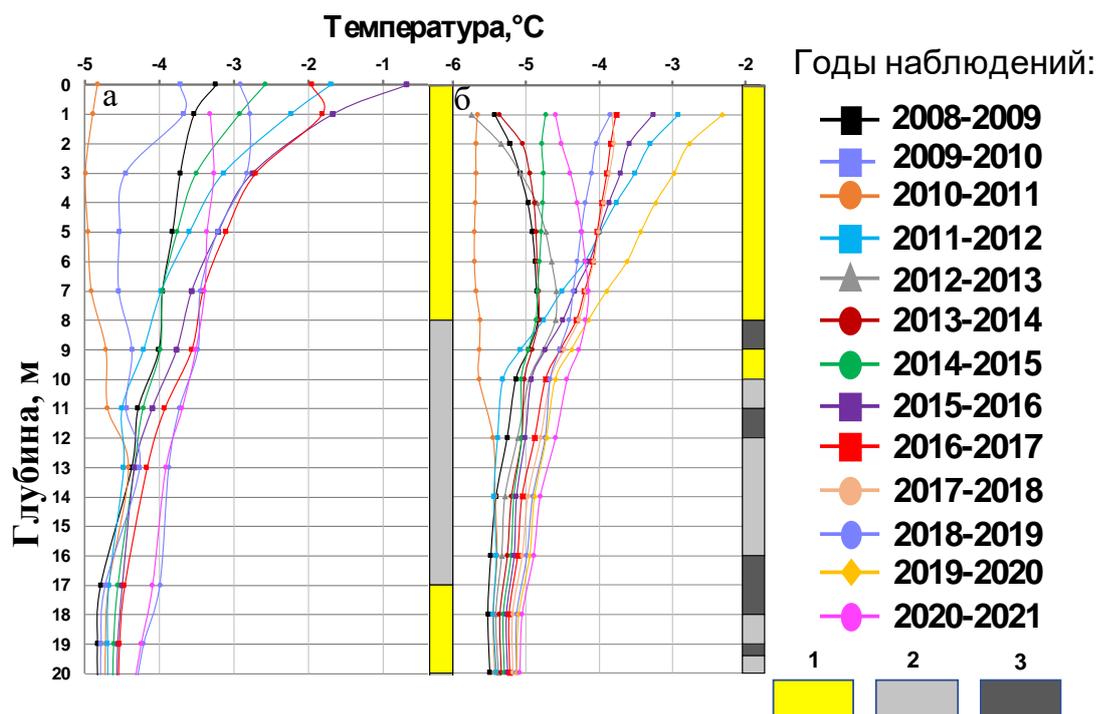


Рис.3. Изменение по глубине средних за год температур пород в скважинах 1-95 (а) и 32 (б). Геологический разрез: 1 – песок, 2 – суглинок, 3 - глина.

Температурные колебания по экспоненте затухают с глубиной, и на глубине 10 м годовая амплитуда температур за период исследования по всем скважинам в среднем составляет $0.3 - 0.5^{\circ}\text{C}$, возрастая на поверхностях с песчаными раздувами в среднем до $0.9 - 1.2^{\circ}\text{C}$. Во времени колебания климата отражаются четко на колебаниях средней температуры на глубине 1 м и слабее на глубине 5 м. На глубине 10 м колебания климата

практически не сказываются или проявляются с запаздыванием в 1 год в экстремальные (по совместному однонаправленному влиянию температуры и снега) годы (рис. 4). С 2010 г. среднегодовая температура на глубине 10 м во времени постоянно повышается, хотя отклонение от линейного тренда больше, чем для t_0 ($R^2 = 0,52-0,8$ в наиболее длинных рядах наблюдений).

В соответствие с повышением t_0 во многих скважинах с 2008 г. произошло уменьшение H_0 на 2-4 и даже 6 м. Однако в некоторых скважинах к концу периода наблюдений (2021 г.) отмечается опускание подошвы слоя годовых теплооборотов на 4-5 м (скв. 1-95 и 2-01).

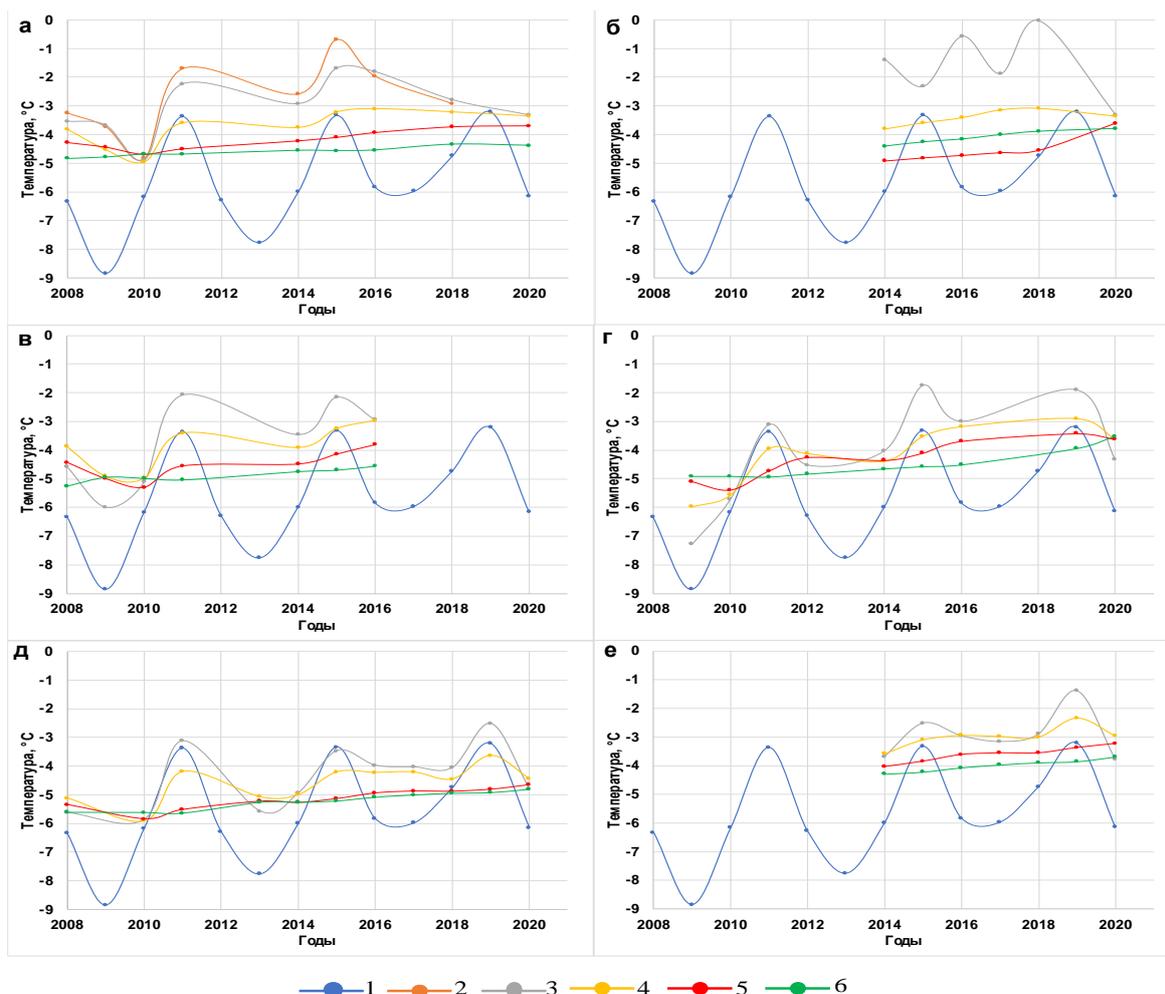


Рис.4. Ход изменения среднегодовой температуры воздуха (1) на метеостанции Марресалля и среднегодовой температуры пород: на поверхности (2), на глубинах 1 м (3), 5 м (4), 10 м (5) и на глубине нулевых годовых амплитуд температур (6) по скв. 1-95 (а), скв. 2-01 (б), скв. 11-09 (в), скв. 3-01 (г), скв. 32 (д), скв. 43 (е).

Проведенный анализ данных геотемпературных наблюдений в скважинах на стационаре Марре-Сале показывает явную нестационарность температурного поля многолетнемерзлых пород. При этом температура пород за период наблюдений повышалась не только в слое годовых теплооборотов, но и ниже.

Литература

1. Дубровин В.А., Брушков А.В., Дроздов Д.С., Железняк М.Н. Изученность, современное состояние, перспективы и проблемы освоения криолитозоны Арктики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2019. № 3. С. 55-64.

ПРИМЕНЕНИЕ БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ДЕГРАДАЦИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Хайруллин Р.Р.¹, Хомутов А.В.^{1,2}

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; *rustam93-93@bk.ru*

² Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия; *a.v.khomutov@utmn.ru*

По материалам 4-х лет использования беспилотных летательных аппаратов в полевых исследованиях были проведены попытки подсчитать количественные изменения состояния многолетнемерзлых пород, в частности деградации пластовых льдов, вскрывающихся в термоцирках в центральной части полуострова Ямал и полигонально-жильных льдов торфяных массивов на севере Пур-Тазовского междуречья.

APPLICATION OF UAV-SURVEY TO PERMAFROST DEGRADATION MONITORING

Khairullin R.R.¹, Khomutov A.V.^{1,2}

¹Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; *rustam93-93@bk.ru*

²Tyumen State University, Tyumen, Russia; *a.v.khomutov@utmn.ru*

Experience of 4 years of unmanned aerial vehicles application in field studies made possible to quantify changes in permafrost. In particular, the degradation of ground ice deposits revealed in thermocirques in the central part of the Yamal Peninsula and polygonal-wedge ice in peatland in the north of the Pur-Taz interfluve were analyzed.

Съёмка с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) – современный и быстрый способ осуществления площадных топографических исследований, заметно дополняющий классические способы геодезических съёмок и позволяющий более масштабно взглянуть на исследуемые территории.

В частности, с применением современных фотограмметрических технологий можно узнавать высоты недоступных для прямой съёмки непроходимых участков. В этом исследовании в качестве таких площадок выступили термоцирки, вскрывающие пластовые льды в центральной части полуострова Ямал на территории научно-исследовательского стационара «Васькины Дачи», и торфяник с вытаивающим полигонально-жильным льдом на севере Пур-Тазовского междуречья недалеко от посёлка Тазовский (рис. 1).

Благодаря регулярным съёмкам группы термоцирков в районе НИС «Васькины Дачи» на полуострове Ямал с 2017 г. [4] появилась возможность оценить не только темпы отступления бровки, но и объёмы разрушения. Для этих целей использовались цифровые модели рельефа, получаемые в процессе ортотрансформирования маршрутных снимков, полученных с применением БПЛА, в программе Agisoft Metashape. Они дополнительно были более точно совмещены между собой и космоснимком сверхвысокого разрешения спутника GeoEye-1 2013 г. в программной среде ArcGIS и приведены к одинаковому размеру ячейки в 0,05 м. Также в визуально неизменившихся точках местности вблизи самой поздней из бровок были взяты значения высот для выявления возможной высотной погрешности. Такая погрешность возникает из-за низкого качества привязки наземных маркеров при использовании обычных навигаторов с GPS и GLONASS.



Рисунок 1. Расположение участков исследований

После вычисления всех корректирующих параметров была произведена операция вычитания растров – более нового из более старого с учётом средней разницы между моделями (рис. 2). Из растров были вырезаны площади отступления, ранее определённые по ортофотопланам.

Поскольку растр представляет собой ячеистую матричную структуру с ранее определённым значением ячейки – объёмом одной ячейки равном произведению площади её основания и значения разницы высот, содержащейся в ней, то общим объёмом вытаявших пород будет сумма объёмов всех ячеек. Поскольку значение площади (размера) у каждой из ячеек равное, то сумма всех значений ячеек, умноженная на единый показатель площади основания, так же будет эквивалентна. По данному методу были вычислены объёмы для 8-ми термоцирков (табл. 1).

При вычислении объёмов вытаявания пород возникли ошибки, заключающиеся в том, что часть значений были отрицательными, хотя по снимкам и при полевом обследовании заметны просадки и разрушение блоков пород в этих местах. Соответственно, значения объёмов являются ориентировочными. Наименьшие отклонения фиксируются в материалах более поздних съёмок, выполненных с соблюдением методик аэрофотосъёмки и улучшенной привязки наземных маркеров.

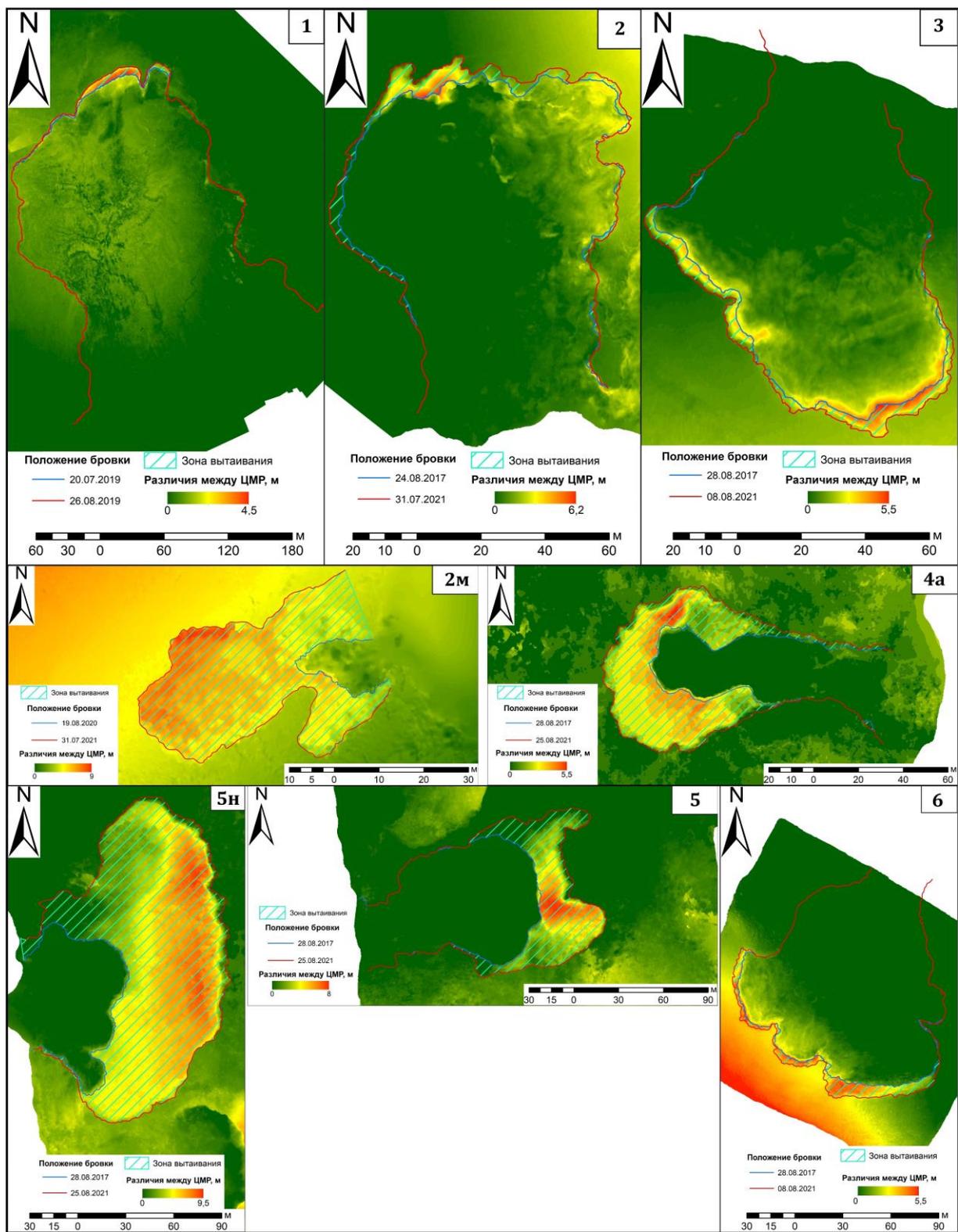


Рисунок 2. Результат вычисления разновременных ЦМР для расчета объема вытаивания пород в термоцирках НИС «Васькины Дачи»

Таблица 1. Статистика объёмов вытаявания термоцирков

| Термоцирк | Период расчётов | Площадь отступления, м ² | Объём вытаявания, м ³ | % отриц. значений |
|-----------|-------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------|
| Тц-1 | 20.07.2019 – 19.08.2019 | 662,1 | 1707,4 | 0 |
| Тц-2 | 24.08.2017 – 31.07.2021 | 501,09 | 618,4 | 26,3 |
| Тц-2м | 19.08.2020 – 31.07.2021 | 1222,2 | 6556,8 | 0 |
| Тц-3 | 28.08.2017 – 08.08.2021 | 501,2 | 1177,7 | 7,2 |
| Тц-4а | 28.08.2017 – 25.08.2021 | 2950,7 | 6550,2 | 3,4 |
| Тц-5 | 28.08.2017 – 25.08.2021 | 3997,7 | 10376,9 | 18,0 |
| Тц-5н | 28.08.2017 – 25.08.2021 | 13539,4 | 61234,7 | 5,9 |
| Тц-6 | 28.08.2017 – 06.08.2021 | 930,6 | 2948,4 | 3,4 |

Для подверженного деградации полигонально-жильного льда торфяника на севере Пур-Тазовского междуречья [1; 3] была посчитана статистика происходящих изменений как при разрушении полигонов, так и при вытаявании полигонально-жильных льдов за период с сентября 2017 по сентябрь 2021 г. (рис.3). Поскольку используемая ЦМР 2017 г. имеет меньший пространственный охват, фактически наблюдаемые более ранние изменения рельефа поверхности торфяника находятся вне её границ. Для корректного расчёта объёмов вычисляемую площадь разрушений пришлось сократить от фактических 2140 до 2056 м². Объём вытаявшей, а также вынесенной в результате термоэрозии породы за 4-летний период составил 1914,7 м³, доля отрицательных значений равна 3,5 %.

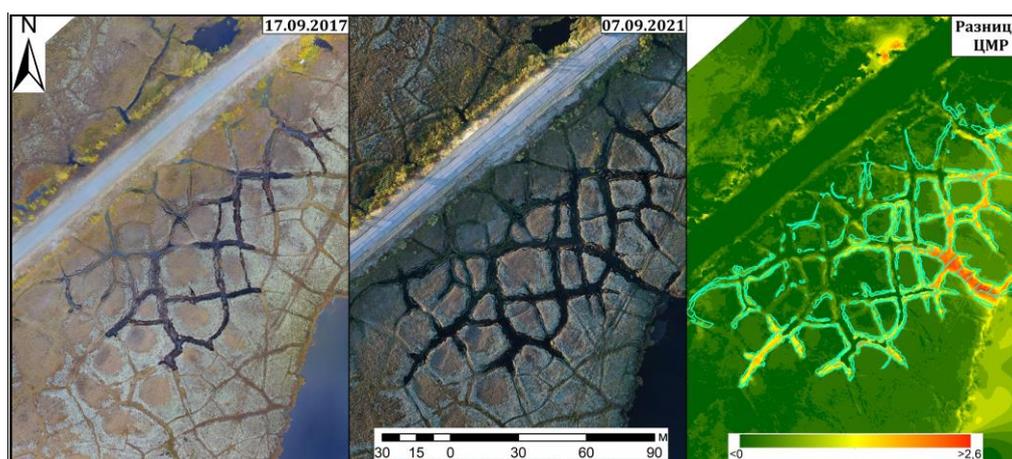


Рисунок 3. Изменения в высотах полигонального торфяника Пур-Тазовского междуречья

Также в качестве эксперимента в апреле 2021 года была проведена БПЛА-съёмка с целью найти подходы возможность к применению разновременных ЦМР как альтернативы классической снегомерной съёмке. Были произведены аналогичные предыдущим операции перепривязки и изменения размера ячейки, с последующим

вычитанием ЦМР, полученной в сентябре 2020 г. (без снега) из ЦМР по результатам съёмки в апреле 2021 г. (со снегом) (рис. 4). Однако даже с учётом всех применённых преобразований результаты были неудовлетворительными. На участках полигонов разница получилась отрицательной, т.е. полигоны с нанесённым на них снегом оказались ниже, чем они же в бесснежный период. При этом достоверно известно о высокой точности ЦМР полученных в период полевых исследований в сентябре 2020 года по итогам их сравнения с геометрическим нивелированием [2]. Необходимо продолжить эксперименты по снегомерной съёмке с применением более высокоточного оборудования в каждый из периодов.

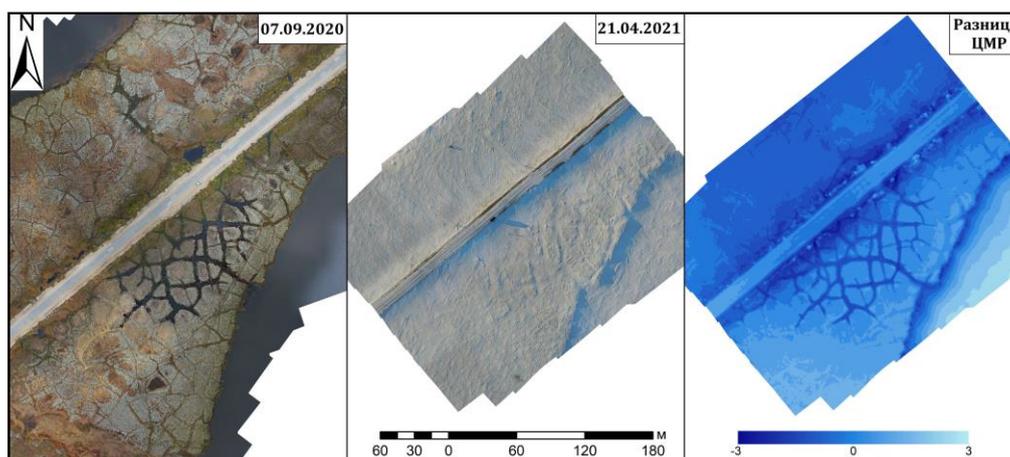


Рисунок 4. Исходные материалы и предварительный результат снегомерной съёмки с использованием БПЛА

Таким образом, темпы происходящей в северной части Западной Сибири деградации многолетнемерзлых пород и подземных льдов за счет проявления криогенных процессов могут быть оценены на локальном уровне инструментальными методами, в частности с применением беспилотных летательных аппаратов. Для пластовых льдов термоцирков центрального Ямала даже с учётом всех возможных погрешностей характерны крайне неоднородные темпы и объёмы ежегодного вытаивания, иногда превышающие многолетние результаты всего за один летний сезон. Применение БПЛА-съёмки в изучении изменений криогенных ландшафтов перспективно, в том числе в части разработки новых методологических подходов оценки изменения состояния многолетнемерзлых пород. При совершенствовании методик и применении высокоточного геодезического оборудования как наземного использования, так и устанавливаемого на БПЛА, возможны сложные стереометрические вычисления, позволяющие более точно оценить изменения криолитозоны севера Западной Сибири. Постоянное развитие технологий БПЛА значительно расширяет возможности методического экспериментирования по применению БПЛА в изучении криолитозоны.

Исследования проводятся при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60222 (в 2018-2020 гг), РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научных проектов №№ 18-45-890013 (2018 г) и 19-45-890011 (с 2019 г). Методические подходы разрабатываются при выполнении работы по госзаданию № 121041600042-7.

Литература

1. Бабкин Е.М., Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. Изменение рельефа торфяника с вытаивающим полигонально-жильным льдом в северной части Пур-Тазовского междуречья//Проблемы региональной экологии, 2018, № 4, С. 115–119.

2. Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А., Данько М.М., Калюкина А.В., Дворников Ю.А., Хомутов А.В. Сравнение результатов БПЛА-съёмки и геометрического нивелирования рельефа на севере Пур-Тазовского междуречья//Материалы VI всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием «Актуальные проблемы и перспективы развития геокриологии», г. Якутск, 28 июня–13 июля 2021 г., [отв. ред. А. Н. Федоров]. – Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2021. – С. 74-76.

3. Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Бабкин Е.М., Бабкина Е.А., Сощенко Д.Д. Анализ изменения торфяников северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья по дистанционным и наземным данным мониторинга//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2019, Т. 16, № 4, С. 54-62.

4. Хомутов А.В., Бабкина Е.А., Бабкин Е.М., Данько М.М., Иванов В.И., Королева Е.С., Лейбман М.О., Нестерова Н.Б., Опокина О.Л., Слагода Е.А., Факащук Н.Ю., Хайруллин Р.Р. Комплексный мониторинг геокриологических условий и криогенных процессов на севере Западной Сибири//Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, 2021, № 8, С. 264-268.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РЕСПУБЛИКАНСКОЙ БОЛЬНИЦЫ №1 – НАЦИОНАЛЬНОГО ЦЕНТРА МЕДИЦИНЫ В Г. ЯКУТСКЕ

Чжан А.А.¹, Заболотник П.С.¹, Чжан Т.Р.², Набережный А.Д.¹, Чжан Р.В.¹

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, zhang0993@ya.ru

²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия, tashachzhan@ya.ru

На территории г. Якутска эксплуатация зданий происходит в основном по I принципу строительства. Республиканская больница №1 – Национальный центр медицины, возведенный в 1993 году, имеет очень высокое проветриваемое подполье (5 м). Начаты работы по возобновлению геотермического мониторинга этого здания. В работе представлены первые результаты данных наблюдений.

TEMPERATURE CONDITIONS OF REPUBLIC HOSPITAL №1 – NATIONAL CENTER OF MEDICINE IN YAKUTSK

Zhang A.A.¹, Zabolotnik P.S.¹, Zhang T.R.², Naberezhnyi A.D.¹, Zhang R.V.¹

¹Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, zhang0993@ya.ru

²M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia, tashachzhan@ya.ru

On the territory of Yakutsk, the maintenance of buildings takes place mainly according to the first principle of construction. Republican Hospital No. 1 - National Center of Medicine, built in 1993, has an extremely high ventilated crawl space (5 m). Work has begun on the renewal of geothermal monitoring of this building. The paper presents the first results of these observations.

Эксплуатация социально значимых объектов, расположенных в криолитозоне, таких как комплекс зданий Республиканской больницы №1 – Национального центра медицины («РБ№1-НЦМ»), требует проведение геотехнического мониторинга, включающего в себя регулярные термометрические наблюдения грунтов основания зданий и прилегающей территории.

Такие наблюдения проводились с момента постройки один-два раза в год. С 2008 года из-за отсутствия финансирования мониторинг перестал проводиться. В 2021 году Институт мерзлотоведения решил возобновить эти работы в рамках бюджетного финансирования по проекту «Устойчивость природно-технических систем в криолитозоне и разработка технологий использования криогенных ресурсов».

Комплекс зданий «РБ№1-НЦМ» состоит из трех корпусов, связанных между собой надземными переходами: педиатрического, клинично-диагностического и сервисного центров (рисунок 1). В настоящее время готовится к эксплуатации здание кардиологического отделения, которое также будет иметь надземный переход. Весь комплекс зданий эксплуатируется с 1993 года по I принципу. Комплекс зданий возведён каркасно-монолитным способом на свайных фундаментах.

В геоморфологическом отношении территория «РБ№1-НЦМ» расположена в пределах второй Сергеляхской левобережной надпойменной террасы р. Лены в долине Туймаада в пределах южной части Большого Якутска. Поверхность участка относительно ровная с общим уклоном на северо–запад.

Центральная Якутия характеризуется резко континентальным климатом с малым количеством осадков. Средняя сумма годовых осадков составляет 237,1 мм. Большая часть их приходится на тёплый период года.

Многолетнемерзлые породы (ММП) имеют почти сплошное распространение, их мощность изменяется от 170 до 420 метров и нарастает с юга на север и в западном направлении от р. Лена к водоразделу Кенкеме – Лена. Геотермическая ступень составляет 70–100 м [1,2,3].



Рисунок 1 – Общий вид и план на комплекс зданий «РБ№1-НЦМ»: 1 - педиатрический, 2 - клинико-диагностический, 3 - сервисный, 4 - кардиологический центры.

Геологический разрез участка сложен верхнечетвертичными аллювиальными отложениями, представленными глинистыми и песчаными грунтами. Мерзлотные условия участка характеризуются сплошным распространением многолетнемерзлых грунтов со сливающимся слоем сезонного оттаивания. Криогенная текстура песчаных мерзлых грунтов массивная, глинистых – преимущественно слоистая.

При инженерно-геологических изысканиях, проводимых под строительство комплекса «РБ№1-НЦМ», в районе перехода между клинико-диагностическим и сервисным центрами был обнаружен криопэг, который значительно ухудшает

инженерно-геологические условия территории строительства. Для уменьшения его негативного воздействия вдоль опорных колонн надземного перехода с восточной стороны были установлены сезоннодействующие замораживающие установки (рисунок 2).



Рисунок 2 – Сезоннодействующие замораживающие установки вдоль переходной надземной галереи.

Визуальными наблюдениями при инженерно–геологической рекогносцировке, проведенными в мае 2020 года, как следствие отсутствия стока, зафиксирован заболоченный участок длиной около 100 м и шириной 20 м (рисунок 3). Также выявлены такие процессы, как выпучивание, морозобойное растрескивание дорожного полотна.

В разные годы на данном объекте велись наблюдения за деформациями сооружений различными проектными и научными организациями. За период наблюдений с 1993 г. по 2008 г. было выявлено, что между отдельными марками относительные осадки превышают допустимые значения. Так, деформации лестницы № 6 носят неравномерный характер, амплитуда деформаций составляет 17,7 мм. Рекогносцировочные исследования, проведенные в мае 2020 года, показала, что, несмотря на ремонтные работы по укреплению свай фундамента лестницы, наблюдается дальнейшая деформация данного элемента здания: выпучивание сваи составляет более 10 см, лестница отошла от стены здания клиничко-диагностического центра на 9 см (рисунок 4).

Амплитуда деформаций по надземному переходу составила 19,0 мм. Относительные осадки между несколькими смежными марками превышают допустимые величины и имеют прогрессирующий подъем. По левой части здания сервисного центра, примыкающей к галерее, выявлен подъем фундамента, а в остальной части фундамента осадка (рисунок 5).



Рисунок 3 – Заболачивание территории «РБ№1-НЦМ».



а)



б)

Рисунок 4 – Деформации лестницы №6 здания клинико-диагностического центра: а) общий вид лестницы № 6; б) вертикальное смещение сваи лестничного пролета № 6.



а)



б)

Рисунок 5 – Деформации у здания сервисного центра: а) разрушенный лестничный марш здания сервисного центра; б) разрушенные бетонные плиты фундамента сервисного центра.

Каменное здание клинико-диагностического центра состоит из двух частей: первая часть представлена девятиэтажной постройкой с высотой проветриваемого подполья около 1,0 м, вторая – двухэтажная с проветриваемым подпольем высотой около 5,0 м (рисунок 6). Большинство наблюдательных скважин расположено под высоким проветриваемым подпольем. В наблюдательной сети имеется 9 действующих скважин (4 во внутреннем контуре, 5 во внешнем). Здание сервисного центра имеет 2 этажа, высота проветриваемого подполья составляет 1,0 м. Наблюдения проводятся в скважине, расположенной на внешнем контуре здания. Под зданиями клинико-диагностического и сервисного центров наблюдения проводятся раз в квартал, начиная с мая 2021 г. Глубина измерений составляет от 5,0 до 12,0 м (рисунок 7). К сожалению, многие скважины перестали быть доступными для измерений



а)



б)

Рисунок 6 – Проветриваемое подполье клинико-диагностического центра (03.2022 г.): а) высокое проветриваемое подполье высотой около 5 м; б) проветриваемое подполье высотой около 1 м (скв. И).

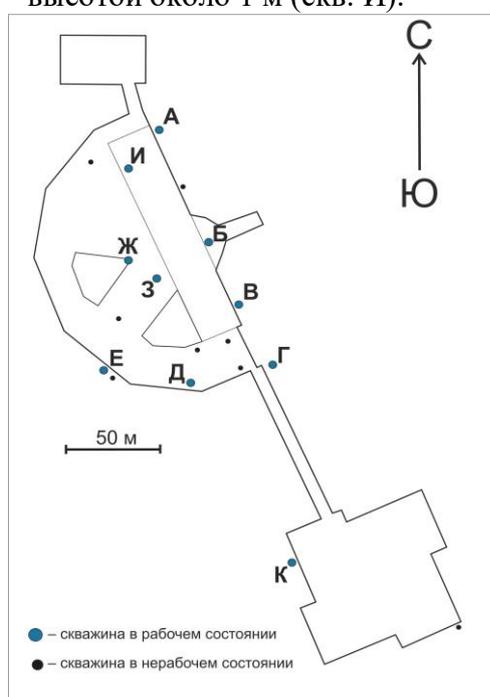


Рисунок 7 – Схема расположения термометрических скважин в основании зданий клинико-диагностического и сервисного центров «РБ№1-НЦМ» с высоким проветриваемым подпольем.

В скважинах, расположенных вдоль СВ стены здания (Скв. А; Б и В) температуры грунтов на глубинах 10 – 12 м изменяется от -2 до -3,4 °С, в центральной части здания (Скв. И; Ж; З) от -2,8 до -3,5 °С, а вдоль южного контура (Скв. Д; Е) – от -1,4 до -1,6 °С. Скважина Г глубиной 5 м, расположенная в районе надземного перехода между клиничко-диагностическим и сервисным центрами, при всех измерениях фиксировала наличие талых грунтов (рисунки 8, 9).

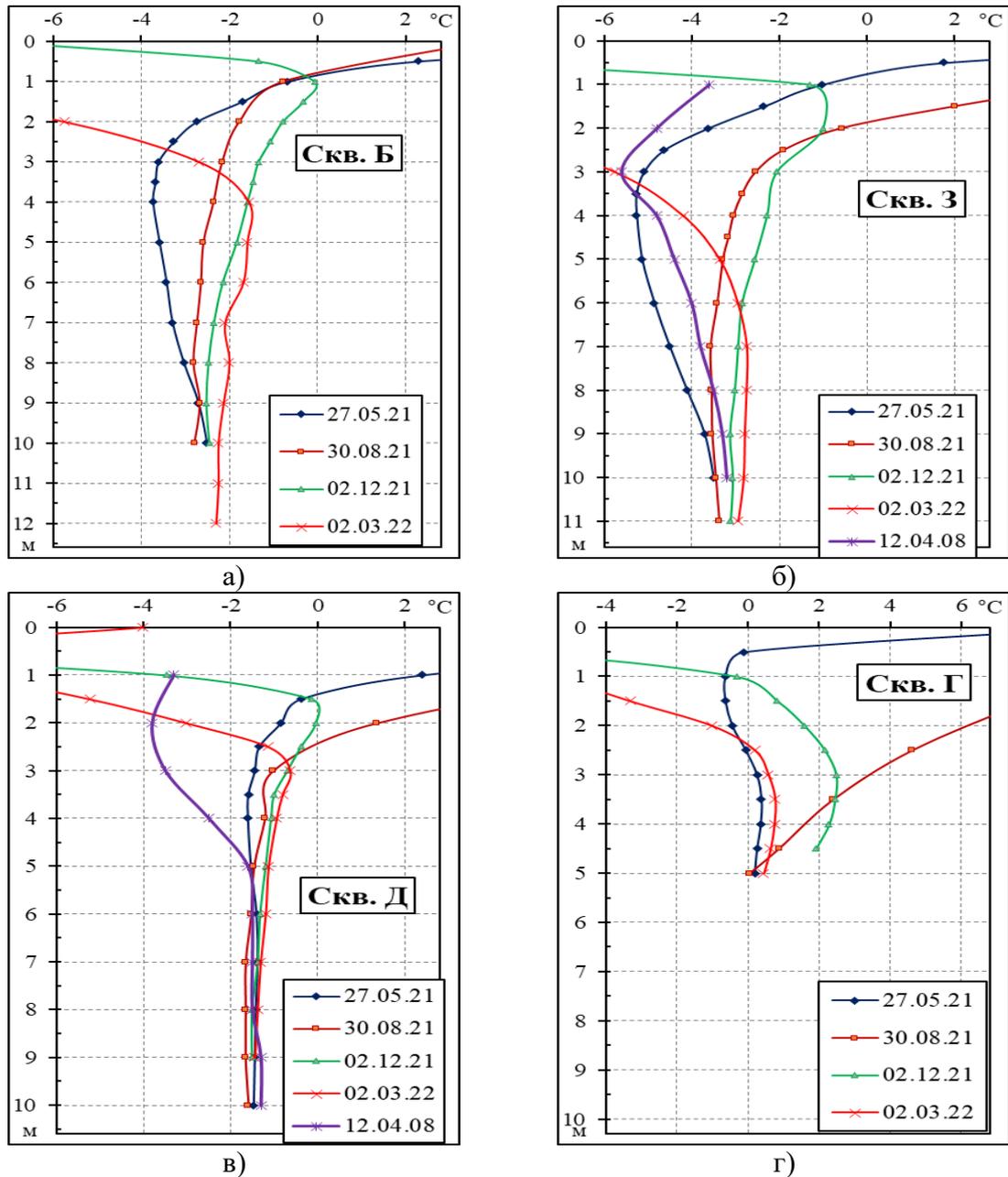


Рисунок 8 – Температуры грунтов в скважинах, расположенных: а) вдоль СВ стены; б) в центральной части здания; в) вдоль южного контура; г) в районе надземного перехода.

Сравнивая данные температурных замеров, проводимых сотрудниками ОА «ЯкутГИСИЗ» в апреле 2008 г, и последние данные (скв. Д, З, И) можно сделать следующий вывод. За последние 13 лет эксплуатации зданий, несмотря на климатические изменения в сторону потепления, растепления мерзлых грунтов

основания не произошло (рисунок 9). Как и ранее наиболее низкие температуры характерны для центральной части здания. Скважины вдоль южного контура показывают более высокие значения. Разница между этими значениями достигает почти 2°. К сожалению, на прилегающей территории наблюдательные скважины отсутствуют.

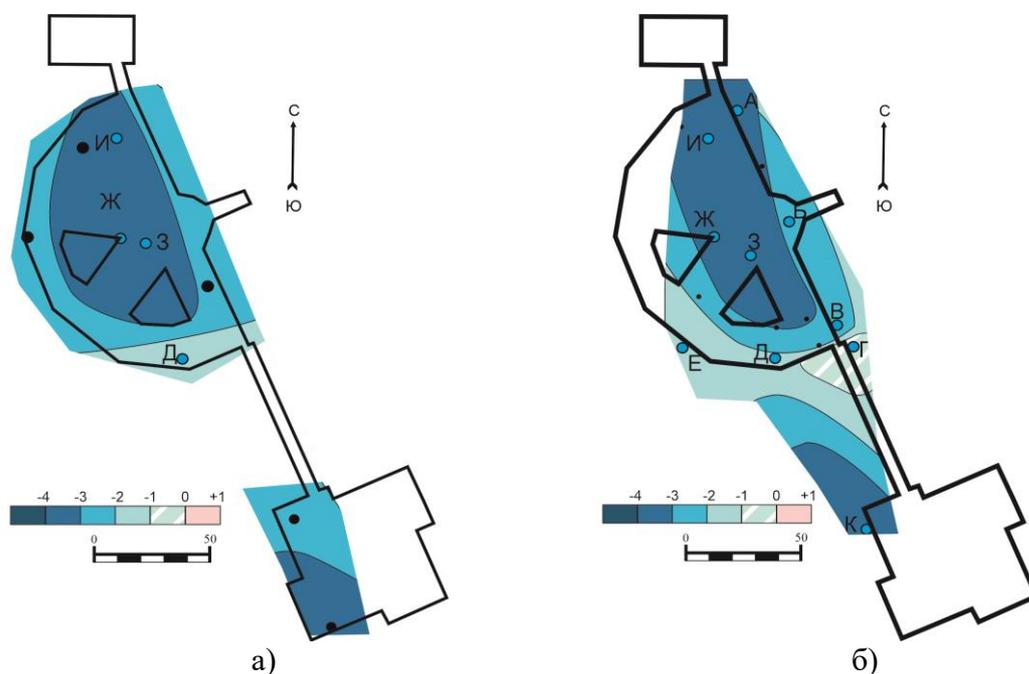


Рисунок 9 – Температурное поле на глубине 10 м. в основании зданий клинко-диагностического и сервисного центров «РБ№1-НЦМ» с высоким проветриваемым подпольем. а) в апреле 2008 г.; б) в мае 2021 г.

Заключение

Возобновленные мониторинговые наблюдения за комплексом зданий Республиканской больницы №1 – Национального центра медицины («РБ№1-НЦМ») показали стабильное состояние грунтов в центральной части здания клинко-диагностического центра и наличие талика в районе надземного перехода между клинко-диагностическим и сервисным центрами, где ещё при начальных изысканиях был обнаружен криопэг. Расположения наблюдательных геотермических скважин в настоящий момент не позволяют более детально оконтурить талую зону и зону распространения высокоминерализованных вод. Отсутствует и система геодезических марок для наблюдения за вертикальными перемещениями узлов конструкций.

Литература:

1. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д. и др. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 137 с.
2. Мельников П.И. Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии / П.И.Мельников. – Москва: Изд-во АН СССР, 1963. – 84 с.
3. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья / П.А.Соловьев. – Москва: Изд-во АН СССР, 1959. – 144 с.

Секция 4

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КРИОЛИТОЗОНЕ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ЗСБ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ В УСЛОВИЯХ АРКТИКИ

Буддо И.В.¹, Мисюркеева Н.В.², Шелохов И.А.³, Агафонов Ю.А.⁴

¹ ООО СИГМА-ГЕО, Иркутск, Россия; Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия; ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики»; biv@crust.irk.ru

² ООО СИГМА-ГЕО, Иркутск, Россия; Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; mnv@crust.irk.ru

³ ООО СИГМА-ГЕО, Иркутск, Россия; Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия; sia@crust.irk.ru

⁴ ООО СИГМА-ГЕО, Иркутск, Россия; agafonov@sigma-geo.ru

Показаны особенности применения электромагнитных исследований методом зондирования становлением поля в ближней зоне в условиях Арктической зоны РФ. Основная задача электромагнитных исследований – изучение криолитозоны до глубины 500 м. В публикации коротко приведены физические основы метода. Показано, что в условиях промороженной верхней части разреза необходимо применять индуктивные методы электроразведки, не требующие устройства заземлений (не имеющие гальванического контакта со средой). По результатам электромагнитных зондирований возможно получение детальных геоэлектрических разрезов, позволяющих не только выделить зону развития многолетнемерзлых пород, но и оконтурить талики, криопеги, а также изучить такие объекты, как бугры пучения – булгуняхи.

TRANSIENT ELECTROMAGNETIC METHOD APPLICATION FOR THE CRYOLITHOZONE STUDIES IN ARCTIC AREAS

Buddo I.V.¹, Misyurkeeva N.V.², Shelokhov I.A.³, Agafonov Yu.A.⁴

¹ LLC SIGMA-GEO, Irkutsk, Russia; Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia; Yamal-Nenets Center of Arctic Research, Salekhard, Russia; biv@crust.irk.ru

² LLC SIGMA-GEO, Irkutsk, Russia; Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; mnv@crust.irk.ru

³ LLC SIGMA-GEO, Irkutsk, Russia; Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia; sia@crust.irk.ru

⁴ LLC SIGMA-GEO, Irkutsk, Russia; agafonov@sigma-geo.ru

The features of the transient electromagnetic method application within the Arctic zone of the Russian Federation are shown. The main task of electromagnetic studies is the investigation of the permafrost rocks to a depth of 500 m. The paper briefly summarizes the physical base of the method. It is shown that for the frozen upper part of the section investigation, it is necessary to use inductive methods of electromagnetic exploration that do not require a grounding electrodes (which do not have galvanic contact with the soil). Based on the results of electromagnetic soundings, it is possible to obtain detailed geoelectric sections, which allow not only to identify the permafrost zone, but also to outline taliks, cryopegs, and also to study such objects as pingos.

Введение

В последние годы исследованию Арктики уделяется всё больше внимания ввиду различных причин. Необходимость прироста запасов природного газа интенсифицирует

производство геологоразведочных работ, строительство добычного и перерабатывающего комплекса, развитие инфраструктурных проектов.

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция — крупнейшая в мире по запасам и ресурсам природного газа. Действительно, в пределах Ямало-Ненецкого АО (ЯНАО) открыт ряд крупных месторождений нефти и газа, включая Новопортовское Бованенковское, Уренгойское, Ямбургское, Заполярное, Медвежье, группу Тамбейских месторождений и мн. др.

Запасы нефти учтены по 167 месторождениям, из которых нефтяных — 72, нефтегазовых и газонефтяных — 13, нефтегазоконденсатных — 82. Количество извлекаемых запасов составляет 2 524 млн. тонн. Запасы газа учтены по 167 месторождениям, из которых нефтегазоконденсатных — 84, газоконденсатных — 49, газонефтяных и нефтегазовых — 12, газовых — 22. Половина извлекаемых запасов газа содержатся в 7 крупнейших нефтегазоконденсатных месторождениях — Бованенковском, Уренгойском, Ямбургском, Заполярном, Крузенштернском, Тамбейском и Харасавэйском. Текущий объем запасов газа составляет 24587 млрд. м³ [4].

Вместе с тем, Арктика — чрезвычайно хрупкая экосистема, и вопросы экологии занимают главенствующее место в стратегии освоения региона. Изучение криолитозоны, многолетнемерзлой толщи (ММТ), динамики её изменения — одна из основных задач. Причём диапазон задач, связанных с изучением верхней части разреза, очень велик: от необходимости картирования кровли и подошвы ММТ, таликов и криопэггов, разломов и ослабленных зон, интервалов дегазации, до таких природных объектов, как бугры пучения (булгуньяхи).

Совершенно очевидно, что решение вышеперечисленных задач невысказано без применения геофизических методов исследования. И если комплекс геофизических методов для решения нефтепоисковых задач определен [5, 10] и, как правило, состоит из сейсморазведки методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ) и электроразведки методами зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ), то подход к изучению верхней части разреза (ВЧР) требует отдельного рассмотрения.

Природные условия Арктики, а также особенности геологического строения ВЧР накладывают строгие ограничения на применение методов геофизических исследований. В ЯНАО ледяной и снежный покровы сохраняются до 300 дней в году, в силу чего «окно» проведения исследований в летний период очень узкое. Чтобы проводить исследования в зимний период (в условиях промерзшей почвы), необходимо применять технологии, основанные на индукционном возбуждении и приеме геофизических полей. Одним из таких методов является ЗСБ, относящийся к группе методов индуктивной электроразведки и, в настоящее время, активно применяющийся по всему миру [8, 9, 12, 14, 15].

Методы

Зондирование становлением поля в ближней зоне — метод с импульсным контролируемым источником, основанный на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается в земле при изменении тока в источнике [7, 3].

Для возбуждения поля переходных процессов используется импульсное переключение тока в питающей (генераторной) установке [13]. Наиболее широкое распространение получило ступенчатое возбуждение поля.

Скачкообразное изменение тока в генераторном диполе (импульс Хевисайда) вызывает появление индуцированных токов, которые в начальный момент времени сосредоточены вблизи дневной поверхности и с течением времени распространяются на все большие глубины [11]. Длительность протекания стационарного тока, подаваемого в петлю (равно как и длительность паузы, в течение которой производятся измерения поля), должна быть достаточной, для того чтобы в земле завершились переходные процессы.

Систему возбуждения магнитного поля и регистрации сигнала от исследуемого разреза можно коротко представить следующим образом (Рис. 1). При резком изменении тока в генераторной петле временная производная магнитного поля становится отличной от нуля. В соответствии с законом Фарадея в подстилающих проводящих породах

индуцируется электродвижущая сила (ЭДС). Причем амплитуда индуцированной ЭДС пропорциональна скорости изменения первичного магнитного поля источника. ЭДС, в свою очередь, создает поле вихревых токов, которые затухают в сложной зависимости от проводимости и геометрических параметров слоев – так называемое становление поля. Затухающие вихревые токи создают вторичное магнитное поле, а его скорость изменения во времени измеряют с помощью приемных датчиков.

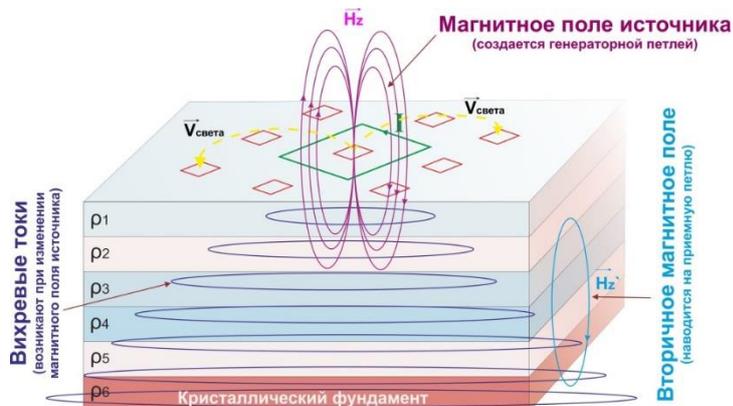


Рис. 1. Схематическое представление системы возбуждения вихревых токов [1, 2].

При изменении силы тока в источнике в проводящей среде возникает неустановившееся электромагнитное поле. Глубина проникновения неустановившегося поля в землю (толщина скин-слоя) определяется временем становления поля τ (большим временам отвечает большая глубина, меньшим – меньшая глубина исследований), а также величиной электрического сопротивления разреза ρ согласно формуле (1) [6]:

$$H = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10^7 \tau \cdot \rho} \quad (1)$$

где $\tau = 2\pi t$, ρ – сопротивление полупространства.

При этом скорость изменения вертикальной компоненты магнитного поля в ближней зоне не зависит от расстояния до источника и определяется только распределением электропроводности в среде. Данная особенность очень важна: в ближней зоне зондирования амплитуда регистрируемых сигналов с приёмников с ненулевым разномом не уменьшается с удалением от центра источника. Этим методы становления выгодно отличаются от частотных зондирований.

Следует обратить внимание на то, что, в отличие от методов зондирования на постоянном токе, в ЗСБ кажущееся сопротивление и сигнал связаны обратной зависимостью. Это отражает тот факт, что чем более проводящим является разрез, тем более мощные вихревые токи в нем возникают.

При полевых работах методом ЗСБ в качестве источника и приемника используются, как правило, многоразносные установки с квадратными незаземленными петлями.

К преимуществам ЗСБ относятся: высокая локальность исследований, значительная глубинность, низкая чувствительность к анизотропии разреза и приповерхностным неоднородностям, отсутствие гальванического заземления и, вследствие этого, возможность работы в различных климатических условиях, в т.ч. в зимний период. Последнее особенно важно в условиях Арктики. К числу преимуществ метода следует отнести также возможность определения параметров разреза установками, размеры которых меньше глубины залегания исследуемых объектов. В частности, в условиях мёрзлого разреза Западной Сибири глубина исследований ЗСБ с установками небольших размеров (длина стороны генераторной петли – 100 м) достигает 500 м [9].

В ходе проведения исследований мЗСБ была применена телеметрическая многоканальная аппаратура FastSnap [16]. Данная аппаратура обладает рядом технических характеристик, необходимых для выполнения съемки в условиях сложного строения геоэлектрического разреза, характерного для арктических регионов.

Объект исследований и результаты

Активные исследования методом мЗСБ в регионе Арктики проводятся с 2016 г. по настоящее время. В настоящей статье показаны типичные кривые мЗСБ, полученные в

пределах севера п-ова Ямал, на юге Обской губы, в Надымском и Уренгойском районах Ямало-Ненецкого автономного округа (Рис. 2).

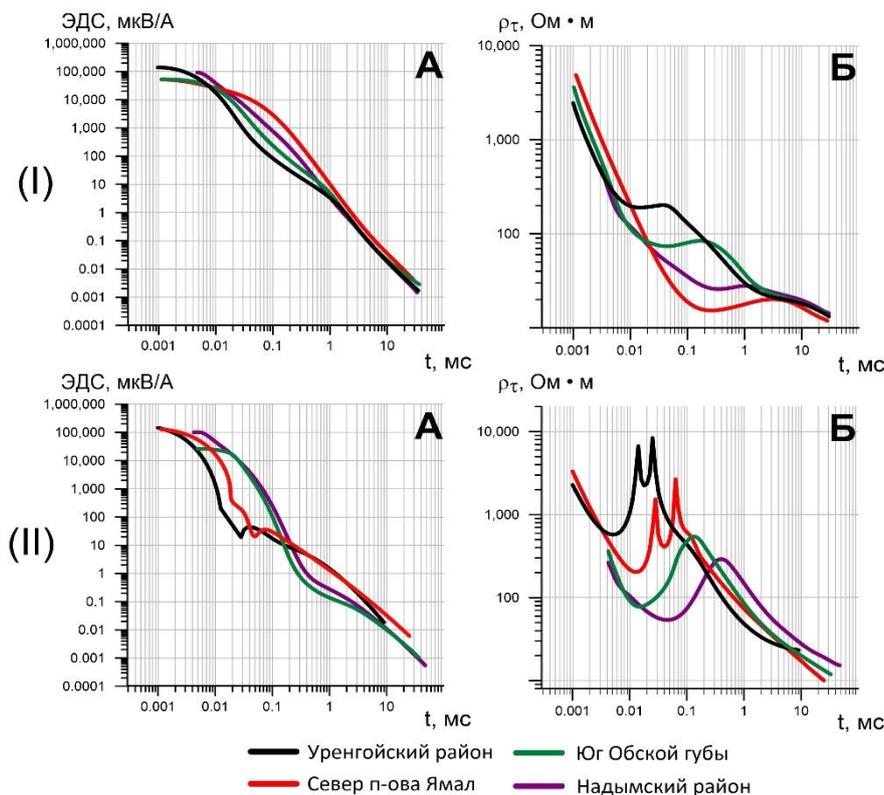


Рис. 2. Кривые мЗСБ с соосных установок: I – не осложненные влиянием индукционно-вызванной поляризации; II – осложненные влиянием индукционно-вызванной поляризации. А – кривые ЭДС от времени становления; Б – кривые кажущегося сопротивления от времени становления.

Кривые мЗСБ получены со следующими параметрами зондирующей установки: длина стороны генераторной петли – 100 м, приёмной – 5 м, разносы: 0 и 100 м, максимальная сила тока в источнике – 30 А [12].

Геoeлектрические модели, полученные по результатам инверсии кривых мЗСБ, показаны в Таблице 1.

Таблица 1. Геoeлектрические модели мЗСБ.

| Уренгойский район | | Север п-ова Ямал | | Надымский район | | Юг Обской губы | |
|-------------------|------|------------------|------|-----------------|------|----------------|------|
| ρ, Ом·м | H, м | ρ, Ом·м | H, м | ρ, Ом·м | H, м | ρ, Ом·м | H, м |
| 2000 | 80 | 30 | 30 | 1500 | 180 | 50 | 20 |
| 700 | 25 | 50 | 10 | 40 | 30 | 1300 | 120 |
| 900 | 40 | 1000 | 130 | 5 | 20 | 600 | 40 |
| 2000 | 60 | 40 | 200 | 40 | 90 | 10 | 10 |
| 10 | 30 | | | 15 | 120 | 50 | 150 |
| 40 | 240 | | | 40 | 60 | 60 | 120 |

Для неполяризуемого разреза существенное различие в кривых мЗСБ, полученных в различных районах ЯНАО, проявляется только в левой части кривой, до времени становления 1-2 мс. В поздней стадии становления кривые характеризуют разрез с кажущимся сопротивлением порядка 15-20 Ом·м, ассоциирующийся с породами в охлажденном состоянии. Наивысшим значениям кажущегося сопротивления 200 Ом·м до времени становления 1 мс соответствуют условия Уренгойского района. Средними значениями в первые десятки Ом·м – материалы, полученные в Надымском районе и на

юге Обской губы. Минимальные значения кажущегося сопротивления характерны для севера п-ова Ямал. Данное наблюдение объясняется тем, что на севере п-ова Ямал породы верхней части разреза засолены. Приповерхностные водоносные горизонты – криопеги – насыщены минерализованной водой и не замерзают даже в толще ММП. На геоэлектрической модели (Таблица 1), полученной по результатам инверсии мЗСБ, два первых слоя характеризуются пониженными удельными электрическими сопротивлениями (30-50 Ом·м) и ассоциируются с положением криопега. Как видно из Таблицы 1, мощность высокольдистых ММП в исследуемых районах Арктики изменяется от 170 до 205 м.

Результаты

Как пример решения геологических задач с помощью мЗСБ можно привести геоэлектрический разрез, полученный на севере п-ова Ямал (Рис. 3). По результатам интерпретации полученных материалов мЗСБ выявлено, что средняя мощность многолетнемерзлых пород в пределах площади исследования составляет около 250 м. В разрезе отмечаются линзовидные участки понижения сопротивления в толще ММП, возможно связанные с распространением в разрезе криопэггов.

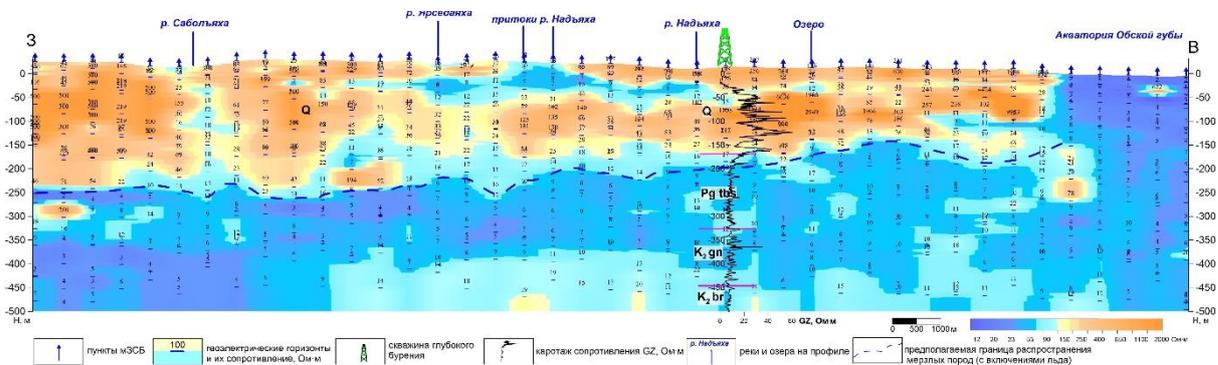


Рис. 3. Пример геоэлектрического разреза, полученного на территории п-ова Ямал [10].

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-20009).

Литература

1. Буддо И. В. Прецизионная инверсия данных ЗСБ при поисках нефти и газа на юге Сибирской платформы : Монография / И. В. Буддо, А. В. Поспеев. – Иркутск : Иркутский государственный университет, 2019. – 149 с. – ISBN 978-5-9624-1789-9.
2. Буддо И.В. Тонкослоистые модели при изучении коллекторов в осадочном чехле методом зондирования становлением поля в ближней зоне – методика и результаты интерпретации (на примере юга Сибирской платформы) : дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10 / Буддо Игорь Владимирович. — Иркутск, 2012. — 162 с.
3. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М: Научный мир, 1997, 218 с.
4. Доклад об экологической ситуации в Ямало-Ненецком автономном округе в 2020 году. <https://dprg.yanao.ru/documents/active/115140/>
5. Ингеров О. Применение электроразведочных методов при поисках залежей углеводородов // Записки Горного института. 2005. (162). С. 15.
6. Каменецкий Ф.М., Скворцова С.В. Связь величин ρ_k , S_k с толщиной скин-слоя во временной области // Известия вузов. Геология и разведка. - 1989. - N 11. - С. 134 - 135.
7. Кауфман А.А., Морозова Г.М. Теоретические основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне. - Новосибирск: Наука, 1970, 123 с.
8. Могилатов, В.С. Импульсная электроразведка: Учебное пособие / В.С. Могилатов. — Новосибирск: НГУ, 2014. — 182 с.
9. Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. и др. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2018. С. 53-56. DOI: 10.21782/B978-5-9909584-1-8.
10. Рыбальченко В.В., Трусов А.И., Буддо И.В., Абрамович А.В., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В., Шелухов И.А., Оцимик А.А., Агафонов Ю.А., Горлов И.В., Погрецкий А.В. Комплекс вспомогательных

исследований на этапах разведки и разработки месторождений нефти и газа: от картирования многолетнемерзлых пород до поисков подземных вод для обеспечения бурения и эксплуатации. // Газовая промышленность. 2020. № 11/808. С. 20-28.

11. Шейнман С.М. Современные физические основы теории электроразведки. - Л.: Недра, 1969. - 224 с.

12. Buddo, I.; Sharlov, M.; Shelokhov, I.; Misyurkeeva, N.; Seminsky, I.; Selyaev, V.; Agafonov, Y. Applicability of Transient Electromagnetic Surveys to Permafrost Imaging in Arctic West Siberia. *Energies* 2022, 15, 1816. <https://doi.org/10.3390/en15051816>.

13. McNeill J.D. Application of transient electromagnetic techniques. Missisagua, Canada: Geonics Limited. TN 7, 1980. 17 p.

14. Near-surface geophysics. Edited by Dwain K. Butler. Society of Exploration Geophysicists, 2005, 732 p.

15. Reynolds J.M. An Introduction to Applied and Environmental Geophysical. / J.M. Reynolds Chichester: John Wiley and Sons Ltd, 1997.— 796 p.

16. Sharlov M.V., Buddo I.V. , Misyurkeeva N.V., Shelokhov I.A. and Agafonov Yu.A. Transient electromagnetic surveys for high resolution near-surface exploration: basics and case studies. *First break*. Vol 35, No 9, September 2017 pp. 63 – 71. <https://doi.org/0.3997/1365-2397.35.9.90112>.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫХ КАМЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛТАЯ

Бурым Р.Д.¹, Дьякова Г.С.², Патрушева А.Д.³, Останин О.В.⁴, Почёмин Н.М.⁵

¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; e-mail: burym.roman@gmail.com

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; e-mail: galinabarnaul@mail.ru

³Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; e-mail: anastasija_patrusheva@mail.ru

⁴Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; e-mail: ostanin_oleg@mail.ru

⁵Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; e-mail: pochyomin@list.ru

В работе представлена актуальность геофизических исследований гляциально-мерзлотных каменных образований в горных районах. Представлено обоснование выбора ГМКО и методов исследования внутреннего строения, а также имеющиеся наработки и ожидаемые в перспективе проведенных исследований результаты.

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS OF THE INTERNAL STRUCTURE OF GLACIAL-PERMAFROST ROCK FORMATIONS IN ALTAI

Burym R.D.¹, Dyakova G.S.², Patrusheva A.D.³, Ostanin O.V.⁴, Pochomin N.M.⁵

¹Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: burym.roman@gmail.com

²Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: galinabarnaul@mail.ru

³Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: anastasija_patrusheva@mail.ru

⁴Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: ostanin_oleg@mail.ru

⁵Altai State University, Barnaul, Russia; e-mail: pochyomin@list.ru

The report presents the relevance of geophysical research of glacial-permafrost rock formations in the mountains. The rationale for the choice of glacial-permafrost rock formations and methods for studying their internal structure is presented. The existing developments and the results expected in the future of the research are also considered.

По предварительным данным на территории Горного Алтая насчитывается более 5000 тысяч гляциально-мерзлотных каменных образований (далее – ГМКО) и некоторые из них находятся в непосредственной близости от населённых пунктов. Учитывать их расположение особенно необходимо при проектировании и строительстве линейных сооружений (дорог, трубопроводов и пр.), в регионах, где среднегодовая температура ниже нуля, а значит есть условия для существования активных ГМКО (обладающих способностью к самостоятельному движению под действием силы тяжести). Помимо

этого, ГМКО представляют собой хранилища пресной воды, весьма устойчивые к современному повышению среднегодовых температур воздуха, и исследование их внутреннего строения может ответить на вопрос об объеме данных запасов. В данной работе исследование внутреннего строения ГМКО проводится на ключевых участках, на разных типах ГМКО, с использованием такого геофизического оборудования, как многоэлектродная электроразведочная станция СКАЛА-48 и георадар Python-3.

Исследование ГМКО в мире началось более 140 лет; чаще всего в отечественных публикациях применительно к данным образованиям мы встречаем термин «каменный глетчер», в зарубежной же литературе – «rock glasier». В наших работах мы используем термин «гляциально-мерзлотные каменные образования» полагая, что он более полно отражает генезис и возможное разнообразие данных форм рельефа.

Основными неразрушающими методами оценки объёмного содержания льда в исследуемых образованиях являются: геофизическое зондирование и профилирование с использованием электроразведки (2D и 3D томография) и георадиолокационное зондирование, для исследования мощности, внутреннего строения, определения зон трещиноватости, обводнения и степени льдистости ГМКО и прилегающих территорий. Электроразведка позволяет получать информацию с глубин от 1,5 до 50 м и более, в условиях плотных мерзлых каменистых грунтов и каменных осыпей. Геофизические методы являются косвенными, обеспечивающими равномерность, объёмный характер получаемой информации и достаточную глубинность. При этом производительность геофизических работ значительно выше, а стоимость в несколько раз меньше по сравнению с разведкой с помощью неглубоких (до 100 м) скважин.

Представления зарубежных и российских исследователей о внутреннем строении ГМКО основаны как на данных геофизических исследований, так и на данных бурения и исследовании ГМКО, вскрытых селевыми потоками, термоэрозионными процессами и пр. [1-3 и др.]

С 2014 г. нами совместно с Институтом нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН ведётся работа по изучению ГМКО Алтая геофизическими методами.

Накопленный к данному моменту материал позволяет делать предварительные выводы об объеме льда, содержащегося в активных и неактивных ГМКО, а также рассматривать влияние климатических изменений и антропогенного воздействия на развитие ГМКО. Последующие исследования будут способствовать накоплению и уточнению данных об этих уникальных природных объектах.

В период выполнения полевых работ в рамках проекта: «Разработка модели объёмного содержания льда гляциально-мерзлотных каменных образований (ГМКО) Алтая» по исследованию внутреннего строения ГМКО в июне-июле 2022 года намечено проведение электроразведки и георадиолокационного зондирования гляциально-мерзлотных каменных образований на ключевых участках, с использованием многоэлектродной электроразведочной станции СКАЛА-48 и георадара Python-3. Для получения морфометрических данных каменного глетчера будут использованы GNSS GPS/ГЛОНАСС Leica GS08 Plus (для регистрации точного местоположения профилей электроразведки и георадиолокационного на местности) и квадрокоптер DJI Phantom 4 (для получения ортофотопланов и 3D моделей поверхности ГМКО).

В конечном итоге, продуктом данной работы послужат 3D модели внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований, которые станут источником информации об объёмах заключенного в них льда. Также данные 3D модели смогут стать эталоном для определения содержания льда в схожих по морфогенетическому типу ГМКО, что позволит рассчитать примерный запас пресной воды в данных каменных образованиях.

Исследование выполнено в рамках реализации Программы поддержки научно-педагогических работников ФГБОУ ВО «Алтайский государственный университет», проект «Разработка модели объемного содержания льда гляциально-мерзлотных каменных образований (ГМКО) Алтая».

Литература

1. Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2017. Т. XXI. №4. С. 58-74.
2. Farbrøt H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard // Norsk Geogr. Tidsskr – Norwegian J. Geography, 2005. Vol. 59. P. 139–148.
3. Maurer H., Hauck C. Instruments and methods geophysical imaging of alpine rock glaciers // J. Glaciol., 2007. Vol. 53. No. 180. P. 110–120.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДЗЕМНОГО УГОЛЬНОГО ПОЖАРА ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Гурулев А.А.¹, Гурулев Д.А.² Козлов А.К.³

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия;
e-mail: sansang@mail.ru

²Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС», Москва, Россия;
e-mail: gurulev-1998@mail.ru

³Забайкальский государственный университет, Чита, Россия;
e-mail aleksej.kozlov.97@mail.ru

В зимний период времени в регионах, где промерзание грунтов достигает несколько метров, собственное тепловое излучение в микроволновом диапазоне формируется с больших глубин, что дает возможность обнаруживать тепловые аномалии, вызванные подземным горением углей. В данной работе предложена методика дистанционного обнаружения близповерхностных угольных пожаров, которая опирается на регистрацию собственного теплового излучения с использованием радиометрических приемников в микроволновом диапазоне. Кроме того, оценена возможность их определения с помощью тепловой инфракрасной съемки с космических аппаратов (Landsat-8).

INVESTIGATION OF UNDERGROUND COAL FIRE BY REMOTE METHODS IN THE CONDITIONS OF CRYOLITHOZONE

Gurulev A.A.¹, Gurulev D.A.² Kozlov A.K.³

¹ Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia;
e-mail: sansang@mail.ru

² National University of Science and Technology (MISIS), Moscow, Russia;
e-mail: gurulev-1998@mail.ru

³ Transbaikal State University, Chita, Russia;
e-mail aleksej.kozlov.97@mail.ru

In winter, in regions where soil freezing reaches several meters, own thermal radiation in the microwave range is formed from great depths, which makes it possible to detect thermal anomalies caused by underground coal combustion. In this paper, a method for remote detection of near-surface coal fires is proposed, which is based on the registration of its own thermal radiation using radiometric receivers in the microwave range. In addition, the possibility of their determination using thermal infrared imaging from spacecraft (Landsat-8) was evaluated.

Для регионов земной поверхности расположенной в Арктике и Субарктике характерно глубокое промерзание горных пород. Это характерно и для Забайкалья, где в зимний период времени грунты промерзают до 5 метров в глубину [5]. Такой тип промерзания не редко проявляется и на участках с месторождениями бурых и каменных углей. Одной из геоэкологических проблем при добыче полезных ископаемых на некоторых месторождениях является склонность углей к самовозгоранию, как при открытом, так и подземном способе отработки [7]. Примером такого месторождения, где горение угля наблюдается уже несколько тысяч лет является Горящая гора (Burning Mountain) в Австралии.

В естественных условиях пласты угля самовозгораются на различных глубинах, как вблизи поверхности земли, так и на значительной глубине под воздействием реакций, сопровождающихся значительным высвобождением энергии при окислении

углерода и других природных восстановителей. На локальных участках, где происходит подземное горение угля, температурный режим горных пород может быть сильно нарушен. Этот факт позволяет выявлять дистанционными методами, по собственному тепловому излучению, участки горения угольных месторождений в широком спектре электромагнитного излучения.

Одним из популярных методов диагностики пожаров на поверхности является выявление тепловых аномалий в инфракрасном диапазоне (3,7 мкм, 10 мкм...14 мкм), например в работе [4] приведен анализ лесных пожаров действовавших на территории Российской Федерации в 2001-2016 гг. Однако недостатком этого диапазона является то, что излучение формируется лишь в самых верхних слоях исследуемой среды, и составляет всего несколько микрометров. Более информативен по этой причине – микроволновый диапазон, излучение которого формируется с довольно больших глубин. Так, например, для пресного ледяного покрова эта толщина в сантиметровом диапазоне составляет несколько метров, что позволяет фиксировать различного типа включения во льду, что показано в работах [1, 2]. Такой же подход справедлив и для выявления неоднородностей или тепловых аномалий внутри промерзшего слоя грунта, который является слабодонасыщенным, в виду отрицательной температуры в нем.

Нами исследовался участок, где ранее произошло возгорание пластов бурого угля, который находится в 1,5 км к юго-западу от пос. Рудник Кадала в городе Чита (Забайкальский край) в одном из заброшенных карьеров. Описание данного месторождения можно найти в работе [6]. Визуально подземные пожары хорошо фиксируются в зимнее время по отсутствию снежного покрова (рис. 1), парящим газовым струям, выходящим из свежих трещин, обрушениям грунта, а также изменению его цвета вследствие обжига или появления налета новообразованных минералов на поверхности.



Рисунок 1. Визуальная фиксация подземного угольного пожара.

В работе [3] приведены результаты расчетов толщины формирования собственного теплового излучения для промерзшего грунта и показано, что скин-слой при низком содержании влаги в нем в сантиметровом диапазоне достигает несколько метров, а для дециметрового диапазоне уже достигает нескольких метров. Также в данной работе показано, что при глубине подземного пожара 6 метров; горение углей в форме шара; за один час в центре шара сгорает 2 кг угля; теплотворная способность углей принималась за 4100 ккал/кг (соответствует бурому углю); плотность месторождения углей 1300 кг/м³; Теплопроводность пород принята равной 2 Вт/(м·К). На поверхности т.е. на расстоянии 6 метров изменение температуры не превышает 0,2 °С.

Следовательно, при подземном горении углей при принятых параметрах температурный контраст над участком пожара невелик и при внешнем воздействии на

поверхность, например, при ветре или наличии снежного покрова, данное изменение температуры обнаружить по ИК-измерениям практически невозможно особенно, если горение угля происходит не активно. Однако открытые выходы теплых газов, которые образуются в результате сгорания угля имеют повышенную температуру. Так в 2014 году были обнаружены участки, с использованием пирометра, с температурой поверхности 240 °С. В 2022 году мощность пожара существенно снизилась и максимальное значение, которое было зафиксировано составило всего 75 °С. Снижение мощности подземного горения, скорее всего связано с наступлением влажного периода в Забайкальском крае, и соответственно объема воды поступающего к местам горения.

Анализ спутниковых данных (Landsat-8) показал, что в месте выходов горячего газа, образованного за счет подземного горения бурого угля в тепловом ИК-диапазоне наблюдается повышенное значение яркостной температуры на 5 °С в отличие от фонового значения. Однако такое повышение температуры также наблюдается и в местах, где нет подземного пожара. Это связывается прогревом земной поверхности открытых участков от снежного покрова под действием солнечной радиации. Характерной особенностью для Забайкалья является малоснежные зимы. Поэтому однозначно нельзя по космоснимку определить место подземного пожара.

Для определения мощности теплового излучения в микроволновом диапазоне в работе [3] было показано, что можно выявлять места горения подземных месторождений бурых углей по собственному тепловому излучению. Автомобиль с установленными радиометрами на автомобиль показан на рис. 2



Рисунок 2. Автомобиль с установленной радиометрической аппаратурой.

Результаты измерений радиояркостной температуры на длине волны 5,6 см приведены на рис. 3.

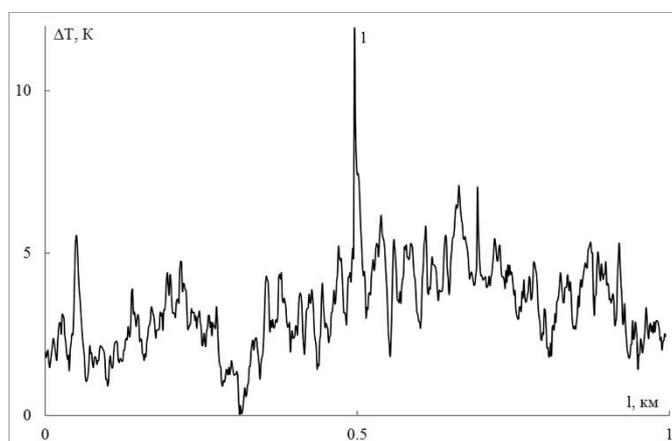


Рисунок 3. Трассовая запись радиояркостной температуры на длине волны 5,6 см.

Автомобиль осуществил трассовую запись по дороге проходящей недалеко от открытого места выхода газов. Как видно, из приведенной трассовой записи радиояркостной температуры, которая характеризует мощность собственного теплового излучения в микроволновом диапазоне, наблюдается увеличенное ее значение, отмеченное цифрой 1 на графике. Причем увеличенного значения температуры поверхности в инфракрасном диапазоне с использованием пирометра, обнаружено не было. От этого места, как раз, недалеко и наблюдается выход теплых газов на поверхность.

Таким образом, дистанционные методы зондирования угольных месторождений позволяют определять местонахождение подповерхностного угольного пожара, а также его динамику. Эффективным методом диагностики является комплексное исследование, а именно микроволновая радиометрия (радиометры можно устанавливать на беспилотные летательные аппараты), визуальное наблюдение и инфракрасная радиометрия, данные которых можно получать с космических летательных аппаратов.

Литература

1. Бордонский Г.С., Гурулев А.А. Особенности радиотеплового излучения ледяных покровов водоемов с различной степенью минерализации // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 210-215.
2. Гурулев А.А., Крылов С.Д. Использование радиотеплового излучения для контроля за загрязнением дельты реки Селенги // География и природные ресурсы. 2004. № 1. С. 72-75.
3. Гурулев А.А., Филенко Р.А., Цыренжапов С.В. Определение подповерхностного пожара угольного месторождения с использованием пассивных радиолокационных методов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2017. № 1. С. 75-83.
4. Лупян Е.А., Барталев С.А., Балашов И.Б., Егоров Б.А., Ершов Д.Б., Кобец Д.А., Сенько К.С., Стыщенко Ф.Б., Сычугов И.Г. Спутниковый мониторинг лесных пожаров в 21 веке на территории Российской Федерации (цифры и факты по данным детектирования активного горения) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 158-175.
5. Трофимова И.Е., Шеховцов А.И. Оценка термического режима почв котловин Прибайкалья и северного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 100-107.
6. Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья: Учеб. пос. Ч. II. Неметаллическое сырье. Кн. 1. Топливо-энергетическое, горно-химическое и горно-техническое сырье. Чита: Поиск, 2009. 308 с.
7. Shao Zh., Wang, DM., Wang, YM., Zhong, XX. Theory and application of magnetic and self-potential methods in the detection of the Heshituoluogai coal fire, China // Journal of Applied Geophysics. V. 104. P. 64-74.

СЕСМОКРИОДИНАМИКА И ПРОГНОЗ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ ДЕГРАДАЦИИ МЕРЗЛОТЫ В ПРЕДЕЛАХ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Джурик В.И.

Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова 128
E-mail: dzhurik@crust.irk.ru

Аннотация. Исследования, направлены на решение фундаментальной проблемы современной геодинамики и сейсмичности литосферы Центральной Азии. Цель работ связана с прогнозом сейсмических воздействий сильных землетрясений и обеспечением сейсмической безопасности территории Байкало-Монгольского региона. Конкретной задачей является прогноз сейсмических воздействий с учетом основных закономерностей сейсмокриодинамики, направленных на учет, расположенных на исследуемых территориях особых инженерно-сейсмогеокриологических областей, на которых вечная мерзлота существенно усложняет оценку и районирование максимальных прогнозных сейсмических воздействий.

SESMOCRYODYNAMICS AND PREDICTION OF SEISMICITY MANIFESTATIONS DURING PERMAFROST DEGRADATION WITHIN THE BAIKAL-MONGOLIAN REGION

Abstract. The research is aimed at solving the fundamental problem of modern geodynamics and seismicity of the lithosphere of Central Asia. The purpose of the work is related to the prediction of seismic effects of large earthquakes and ensuring seismic safety of the territory of the Baikal-Mongolian region. A specific task is the prediction of seismic effects, taking into account the basic laws of seismocryodynamics, aimed at accounting for special engineering-seismogeocryological areas located in the studied territories, in which permafrost significantly complicates the assessment and zoning of maximum predicted seismic effects.

Введение

В работе обобщаются данные по изучению сейсмокриодинамики Байкало-Монгольского региона, напрямую связанной с изменением природных и техногенных факторов. Природные факторы обязаны вариациям климатических условий всей земли или отдельным ее территориям, а техногенные влиянию производственного освоения территорий. В нашем понимании сейсмокриодинамика рассматривает закономерности проявления сейсмичности в пределах криолитозоны, как результат изменения характера сейсмических колебаний при сильных землетрясениях слоев мерзлых грунтов, обязанных изменению их температуры, под воздействием климата и техногенеза на различных масштабных уровнях. От локальных площадок отдельных ответственных сооружений до региональных, с учетом инженерно-сейсмогеокриологических областей [17] и сеймоклиматических зон [10].

Байкало-Монгольский регион, в состав которой входят Иркутская и Читинская области, Республика Бурятия и пять аймаков Монголии, включающих Хубсугул и бассейн Селенги, представляют собой территорию с высоким уровнем сейсмической опасности. Не случайно изучение сейсмичности, особенностей проявления землетрясений, закономерностей современных геодинамических процессов и оценка сейсмической опасности в регионе во многом связаны с природными условиями и степенью развития региона [7].

Природные условия региона определяют его экономическое развитие и характеризуются высокой сейсмической активностью и широким распространением многолетнемерзлых грунтов. В прошедшем столетии он являлся ареной крупнейших в мире внутриконтинентальных землетрясений (до 10-11 баллов), связанных с высоким сейсмическим потенциалом [12]. В целом они определяются следующими основными показателями.

В Монголии наличие вечной мерзлоты обусловлено высокой климатической зональностью, пространственным взаиморасположением горных хребтов и крутизной их склонов. Согласно данным геокриологических исследований многолетнемерзлые породы (ММП) в большей степени распространены на севере и северо-западе Монголии. Примерно 30% ее территории приходится на зоны сплошного, прерывистого и массивно-островного распространения ММП [2]. Самые низкие температуры мерзлых грунтов характерны для высокогорных районов (-10 до -3°C). В верховьях ручьев, речных долинах, тектонических впадинах мощность мерзлоты достигает 140 м, температура не ниже -1°C , а глубина сезонного промерзания достигает 4,5 м. [1]. Байкальский регион так же отличается значительными вариациями, как потенциальной сейсмической опасностью, так и температурного поля грунтов, от положительных температур, на юге и юго-западе, до -6°C на северо-востоке, где мощность мерзлоты в долинах превышает 100 и более метров и в высокогорных районах более 400 м [6].

Учитывая сказанное, представляет интерес обобщение данных выявленных ранее и установление закономерностей проявления сейсмичности при деградации мерзлоты в пределах криолитозоны, дополненных проведением необходимых расчетов на

современном уровне для конкретных территорий, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах Байкало-Монгольского региона [9].

Краткий анализ обобщенных и полученных результатов исследований.

Проведенный ранее анализ распределения уровня сейсмичности и распространения мерзлоты на территории Восточной Сибири и Монголии показывает, что границы этих зон практически не согласуются [5]. Однако проявление сейсмичности для сильных землетрясений коррелируются с различной степенью затухания балльности с расстоянием для зон сплошной и островной мерзлоты. Это наглядно подтверждается при анализе распределения изосейст, представительных сильных землетрясений региона: Южно-Якутского, Тас-Юряхского, и Могодского [7] (Рис.1). Для первых двух землетрясений, преобладающее направление основных разломов и геологических структур близко к направлению с запада на восток, к которому, должны тяготеть и максимальные проявления интенсивности сотрясений. В какой-то степени это проявляется, но в итоге суммарный уровень сотрясений отвечает распределению по площади основных мерзлотных факторов [17].

Если брать северное и южное направление, то затухание балльности для первых двух землетрясений различаются в 1,5–2 раза. Северное направление, сплошная мерзлота среднее спадание балльности от 6 до 5 и 4-х баллов отмечается на расстояниях от эпицентра – 80, 150 и 240 км, во втором (южное направление) – 10, 310 и 580 км, соответственно.

Для Могодского землетрясения, произошедшего в зоне островного распространения мерзлых грунтов, отмеченной закономерности не наблюдается (Рис.1). Направления максимальных осей изосейст для этого землетрясения обусловлено активностью структур того же направления, плотностью распределения по ним островов мерзлоты и преобладанием ее распространением в высокогорных районах в южном направлении.

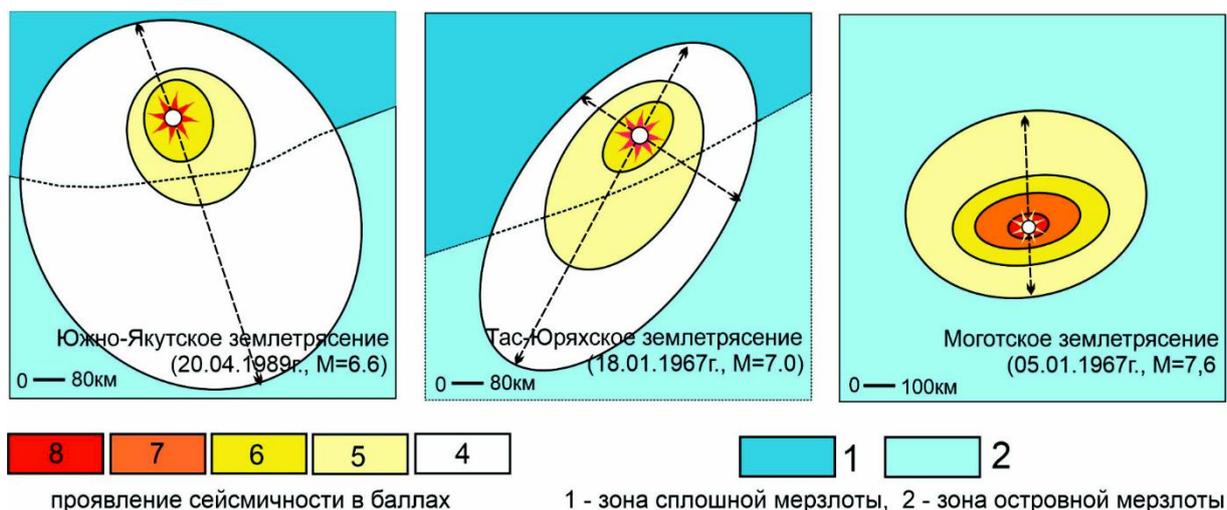


Рис. 1. Проявления сейсмичности сильных землетрясений в различных сейсмоклиматических зонах: стрелками указаны преобладающие северные и южные направления затухания сейсмичности.

Отмеченные проявления сейсмичности, связанные с мерзлотными особенностями регионов по изосейстам сильных землетрясений, вызывают необходимость разработки методов прогноза сейсмических воздействий, для естественного состояния мерзлых грунтов и на случай их оттаивания, по основным показателям сейсмических

воздействий: акселерограммам, спектрам, частотным характеристикам и их параметрам [9]. Для их получения использовались данные регистрации землетрясений малых энергий, микросейсм и измерений скоростей распространения упругих волн в слоях, а также оценка состояния мерзлоты в переходных исследуемых климатических зонах [13; 20].

Такая возможность реализована, на случай полной деградации мерзлоты, для территорий, расположенных в различных мерзлотных и сейсмических зонах. Для Байкальской зоны это Муйская впадина (Рис. 2А) и для Монголии участок строительства Бурэнханского ГОКА (Рис. 2Б). В отмеченных районах вероятны температурные изменения слоев мерзлоты под воздействием техногенных и естественных факторов, что, в свою очередь, обосновывают необходимость прогноза их поведения при сильных землетрясениях [5; 22].

Основой расчетов для количественной оценки сейсмического состояния исследуемых территорий служили обобщенные и полученные ранее данные, по скоростям продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн [3; 16; 18; 6; 15]. Их краткий анализ в верхнем слое земной коры в пределах Муйской впадины приводит к следующим результатам.

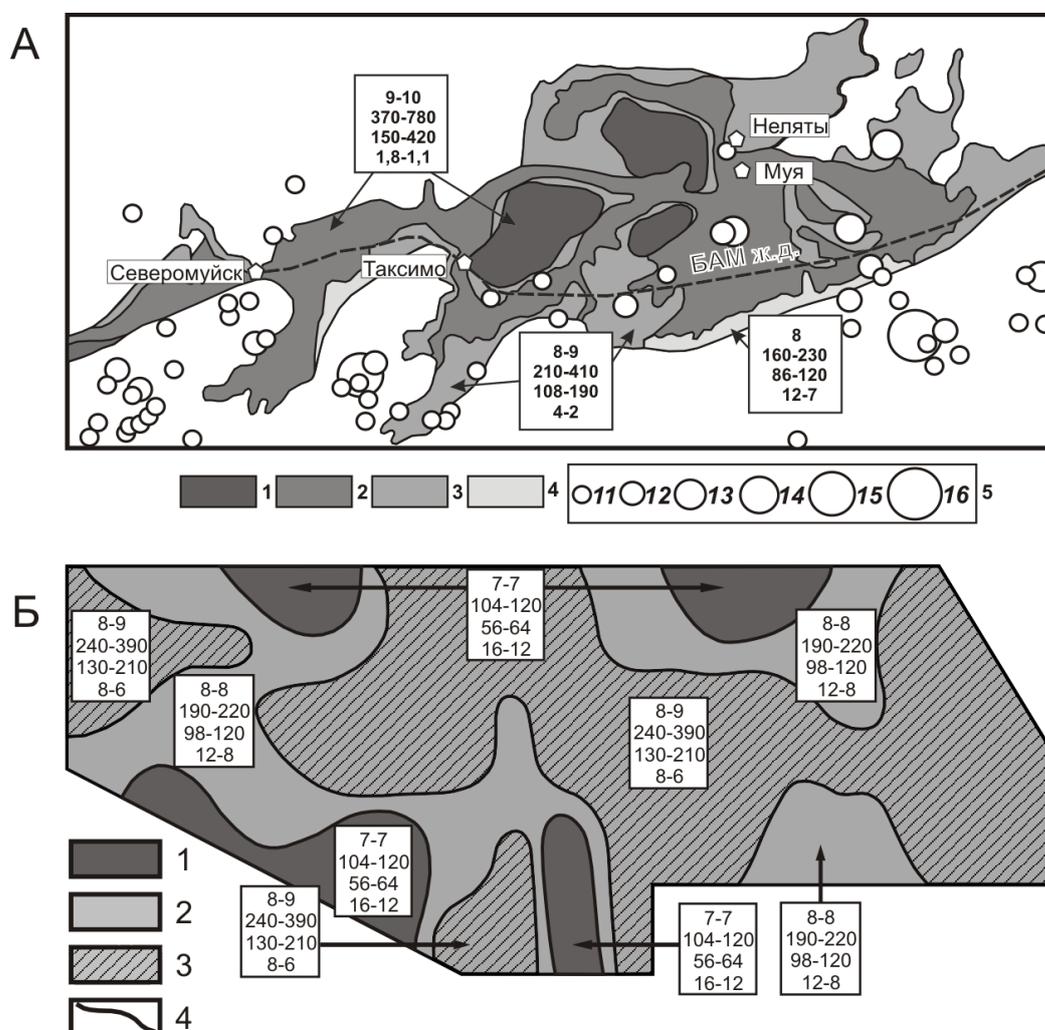


Рис. 2. Реализация прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты.

А – карта-схема Муйской впадины (БСЗ): 1-4 основные комплексы осадочных пород (1 - пролювиально-делювиальный комплекс, 2 - аллювиально-пролювиальный

комплекс, 3 - аллювиальный комплекс, 4 - озерно-аллювиальный комплекс), 5 – энергетический класс землетрясений. В квадратах сверху вниз соответственно: сейсмическая опасность в баллах, максимальные ускорения для горизонтальной компоненты в $\text{см}/\text{с}^2$, максимальные ускорения для вертикальной компоненты в $\text{см}/\text{с}^2$, резонансные частоты в Гц (слева – естественное состояние, справа – прогнозируемое). Б – карта-схема Бурэнханского ГОКа (Монголия): 1 – коренные эталонные породы, 2 – рыхлые мерзлые и талые неводонасыщенные грунты, 3 рыхлые мерзлые и талые водонасыщенные грунты, 4 – граница зон с различными расчетными параметрами сейсмических воздействий; в квадратах сверху вниз то же что и на рисунке 2А.

На разрезах, представленных скальными грунтами, скорости определяются различной степенью выветривания горных пород. До глубины 13-15 метров они характеризуются значениями V_p , равными 1000-1100 м/с и V_s 470-580 м/с. Слабо выветриваемые коренные породы имеют повышенные значения V_p от 1690 до 2720 м/с и V_s от 730 до 1420 м/с. Ниже, с глубиной, скорость быстро увеличивается и достигает значений 4200 м/с. Отношение продольных волн к поперечным меняется от 1,6 для плотных пород до 2,1 для разрушенных. Наибольшее число измерений для относительно сохранных и мерзлых коренных пород приходится на значения близкие к 3000 м/с.

Отмеченные закономерности сохраняются и для территории Бурэнханского ГОКа, поэтому в дальнейшем для этого участка они представляются в виде расчетных сейсмогрунтовых моделей для естественного и прогнозируемого состояния грунтовых слоев. Модели характеризуются изменением с глубиной акустических жесткостей, продольных и поперечных волн.

Для реализации количественного прогноза сейсмической опасности в баллах [18] и выполнения теоретических расчетов сейсмических воздействий при деградации мерзлоты необходим в первую очередь прогноз скоростей сейсмических волн с учетом температуры грунтов (T) в естественном состоянии. В этом направлении на основе использования результатов режимных измерений сейсмических параметров мерзлых грунтов, выполненных на участках с различной степенью техногенного воздействия, в различных климатических зонах северо-востока Сибири и Монголии, установлены экспериментальные уравнения [5; 19]:

$$\begin{aligned} V_{PI} &= 0,3(V_{PIII} - 0,2T^{0,18}) - 0,47; \quad V_{PII} = 0,37(V_{PIII} - 0,2T^{0,18}) + 0,54; \\ V_{SI} &= 0,185(V_{SIII} - 0,14T^{0,53}) - 0,052; \quad V_{SII} = 0,164(V_{SIII} - 0,14T^{0,53}) + 0,103; \\ V_{PI} &= 1,05V_{PII} - 1,264; \quad V_{SI} = 1,18V_{SII} - 0,19. \end{aligned}$$

Уравнения открывают возможность прогноза V_p и V_s в мерзлых (III) грунтах при переходе их в талое неводонасыщенное (I) или водонасыщенное (II) состояние и соответствуют, преобладающим песчаным и гравийно-галечным грунтам. На основе использованных экспериментальных данных и приведенных уравнений реализованы расчеты сейсмической опасности по методике, изложенной в работах [19; 21]. Для расчетов использовались и обобщенные амплитудно-частотные характеристики, полученные по отношению спектров землетрясений и микросейсм зарегистрированных на эталонных и исследуемых грунтах. В этом случае предпочтение отдавалось данным полученным по записям землетрясений [13].

Представленные данные о скоростях сейсмических волн и имеющихся сведения о строении верхней зоны, позволили построить необходимое количество сейсмических моделей до монолитных «эталонных» коренных пород с учетом мерзлотных и гидрогеологических условий для исследуемых территорий.

Отмечаются следующие общие закономерности проявления сейсмичности, для криолитозоны Байкальского региона и северной Монголии. Сейсмическая опасность мерзлых грунтов меньше, или сравнима с талыми, но зависит от их температуры. Наибольшие значения скоростей распространения продольных и поперечных волн характерны для скальных грунтов. В мерзлых грунтах V_p и V_s во многих случаях значительно выше, чем в талых. Среди талых грунтов повышенными значениями скоростей обладают обводненные грунты. Вечномерзлые рыхлые грунты с температурой ниже -2°C по сейсмическим свойствам характеризуются сравнительно высокими показателями. В особенности это относится к крупнообломочным грунтам (аллювиальным, аллювиально-пролювиальным, моренным). Значения V_p и V_s у них близки к скоростям в скальных грунтах, отношение максимальных амплитуд колебаний исследуемых и эталонных грунтов при землетрясениях ($A_i/A_{\text{эт}}$) не превышает 1,2-1,3 и по уровню сейсмической опасности они сопоставимы со скальными. Для мерзлых, гравелистых и щебенистых грунтов ($T > -2^{\circ}\text{C}$), характерны несколько пониженные величины V_p и V_s и повышенное отношение $A_i/A_{\text{эт}}$ соответственно, величина приращений сейсмической балльности (ΔI) в этом случае будет близка или превысит 0,5 баллов.

Для проведения теоретических расчетов [14; 4], сигнал, соответствующий исходной сейсмичности территории сформирован для выбранных площадок в соответствии с имеющимися данными по относительно сильным землетрясениям [8]. Для первой площадки были отобраны землетрясения, зарегистрированные сейсмостанциями Байкальского филиала ГС СО РАН. В число отобранных записей вошли землетрясения с энергетическим классом >9 и эпицентральным расстоянием до 300 км. Последнее зависело от магнитуды зарегистрированных землетрясений. Общее количество обработанных трех компонентных записей ускорений равно 77.

Для каждого отобранного землетрясения рассчитывались амплитудные и фазовые спектры с помощью прямого преобразования Фурье. Далее сформированная, нормированная акселерограмма масштабировались на уровень принятой сейсмичности равной 8 баллам для грунтов I категории и использовалась как исходная по сейсмическим свойствам для «Муйской впадины» [11]. Сами результаты такого подхода к расчетам представлены в виде карты-схемы для двух компонент (Рис. 2А). Для естественного (мерзлого) состояния грунтов впадина разделяется на участки 8-9 баллов, а максимальные ускорения колебаний грунтов будут находиться в пределах от 160 до 370 $\text{см}/\text{с}^2$ для максимальной горизонтальной компоненты и от 86 до 150 $\text{см}/\text{с}^2$ для вертикальной компоненты. Для прогнозируемого талого состояния она разделяется на участки от 8 до 10 баллов, а максимальные ускорения будут лежать в пределах от 230 до 780 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты NS и от 120 до 420 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты Z. При этом максимумы спектров имеют значения 49, 380 и 780 $\text{см}/\text{с}$, на частотах от 3 до 6 Гц.

Для участка строительства Бурэнханского ГОКа (Рис. 2Б) использовался исходный сигнал, сформированный по изложенной выше методике для грунтов первой категории, на основе сильных землетрясений, произошедших за последние два года в районах Байкало-Монгольского региона [11]. В итоге, для принятой исходной сейсмичности равной 8 баллам, для естественного состояния грунтов участок по сейсмической опасности разделяется на зоны 7 и 8 баллов. Максимальные ускорения колебаний грунтов будут находиться в пределах от 104 до 240 $\text{см}/\text{с}^2$, для максимальной горизонтальной компоненты и от 56 до 130 $\text{см}/\text{с}^2$ для вертикальной компоненты. Для прогнозируемого талого состояния он разделяется на участки от 7 до 9 баллов и максимальные ускорения будут лежать в пределах от 120 до 490 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты NS и от 64 до 240 $\text{см}/\text{с}^2$ для компоненты Z. Основные максимумы частотных

характеристик при оттаивании мерзлоты, для рассматриваемых территорий в большинстве случаев смещаются в сторону низких частот.

Таким образом в работе обобщены ранее проведенные исследования и получены новые данные для конкретных территорий, с учетом изучения отмеченных выше, основных закономерностей сейсмокриодинамики. От анализа изосейст сильных землетрясений, связанных, в свою очередь, с проявлениями сейсмичности Байкало-Монгольского региона, до реализации прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты на примере конкретных территорий, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах. Представленные карты-схемы могут являться основой изучения пространственно-временной неоднородности поведения криолитозоны при температурных, техногенных и сейсмических нагрузках.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта №20-55-44011.

Литература

1. Васильев В.И., Шешеня Н.Л., Чеховский А.Л. Формирование инженерно-геологических условий центральной Монголии. М.: Наука, 1987. 144 с.
2. Геокриологическая карта МНР. Масштаб 1:1 500 000. /Под редакцией С.Ю. Пармузина. Уланбаатар: ГУГК МНР, 1981.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология. Новосибирск, Наука, 1985, 192 с.
4. Дженкинс Г., Баттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. Вып. 2. 257 с.
5. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск: Издательство Сибирского Отделения РАН, ISBN 5-7692-03334-X. 2000. 270 с.
6. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. Динамика сейсмического риска при температурных изменениях в криолитозоне. Криосфера Земли. №4. Т.№9. 2003. С. 37-40.
7. Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С. П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Сибирское отделение РАН Институт земной коры: ISBN 978-5-902764-47-3. Иркутск, 2009. 420 с.
8. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Изучение динамических характеристик землетрясений Байкальской рифтовой зоны с целью формирования исходных сейсмических сигналов //Вулканология и сейсмология, 2015, № 5, с. 1–11
9. Джурик В.И., Брыжак Е.В., Серебренников С.П. К разработке региональной методики прогноза параметров сейсмических воздействий восточного фланга Байкальской сейсмической зоны при деградации мерзлоты //Международный научно-исследовательский журнал, № 11 (89), 2019. С. 92-97.
10. Джурик В.И., Брыжак Е.В., Батсайхан Ц., Серебренников С.П., Ескин А.Ю. Сейсмокриодинамика Байкало-Монгольского региона и прогноз сейсмических воздействий сильных землетрясений при деградации мерзлоты. /Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. VIII международный симпозиум тезисы докладов 28 июня - 2 июля 2021г, г. Бишкек. С. 274-276
11. Джурик В.И., Брыжак Е.В., Батсайхан Ц., Серебренников С.П., Шагун А.Н., Ескин А.Ю. Спектральный анализ сильных землетрясений и прогноз сейсмических воздействий Байкало-Монгольского региона. /Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский: 2021, с. 167-171. //DOI: 10.35540/903258-451.2021.8.30.
12. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. // М., Наука, 1985, С.224
13. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М., Наука, 1988, 280 с.
14. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М.: Мир, 1973. 124 с.
15. Районирование сейсмической опасности территории города Эрдэнэт. Иркутск: ISBN 978-5-902754-67-1, Институт земной коры СОРАН, 2011.120 с
16. Сеймотектоника и сейсмичность Прихубсугуля. Новосибирск: «Наука» 1993. 180 с.
17. Солоненко В.П. Особенности сейсмических проявлений в условиях вечной мерзлоты //Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 279–284.
18. Сейсмическое микрорайонирование аймачных центров Монголии. Улаанбаатар: АНМ, 1998. 248 с.
19. Сейсмические свойства скальных грунтов. Новосибирск: «Наука», 1986. 132 с.

20. Briggs M.A., Campbell, S., Nolan J., Walvoord M.A., Ntarlagiannis D., Day-Lewis F.D., Lane J.W. Surface Geophysical Methods for Characterising Frozen Ground in Transitional Permafrost Landscapes(2017) Permafrost and Periglacial Processes, 28 (1), pp. 52-65.
21. Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia. (2004). – Dzhurik, V.I. & Dugarmaa, T. (eds.) – Ulaanbaatar - Irkutsk, 315 pp.
22. Gupta, I.D., Trifunac, M.D. Empirical scaling relations for pseudo relative velocity spectra in western Himalaya and northeastern India (2018) Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 106, pp. 70–89.

ГЕОРАДАРНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР В АРКТИКЕ

Едемский Д.Е.¹, Тумской В.Е.², Прокопович И.В.¹

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, г. Троицк, Россия; deedemsky@gmail.com

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия

Представлены результаты георадиолокационного изучения мерзлых пород на участках развития полигонального микрорельефа западного побережья полуострова Таймыр и острова Котельный. Микрорельеф представлен плоскобугристыми полигонами, развитыми на песчано-гравийных и алевритовых отложениях. Георадарная съемка позволила получить волновые образы некоторых полигонально-жильных структур, оценить влияние на них сезонно-талого слоя, определить скорости распространения электромагнитных волн. Для более корректной интерпретации проведено компьютерное моделирование их возможных волновых образов.

GPR SURVEY OF ICE-WEDGE STRUCTURES IN THE ARCTIC

Edemsky D.E.¹, Tumskoy V.E.², Prokopovich I.V.¹

¹Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, RAS, Moscow, Troitsk, Russia; deedemsky@gmail.com

²Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

The results of GPR studies of frozen rocks within the development of a polygonal microrelief are presented. The investigation was carried out on the western coast of the Taimyr Peninsula and Kotelny Island. The polygonal microrelief is represented by flat-hilly polygons developed on sand-gravel and silty deposits. GPR survey made it possible to detect wave patterns of some polygonal-wedge structures, evaluate the influence of the seasonal thaw layer on them, and determine the speed of propagation of electromagnetic waves. For a more correct combination, computer simulation of possible wave images was carried out.

Введение

На территории криолитозоны полигональные формы микрорельефа широко распространены от степей Забайкалья на юге до арктических пустынь на севере. Давно известно, что причиной формирования полигонального микрорельефа является процесс морозобойного (криогенного) растрескивания [2, 4]. В зимний период года, благодаря температурным напряжениям растяжения, в толще мерзлых пород образуются узкие вертикальные трещины на глубину до 5-8 м. В ультра криоаридных условиях они заполняются пылеватым и песчаным материалом, приводя к возникновению песчаных или песчано-ледяных жил. В более влажных условиях трещины заполняются талой снеговой водой, что приводит к образованию ледяных жил (ПЖЛ). В процессе многолетнего роста ледяных жил в ширину над ними на поверхности земли образуются земляные валики. В плане валики над ледяными жилами формируют полигональную, чаще всего тетрагональную, решетку. Поперечный размер полигонов изменяется от 3-5 до 100-150 м, чаще всего находясь в диапазоне 10-25 м.

Когда в результате изменения температурного режима на поверхности мёрзлых пород (в результате климатических изменений, локального переувлажнения поверхности или в ходе естественной динамики микрорельефа) происходит увеличение мощности сезонно-талого слоя (СТС), начинается вытаивание верхних частей ледяных жил. При дальнейшем протаивании над ними возникают канавы, в результате чего изначальный полигонально-валиковый микрорельеф превращается в полигональный плоскобугристый с понижениями над ледяными жилами, происходит инверсирование ландшафта. Если отложения, вмещающие ледяные жилы, имеют высокую льдистость, то между протаивающими жилами возникают конусообразные бугры (байджерахи), имеющие высоту 2-4 м. Со временем повторно-жильные льды превращаются в псевдоморфозы.

Основные типы повторно-жильных структур (ПЖС) отличаются по веществу, заполняющему морозобойные трещины, по положению трещин относительно СТС и зависят от среднегодовой температуры пород $t_{ср}$ [4]. Геокриологическая зональность проявляется в различии диапазонов $t_{ср}$, при которых осуществляется в породах различного состава и влажности переходы от изначально-грунтовых жил к полигональным системам, содержащим ПЖЛ и изначально-грунтовые жилы (по трещинам высоких порядков генерации), а от них к системам только с повторно-жильными льдами. В одном и том же районе в различных отложениях могут существовать и развиваться различные виды ПЖС.

До настоящего времени полевыми георадарными исследованиями охвачены далеко не все типичные участки развития полигонального микрорельефа. При георадарном зондировании полигональной сети авторы ряда работ [5, 8, 11, 12] отмечали, что от верхней части ледяной жилы формируется отражение в виде гиперболы и оно трудно различимо на большинстве радиолокационных записей из-за ее неглубокого залегания. Непосредственно под основной гиперболой отражения часто появляются вторичные гиперболы, которые возникают на большем временном интервале под ледяными жилами и могут представлять собой краевые дифракции внутри клиновидной структуры. В результате этого могут возникать вторичные множественные гиперболические отражения, образующие отличительную гиперболическую структуру радарограммы.

В работе [9] при георадарном исследовании полигонов на острове Байлот авторы связали отражения на большем временном интервале с основанием ледяных жил, обнаруженных при раскопках на глубинах от 2,4 до 2,7 м и их контактами с вмещающими породами. Для выявления подземных льдов некоторые исследователи [6] использовали величину ослабления амплитуды отраженных сигналов и их прерывистый характер. В работе [8] с ледяными жилами были связаны практически вертикальные линии отражений типа «реверберация».

В настоящей статье приводятся отдельные результаты георадарного обследования полигонального плоскобугристого микрорельефа в Арктике, полученные в ходе Комплексной экспедиции Северного флота и РГО «Архипелаги Арктики – 2020» в августе-октябре 2020 г (рис. 1).

Результаты исследований позволили увидеть, как некоторые типы полигонально-жильных структур выглядят на радарограммах [3], установить особенности строения СТС, а также понять, какие характеристики ледяных жил и вмещающих их отложений могут быть определены при георадарной съемке.

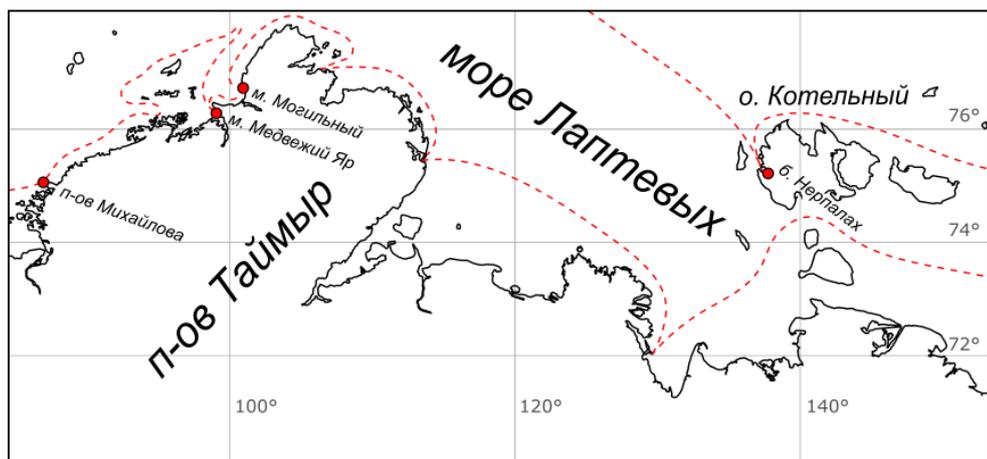


Рис. 1. Схема маршрута экспедиции и участков георадарных исследований.

Методология проведения исследований

Исследования полигональных форм микрорельефа и связанных с ними ПЖС выполнены методом георадиолокации с применением георадара «Лоза-В», укомплектованного резистивно-нагруженными антеннами с центральной частотой зондирующего сигнала 100, 150 и 250 МГц. Амплитуда зондирующего импульса составляет 5 кВ, ширина зондирующего импульса 7-10 нс. Антенна с центральной частотой 100 МГц при благоприятных условиях способна обеспечивать глубину зондирования порядка 15 м при разрешающей способности 0,25-0,3 м. Антенна с центральной частотой 150 МГц способна выполнять исследования на глубинах до 10 м и обеспечить разрешающую способность 0,2-0,25 м.

Для определения наличия, размеров и особенностей строения ПЖС были выполнены георадарные исследования по профилям, ориентированным перпендикулярно простиранию жильных структур. На полученных радарограммах ПЖС теоретически должны выражаться в нарушении структуры осадочных пород в виде разрывов осей синфазности и изменении волновой картины радарограмм.

Исследования проводились осенью, в период наибольшей глубины сезонного оттаивания. Это усложняло проведение исследований из-за высокого затухания сигнала в СТС и большого коэффициента отражения сигнала от кровли многолетнемерзлых пород (ММП) на фоне слабых сигналов от границ и объектов непосредственно в толще ММП. Согласованность и сопоставимость данных, полученных на разных участках в Арктике, высока и обеспечена тем, что они были получены в течение двух летних месяцев с использованием одного типа оборудования и по одной методике. Для интерпретации полученных данных и восстановления по ним геологического разреза применялось как зондирование по методу общей глубинной точки (ОГТ) [1], так и анализ отражений от локальных объектов, что позволяло пересчитать георадарный профиль из шкалы времен в шкалу глубин без привлечения априорной информации. Контроль глубины залегания подошвы СТС в характерных точках выполнялся с помощью поискового щупа. Состав отложений определялся на качественном уровне в закопках до 0,5 м глубиной. Привязка точек осуществлялась с помощью GPS-приёмника.

На каждом участке работ проводилось съёмка с дрона и составление цифровой модели рельефа, которая в дальнейшем использовалась для высотной коррекции линии профиля.

Двухмерное численное исследование было выполнено с программного обеспечения grgMax для решения системы уравнений Максвелла методом конечно-разностных вычислений во временной области [7, 10, 13].

Обработка данных выполнялась с помощью программного обеспечения Крот (georadar.ru), и скриптов, написанных в математическом пакете Matlab. Обработка радарограмм включала корректировку амплитуды сигнала, полосовую фильтрацию, функцию усреднения и др.

Моделирование волновых образов полигонально-жильных структур

На модельных задачах нами рассмотрены некоторые особенности работы метода георадиолокации в летний период при наличии СТС, сформированного в песчано-гравийных, супесчаных и торфяных отложениях. Мощность СТС изменялась в пределах 0,4-1,0 м, при этом коэффициент диэлектрической проницаемости слоя находился в диапазоне 35-65.

Нахождение локального объекта в слое СТС над радиоконтрастной границей СТС-ММП приводит к появлению на радарограммах ярких кратных отражений на уровне подошвы СТС и ниже (рис. 2а), в то время, как локальные объекты в слое ММП не вызывают появление дополнительных фантомных переотражений. Пример с размещением в слое СТС нескольких локальных объектов представлен на рис. 2б. Они приводят к появлению множества помех ниже подошвы СТС и маскируют сигналы от ниже расположенных отражающих поверхностей (рис. 2в). Этот эффект существенно затрудняет процесс качественного обследования нижележащих слоев разреза.

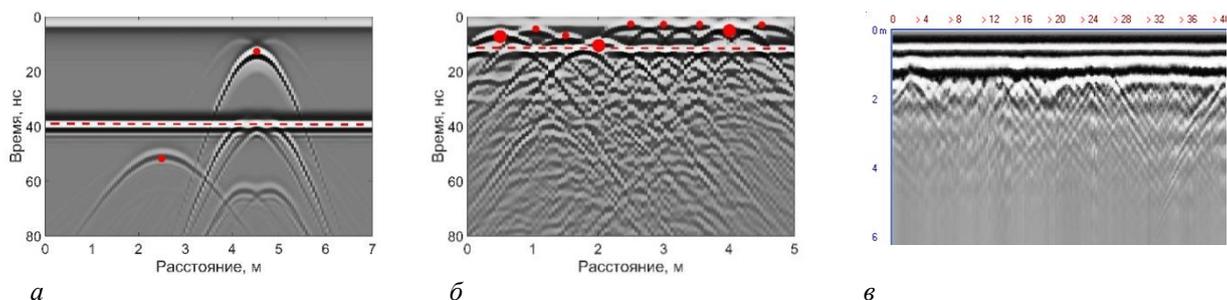


Рис. 2. Эффект влияния СТС на радарограмму: а, б – моделирование, в – полевые данные. Красная штриховая линия – граница раздела сред (подошва СТС), красные кружки – локальные объекты.

Модельная радарограмма ледяной жилы приведена на рис. 3а. Если ее кровля совпадает с подошвой СТС, она четко фиксируется (рис. 3б). За счет формирования соответствующих гипербол на верхних углах жилы однозначно фиксируется ее ширина. Вероятность регистрации нижнего конца жилы маловероятна (рис. 3а). Отражение от боковых стенок жилы также не формируется, но если на них имеются неоднородности в виде точек дифракции или плоскостей отражения, то волновая картина усложняется (рис. 3б). Часто ледяные жилы имеют отличную от клина форму, например, в сечении представляют форму трапеции (рис. 3в), в этом случае их основание фиксируются четко.

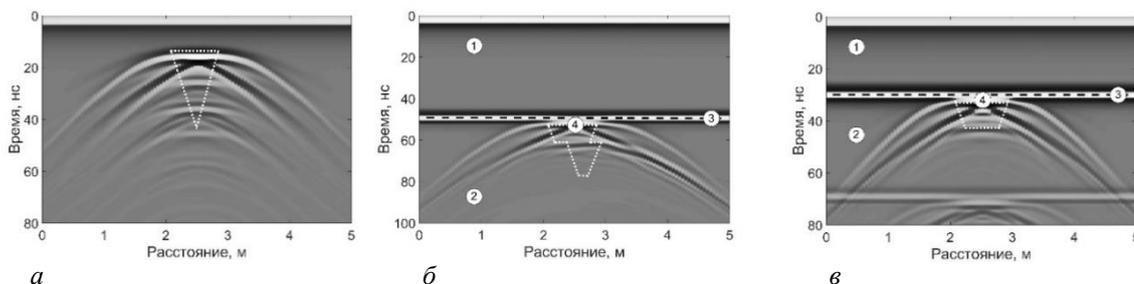


Рис. 3. Модельные радарограммы: а - ледяная жила; б, в - ледяная жила и СТС. Форма жил показана белой штриховой линией, подошва СТС – черной штриховой линией.

Результаты полевых исследований

Мыс Могильный (полуостров Таймыр)

Полигональный микрорельеф на поверхности морской террасы развит на алеврито-песчаных оторфованных отложениях. Он представлен понижениями глубиной до 0,3 м и шириной 1,2-2,8 м, расположенными на расстоянии 10-20 метров друг от друга.

Георадарный профиль проложен перпендикулярно понижениям от обрывистого берега вглубь полуострова (рис. 4). На профиле ПЖС выражены разрывами линий синфазности, характерной волновой картиной отражений и присутствием сигналов на отметках ниже подошвы СТС, до уровня ~100 нс. Субгоризонтальная вогнутая слоистость на радарограмме в пределах ПЖС говорит о формировании псевдоморфоз по ПЖЛ. Характер рисунка отражений структуры (3) на уровне 55-100 нс в ее центральной части, где происходит смена фазы отраженного сигнала относительно вертикальной линии, можно интерпретировать как наличие остаточной ледяной жилы.

Полученная по методике ОГТ скорость распространения волны в СТС составляет 4,2 см/нс, в мерзлых отложениях – 9 см/нс. Подошва СТС ярко выражена и расположена на глубине 0,6 м, а подошвы ПЖС – на глубинах 2,1-4,1 м.

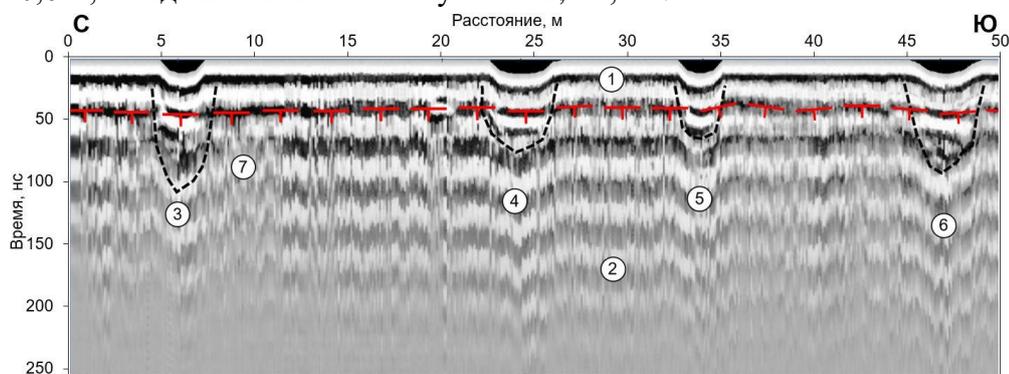


Рис. 4. Георадарный профиль, мыс Могильный: (1) – СТС; (2) – алеврито-песчаные отложения; (3)-(6) – ПЖС (черная штриховая линия); (7) – область георадарного разреза с низкой амплитудой реверберации сигнала; красная линия – подошва СТС.

Мыс Медвежий Яр (полуостров Таймыр)

Геологическое строение и ландшафт в целом аналогичны таковым на мысе Могильный, однако поверхность покрыта более толстым дерновым покровом. На поверхности присутствуют трещины более высокой генерации. Размер основной полигональной сети – 10-11 м, более мелкой – 0,5 м. Для зондирования был пройден профиль поперек канав протаивания глубиной около 0,3 м и шириной 1,1-1,8 м (рис. 5).

Рисунок волновой картины ниже подошвы СТС (глубина которой составляет около 0,55 м) носит нерегулярный характер по сравнению с профилем на мысе Могильный из-за реверберации сигнала на неоднородностях отложений в СТС и разрывах дернины на поверхности. Глубина залегания структур, которые также являются псевдоморфозами по ПЖЛ, составляет 3,4-5,3 м.

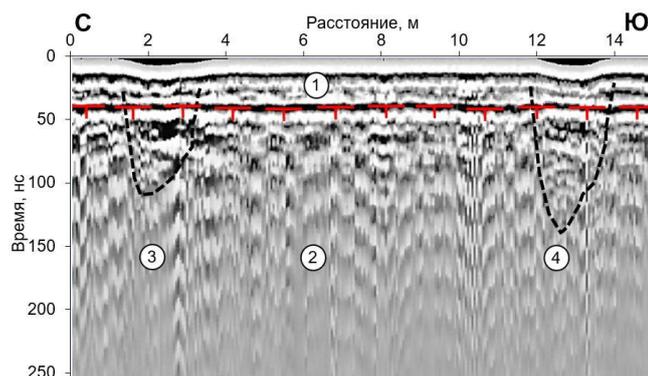


Рис. 5. Георадарный профиль, мыс Медвежий Яр: (1) – СТС; (2) – алеврито-песчаные отложения; (3)-(4) – ПЖС (черная штриховая линия); красная линия – подошва СТС.

Полуостров Михайлова (полуостров Таймыр)

Полигональный микрорельеф на морской террасе представлен неправильной плоскобугристой сетью незначительных понижений глубиной 0,1-0,25 м, сформированной на алевритах с включениями обломочного материала. Размер полигонов составляет 5-10 м. Мощность СТС 0,9-1,1 м, подошвы ПЖС расположены на глубине 1,9-2,6 м.

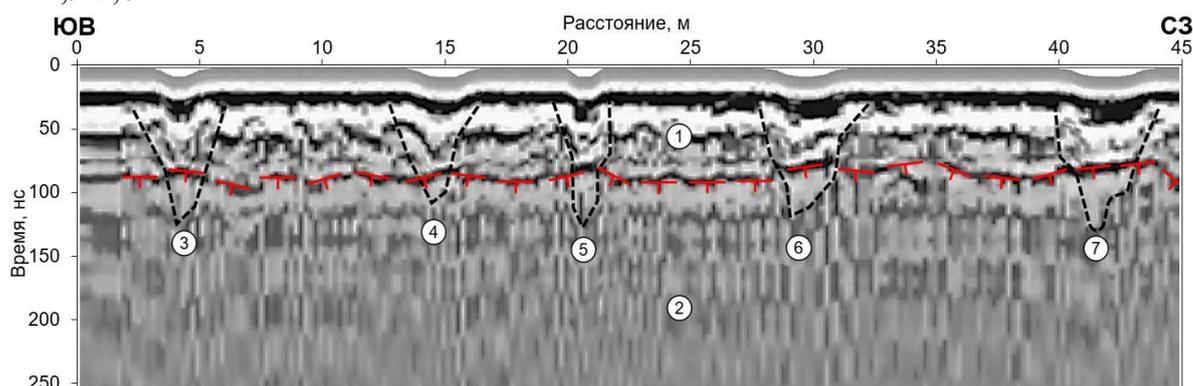


Рис. 6. Георадарный профиль, п-ов Михайлова: (1) – СТС; (2) – алевриты; (3)-(7) – ПЖС (черная штриховая линия); красная линия – подошва СТС.

На георадарном профиле у ПЖС (3)-(6) в верхней части наблюдаются гиперболы, а также V-образные структуры с изгибами осей синфазности. Данные структуры по характеру отраженного сигнала также можно интерпретировать как псевдоморфозы по ПЖЛ.

Остров Котельный (архипелаг Новосибирские острова)

Работы проведены на западном побережье на галечной косе, отделяющей лагуну Нерпалах от моря Лаптевых. Коса сложена с поверхности уплощенной разноразмерной галькой местных пород – песчаников, известняков и черных сланцев, ниже с песчаным заполнителем. Со стороны лагуны на галечной косе сформированы структуры, которые можно отнести к полигональному плоскобугристому микрорельефу, с понижениями над ПЖС. Ширина понижений составляет до 1,5 м, глубина до 0,5 м, при длине в первые сотни метров. СТС достигает мощности 1,3 м, глубина ПЖС (при средней скорости в разрезе 6 см/нс) – до 5,4 м.

На георадарных профилях (рис. 7) четко прорисованы данные структуры в виде гипербол на краях ПЖС. Основания ПЖС фиксируются гиперболами, как в модельной задаче (рис. 3в). На рис. 7 справа от ПЖС (3) присутствует вертикальная структура (4) с

отражением в виде гиперболы в верхней ее точке и отражениями типа «ревербераций». Ее можно интерпретировать как молодую трещину, которая не фиксируется пока на поверхности.

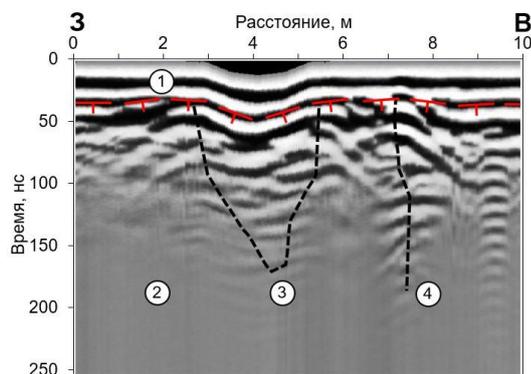


Рис. 7. Георадарный профиль, о. Котельный: (1) – СТС; (2) – песчано-галечные отложения; (3)-(4) – ПЖС (черная штриховая линия); красная линия – подошва СТС.

Обсуждение и выводы

Все изученные с помощью метода георадиолокации полигоны были образованы в процессе многолетнего морозобойного растрескивания и формирования повторно-жильных льдов. Для них характерно различие отложений, в которых они формировались. В настоящее время на данных участках полигональный микрорельеф находится на стадии деградации. Георадарные исследования не показали присутствие повторно-жильных льдов в понижениях. Это объясняется их полным вытаиванием или сохранением только тонкой узкой нижней части, которая не фиксируется георадаром. Внутреннее строение самих полигонов во всех случаях показало присутствие неоднородностей, связанных, скорее всего, с неоднородным распределением льдистости в породах.

Для георадарных профилей мысов Могильный и Медвежий Яр характерно слабое затухание сигнала и общее соответствие радарограмм плоскобугристому рельефу с локальными понижениями над протаявшими ледяными жилами. На георадарных профилях острова Котельный и полуострова Михайлова при аналогичном рельефе отчетливо наблюдаются валиковые структуры, связанные, вероятно, с неравномерным проседанием исходных ПЖС при протаивании.

Таким образом, использование моделирования и полевых измерений позволяет производить более обоснованную интерпретацию георадарных съемок. Показано, что структура СТС существенно влияет на волновую картину результатов зондирования, а отдельные элементы полигональных структур не всегда могут быть зафиксированы методом георадиолокации.

Авторы выражают признательность Русскому географическому обществу за организацию и содействие в проведении исследований.

Литература

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие // М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
2. Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, 1952. Вып. 3, с. 162-194.
3. Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Овсяченко А.Н. Георадиолокационное зондирование отложений в пределах деградирующего полигонального микрорельефа в Арктике // Криосфера Земли, 2021. Т. XXV, № 5, с. 55-69.
4. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур // Новосибирск: Изд-во Наука, 1977. 213 с.

5. Arcone S.A., Sellman P.V., Delaney A.J. Radar detection of ice wedges in Alask // In CRREL Report, 1982. Vol. 19, pp. 82-43.
6. Brandt O., Langley K., Kohler, J., Hamran, S. Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: A case examination on Svalbard // Remote Sens. Environ, 2007. Vol. 111, pp. 212-227.
7. Bricheva S., Schennen S., Stanilovskaya J. Prospects of the FDTD modeling tool gprMax for imaging of ice wedges // In Proceedings of the 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2017), Edinburgh, UK, 7–10 July 2017. P. 17080197.
8. De Pascale G.P., Pollard W.H., Williams K.K. Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada // Journal of Geophysical Research, 2007. Vol. 113, iss. 2, p. F02S90.
9. Fortier D., Allard M. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago // Can. J. Earth Sci., 2004. Vol. 41, pp. 997-1012.
10. Giannopoulos A. Modelling ground-penetrating radar by GprMax // Construct. Build. Mater., 2005. Vol. 19, no. 10, pp. 755-762.
11. Hinkel K.M., Doolittle J.A. et al. Detection of subsurface permafrost features with ground-penetrating radar, Barrow, Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 2001. Vol. 12, pp. 179-190.
12. Munroe J.S., Doolittle J.A. et al. Application of groundpenetrating radar imagery for three-dimensional visualisation of near-surface structures in ice-rich permafrost, Barrow, Alaska// Permafrost and Periglacial Processes, 2007. Vol. 18, pp. 309-321.
13. Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I. GprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for ground penetrating radar // Comput. Phys. Commun., 2016. Vol. 209, pp. 163–170.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ НИС «ОСТРОВ САМОЙЛОВСКИЙ» ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Епонешникова Л.Ю.^{1,2}, Дергач П.А.^{1,2}, Зобнин Г.Ю.^{1,2}, Дучков А.А.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия; ggd@admin.nsu.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия; ipgg@ipgg.sbras.ru

В данной работе представлены результаты исследований методом локальной сейсмической томографии дельтовой части реки Лены. С использованием сейсмических данных за 2019-2021 гг. В ходе работы была уточнена скоростная модель, получено трехмерное распределение скоростных аномалий, уточнены положения гипоцентров сейсмических событий для изучаемой области. Так же было произведено сопоставление результатов томографической инверсии с известными геологическими структурами в районе дельты реки Лены.

STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE SAMOILOV ISLAND AREA ACCORDING TO THE RESULTS OF LOCAL SEISMIC TOMOGRAPHY

Eponeshnikova L.Yu.^{1,2}, Dergach P.A.^{1,2}, Zobnin G.Yu.^{1,2}, Duchkov A.A.^{1,2}

¹Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ggd@admin.nsu.ru

² Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB RAS, Novosibirsk, Russia; ipgg@ipgg.sbras.ru

This paper presents the results of studies by the method of local seismic tomography of the delta part of the Lena River. Using seismic data for 2019-2021 the velocity model was refined, a three-dimensional distribution of velocity anomalies was obtained, and the positions of the hypocenters of seismic events for the study area were refined. The results of tomographic inversion were also compared with known geological structures in the Lena Delta region.

Арктическая научно-исследовательская станция (НИС) «Остров Самойловский» расположена в дельтовой части реки Лены (Якутия). В районе дельты реки Лены наблюдается уникальная сложная геодинамическая обстановка: спрединг хребта Гаккеля, рифтогенез на шельфе моря Лаптевых, а также растяжение, сжатие и их комбинации в месте сочленения срединно-океанических и континентальных структур (Хараулахский сегмент) [11]. Район исследования расположен в зоне распространения

сплошной мерзлоты, которая достигает глубин 1 км [1]. Дельта Лены также относится к сейсмоактивной зоне, обозначающей границу между Североамериканской и Евразийской литосферными плитами. Перечисленные факты определяют интерес к изучению сеймотектоники и структуры литосферы в данной области.

Исследуемый район обладает повышенной сейсмической активностью. В 1927 и 1928 годах здесь произошла серия крупных Булунских землетрясений (3 события с Ms 6.7, 6.6 и 6.4). Нечетко определенный механизм очага, вычисленный на основе первых вступлений продольной волны, указывает на сдвиго-сбросовые характеристики разломов [6]. Еще одно событие с Ms 6.4 было зарегистрировано в 1918 г. и связано непосредственно с окончанием активного рифта к югу от залива Буор-Хая.

Основной зоной современной сейсмичности в исследуемом регионе является зона Оленекского разлома, которая простирается от залива Буор-Хая до Хатангского залива и далее к полуострову Таймыр. Здесь решения механизмов очагов указывают на обстановку растяжения [7]. С другой стороны, согласно механизмам, определенным по телесеismicким наблюдениям [6], данная область является зоной надвига и/или сдвига. В работе [10] указывается на обстановку косоугольного растяжения в Хараулахском сегменте, соединяющем зону Оленекского разлома с системами разломов к югу от залива Буор-Хая.

Как упоминалось ранее, точность определения параметров гипоцентров сейсмических событий была довольно низкая (телесеismicкие наблюдения не могут обеспечить высокую точность). Это объясняется редкой сетью сейсмических станций в данном регионе. С середины 1980-х годов в районе пос. Тикси работает несколько стационарных сейсмостанций Якутского филиала Геофизической службы РАН. Временная сеть станций получила свое развитие начиная с 2016 г, когда немецкая и российская группы наладили длительное сотрудничество в области сейсмологических исследований в районе дельты р. Лены [2,8,9]. С 2019 г. работы по установке временных пунктов наблюдения в районе НИС «Остров Самойловский» проводятся сотрудниками ИНГГ СО РАН и НГУ с использованием российского оборудования [5].

Данная работа направлена на изучение локальной сейсмичности, зарегистрированной с помощью локальных сейсмологических сетей, для понимания структуры земной коры и взаимодействия систем разломов на стыке Сибирского кратона и рифтовой системы моря Лаптевых. Для этого было проведено уточнение гипоцентров локальных сейсмических событий и построена трехмерная скоростная модель методом локальной сейсмической томографии.

В работе используются данные за 2019-2021 гг., зарегистрированные с помощью временной локальной сейсмологической сети, установленной сотрудниками ИНГГ СО РАН и НГУ. Выбор мест для установки сейсмологических пунктов основывался, прежде всего, на их транспортной и пешей доступности, геологической обстановке, а также опыте установки предыдущих лет. Локальная сейсмологическая сеть станций и распределение сейсмичности после томографической инверсии приведены на рис. 1. Всего для проведения томографии были использованы данные с 10 станций (в районе НИС «Остров Самойловский» (метка SML00) установлено 3 сейсмических станции).

По полученным данным была произведена стандартная обработка: выделение сигналов от локальных землетрясений (с помощью алгоритма на основе сверточной нейронной сети [4]), снятие времен прихода P- и S-волн, амплитуд S-волн, определение параметров гипоцентров. Достоверность определений времен прихода контролировалась графиком Вадати. Уточнение начальной скоростной модели и релокация гипоцентров производилась при помощи метода лучевой томографии, реализованной в пакете LOTOS [12]. По мере появления новых данных, будет производиться уточнение скоростной модели и релокализация событий.

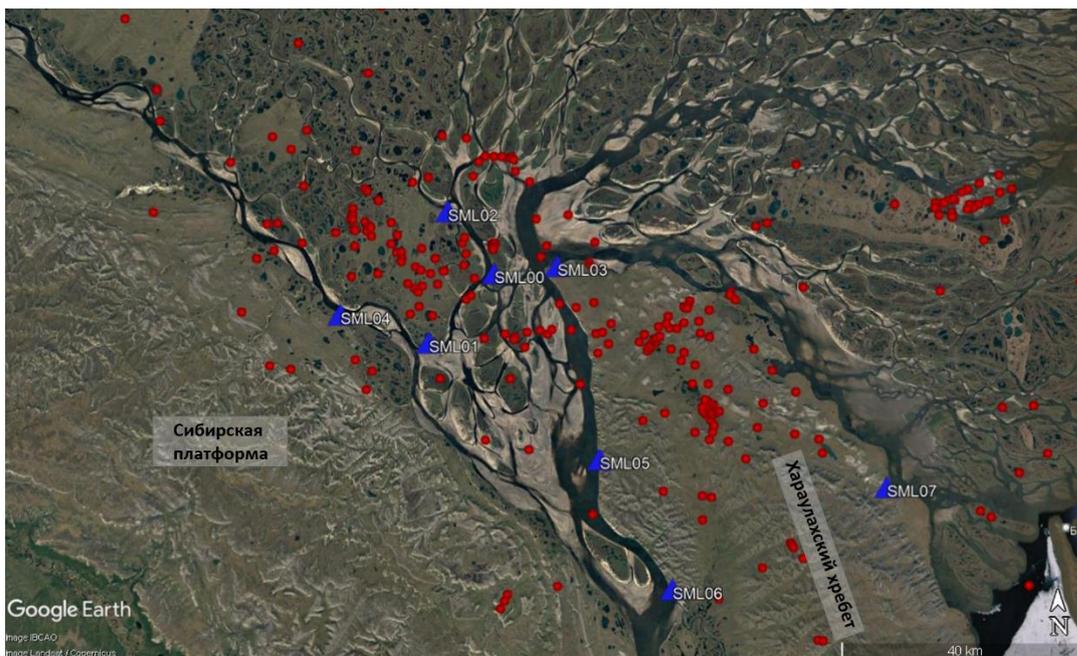


Рис.1. Сейсмологическая сеть станций (синие треугольники) и эпицентры локальных сейсмических событий за 2019-2021 гг. после томографической инверсии (красные кружки).

Метод сейсмической томографии, реализованный в программном пакете LOTOS позволяет восстановить трехмерное распределение аномалий скоростей по временам пробега сейсмических P- и S-волн. Для проведения инверсии необходимо знать координаты станций, координаты гипоцентров землетрясений, время в очаге и время прихода сейсмических волн на станции. В качестве входных данных алгоритма сейсмотомографической инверсии были использованы времена пробега P- и S- волн от 351 локального землетрясения, зарегистрированного в 2019-2021 гг.

В результате томографической инверсии были получены трехмерные распределения аномалий скоростей продольных и поперечных волн, а также соотношение V_p/V_s . На рис. 2 показан пример визуализации восстановления трехмерной структуры аномалий скоростей S- волн. На рис. 3 представлен горизонтальный срез, иллюстрирующий распределение V_p/V_s на глубине 10 км.

Было проведено сопоставление результатов сейсмической томографии с известными геологическими структурами дельтовой части реки Лены [3]. На данный момент, можно четко проследить контрастные пониженные значения V_p/V_s (см. рис. 3), соответствующие Сибирскому кратону и части Хараулахского хребта.

Результаты работ показали применимость метода сейсмической томографии для исследуемого района и представляют большой задел для последующих исследований данным методом. Полученные данные позволили проследить зону пониженного V_p/V_s , относящегося к Сибирскому кратону. По мере поступления новых данных, скоростная модель и локализация источников будут уточняться.

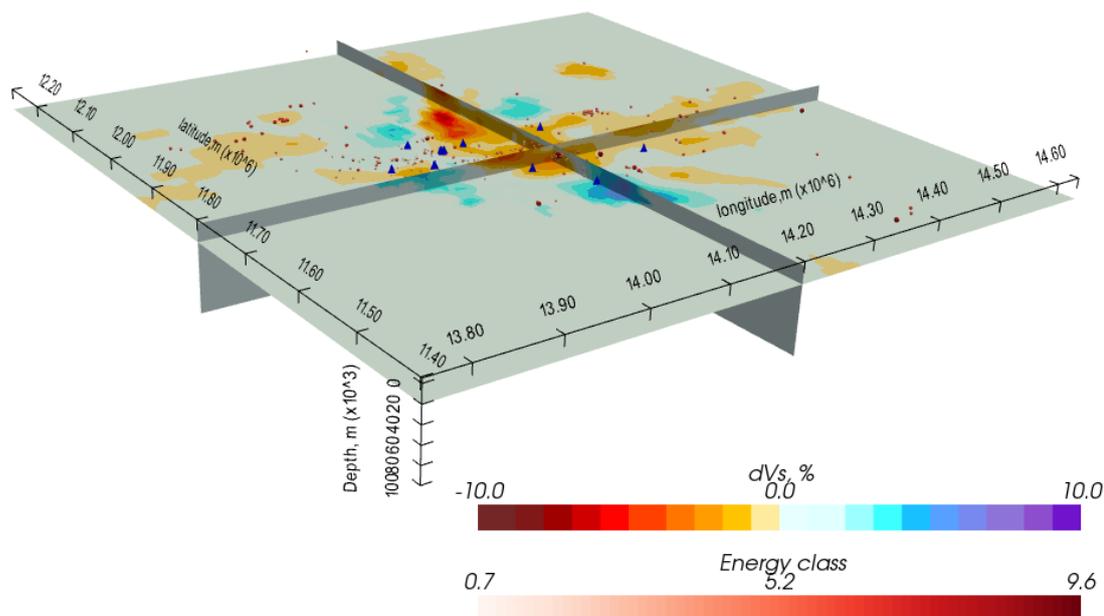
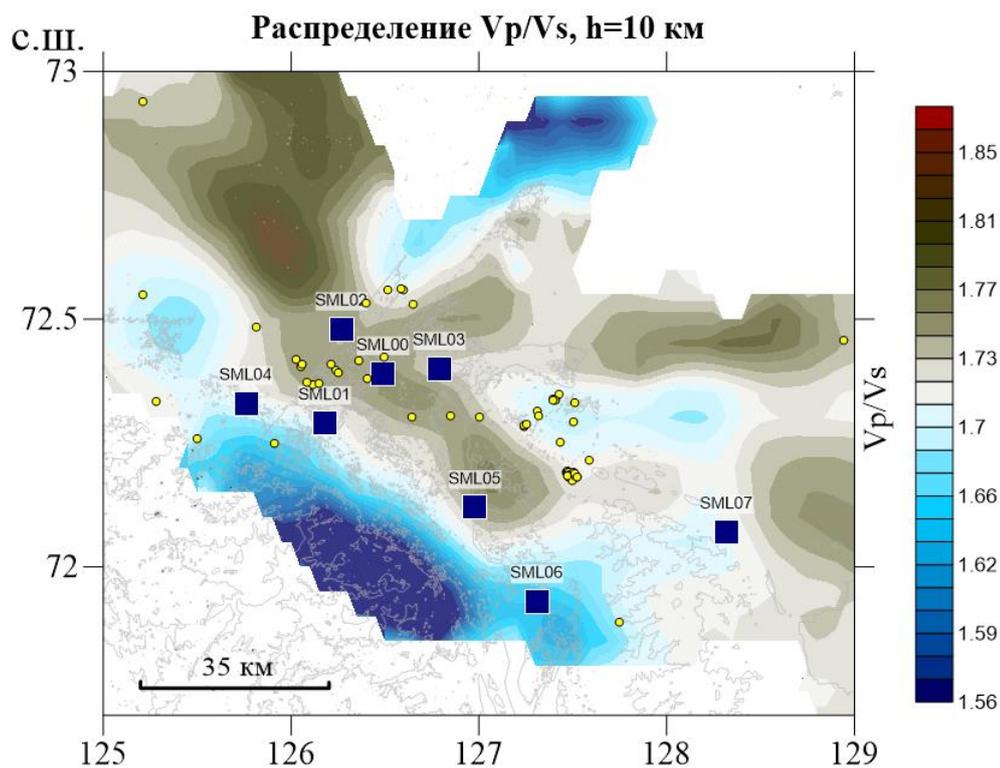


Рис. 2. Трехмерное распределение аномалий скоростей S- волн относительно начальной модели.



В.Д.

Рис.3. Распределение соотношения V_p/V_s в изучаемой области на глубине 10 км. Желтыми кружками обозначена сейсмичность на соответствующей глубине. Синие квадраты – сейсмические станции.

Литература

1. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ. 2013. 268 с.

2. Гайсслер В.Х., Баранов Б.В., Шибаетов С.В., Хаберланд К., Цуканов Н.В., Дозорова К.А. Российско-германский проект «Сейсмичность и неотектоника Лаптевоморского региона» // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2018. №1. С.102-106.
3. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника. 2019. №. 5. С. 62-77.
4. Ульянов Н.А., Яскевич С.В., Дергач П.А., Яблоков А.В. Детекция записей слабых локальных землетрясений с использованием нейронных сетей // Геофизические технологии. 2021. № 2. С. 13–23.
5. Dergach P.A., Ponasenko S.N., Eponeshnikova L.Y., Zobnin G.Y., Potapov V.V., Kartoziia A.A., Geissler W.H., Gukov S.A., Shibaev S.V., Tuktarov R.M. Seismological observations in Samoylov Island Area of the Lena Delta. Berichte zur Polar- und Meeresforschung = Reports on polar and marine research. Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2021. Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2022. [In print].
6. Franke D., Krüger F., Klinge K. Tectonics of the Laptev Sea – Moma `Rift' Region: Investigation with Seismologic Broadband Data // Journal of Seismology. 2000. 4. 99–116.
7. Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // Stephan Müller Special Publication Series 4. 2009. 117-145.
8. Geissler W.H., Dergach P.A., Tuktarov R., Petrunin S., Gukov S.A., Kartoziia A., Potapov V., Haberl Ch., Baranov B.V., Shibaev S.V., Kruger F., Pravkin S., Tsukanov N.V., Ploetz A., Krylov A., Vollmer D. Seismicity of the Laptev Sea Rift. Berichte zur Polar- und Meeresforschung = Reports on polar and marine research. Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2020. - Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2021. 756. 37-43.
9. Geissler W.H., Dergach P.A., Kruger F., Gukov S.A., Haberland Ch., Tsukanov N.V., Peresyphkin D., Zeckra M., Petrunin S., Eponeshnikova L.Y., Shibaev S.V., Baranov B.V., Ploetz A., Krylov A., Tuktarov R., Vollmer D. Seismicity of the Laptev Sea Rift. Berichte zur Polar- und Meeresforschung = Reports on polar and marine research. Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2019. - Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2021. 121-129.
10. Imaev, V. S., Имаева, L. P., Smekalin, O. P., Chipizubov, A. V., Ovsyuchenko, A. N., Kolodeznikov, I. I. Neotectonics of the Kharaulakh sector of the Laptev Shelf // Russian Geology and Geophysics. 2018. 59(7). 813-826.
11. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И. Геодинамическая активность современных структур и тектонические напряженности в Северо-Востоке Азии // Геодинамика & Тектонофизика. 2017. 8(4). 737–768.
12. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms. Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. 99(1), 194-214.

НОВЫЙ ПОДХОД К МОНИТОРИНГУ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ КРИОЛИТОЗОНЫ: НАБЛЮДЕНИЯ ЗА СТЕПЕНЬЮ ИХ ПРОМОРОЖЕННОСТИ С ОЦЕНКОЙ ЛЬДИСТОСТИ ПО ЭЛЕКТРИЧЕСКОМУ СОПРОТИВЛЕНИЮ

Ефремов В.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010 Якутск, Мерзлотная, 36

Предлагается мониторинг состояния грунтов криолитозоны по их промерзлости. Учитывая зависимость электрического сопротивления грунтов от их температуры, мониторинг проводится радиоимпедансным или PMT зондированием. В результате просмотра рядов изменения геоэлектрических разрезов во времени, определяются параметры переходного слоя промерзания-растепления. По ним определяется показатель льдистости и оценивается промерзлость грунтов.

NEW APPROACH TO GEOTECHNICAL MONITORING OF PERMAFROST: RESISTIVITY-BASED OBSERVATIONS OF ICE CONTENT AND FREEZING DEGREE

Efremov V.N.

Melnikov Permafrost Institute of the SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010, Russia

The degree of ground freezing is proposed to be used for geotechnical monitoring of the condition of permafrost. As electrical resistance of soil depends on its temperature, monitoring is carried out by the radio

impedance or RMT sounding method. By observing time series of resistivity variation over time, parameters of the transition freezing layer are determined. They are used to determine the ice content of the soil and to assess the degree of its freezing.

Введение

Степень промерзания грунтов обычно используется для различия талых и мерзлых грунтов, без учета градаций между этими двумя состояниями. А необходимость в учете градаций существует. Поскольку, помимо промежуточного пластично-мерзлого состояния, характерного для определенного типа грунтов, твердомерзлые грунты могут иметь различную степень льдистости, зависящую от температуры, и определяемую их гранулометрическим и минералогическим составом. С понижением температуры, температурная зависимость промерзания грунтов определяет последовательный переход в твердую фазу, сначала свободной воды, в зависимости от размера пор в минеральном скелете, а затем уже рыхлосвязанной и связанной воды. В условиях, изменившихся к повышению температуры, и твердомерзлые грунты, при их растеплении, могут, в обратной последовательности, перейти в пластично-мерзлое состояние.

Поэтому, для качественной оценки состояния мерзлых грунтов, уместно использовать понятие промороженности грунтов, как результата процесса промерзания во времени. Количественную оценку промороженности грунтов дает определение их объемной льдистости, которое традиционно производится в результате лабораторного анализа проб из керна скважины. Однако, изменение этой величины может оцениваться и по натурным наблюдениям с поверхности грунта электроразведочными методами геофизики.

Известно существование значительной температурной зависимости электрического сопротивления мерзлых дисперсных грунтов. Проявление этой зависимости было получено и нами по результатам радиоимпедансного зондирования [1] мерзлых песчаных грунтов на частотах 171, 549 и 864 кГц в период, когда их температура до глубины 4 м в один из дней апреля была одинаковой, но значительно отличалась в разные годы [2].

Причиной температурной зависимости электрического сопротивления мерзлых дисперсных грунтов является увеличение объемной льдистости грунтов с увеличением их промороженности, приводящее к росту сопротивления, и уменьшение льдистости грунтов по мере их растепления, ведущее к снижению сопротивления. На этом и основывается предлагаемый подход к мониторингу состояния грунтов.

Новизна подхода состоит в том, что состояние грунтов оценивается не по их температуре, а по фактической промороженности грунтов. Промороженность грунтов, как величину непостоянную во времени, оцениваем по их объемной льдистости. При этом, льдистость предлагается оценивать по измерениям электрического сопротивления с любой поверхности грунта бесконтактным способом.

Еще одной особенностью предлагаемого подхода является то, что основное внимание при оценке льдистости уделяется многолетнемерзлым грунтам слоя переходного промерзания-растепления, который выделяется нами в геоэлектрическом разрезе (ГЭР), далее по тексту «переходный слой ГЭР». Переходный слой ГЭР может включать в себя переходный и промежуточный слои, выделенные в геокриологическом строении грунтов Ю.Л. Шуром [3].

При аномальном изменении воздействия климатических факторов, вызванных глобальным потеплением, именно многолетнемерзлые грунты переходного слоя ГЭР, в первую очередь, будут подвержены опасности перехода в пластично-мерзлое состояние.

Ранее, нами проводились исследования мониторинга состояния мерзлых грунтов по результатам радиоимпедансных зондирований [4], в том числе и по переходному слою ГЭР [5].

В докладе показана возможность оценки льдистости грунтов по результатам наземных бесконтактных методов электроразведки в диапазоне частот 100-1000 кГц для мониторинга состояния грунтов. В проведенных исследованиях использованы данные радиоимпедансного зондирования мерзлых грунтов (РИЗ), полученные при мониторинге состояния мерзлых грунтов [1]. Данные РИЗ по кажущемуся сопротивлению и фазе поверхностного импеданса интерпретированы с помощью известной магнитотеллурической программы ZondMT2D для получения геоэлектрических разрезов и удельных электрических сопротивлений по слоям.

Предложенная методика оценки льдистости может быть использована в применении РИЗ, РМТ, ДЭМП и других электроразведочных методов для мониторинга состояния грунтов криолитозоны.

Методические положения и результаты экспериментальных исследований

При радиоэлектромагнитном мониторинге, кроме удельного электрического сопротивления (УЭС), нами рассматривается и кажущееся сопротивление грунтов, измеряемое при радиоимпедансном и РМТ зондированиях. Кажущееся сопротивление грунтов показывает величину эффективного электрического сопротивления массива грунтов на глубину, равную толщине скин-слоя на данной частоте [1]. Глубинность РИЗ на частотах 100-1000 кГц, оцениваемая по толщине скин-слоя, составила для песчаных грунтов величину порядка 30 м, в среднем.

С учетом глубинности РИЗ, кажущееся сопротивление мерзлых грунтов с понижением частоты от 1000 кГц до 500 кГц зависит в большей степени от состояния грунтов деятельного слоя. С понижением частоты от 500 кГц до 100 кГц кажущееся сопротивление зависит уже как от состояния грунтов слоя годовых колебаний температуры в целом, так и от состояния грунтов слоя переходной промороженности, в значительной степени.

Ранее, при одновременном мониторинге температуры и кажущегося сопротивления песчаных грунтов, нами были получены температурные зависимости кажущегося сопротивления на частотах 171, 549 и 864 кГц, показавшие его увеличение с понижением температуры грунтов до глубины 4 м в апреле [2]. На частотах 549 и 864 кГц, близкие по характеру, температурные зависимости показывают увеличение кажущегося сопротивления грунтов деятельного слоя в 5 раз, при снижении температуры грунтов с -4,5 до -8°C. На частоте 171 кГц, снижение температуры грунтов в том же диапазоне температур, приводит к меньшему, но все еще значительному, увеличению кажущегося сопротивления грунтов в 2 раза, уже с учетом переходного слоя ГЭР (рис. 1).

Переходным слоем ГЭР мы называем многолетнемерзлые грунты, подстилающие деятельный слой от его подошвы на глубину 1-5 м, в зависимости от их состава и воздействия климатических факторов. Его отличие от подстилающих многолетнемерзлых дисперсных грунтов состоит в меньшей льдистости, сформировавшейся в результате последних значений их температуры и изменяющейся в годовом теплообороте. В геоэлектрическом разрезе (ГЭР) этот слой отличается меньшим УЭС, чем у стационарной толщи многолетнемерзлых дисперсных отложений, имея, при этом, вертикальный градиент сопротивления. Его меньшее УЭС вызвано меньшей льдистостью, величина которой зависит от близости температур слагающих его грунтов, к температуре фазового перехода содержащейся в них влаги.

С учетом этого слоя примем следующую трехслойную модель геоэлектрического строения массива дисперсных грунтов в Центральной Якутии, в которой два верхних слоя имеют сезонно изменяющиеся УЭС и мощность:

1) деятельный слой мощностью 1-4 м, в котором посезонно происходят фазовые переходы воды и изменения льдистости, в зависимости от температуры в холодный период года, характеризуется продольной проводимостью $S_1=h_1/\rho_1$;

2) многолетнемерзлый переходный слой промороженности мощностью 1-5 м – в нем в гораздо меньшей степени, но происходят сезонные фазовые переходы воды и изменения льдистости, в зависимости от температуры в теплый период года, характеризуется продольной проводимостью $T_2=h_2\rho_2$;

3) многолетнемерзлый слой дисперсных грунтов с постоянными значениями льдистости и УЭС, характеризуется поперечным сопротивлением $T_3=h_3\rho_3$.

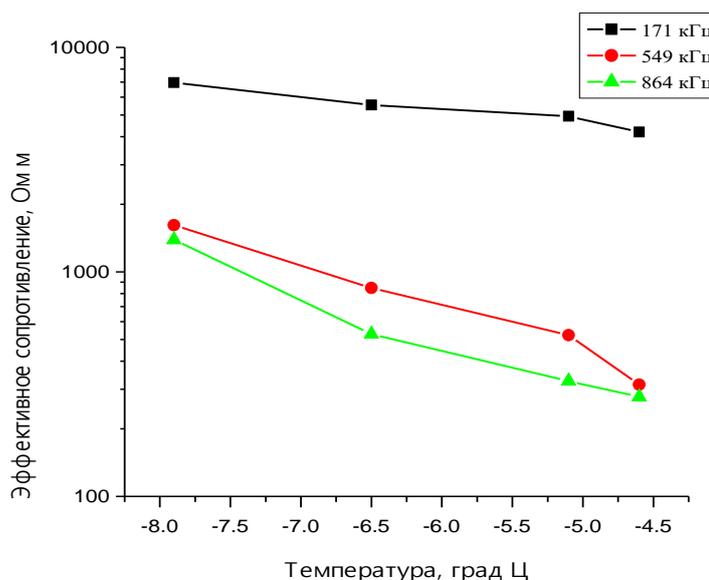


Рис. 1. Зависимость эффективного электрического сопротивления песчаных грунтов от их температуры на стационаре ИМЗ СО РАН «Туймаада».

Изменения ГЭР во времени (рис. 2), полученные на пункте для мониторинга по результатам еженедельных РИЗ, соответствуют представленной выше модели и демонстрируют наличие переходного слоя ГЭР, показывая его вариации в течение года. Здесь переходный слой ГЭР имеет величину УЭС порядка 1500 Ом·м и выделяется красным тоном, а деятельный слой - зеленым.

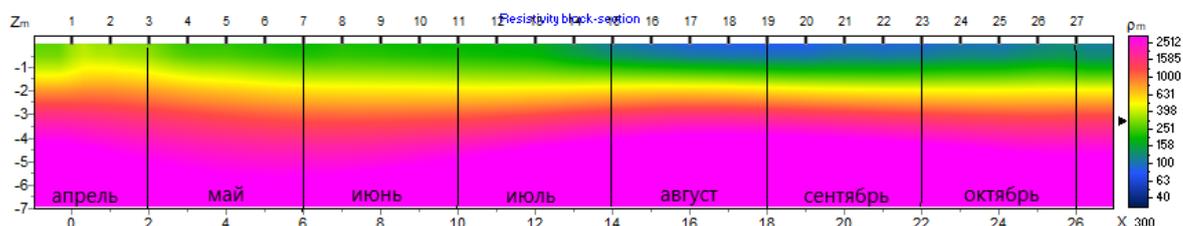


Рис. 2. Временной ряд изменения геоэлектрического разреза массива песчаных грунтов на стационаре ИМЗ СО РАН «Туймаада» в Якутске в 2008 г.

В деятельном слое, мощностью 1-2 м, УЭС, в зависимости от состояния грунтов, изменяется в пределах 76-450 Ом·м (рис.2).

Переходный слой ГЭР, в данном случае (рис. 2), имеет максимальную мощность 3 м и минимальное УЭС 630 Ом·м в мае, а минимальную мощность 1,5 м и максимальное

УЭС 1850 Ом·м в августе, что вполне соответствует движению тепловых потоков и изменению температур грунтов по глубине в данные периоды времени. Следует отметить, что в октябре мощность его начинает расти с продвижением теплового потока вглубь массива.

По изменению УЭС во временном ряде наблюдаются изменения основных параметров деятельного слоя и переходного слоя ГЭР, а следовательно и прослеживается состояние мерзлых грунтов для мониторинга.

Для количественной оценки состояния мерзлых грунтов в переходном слое ГЭР введем показатель льдистости. Именно льдистость является тем параметром, который в большей степени отличает мерзлые грунты от литологически им однородных, но находящихся в талом состоянии грунтов. Показатель льдистости определяется с учетом УЭС и поперечного сопротивления переходного слоя ГЭР путем сопоставления величины этих параметров с их величиной для грунтов, таких же по литологическому составу, но без наличия в них существенной льдистости. Показатель льдистости является относительной, безразмерной величиной, позволяющей оценивать изменение объемной льдистости в грунтах с поверхности бесконтактным методом.

В качестве примера сравним изменения состояния грунтов в годы, отличающиеся по количеству выпавших осадков. Нормальное количество осадков в 2006 г. и аномальное в 2007 г. отразились в параметрах соответствующих геоэлектрических разрезов (рис. 3). В сравнительно теплом 2007 г. выпало аномальное количество осадков: высота снегового покрова в марте 47 см; количество дождевых осадков 31 мм в мае и 90 мм в июне-июле.

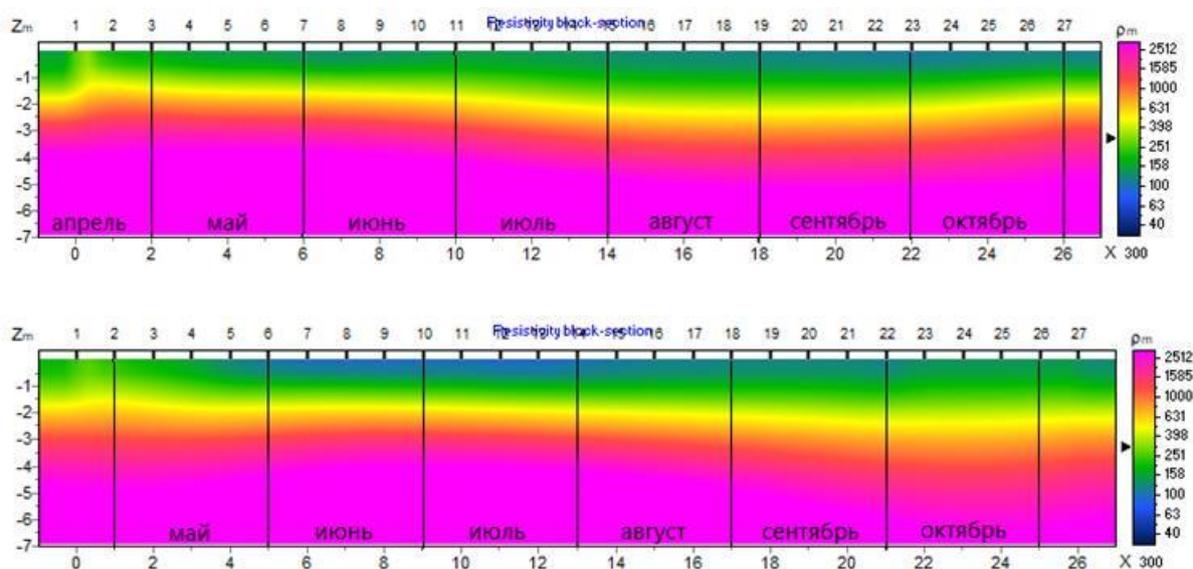


Рис. 3. Временные ряды изменения геоэлектрического разреза массива песчаных грунтов на стационаре ИМЗ СО РАН «Туймаада» в Якутске в 2006 (верхний) и 2007 (нижний) годах.

Очевидно, дожди в августе-сентябре 2006 г. и, особенно обильные, в июне-июле 2007 г. значительно понизили УЭС верхней части деятельного слоя (рис. 3). Отсутствие значительных дождей осенью 2007 г. повысило мощности деятельного слоя и переходного слоя ГЭР до аномальных значений, что согласуется с запаздыванием повышения температуры грунтов на глубине порядка 4 м, отмеченным нами ранее [6].

Аномальное повышение температуры грунтов летом 2007 г. отмечается значительным снижением значений показателя переходного слоя ГЭР, представленного по годам, для сравнения с другими параметрами, в табл. 1.

Таблица 1

| Дата | 2006 21 апреля (6 августа) | 2007 26 апреля (7 августа) | 2008 22 апреля (5 августа) |
|---|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Кажущееся сопротивление на частоте 171 кГц, Ом·м | 4670 (1550) | 2341 (1173) | 3884 (1378) |
| УЭС переходного слоя ГЭР на глубине 1,5-5 м, Ом·м | 1836 (1773) | 1523 (1640) | 1933 (1667) |
| Показатель льдистости переходного слоя ГЭР на глубине 1,5-5 м | 19,4 (22,6) | 19,3 (13,6) | 24,8 (17,5) |

Здесь УЭС переходного слоя ГЭР изменяется по годам не столь значимо, а кажущееся сопротивление в 2007 г. хотя и отличается значительней от значений 2006 и 2008 годов, но содержит, при этом, и влияние деятельного слоя.

Таким образом, показатель льдистости отражает изменение промороженности грунтов, вызванное климатическими факторами и движением тепловых потоков.

Заключение

Промороженность грунтов качественно констатирует их состояние в процессе промерзания или растепления на данный момент времени.

Слой переходного промерзания-растепления грунтов (переходный слой ГЭР), представляя многолетнемерзлую часть слоя годовых колебаний температуры, характеризуется сезонным изменением льдистости, в зависимости от изменения температуры грунтов. Такие его параметры как положение верхней границы, мощность и значения показателя льдистости показывают состояние верхней части многолетнемерзлых грунтов и возможность ее перехода из твердомерзлого состояния в пластично-мерзлое.

Представление изменения геоэлектрических разрезов массива во времени, полученное при мониторинге состояния грунтов, в виде временных рядов, позволяет проследить изменение УЭС и мощностей отдельных слоев.

Показатель льдистости переходного слоя ГЭР, определенный по его поперечному сопротивлению, характеризует состояние грунтов этого слоя. Он может быть использован как для мониторинга состояния многолетнемерзлых грунтов, так и при инженерно-геологических изысканиях для выделения зон с высокой льдистостью грунтов.

Мониторинг изменения параметров деятельного слоя и переходного слоя в геоэлектрическом разрезе позволит точнее оценить и спрогнозировать состояние многолетнемерзлых грунтов на ближайшее будущее при климатических изменениях.

Литература

1. Ефремов В.Н. Радиоимпедансное зондирование мерзлых грунтов. Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2013. 204 с.
2. Ефремов В.Н. Температурная зависимость сезонных изменений электрического сопротивления многолетнемерзлых грунтов // Наука и образование. № 1 (61), 2011. С.50-54.
3. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1988. 212 с.
4. Ефремов В.Н. Геофизическая оценка и индикация результата воздействия климатических факторов на состояние мерзлых грунтов // БСТ. Бюллетень строительной техники. № 12 (1024), 2019. С. 46-50.
5. Ефремов В.Н. Метод мониторинга состояния многолетнемерзлых грунтов по электрическим параметрам переходного слоя // Материалы XI международного симпозиума по проблемам инженерного мерзлотоведения. Магадан (Россия), 5-8 сентября 2017 г. Якутск: изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2017. С. 241-242.
6. Ефремов В.Н. Оперативный прогноз опасности аномального изменения состояния многолетнемерзлых грунтов в летний период по результатам геофизического мониторинга // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике. Международная Научно - практическая Конференция. Салехард, 2021. С. 135-138.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ЭМИССИИ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Ефремов В.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010 Якутск, Мерзлотная, 36

Электромагнитная эмиссия мерзлых грунтов происходит при интенсивном оттаивании или промерзании воды в деятельном слое в результате резкого изменения их температуры. Для песчаных грунтов это происходит сезонно в апреле-мае и в октябре-ноябре, создавая помехи для приема радиосигналов в диапазоне 5-200 кГц. Амплитуда создаваемого электромагнитной эмиссией мерзлых грунтов поля вдвое больше при их таянии, чем при промерзании. По амплитуде создаваемого электромагнитной эмиссией поля можно оценить интенсивность процессов таяния и промерзания грунтов.

MANIFESTATIONS OF ELECTROMAGNETIC EMISSION IN FROZEN SOILS

Efremov V.N.

Melnikov Permafrost Institute of the SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010, Russia

Electromagnetic emission in frozen soils occurs upon intensive thawing or freezing of water in the active layer, as a result of a sharp change in soil temperature. For sandy soils, this occurs seasonally in April-May and in October-November, interfering with the reception of radio signals in the range of 5-200 kHz. The amplitude of the field created by electromagnetic emission in frozen soils is twice as large when they melt as when they freeze. The amplitude of the field created by electromagnetic emission can be used to estimate the intensity of soil thawing and freezing.

Введение

О наблюдении электромагнитных импульсов при напряжениях, деформации и разрушении горных пород известно давно. Известно также, что напряженно-деформированное состояние, деформации и трещины в горных породах, как и в других твердых телах, могут быть причиной появления электромагнитной эмиссии [1]. Приложение статической или медленно меняющейся нагрузки к диэлектрическим материалам вызывает появление импульсов электромагнитного поля как в момент микро- и макрорастрескивания, так и на стадиях, предшествующих разрушению [2]. Кроме того, источниками сигналов электромагнитной эмиссии предполагаются внешние и внутренние поверхности диэлектриков, генерирующие переменное электрическое поле в процессе колебательного движения имеющегося на них электростатического заряда

[2]. Однако, сведения об электромагнитной эмиссии мерзлых горных пород, вызванной их оттаиванием, либо промерзанием, ранее известны не были.

Оттаивание и промерзание грунтов всегда сопровождаются различными деформациями. Здесь речь пойдет об электромагнитной эмиссии горных пород деятельного слоя, появляющейся в результате деформаций, вызванных его сезонным оттаиванием или промерзанием. Электромагнитная эмиссия такого рода, порождается многочисленными локальными деформациями в деятельном слое. Они, в результате действия принципа суперпозиции, будут создавать вокруг него некоторое электромагнитное поле. Электромагнитная эмиссия, происходящая при фазовых переходах влаги в грунтах, была замечена нами в 2017-2018 годах по аномальному повышению фоновых значений электромагнитного поля при мониторинге состояния грунтов по радиосигналам на низких частотах [3-5]. Открытое природное явление было тогда названо электромагнитной эмиссией мерзлых грунтов.

Методика и результаты экспериментальных исследований

Мониторинг аппаратурой РМТ проводился на экспериментальном участке стационара «Туймаада» ИМЗ СО РАН. Использовался цифровой регистратор М-К5-SM25 с комплектом приемных магнитных антенн и ортогональные симметричные незаземленные линии приема горизонтальной составляющей электрического поля. Магнитные антенны принимали вертикальную и горизонтальную составляющие поля. Принимаемые сигналы оцифровывались, записывались и представлялись в ходе предварительного просмотра в виде амплитудных спектров в рабочем диапазоне частот. Измерения производились на частотах диапазона 1-1000 кГц каждую неделю с марта по ноябрь на открытой площадке и в сосновом бору. Для учета влияния климатических факторов использовались метеоданные, взятые в интернете на сайте «гр5.ru».

Сначала было отмечено весеннее повышение амплитуды вертикальной составляющей магнитного поля на частотах 10-100 кГц (рис. 1), а затем и выделены спектры этих сигналов.

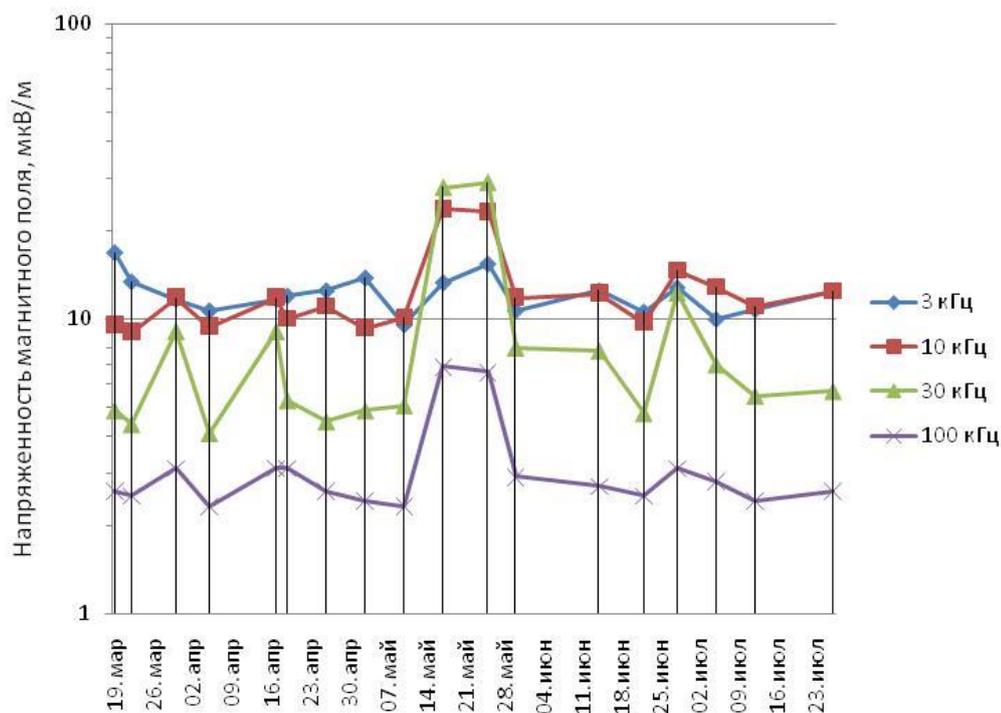


Рис. 1. Изменения амплитуды вертикальной составляющей переменного магнитного поля на стационаре «Туймаада» (г. Якутск) в период с 19 марта по 26 июля 2018 г.

По данным мониторинга изменения компонент электромагнитного поля, принимавшихся на территории стационара «Туймаада» ИМЗ СО РАН, по спектрам сигналов было обнаружено повышение уровня амплитуды компонент поля в диапазоне частот 5-200 кГц в весенний и осенний периоды (рис. 2).

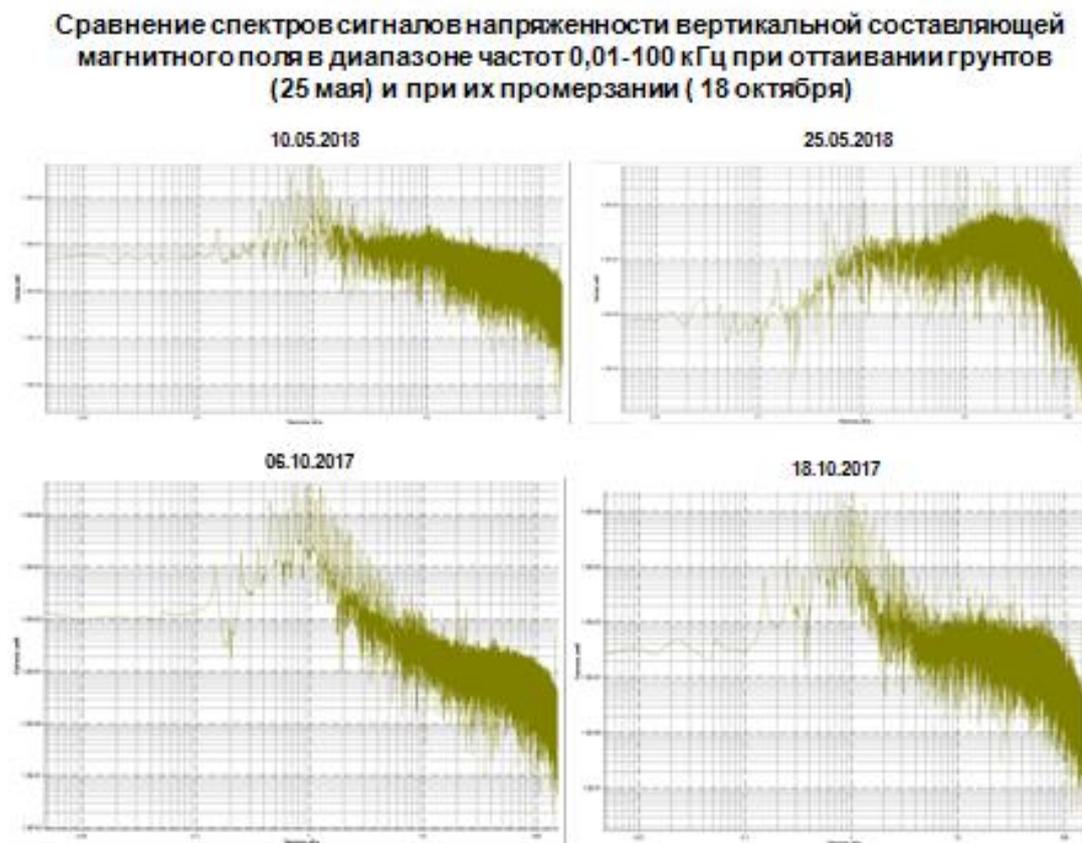


Рис. 2.

Наблюдавшееся повышение амплитуды компонент поля в мае-июне и в сентябре-октябре объясняется явлением электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов, происходящем при их интенсивном оттаивании и промерзании. Причины этого явления состоят в объемных изменениях, происходящих в грунтах при фазовых переходах содержащейся в них влаги, которые приводят к внутренним напряжениям и деформациям. А напряжения и деформации, происходящие в горных породах, создают, как известно, электрические импульсы. Многократное, суммарное появление электрических импульсов при фазовых переходах влаги и создает значительную электромагнитную эмиссию мерзлых грунтов в данном диапазоне частот. Уровень амплитуды сигналов электромагнитной эмиссии при таянии мерзлых грунтов отмечен как вдвое более высокий, чем при их промерзании. Весной, по сравнению с данными от 10 мая 2018 г., когда фоновый сигнал был стабилен, произошло повышение уровня сигнала 17 и 25 мая 2018 г. в диапазоне частот 5-300 кГц на 56 мкВ. По сравнению, со стабильным уровнем, относительное приращение сигнала составило 543%. В этот период времени, по метеоданным, максимальная температура приземного воздуха поднялась с 12°C (16 мая) до 27°C (25 мая). Это и привело к интенсивному протаиванию

грунтов деятельного слоя, вызвавшую деформации в грунтах и сопутствующую им электромагнитную эмиссию. Электромагнитная эмиссия, происходящая, в данном случае, на большой площади, послужила причиной повышения уровня напряженности поля на низких частотах. Значительное, по сравнению с фоновым значением, повышение уровня напряженности поля было отмечено и осенью 2017 года. Так, 18 октября, уровень напряженности вертикальной составляющей магнитного поля, по сравнению с уровнем 6 октября, повысился на 57 мкВ в диапазоне частот 5-200 кГц. Относительное приращение тогда составило 208 %. На этот раз, причиной повышения уровня сигнала послужило промерзание грунтов деятельного слоя. По метеоданным на этот период, минимальные температуры приземного воздуха понизились, начиная с -3 °С (6 октября) до -13 °С (18 октября), что привело к интенсивному промораживанию деятельного слоя, вызвавшему в грунтах этого слоя деформации. Деформации сопровождались электромагнитной эмиссией, что и вызвало повышение уровня электромагнитного поля на низких частотах.

Явление электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов [5] подтвердилось и при мониторинге в 2020 году. Весной 2020 г. сигналы электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов в спектре частот от 6 до 200 кГц начали наблюдаться с середины апреля и стали весьма значимыми по амплитуде к концу месяца (рис. 3). При этом, вызванное электромагнитной эмиссией, максимальное приращение амплитуды шумовой составляющей спектра частот в диапазоне 6-200 кГц, по сравнению с постоянным уровнем общего шума, выросло за весенние дни более, чем на порядок (с 24 мкВ на 18 апреля до 340 мкВ на 23 апреля). Повышение амплитуды сигналов электромагнитной эмиссией мерзлых грунтов произошло в результате возникших напряжений и деформаций в грунтах верхней части деятельного слоя, вызванных фазовым переходом содержащейся в них влаги в связи с повышением температуры приземного воздуха от +0.2°С 21 апреля до +7.3°С 23 апреля.

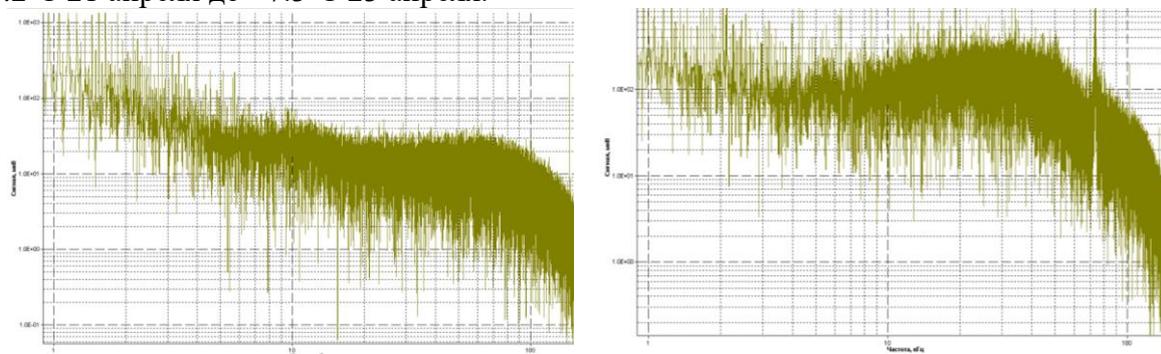


Рис. 3. Спектры принимаемых сигналов вертикальной составляющей магнитного поля в диапазоне частот 1-200 кГц 18 апреля 2020 г.(слева) и 23 апреля 2020 г. (справа).

Причиной электромагнитной эмиссии в мерзлых грунтах являются напряжения и деформации в дисперсных отложениях, вызванные объемными изменениями, происходящими в результате фазовых переходов содержащейся в них влаги. Объемные изменения в грунтах, в свою очередь, связаны с внутренними напряжениями и деформациями. В частности, при оттаивании грунтов разрушаются цементационные связи между частицами породы и их агрегатами. При промораживании грунтов, как известно, происходит накопление влаги у фронта промерзания, льдовыделение и цементация частиц и их агрегатов. В обоих случаях, происходящие объемные изменения ведут к напряженно-деформированному состоянию пород, деформациям и образованию трещин в грунтах. Напряжения и деформации в горных породах вызывают импульсы тока, создающие на участке суммарный эффект изменения электромагнитного поля в

диапазоне частот 5-200 кГц. Эти процессы и объясняют появление электромагнитной эмиссии при оттаивании и промерзании дисперсных грунтов.

Электромагнитная эмиссия мерзлых грунтов создает увеличение амплитуды естественного фона, регистрируемое аппаратурой РМТ. Сигналы электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов весьма значительны весной, когда в результате растепления грунтов происходит быстрое таяние льда, содержащегося в деятельном слое, и менее значимы осенью, когда вода в нем начинает промерзать (табл. 1). Наиболее резкое таяние льда в деятельном слое происходит в конце апреля, когда фазовые переходы воды происходят в его верхней части.

Таблица 1

| | | | |
|---|--|---|---|
| Дата снятия аномального значения | 2017 25 мая | 2017 18 октября | 2020 28 апреля |
| Дата снятия фонового значения | 2017 10 мая | 2017 6 октября | 2020 18 апреля |
| Среднее приращение амплитуды вертикальной составляющей магнитного поля, мкВ | 56 | 57 | 316 |
| Относительное приращение амплитуды вертикальной составляющей магнитного поля, % | 543 | 208 | 1317 |
| Изменение температуры приземного воздуха | с 12°C (16 мая) до 27°C (25 мая) | с -3 °C (6 октября) до -13 °C (18 октября) | от 0.2°C (21 апреля) до +7.3°C (23 апреля) |

Сезонный характер электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов прослеживается и на кривых мониторинга кажущегося сопротивления песчаных грунтов на стационаре. На рисунке 4 видно, что отскакивающие значения кажущегося сопротивления на частоте 22,3 кГц соответствуют периодам растепления мерзлых грунтов деятельного слоя (апрель, май) и их промерзания (октябрь, ноябрь). На частоте 22.3 кГц помехи приему отсутствуют в июле-сентябре. На более высоких частотах (171, 549 и 864 кГц) значения кажущегося сопротивления изменяются плавно, естественным образом, соответствуя его сезонным вариациям.

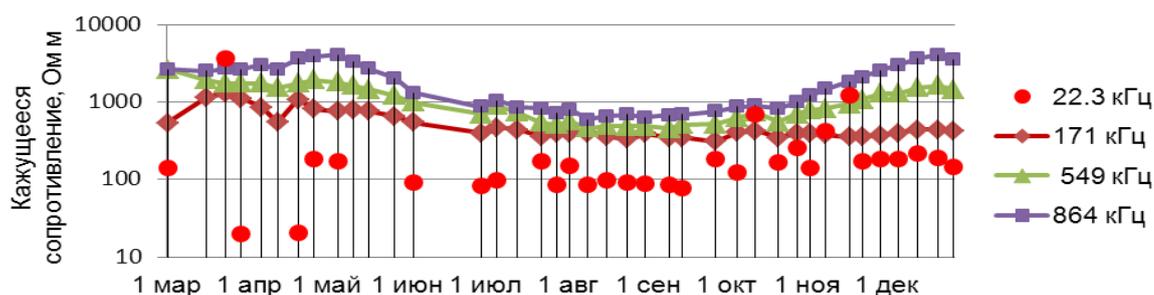


Рис. 4. Влияние электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов на сезонные изменения кажущегося сопротивления на различных частотах.

По данным РМТ зондирований электромагнитная эмиссия мерзлых песчаных грунтов наблюдалась на частотах 5-200 кГц, создавая значительные помехи для приема радиостанций в СДВ диапазоне.

Заключение

Сезонное явление электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов вызвано объемными деформациями, происходящими в результате фазовых переходов влаги, содержащейся в деятельном слое, при таянии и промерзании.

Процессы оттаивания и промерзания песчаных грунтов сопровождаются их значительной электромагнитной эмиссией в диапазоне частот 5-200 кГц при резком изменении температуры приземного воздуха. Она служит индикатором прохождения указанных процессов и дает дополнительную информацию для радиоэлектромагнитного мониторинга состояния мерзлых грунтов.

Продолжительность явления электромагнитной эмиссии мерзлых грунтов может служить мерой длительности их интенсивного таяния, либо промерзания. Уровень амплитуды создаваемого ею поля, позволит оценить интенсивность происходящих процессов.

Явление электромагнитной эмиссии оттаивающих и промерзающих грунтов объясняет сезонные повышения амплитуды шумовой составляющей спектра электромагнитных сигналов, отмечаемые при РМТ зондированиях многолетнемерзлых песчаных грунтов в апреле-мае и октябре-ноябре.

Относительное приращение амплитуды принимаемых сигналов, за счет электромагнитной эмиссии песчаных грунтов, при весеннем оттаивании вдвое больше, чем при их осеннем промерзании.

Литература

1. Малышков Ю.П., Гордеев В.Ф., Дмитриев В.П., Смирнов В.А., Фурса Т.В., Ульченко В.И. Закономерности генерирования электромагнитного сигнала твердыми телами при механическом воздействии // Журнал технической физики. – 1984. – Т. 54, вып. 2. – С. 336-341.
2. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Чахлов В.Л., Фурса Т.В., Биллер В.К., Елисеев В.П. Электромагнитная эмиссия диэлектрических материалов при статическом и динамическом нагружении // Журнал технической физики. – 1994. – Т. 64, вып. 4. – С. 57-67
- Ефремов В.Н. Радиоимпедансное зондирование мерзлых грунтов. Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2013. 204 с.
3. Ефремов В.Н. Сезонные повышения амплитуды шумовой составляющей спектра принимаемых электромагнитных сигналов при фазовом переходе влаги в грунтах // Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 24-27 июня 2019 г. «Теплофизика и энергетика арктических и субарктических территорий». Якутск: Издательство ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2019. С. 316-320.
4. V N Efremov. Influence of the Phase Transitions of Water in Permafrost on Natural and Technological Electromagnetic Fields // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. Volume 753, 2020 International science and technology conference "FarEastCon-2019" 1-4 October 2019, Russky Island, Russian Federation. Number 5, March 2020. Chapter 4. 052012 p 6. Песчаных грунтов
5. Ефремов В.Н. Геофизическая оценка и индикация результата воздействия климатических факторов на состояние мерзлых грунтов // БСТ. Бюллетень строительной техники. № 12 (1024), 2019. С. 46-50.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГРУНТОВ ПО СКОРОСТНОЙ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНОЙ ТРАССЕ МОСКВА-КАЗАНЬ

Зайцев А.В.^{1,*}, Кошурников А.В.^{1,**}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра геокриологии; Artemenous@gmail.com, koshurnikov@msu-geophysics.ru

Методом математического моделирования представлены результаты закономерностей изменения параметров акустической спектроскопии и ультразвуковых сигналов, отраженных от плоской границы пьезоэлектрических датчиков исследуемых образцах грунтов, с целью разработки новых методов и средств высокочастотного спектрального анализа ультразвуковой сейсмометрии, преимущественно ориентированных на экспресс-диагностику физических и физико-механических свойств грунтов на примере скоростной железнодорожной трассы Москва-Казань. В разработанной установке применены цифровые методы регистрации и обработки излученных и отраженных акустических продольных и поперечных импульсных сигналов, их сохранения на электронный носитель для последующей математической обработки данных экспериментов в программной среде Python.

SPECTRAL ANALYSIS OF SOILS ALONG THE MOSCOW-KAZAN HIGH-SPEED RAILWAY

Zaitsev A. V. ^{1,*}, Koshurnikov A. V. ^{1,**}

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology; Artemenous@gmail.com, koshurnikov@msu-geophysics.ru

The results of changes in the parameters of acoustic spectroscopy and ultrasonic signals reflected from the flat boundary of piezoelectric sensors in the surveyed soil samples are presented from the mathematical modeling with the purpose for developing new methods and tools for high-frequency spectral analysis of ultrasonic seismometry, mainly focused on express diagnostics of the physical and physical-mechanical properties of soils on the example of the high-speed Moscow-Kazan railway. The developed technology uses digital methods for recording and processing radiated and reflected acoustic longitudinal and transverse pulse signals, and saving them to an electronic medium for subsequent mathematical processing of experimental data via Python software environment.

Введение

Изучение амплитудно-частотных характеристик спектров деформаций пучинистости грунта играет ключевую роль в разработке и усовершенствовании методики экспресс определения акустических и деформационных свойств грунтов. В результате определяется параметр, который количественно описывает структуру и устанавливает ее связь с макро-характеристиками грунта. Исходная концепция заключается в том, что деформации пучинистости грунта сопровождаются акустическими колебаниями, амплитудно-частотные спектры которых обусловлены природой структурных связей, наличием включений и сил сцепления, а также масштабом деформирования массива грунтовых массивов.

Методическое решение поставленной задачи сводится к экспериментальному определению частоты f_0 при моделировании деформации пучинистости элемента структуры размера R , плотности ρ к расчету величины k и математическое моделирование сопоставление полученных спектров с помощью быстрых Фурье преобразований с дополнительным применением корреляционного и регрессионного анализа для нахождения оптимального критического значения относительной деформации пучинистости – определения того критического значения относительной деформации пучинистости, при которой, согласно ГОСТ 28622-2012², грунт будет считаться средне-высоко пучинистым.

Каждому диапазону частот определённого грунта соответствует своё акустическое окно. Акустическое окно для определённого материала (в нашем случае грунт) это тот характерный диапазон частот, на котором наблюдается максимальное прохождение ультразвукового колебания. Например, для образца супеси акустические окна наблюдались в диапазоне частот в 52 и 102 кГц. То есть при дальнейшем анализе собранных данных акустических окон можно уточнить неоднородность грунта, его дисперсность и его возможный состав. Например, явление резонанса заметно на гармонической частоте в 52 кГц, что вероятно всего является следствием резонанса кварца и преобладанием песчаных фракций в грунте.

Методика исследований

Для проведения акустических испытаний, грунты в талом состоянии закладывались в цилиндрические пластиковые колбы и уплотнялись под действием динамической нагрузки в течение 20 минут для получения модельных образцов, различающихся по плотности скелета и влажности. Эти цилиндрические колбы имеют 3 круглых сечения для прикрепления датчиков для измерения продольной волны (вертикальное расположение датчиков) и поперечной волны (боковое расположение датчика). Было приготовлено 4 подобные пластиковые колбы с грунтом для каждой из опробуемых трёх опытных площадок. Акустические свойства были исследованы после замерзания экспериментальных образцов в холодильной камере с шагами температур: -5, -2, -1, -0.5, -0.1, 0, -0.1, -0.5, -1, -2, -5. Суммарно было исследовано 4 образцов с грунтом при различной температуре. Суммарно было проделано около 200 опытов по определению акустических свойств грунтов при различном ходе температуры.

Непосредственно сами акустические исследования проводились с помощью лабораторных методов, широко используемых в сейсмоакустических ультразвуковых исследованиях - с помощью установки дефектоскопа. Установка состоит из двухканального цифрового осциллографа RIGOL DS1102E, генератора импульса, а также излучающего и принимающего пьезодатчиков для передачи и приема продольных и поперечных ультразвуковых волн.

Данные цифровых акустических исследований и спектрального анализа с помощью функции "MATH – FFT" автоматически записывались осциллографом на жёсткий диск для дальнейшей компьютерной обработки и математического моделирования.

Быстрые Фурье преобразования (БПФ) может преобразовывать сигнал в частотную область. Некоторые сигналы трудно увидеть во временной области, но если они преобразованы в частотную область, то можно легко определить особенности частотного спектра [2]. БПФ - быстрый алгоритм дискретного преобразования Фурье (ДПФ). Он получается путем улучшения алгоритма дискретного преобразования Фурье, основанного на нечетных, четных, мнимых и реальных характеристиках дискретного преобразования Фурье. С помощью БПФ может извлекаться частотный спектр сигнала, который в дальнейшем используется в спектральном анализе [1].

Результаты компьютерной обработки полученных спектров БПФ

Анализ Фурье – область математического анализа, отвечающая на вопрос, как можно представить математическую функцию в виде комбинации простых тригонометрических функций [2]. *Преобразование Фурье* – это инструмент, который позволяет в исследуемом сигнале увидеть вклад каждой из этих гармонических составляющих, характеризующихся определенной частотой [4]. С помощью компьютерной обработки в Python полученных спектров БПФ позволит разложить функцию по

частотам, тем самым установить связь изменения гармонических рядов для получения определённых спектров частот грунтов (рис.1).

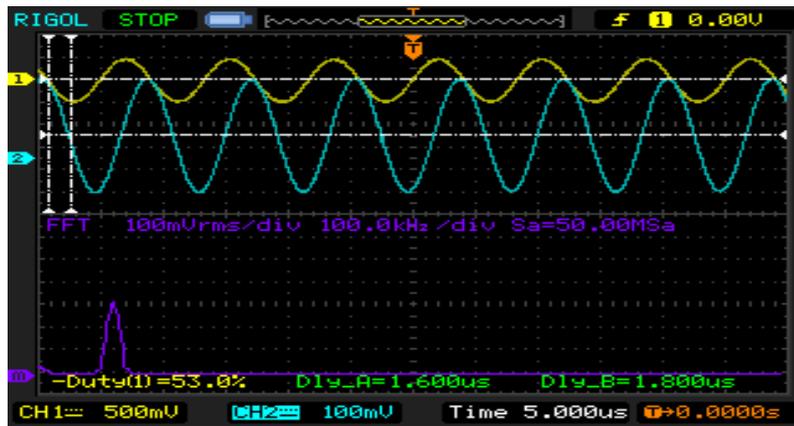


Рис.1. Графический результат БПФ проделанного на осциллографе, данные которого экспортируются на жёсткий диск для компьютерной обработки

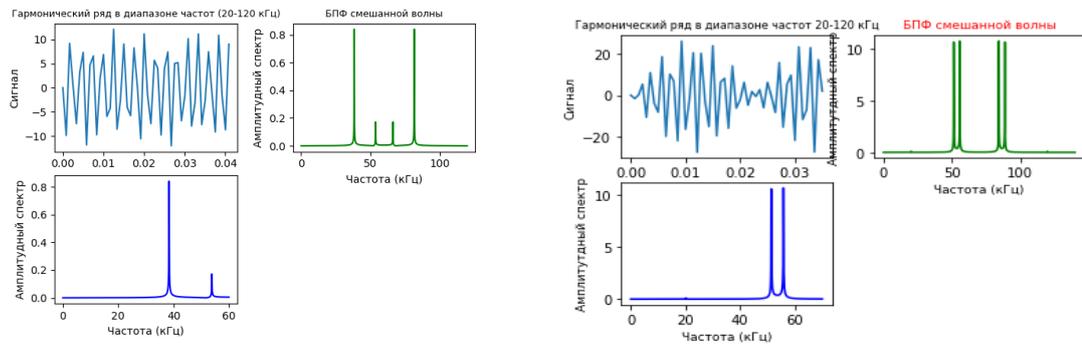


Рис.2. Спектральный анализ для песка в температурном диапазоне [0;-5] и [-5;0]

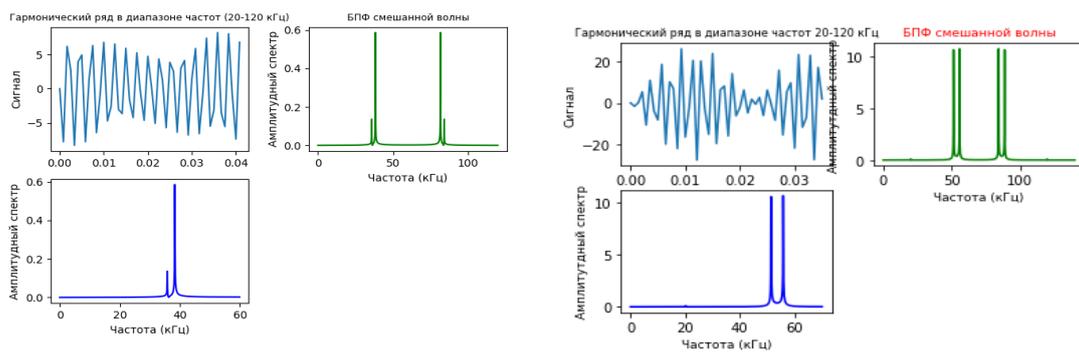


Рис.3. Спектральный анализ для гипса в температурном диапазоне [0;-5] и [-5;0]

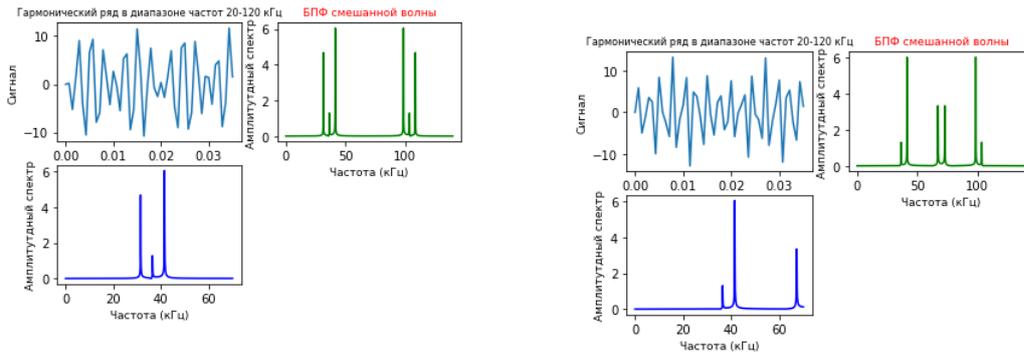


Рис.4. Спектральный анализ для суглинка в температурном диапазоне [0;5] и [-5;0]

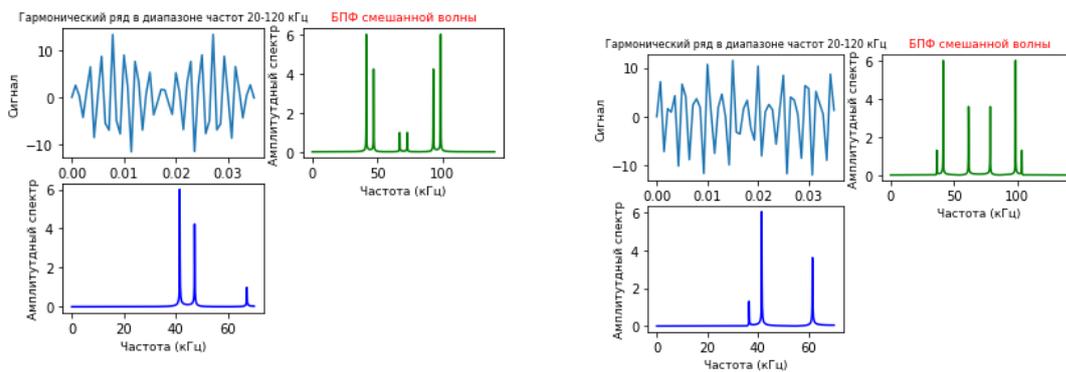


Рис.5. Спектральный анализ для глины в температурном диапазоне [0;5] и [-5;0]

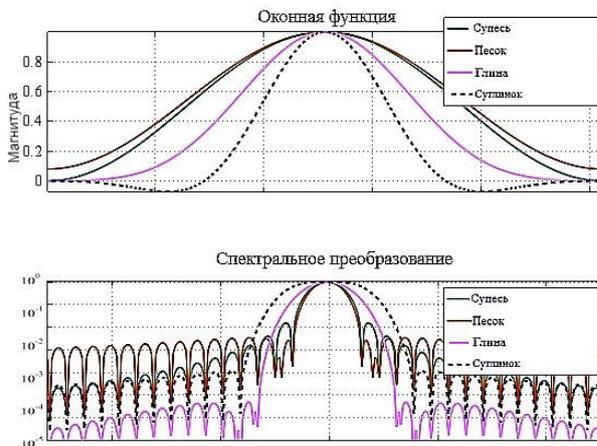


Рис.6. Оконные функции и их спектральные преобразования для изучаемых грунтов

Статистическая обработка данных

Решение поставленной задачи является выявление взаимосвязи между обратной акустическо сжимаемостью, температурой, дисперсностью и относительной деформации пучинистости грунтов (рис.8). Позволит получить интересные взаимосвязи корреляционный и регрессионный анализ.

Итогом установления взаимосвязей является нахождение оптимального решения для границы пучинистости изученных грунтов путём применения параметрического регрессионного анализа.

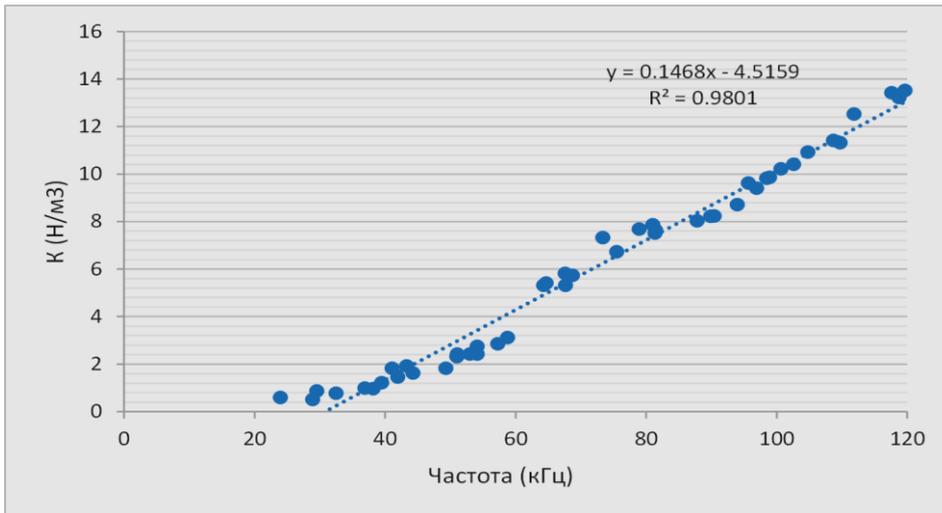


Рис.7. Линейная регрессия зависимости частоты от акустической сжимаемости пучинистости

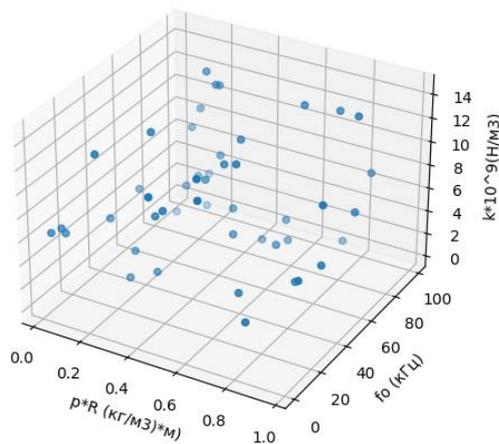


Рис.8. Модель акустической сжимаемости пучинистости при различных итерациях изменении акустической сжимаемости пучинистости ($k \cdot 10^9$, Н/м³) от частоты (f_0 , кГц) и произведения плотности (ρ , кг/м³) на радиус зерен (R , м)

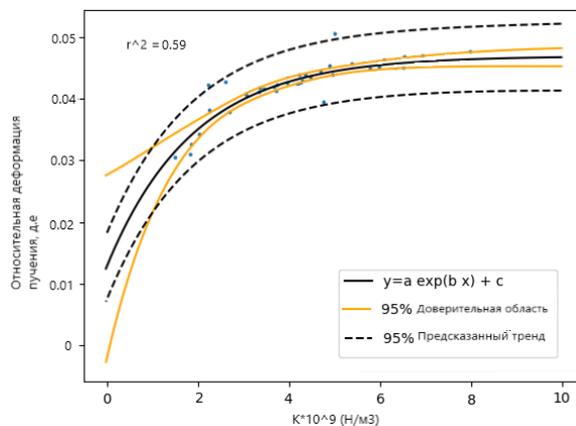


Рис.9. Нелинейная регрессия зависимости акустической сжимаемости пучинистости от произведения плотности на радиус зерен

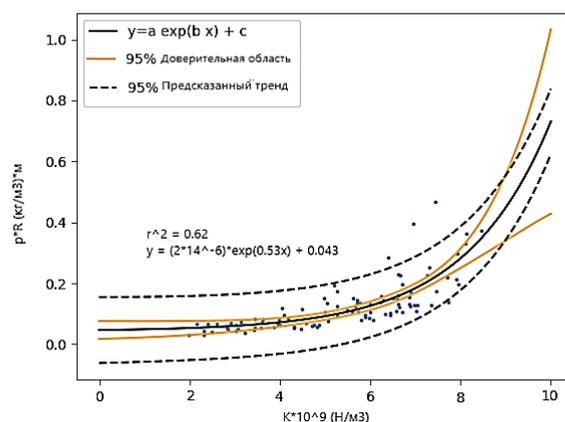


Рис.10. Нелинейная регрессия зависимости акустической сжимаемости пучинистости от относительной деформации пучения

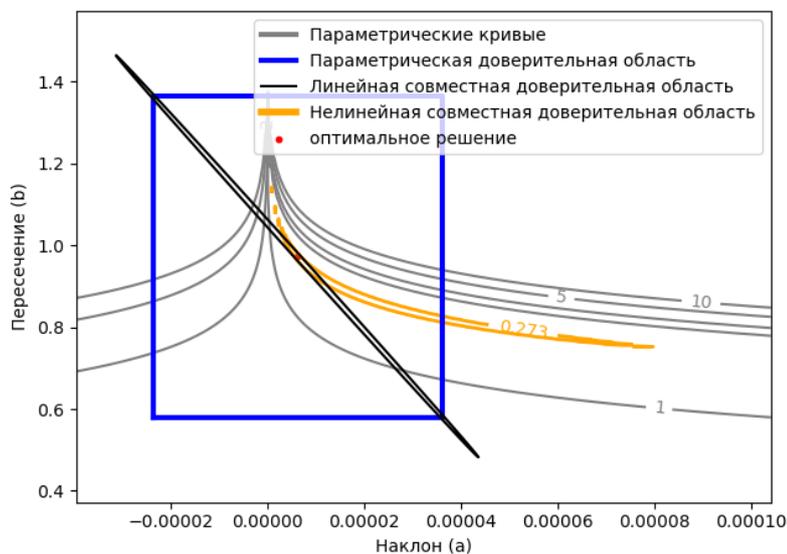


Рис.11. Оптимальное решение нахождения совместной доверительной области предела относительной деформации пучинистости грунта, зависящего от нескольких параметров (параметрическая нелинейная регрессия)

Интерпретация результатов

Были получены волновые спектры в частотном диапазоне: 20-120 кГц при различном диапазоне температур для грунтов скоростной ЖД трассы Москва-Казань [3]. Можно установить, что выделенным областям спектра соответствуют источники излучения акустических колебаний с деформационными характеристиками за счёт конкретно рассматриваемого процесса пучения. Несмотря на то, что все изученные грунты по ГОСТ 28622-2012² классифицируются [1], как слабо пучинистые, возможно путём аппроксимации полученных спектров и нахождения оптимальных предельных значений относительной деформации пучинистости путём параметрической нелинейной регрессии (рис.11) определить пороговое значение k . Суглинок имеет пороговое значение акустической сжимаемости пучинистости (k) = 11.6×10^9 , Н/м³ при характерном

диапазоне частот (f_0): 47 кГц и 90 кГц, а также $\rho \times R = 0.15 \text{ кг/м}^3 \times \text{м}$. Глина имеет пороговое значение акустической сжимаемости пучинистости (k) = $10.5 \times 10^9 \text{ Н/м}^3$ при характерном диапазоне частот (f_0): 52 кГц и 80 кГц, а также $\rho \times R = 0.65 \text{ кг/м}^3 \times \text{м}$.

Список литературы

1. Брушков А.В., Ершов Э.Д. и др. Экзогенные геологические процессы в криолитозоне. Морозное пучение грунтов // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: МГУ, 2001. 688 с.
2. Макс. Ж. Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях, т.1, М.: Мир, 1983, 312 с.
3. Отчёт кафедры геокриологии МГУ Об исследовании свойств сезонного промерзания грунтов. Исследования свойств сезонного промерзания грунтов и их влияния на строительство участка Москва – Казань высоко-скоростной железнодорожной магистрали «Москва – Казань – Екатеринбург». 2017. -181 с.
4. Харкевич. А.А. Спектры и анализ, 4-е изд. М.: ЛКИ, 2007. 236 с.

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ НА ЧАСТОТЕ 7 ГГц В ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР 0 °С...–60 °С

Казанцев В.А.¹, Гурулев А.А.²

¹Забайкальский государственный университет, Чита, Россия; *e-mail: lgc255@mail.ru*

²Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Россия; *e-mail: sansang@mail.ru*

В работе приведены результаты измерений относительной комплексной диэлектрической проницаемости мерзлого грунта, не содержащего гумуса, на частоте 7 ГГц. Измерения выполнены в прямоугольном резонаторе при полном его заполнении. В результате было показано, что неоднородности в среде, в виде воздуха, разных гранулометрических характеристик песчаного грунта, неравномерного распределения влаги в образце и т.д. приводят к нестандартному виду резонансной кривой. На основе полученных данных нами предложено аппроксимировать вид этой кривой в виде нормального распределения. Были получены значения мнимой и действительной частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости среды.

DIELECTRIC PROPERTIES OF FROZEN SOILS AT A FREQUENCY OF 7 GHz IN THE TEMPERATURE INTERVAL 0 °C...–60 °C

Kazantsev V.A.¹, Gurulev A.A.²

¹Transbaikal State University, Chita, Russia; *e-mail: lgc255@mail.ru*

²Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Russia; *e-mail: sansang@mail.ru*

The paper presents the results of measurements of the relative complex permittivity of frozen soil that does not contain humus at a frequency of 7 GHz. The measurements were made in a rectangular resonator with its full filling. As a result, it was shown that inhomogeneities in the medium, in the form of air, different granulometric characteristics of sandy soil, uneven distribution of moisture in the sample, etc lead to a non-standard form of the resonance curve. Based on the data obtained, we proposed to approximate the form of this curve in the form of a normal distribution. The values of the imaginary and real parts of the relative complex permittivity of the medium were obtained.

Активное использование методов дистанционного зондирования при мониторинге Земли из космоса позволяет решать ряд практических задач. Примером может служить определение солёности мирового океана [1] с использованием спутниковых данных микроволнового диапазона с космического аппарата SMOS, запущенного в 2009 году. Также с помощью этого инструмента фиксируется динамика почвенного покрова, а именно влажности и его промерзание в регионах Арктики и Субарктики [2]. Для аппроксимации полученных данных необходимы знания относительной комплексной диэлектрической проницаемости среды [3].

Многие территории России, Китая, Канады имеют в наличие сезонно-талый слой почвы, кроме этого существуют и многомерзлотные породы, которые в течение длительного времени остаются при температурах ниже фазового перехода лед-вода. Диэлектрические особенности таких пород до конца не изучены, что можно оценить о количестве научных публикаций на данную тематику. Это связано с большим

разнообразием типов почв, различной ее влажности, солености, различным гранулометрическим составом, плотности, а также концентрацией гумуса в ней и т.д.

При отрицательной температуре вода, находящаяся в капиллярах различных сред, не замерзает до довольно низких температур. Это может приводить к различным эффектам, в частности к перколяции среды, а также к гистерезису диэлектрических потерь, что показано в работе [4]. Кроме того, электромагнитные свойства переохлажденной воды еще до конца не изучены.

Зависимость мнимой и действительной частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости для различных почв исследовалась рядом авторов, в частности [5, 6]. Было показано, что сильное влияние на диэлектрическую проницаемость оказывают процессы межслойной диэлектрической релаксации и проводимость почвенного раствора, вследствие чего диэлектрическая проницаемость является неоднозначной функцией влажности почв. Поэтому работа по исследованию диэлектрической проницаемости почвогрунтов в микроволновом диапазоне при отрицательных температурах является актуальной.

В настоящей работе приводятся данные о действительной и мнимой частях комплексной диэлектрической проницаемости в микроволновом диапазоне для природных дисперсных сред в интервале температур от 0 °С до –65 °С.

Для изучения диэлектрических свойств исследуемых сред использовался резонаторный метод исследования, а именно, измерение в прямоугольном резонаторе при полном его заполнении. По виду резонансной кривой, получаемой с помощью скалярного анализатора цепей фирмы «Микран» Р2М-18А. Мнимая часть относительной комплексной диэлектрической проницаемости (ε''), и ее действительная часть (ε') по следующим формулам:

$$\varepsilon' = \left(\frac{f_0}{f_{\max}}\right)^2, \quad \varepsilon'' = \varepsilon' \cdot \frac{\Delta f}{f_{\max}},$$

где f_0 - собственная частота пустого резонатора; f_{\max} - измеренная частота резонанса; $\Delta f = f_H - f_L$ - разность частот на уровне -3 дБ пропускания мощности резонатора. Размеры резонатора составляли 10×23×10 мм³.

В качестве исследуемых сред были выбраны: природный лед, изъятый из ледяного покрова оз. Арахлей (Забайкальский край) с исходной минерализацией 0,2 мг/кг; лед, имеющий различную концентрацию солей; кварцевый песок, промытый в дистиллированной воде и очищенный от ферромагнитных частиц. Резонатор с заполненным образцом помещался в термокамеру фирмы ESPEC, которая позволила произвести медленное охлаждение образца до температуры –70 °С. Скорость охлаждения составила 0,3 °С/мин.

В ходе проведенных экспериментов были получены следующие результаты. Вид резонансной кривой для чистого льда, льда с различной степенью минерализации (добавлен хлористый натрий) и песка существенно отличались друг от друга. Для пресного льда и льда с повышенным содержанием солей в нем, имел четко выраженное нормальное распределение, а для песка вид резонансной кривой был сильно искажен. Причем данное искажение кривой сильно зависит от температуры. Этот эффект был связан с неоднородностями в среде, в виде воздуха, разных гранулометрических характеристик песчаного грунта, неравномерного распределение влаги в образце, разной степенью уплотнения песчаных частиц и т.д.

Для примера на рис. 1 и рис. 2 приведены зависимости действительной и мнимой частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости льда от температуры для разных концентраций солей во льду. На графиках видно, что для

различно-минерализованного льда с уменьшением температуры действительная и мнимая части комплексной диэлектрической проницаемости уменьшаются.

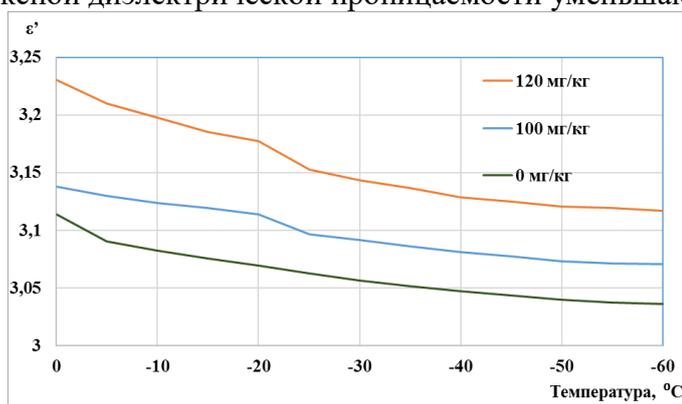


Рисунок 1. Зависимость действительной части относительной комплексной диэлектрической проницаемости льда от температуры

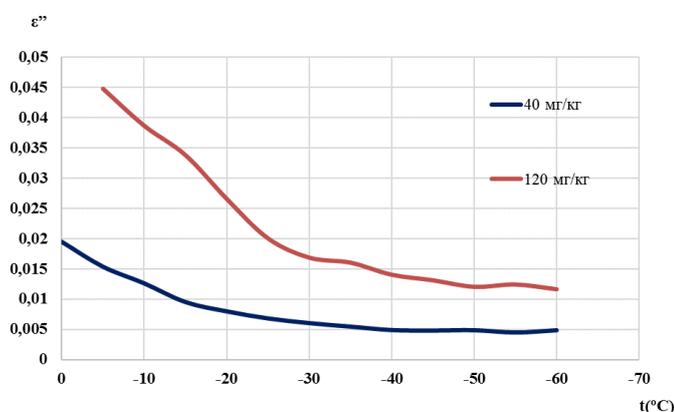


Рисунок 2. Зависимость мнимой части относительной комплексной диэлектрической проницаемости льда от температуры

Из данных экспериментов также видно, что жидкая вода до конца не вымерзла в образцах. Этот же результат на частоте вблизи 7 ГГц был получен и для песка.

Для того, чтобы получить данные по диэлектрическим свойствам грунтов в прямоугольном резонаторе, предлагается аппроксимировать получаемую резонансную кривую до нормального распределения. Ранее в работе [7] было предложено для исследования дисперсных сред использовать удлиненный резонатор. Это необходимо для усреднения диэлектрических характеристик среды. При этом из-за усреднения свойств среды по объёму происходит сглаживание осцилляций на резонансных кривых пропускания резонатора и значительно уменьшается влияние неоднородностей на результаты определения параметров резонанса. Комбинирование двух вышеуказанных методик исследований диэлектрических свойств сред позволит повысить точность определения действительной и мнимой частей относительной комплексной проницаемости.

Таким образом, нами получены следующие выводы. При измерении в прямоугольном резонаторе дисперсных сред необходимо производить аппроксимацию резонансной кривой до нормального распределения. Необходимо учитывать влияние капиллярной воды, а именно, ее диэлектрические свойства, при радиофизических измерениях мерзлых сред.

Литература

1. Subrahmanyam B., Murty V.S.N., Heffner D.M. Sea surface salinity variability in the tropical Indian Ocean // Remote Sensing of Environment. 2011, Vol. 115, Iss. 3, P. 944-956.
2. Боярский Д.А., Романов А.Н., Хвостов И.В., Тихонов В.В., Шарков Е.А. Оценка глубины промерзания почвенного покрова по данным спутника SMOS // Исследование Земли из космоса. 2019. № 2. С. 3-13.
3. Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.:Наука. 1986. 190 с.
4. Бордонский Г.С., Орлов А.О., Филиппова Т.Г. Измерение диэлектрических свойств мерзлого песка в СВЧ резонаторах // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2004. Т. 47. № 4. С. 292-300.
5. Бобров П.П., Беляева Т.А., Крошка Е.С., Родионова О.В. О параметрах диэлектрической модели почв, используемой в алгоритме SMOS // Техника радиосвязи. 2021. № 1 (48). С. 95-102.
6. Беляева Т.А., Бобров П.П., Кондратьева О.В., Репин А.В. Диэлектрические свойства капиллярно-менисковой почвенной влаги // Исследование Земли из космоса. 2011. № 3. С. 55-64.
7. Бордонский Г.С. Методика измерений действительной части относительной диэлектрической проницаемости переохлажденной воды в микроволновом диапазоне // Ученые записки Забайкальского государственного университета. 2019. Т. 14. № 3. С. 58-65.

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТАЛИКОВ

Копылов Д.В.¹, Янин С.Ю.¹

¹ОАО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия; *kopylovdmtr@yandex.ru*

В организации интерпретационного процесса необходимо выбрать методологический принцип, который будет способствовать правильному решению прямой и обратной задачи электроразведки. Одним из наиболее информативных принципов при обосновании выбора методики наблюдений, оценки правильности получаемой информации, определения уровня сигнала, распознавание и подавление различного рода помех при решении геокриологических задач является модельный принцип, основанный на применении методов математического моделирования. В данной работе приводятся результаты решения прямой задачи электроразведки при изучении подруслового талика в летний и зимний полевой сезон, когда деятельный слой находится в талом и мерзлом состоянии соответственно.

SOLVING THE DIRECT AND INVERSE PROBLEMS OF ELECTRICAL EXPLORATION IN THE STUDY OF THE SUBSURFACE TALIK

Kopylov D.V.¹, Yanin S.Yu.¹

¹Tyumen Petroleum Research Center, Tyumen, Russia; *kopylovdmtr@yandex.ru*

In the organization of the interpretation process, it is necessary to choose a methodological principle that will contribute to the correct solution of the direct and inverse problems of electrical exploration. One of the most informative principles in justifying the choice of observation methods, assessing the correctness of the information received, determining the signal level, recognition and suppression of various kinds of interference in solving geocryological problems is the model principle based on the use of mathematical modeling methods. This paper presents the results of solving the direct problem of electrical exploration in the study of the subsurface talik in the summer and winter field season, when the active layer is in a thawed and frozen state, respectively.

При решении широкого круга геокриологических задач с помощью электроразведочных методов активно применяются численные методы математического моделирования электрических полей, такие как метод разделения переменных, метод конечных разностей, метод конечных элементов, метод интегральных уравнений и т.д. [3, 7, 8, 9, 10]. В данной работе математическое моделирование выполнялось в программном продукте ZondRes2D [2] методом конечных элементов (МКЭ). В отличие от других методов, МКЭ позволяет решать широкий класс двумерных и трехмерных задач электроразведки [4]. Суть метода заключается в аппроксимации любой непрерывной функции дискретной моделью, состоящей из кусочно-непрерывных функций. В частности, поле точечного источника разбивается сетью ячеек, значения удельного электрического сопротивления которых изменяется от ячейки к ячейке. Кроме того, на начальном этапе в рассматриваемой области задается определенное число

узловых точек. Ячейки имеют общие узловые точки, и все вместе аппроксимируют форму изучаемой аномальной области. Размер ячейки может меняться в зависимости от расстояния до изучаемой аномальной области. Чем ближе к интересующей области, тем меньше ячейка, чем дальше от нее, тем больше ячейка, что позволяет эффективно использовать время на расчеты. В каждом из ячеек произвольно выбирается вид аппроксимирующей функции. В простейшем случае это полином первой степени. Вне своего элемента аппроксимирующая функция равна нулю. В итоге потенциал в ячейке определяется через значения потенциала в узлах. Далее составляется система линейных алгебраических уравнений, количество которых равно количеству неизвестных значений в узлах.

Для определения перспективности применения бесконтактной электроразведки методом сопротивлений с процедурой обработки с помощью двумерной инверсии в зимний и летний полевые сезоны на территории распространения многолетнемерзлых грунтов (ММГ) было выполнено моделирование геоэлектрических характеристик от различных типов таликов. Талики, как криогенные объекты, были выбраны в связи с тем, что они являются одной из причин потери несущей способности грунтов основания зданий и сооружений [6]. Кроме того, они обладают высокой контрастностью по удельному электрическому сопротивлению по сравнению с вмещающей их средой [5]. Обобщенные физико-геокриологической модели таликов были разработаны на основе данных из архивных материалов инженерно-геологических изысканий и геофизических исследований, выполненных на территории криолитозоны.

В большинстве своем, талые области на территории сплошного распространения ММГ Западной Сибири приурочены к водотокам и распространяются на всю длину водотока. В поперечнике, как правило, незначительно выходят за границы берегов, либо остаются в их пределах [1]. В связи с этим целесообразно аппроксимировать подрусловой талик сложнопостроенной двумерной моделью. В данной работе модели были разделены на две группы в зависимости от того в каком температурном состоянии находится первый геоэлектрический слой. Первая группа моделей включает в себя разрезы характерные для зимнего периода времени года при наличии сезонно мерзлого слоя (СМС). Мощность его принята равной 1 м, $УЭС=5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Вторая группа моделей включает в себя разрезы характерные для летнего периода времени года при наличии сезонно талого слоя (СТС). Мощность его принята равной 1 м, $УЭС=50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. По всем исходным моделям вмещающая среда литологически представлена мерзлым суглинком с $УЭС=500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, аномалеобразующая область с $УЭС=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ литологически представлена талым влажным песком. Исходные модели (а) и их восстановленные геоэлектрические разрезы (б) первой группы, с наличием СМС в верхней части разреза, представлены на рисунках 1 – 4.

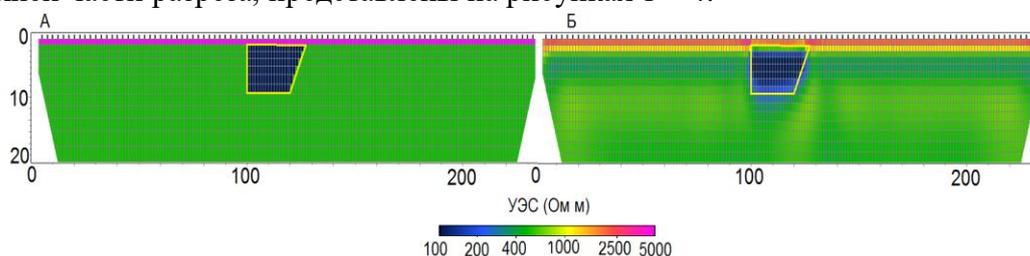


Рисунок 1 – Группа 1. Исходная модель надмерзлотного несквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

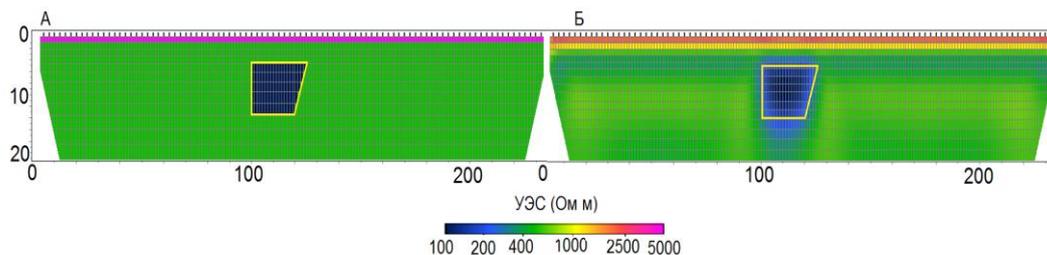


Рисунок 2 – Группа 1. Исходная модель внутримерзлотного несквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

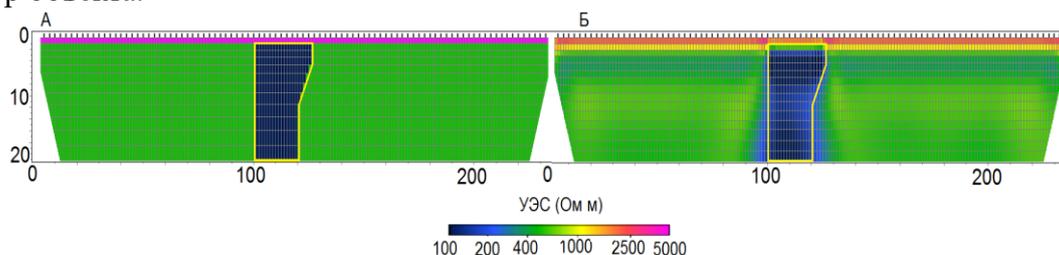


Рисунок 3 – Группа 1. Исходная модель сквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

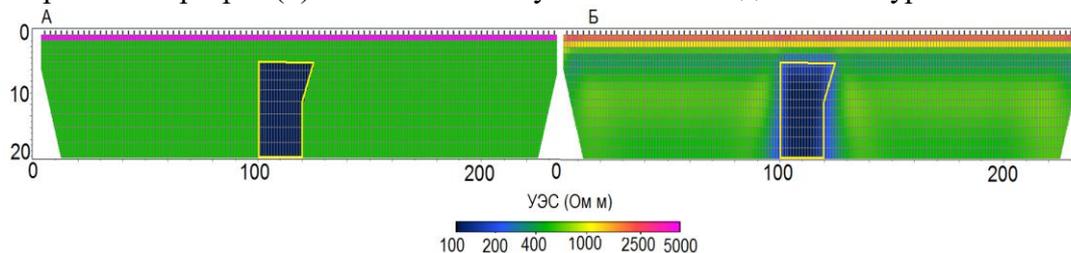


Рисунок 4 – Группа 1. Исходная модель внутримерзлотного сквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

В результате решения обратной задачи с помощью двумерной инверсии в программе «ZondRes2D» получены геоэлектрические разрезы исходной модели, с отображением геологических особенностей. На всех разрезах наблюдаются аномальные области от изначально заложенного в модель низкоомного талика. На геоэлектрических разрезах обеих групп проявил себя деятельный слой. Вертикальные границы прямоугольного тела достаточно хорошо выдержаны на геоэлектрических разрезах, в отличие от кровли и подошвы восстановленного объекта.

Исходные модели (а) и их геоэлектрические разрезы (б) второй группы, с наличием СТС в верхней части разреза, представлены на рисунках 5 – 8.

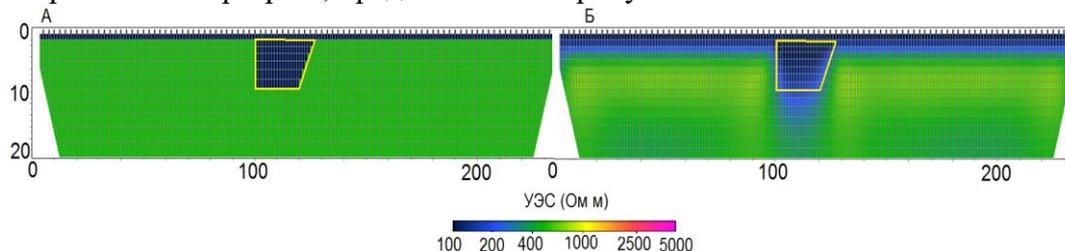


Рисунок 5 – Группа 2. Исходная модель надмерзлотного несквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

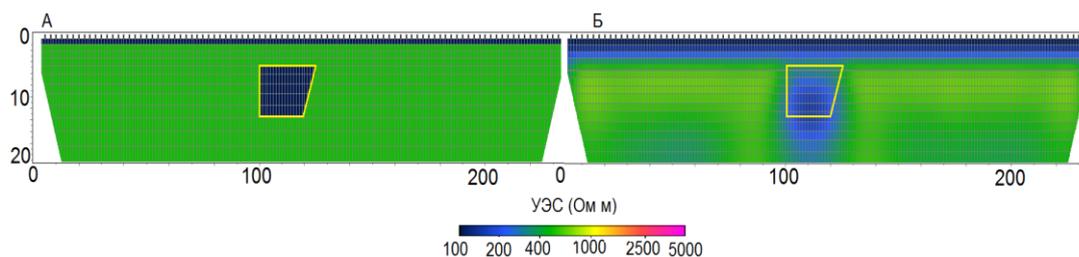


Рисунок 6 – Группа 2. Исходная модель внутримерзлотного несквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

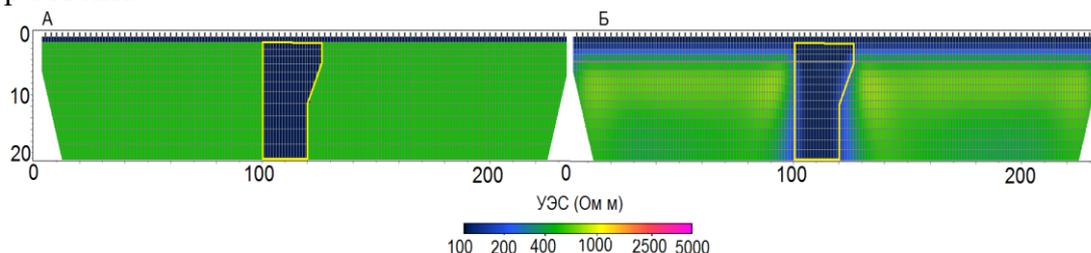


Рисунок 7 – Группа 2. Исходная модель сквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

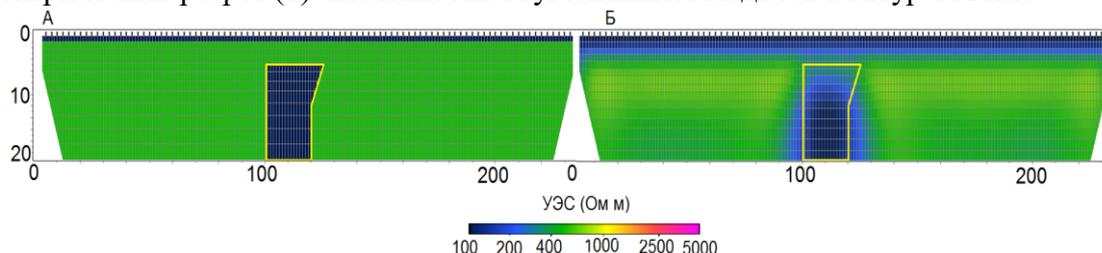


Рисунок 8 – Группа 2. Исходная модель внутримерзлотного сквозного талика (а) и его восстановленный геоэлектрический разрез (б). Желтым многоугольником выделен контур объекта.

При наличии СТС (группа 2) кровля талика проявляется не так контрастно. Практически на всех восстановленных объектах наблюдается занижение удельного электрического сопротивления. Кровля талика более контрастно выделяется на разрезах первой группы, в связи с высокой дифференциацией по УЭС сезонно мерзлого слоя и самого талика. На геоэлектрических разрезах второй группы наблюдается смещение максимума аномалии от первоначального положения аномалеобразующего объекта. Данный факт негативно влияет на результат количественной интерпретации материалов исследований.

Таким образом, было показано, что полевые электроразведочные исследования с целью поиска и оконтуривания таликов целесообразно проводить в зимний период времени года, когда деятельный слой находится в мерзлом состоянии. По расположению низкоомной аномальной области на геоэлектрических разрезах можно определить тип и вид талика (сквозной, несквозной, внутримерзлотный, межмерзлотный, надмерзлотный).

Литература

1. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны: учебное пособие / А.В. Бойцов. Тюмень: ТюмГНГУ, 2011. 178 с.
2. Каминский А.Е. Программа трехмерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации ZondRes2D. СПб., Zond geophysical software, 2012. 70 с.
3. Колесников В. П. Основы интерпретации электрических зондирований / В.П. Колесников. – М.: Научный мир, 2007. – 248 с.

4. Солнышкин Н.И. Теоретические основы электротехники. Моделирование электромагнитных полей. Методические указания по выполнению расчетных и лабораторных работ. Квалификация «бакалавр» / Н.И. Солнышкин. Псков: Изд-во ПсковГУ, 2013. 64 с.
5. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов / А.Д. Фролов. Пушино. ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
6. Шамилов Х.Ш., Гулин Д.А., Хасанов Р.Р., Султанмагомедов С.М. Об обеспечении устойчивости подземных магистральных трубопроводов на талых участках многолетнемерзлых грунтов//Нефтегазовое дело, 2015. Т. 13. № 2. с. 111-118.
7. Carey A.M., Paige G., Carr B., Dogan M. Forward modeling to investigate inversion artifacts resulting from time-lapse electrical resistivity tomography during rainfall simulations // Journal of Applied Geophysics, 2017. Vol. 145. pp. 39-49.
8. Melouah Q., Hichem Z. Utility of forward and inverse modeling in 2D electric tomography For Hydrogeology studies // Applied Water Science, 2021. № 11(2). doi.org/10.1007/s13201-020-01347-4.
9. Olenchenko V.V., Tsibizov L.V., Osipova P.S., Charynov T.T., Viola B.T., Kolobova K.A., Krivoshepkin A.I. Peculiarities of Using 2D Electrical Resistivity Tomography in Caves // Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia, 2020. № 48(4). pp. 67-74.
10. Zhou B., Bouzidi Y., Ullah S., Asim M. A full-range gradient survey for 2D electrical resistivity tomography // Near Surface Geophysics, 2020. pp. 1-18.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ НАДМЕРЗЛОТНЫХ ТАЛИКОВ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Лебедева Л.С.¹, Христофоров И.И.¹, Данилов К.П.¹, Бажин К.И.²

¹Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
lyudmilaslebedeva@gmail.com

²ООО «Геодевайс», Санкт-Петербург, Россия

Целью наших исследований является оценка пространственного распространения и временной динамики субаэральных надмерзлотных водоносных таликов в Центральной Якутии с использованием геофизических методов, бурения и режимных геотермических и гидрогеологических наблюдений. Из 76 участков на Лено-Вилуйском и Лено-Амгинском междуречьях надмерзлотные талики были обнаружены на 31 профиле. Предварительная оценка таликовости региона превышает ранее опубликованные в литературе сведения минимум в полтора раза. Форма и положение талика на ключевом участке на водосборе р. Шестаковки сохраняется из года в год за период 2018-2021 гг.

DISTRIBUTION OF SUPRAPERMAFROST TALIKS IN DIFFERENT REGIONS OF CENTRAL YAKUTIA

Lebedeva L.S.¹, Khistoforov I.I.¹, Danilov K.P.¹, Bazhin K.I.²

¹ Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; lyudmilaslebedeva@gmail.com

² LLC "Geodevice", St. Petersburg, Russia

The aim of our research is to assess the spatial distribution and temporal dynamics of subaerial suprapermafrost aquifer taliks in Central Yakutia using geophysical methods, drilling, geothermal and hydrogeological observations. Out of 76 sites in the Lena-Vilyui and Lena-Amga interfluves, suprapermafrost taliks were found on 31 profiles. The preliminary assessment of the region's talik coefficient exceeds the information previously published in the literature by at least one and a half times. The shape and position of the talik in the key site on the catchment area of the Shestakovka river is preserved from year to year for the period 2018-2021.

Введение

В Центральной Якутии распространена сплошная мерзлота с температурой от -2 до -10 градусов. Сквозные талики вскрыты бурением под некоторыми крупными озерами (Хатылыма, Ломтука, Туустах, Ытык-Кюель, Былдяны, Джогудай и др.), а также под р. Леной в районе Табагинского и Кангаласского мысов [7]. Также развиты несквозные подозерные и подрусловые талики гидрогенного типа по классификации Н. Н. Романовского [8]. Известны субаэральные над- и межмерзлотные водоносные талики на средневысотных надпойменных террасах рек Лена и Вилуй [1, 2, 3, 6, 7]. Коэффициент

таликовости на междуречье рек Лены и Вилюя меняется от 0.07 до 4.7% и связан, в первую очередь, с долей озер [7]. Единичные надмерзлотные субэдральные талики в лесах Центральной Якутии упоминаются в литературе. Такие талики, как правило, водоносны и приурочены к сухим слабозадрнованным песчаным массивам, покрытым редким сосновым лесом [1, 2, 6, 7]. По мерзлотно-ландшафтной карте республики Саха (Якутия) масштаба 1: 1 500 000 [5] чуть больше 7% территории (более 200 тысяч кв. км) покрыто сосновыми лесами. Их большая часть сосредоточена в Центральной Якутии и произрастает на песчаных массивах. Широкое распространение сосновых лесов на песчаных отложениях в Центральной Якутии дает основание предположить, что опубликованные в литературе данные о таликовости региона занижены и не отражают распространение плохо изученных надмерзлотных таликов. Открытым вопросом остается сезонная и межгодовая динамика площади таликов, их температурный и гидрогеологический режим. Крупные надмерзлотные водоносные талики могут служить альтернативным источником водоснабжения населенных пунктов.

Целью наших исследований является оценка пространственного распространения и временной динамики субэдральных надмерзлотных водоносных таликов в Центральной Якутии с использованием геофизических методов, бурения и режимных геотермических и гидрогеологических наблюдений.

Объект исследования

Для оценки распространения надмерзлотных таликов на региональном масштабе на Лено-Вилюйском и Лено-Амгинско междуречьях были выбраны 76 ключевых участков, расположенных в сосновых и лиственничных лесах. 24-28 сентября 2020 г. и 2-7 октября 2021 года, когда мощность СТС имела значение, близкое к максимальному, были проведены георадиолокационные измерения на выбранных ключевых участках с целью установления наличия или отсутствия надмерзлотных таликов в верхней части геологического разреза до глубины 20-25 м. Протяженность профиля на каждом ключевом участке составляла 300 м.

Подробные геофизические исследования и режимные наблюдения за уровнем подземных вод таликов и температурой пород проводились в бассейне р. Шестаковка площадью 170 км² в 2016-2021 гг. Он расположен в 20 км юго-западнее г. Якутска в пределах эрозионно-денудационного склона древней аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 190–210 м.

Климат региона исследования резко континентальный с суровой продолжительной зимой и коротким жарким летом. Средняя годовая температура воздуха составляет –8.2 - –8.8 °С, среднее многолетнее количество осадков 237-285 мм/год. Преобладающие типы ландшафтов – лиственничные и сосново-лиственничные леса. Мощность мерзлоты составляет от 300 до 500 м.

Методика проведения работ

Геофизические работы проводились методами георадиолокации и электротомографии. Применялись сертифицированные георадиолокаторы ОКО-2 и ОКО-3 компании «Логис-ГЕОТЕХ» (г. Москва) с центральной частотой 250 и 150 МГц. Для определения расстояния на профиле использован оптический одометр, прикрепленный к георадару. В результате рекогносцировочных работ в бассейне р. Шестаковки, где наличие надмерзлотных таликов ранее было подтверждено нами бурением [4], выбраны оптимальные параметры съемки: развертка по глубине 200-400 нс, накопление сигналов 16, диэлектрическая проницаемость 6. Обработка данных георадиолокации осуществлялась на программном обеспечении GeoScan-32.

Для определения удельного электрического сопротивления ($УЭС$) пород использовалась многоканальная многоэлектродная станция “Скала-64” производства КБ Электротометрии (Новосибирск). Станция имеет 64 электрода и 16 измерительных

каналов. Обработка полученных данных проводилась в программе ZonRes2D [9]. При сопоставлении данных бурения и электротомографии было принято, что талые водонасыщенные пески обладают удельным сопротивлением до 2000 Ом·м.

Результаты исследований

Лено-Вилуйское междуречье. Из 37 выбранных профилей на Лено-Вилуйском междуречье на 19 (51%) под сезоннотальным слоем залегает многолетняя мерзлота, на 9 профилях (24%) выявлены надмерзлотные талики мощностью от 5 до 20 м, на пяти профилях (14%) регистрируется высокая вероятность наличия талых зон, на четырех профилях (11%) прослеживаются границы, интерпретация которых без дополнительных материалов затруднена (наличие таликов под вопросом). Выявленные талики сконцентрированы около реки Кенкеме (35-50 км от г. Якутск) и между реками Тангнары и Эйим (около 430 км от г. Якутск). Анализ распространения различных типов растительности вдоль ФАД «Вилуй» по мерзлотно-ландшафтной карте республики Саха (Якутия) масштаба 1: 1 500 000 [5] показал, что 52% протяженности трассы проходит по кустарниковым и кустарниково-зеленомошным лиственничным лесам, 26% – по кустарничковым и кустарниково-зеленомошным сосново-лиственничным лесам, 18% – по средне-таежной долинной растительности и 4% – по кустарничковым и кустарниково-моховым сосновым лесам. Согласно терминам карты, выбранные профили располагаются в кустарничковых и кустарниково-зеленомошных сосново-лиственничных лесах. Если допустить, что выявленная доля распространения надмерзлотных таликов на исследованных профилях (24%) репрезентативна для типа растительности кустарничковые и кустарниково-зеленомошные сосново-лиственничные леса, которые занимают 26% вдоль ФАД «Вилуй», то таликовость региона составляет более 6% только за счет субэкральных таликов. Эта предварительная оценка превышает ранее опубликованные в литературе сведения о таликовости региона как минимум в полтора раза и не учитывает распространение гидрогенных и межмерзлотных таликов.

Лено-Амгинское междуречье. На Лено-Амгинском междуречье из 39 георадарных профилей на 12 профилях обнаружены талики мощностью до 18 м. Все профили с таликами расположены в сосновом лесу. Если считать расположение этих профилей репрезентативным для сосновых лесов района исследования, то можно оценить коэффициент таликовости этого ландшафта 50%, что является крайне высоким значением для сплошной криолитозоны Центральной Якутии. Эта грубая оценка не включает в себя субэкральные талики и превышает ранее опубликованные в литературе сведения о таликовости региона. По литературным данным коэффициент таликовости территории меняется от 0.07 до 4.7% и связан, в первую очередь, с долей озер.

Временная динамика талика. По результатам геофизического профилирования надмерзлотного водоносного талика на водосборе р. Шестаковки за 2018-2021 гг. методом электротомографии можно заключить, что форма и положение талика из года в год сохраняется. Наблюдается понижение удельного сопротивления на некоторых участках, что может указывать на увеличение обводненности грунта и развитие каналов фильтрации воды. Фиксируется локальное объединение ранее существовавших и формирование новых таликовых областей.

Наблюдения за температурой грунтов и уровнем подземных вод на участке распространения надмерзлотного субэкрального водоносного талика в бассейне р. Шестаковки показали, что глубина промерзания грунтов над таликом стабильна год от года и ограничивается глубиной 2-3 м, которая близка к уровню подземных вод. Промерзание грунта вблизи уровня грунтовых вод приводит к формированию криогенного напора в конце холодного периода. Протаивание грунтов происходит стабильно в мае, а начало промерзания варьируется год от года и приводит к межгодовой

изменчивости продолжительности периодов промерзания и протаивания. Глубина нулевых годовых амплитуд составляет около 6 м. Температура на глубине 6 м год от года уменьшается и переходит из области околонулевых значений в область слабоотрицательных. Происходит медленное поднятие подошвы талика.

Благодарности

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект 20-05-00670).

Литература

1. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. Тюмень: Изд-во ТюмГНГУ, 2011 – 177 с.
2. Бойцов А.В. Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии // Криогидрогеологические исследования – Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1985 – С. 44–55.
3. Бойцов А.В., Шепелев В.В. Мерзлотно-геологические условия массива развееваемых песков Махатта (Центральная Якутия) // Гидрогеологические исследования криолитозоны – Якутск, 1976 – С. 25–34.
4. Лебедева Л.С., Бажин К.И., Христофоров И.И., Абрамов А.А., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М., Федоров М.П., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Надмерзлотные субэдральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли, 2019, №1 – с. 40-50 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(40-50)
5. Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1: 1 500 000 / Федоров А.Н. [и др.]; [ред. М.Н. Железняк]. - Якутск.: ИМЗ СО РАН, 2017 – 2 л.
6. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В. Шепелев, А.В. Бойцов, Н.Г. Оберман и др. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002 – 172 с.
7. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / Отв. ред. Н.П. Анисимова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2003 – 117 с.
8. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Под ред. В.А. Всеволожского. М.: МГУ, 1983 – 232 с.
9. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Т. II. Малоглубинная электроразведка / Под ред. В.А. Шевнина, А.А. Бобачева. – М.: МГУ, 2013 – 123 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ГИГАНТСКОЙ НАЛЕДИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА Р. АНМАНГЫНДА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**Оленченко В.В.¹, Макарьева О.М.^{2,3}, Данилов К.П.³, Осташов А.А.³, Калганов А.С.¹,
Землянскова А.А.^{2,3}, Христофоров И.И.³, Нестерова Н.В.^{2,3}**

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия;
OlenchenkoVV@ipgg.sbras

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Магадан, Россия; o.makareva@spbu.ru,
omakarieva@yandex.ru

В пределах гигантской наледи в бассейне реки Анмангында проведены георадиолокационные зондирования с антенным блоком центральной частоты 250 МГц и электротомография с заземлениями через емкостную связь. Установлено, что к 5 апреля 2021 г. максимальная мощность льда составила 4.35 м при среднем значении 1.35 м. С помощью георадара выявлены и заверены бурением каналы разгрузки подземных вод из аллювия под лёд, расположенные в руслах протоков. Предполагается наличие глубинных источников подземных вод в коренных породах. По данным электротомографии установлено наличие крупных и локальных промерзающих подрусовых таликов, из которых выжимается вода на поверхность льда.

THE RESULTS OF GROUND PENETRATING RADAR AND ELECTRICAL SOUNDING OF THE GIANT GROUNDWATER AUFELS AT THE ANMANGYND RIVER (MAGADAN REGION)

Olenchenko V.V.¹, Makarieva O.M.^{2,3}, Danilov K.P.³, Ostashov A.A.³, Kalganov A.S.¹,
Zemlyanskova A.A.^{2,3}, Khristoforov I.I.³, Nesterova N.V.^{2,3}

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia; OlenchenkoVV@ipgg.sbras

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³Melnikov Permafrost Institute of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia; o.makareva@spbu.ru, omakarieva@yandex.ru

Ground penetrating radar sounding with an antenna unit of the central frequency of 250 MHz and electrical resistivity tomography with grounding via capacitive coupling were carried out within the giant aufeis in the Anmangynda River basin. It was found that by April 5, 2021, the maximum ice thickness was 4.35 m with an average value of 1.35 m. By the means of geo-radar sounding, groundwater discharge channels from alluvium to aufeis surface located in the river channels bed were identified and verified by drilling. Deep sources of groundwater in the bedrock are expected. According to the electrical resistivity tomography data, large and local freezing river taliks has been identified, from which water is squeezed onto the ice surface.

Формирование наледей подземных вод является характерной чертой процессов водообмена горной криолитозоны различных регионов мира. Наиболее ярко процессы наледеобразования проявляются на Северо-Востоке России, где наледи могут достигать размеров десятков квадратных километров. Динамика характеристик гигантских наледей, легко идентифицируемых на космических снимках, может использоваться как индикатор процессов трансформации труднодоступных территорий криолитозоны в современном климате.

Гигантская наледь на р. Анмангында (верховья бассейна р. Колымы) уникальна наличием многолетнего ряда (1962-1990 гг.) данных наблюдений за процессами наледеобразования. Продолжение мониторинга и междисциплинарных исследований природных процессов криолитозоны на этом объекте крайне актуально как в рамках фундаментальной, так и прикладной науки [14].

В последние годы произошло значительное развитие геофизических технологий исследования геологической среды. Новая аппаратура на современной элементной базе и программное обеспечение для обработки данных и решения обратных задач геофизики существенно повысили информативность геофизических исследований. Геофизические методы исследований показали высокую эффективность и при изучении наледей, при этом используются методы георадиолокации, электротомографии с гальваническими и емкостными заземлениями, метод ядерного магнитного резонанса, тепловизионная съёмка [13; 15]. С помощью георадиолокации определяется толщина льда, глубина сезонного промерзания, а данные электротомографии позволяют определять мёрзлое или талое состояние горных пород ниже отражающих границ, выделяемых на радарограммах [13]. Применение метода ядерного магнитного резонанса даёт возможность оценки количества гравитационной воды в поровом пространстве и выявить талики или мерзлые породы в разрезе под наледью [15].

Главной целью исследований является изучение современного состояния наледи р. Анмангында. Основными задачами были определение толщины наледного покрова для оценки объёма наледи, поиск и характеристика источников подземных вод, формирующих наледь.

Характеристика объекта. Амангындинская наледь расположена в среднем течении р. Анмангында, правого притока р. Детрин, впадающего в р. Колыма в Магаданской области. Средняя многолетняя среднегодовая температура воздуха в районе исследований по данным метеостанции Усть-Омчуг составляет около -11°C . Мощность многолетнемерзлых пород изменяется от 150–200 м под днищами долин до 500–600 м под горными сооружениями [4].

Площадь наледной поляны составляет 7.6 км^2 [14]. Наледь формируется в виде двух округлых ледяных полей в верхней и нижней частях поляны, которые соединяются

небольшим перешейком в ее центре. Средняя мощность наледи в период 1962-1990 гг. изменялась от 1.1 до 1.8 м, средняя величина – 1.5 м. Максимальная мощность, указанная в отчетных материалах полевых наблюдений, составила 5.9 м [7; 9-10].

Анализ материалов исторических наблюдений показал тенденцию сокращения максимальных размеров наледи с 1962 по 1990 гг. [1]. Современная оценка, выполненная на основе данных дистанционного зондирования также свидетельствует о значительном уменьшении максимальных размеров Анмангындинской наледи [3], повлиявших на изменение сезонного режима формирования льда.

О генезисе Анмангындинской наледи в период ее изучения велись споры. Согласно В.М. Лебедеву [5] главная роль в питании Анмангындинской наледи принадлежит верхним горизонтам грунтовых вод (надмерзлотным водам), не имеющим связи с межмерзлотными и подмерзлотными водами. Предположение высказано на основании анализа химического состава воды источника выше наледи и речных вод ниже наледи, белого мучнистого наледного налета, состоящего из двуоксида кремния (SiO_2) (по своему происхождению представляющего тончайшие речные наносы, а не соли глубинных источников), а также исходя из режима источника, расход которого равномерно убывает в течение зимнего периода. Также автор [5] предполагает, что весной и летом грунтовые воды пополняются за счет таяния снега и дождей, зимой они расходуются на питание наледи и на поддержание подруслового потока. Согласно Н.А. Букаеву [2], источник, находящийся на линии разлома в месте впадения ручья Слепцового (совр., Солонцовый) в р. Анмангынду, образован подмерзлотными водами. На это указывает постоянная положительная температура воды и распространение в районе выхода источника темно-зеленых водорослей, которые бурно развиваются в течение всей зимы. Малую минерализацию вод источника следует объяснить тем, что питание подмерзлотных вод осуществляется за счет поверхностных и надмерзлотных вод, проникающих по трещинам глубоких разломов, а также слабым выщелачиванием твердых пород.

До сих пор точно не определен генезис Анмангындинской наледи. Но некоторые исследователи считают, что наледи формирующиеся на Северо-Востоке России тесно связаны со сквозными пойменными таликами, в которых до конца зимы сохраняются большие запасы подземных вод. Фактором выхода этих вод на поверхность является сокращение водопрпускной способности таликов в поперечных сечениях [6]. В работе [12] подчеркивается важная роль разломной тектоники в возникновении источников подземных вод, питающих наледи, а также промерзание линейных подрусловых таликов.

Достоверно определить структуру образования сезонного оледенения возможно лишь при проведении комплексных исследований, например, с помощью геофизических методов.

Методика исследований. При георадиолокационных (ГРЛ) зондированиях применялся георадар ОКО-3 с антенным блоком центральной частоты 250 МГц. В пределах наледной поляны протяженностью около 6 км в 2021 г. проведены площадные зондирования по сети 29 из профилей, расположенных на расстоянии около 200 м. Кроме того на верхней наледи проведены зондирования на 6 профилях, расположенных на расстоянии около 50 м.

На выявленных аномальных участках в 2022 году проведены детальные площадные исследования методами ГРЛ и электротомографии с незаземлёнными линиями.

Электрические зондирования методом электротомографии с заземлениями через емкостную связь выполнялись с помощью аппаратуры ВЕГА, работающей на частоте 16 кГц. Длина незаземленных линий генераторной и приёмной установок составляла 5 и 10 м. Измерения выполнены в режиме четырёхразносного профилирования и осевого зондирования дипольно-осевой установкой. Расстояние между центрами генераторной и

приёмных линий при многоразном профилировании составляло 5, 15, 25, 35 м при размерах диполей, равных 5 м (рис. 1). При осевом зондировании применялись диполи АВ и MN размером 10 м, расстояние между центрами которых увеличивалось от 5 до 80 м с шагом 5 м.

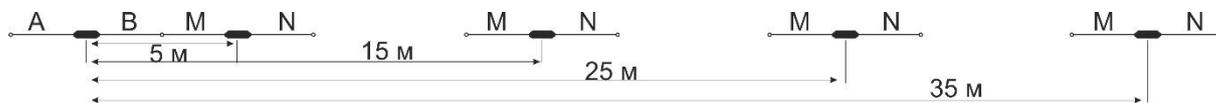


Рис. 1 Схема четырёхразного электропрофилирования дипольно-осевой установкой с незаземлёнными линиями

Обработка данных ГРЛ выполнялась с помощью программы GeoScan32. Граф обработки включал усиление сигнала по глубине и вычитание среднего. Временной разрез пересчитывался в глубинный при средней относительной диэлектрической проницаемости среды, равной 3.2. Такое значение было определено инструментами программы GeoScan32 по гиперболам дифракции от локальных объектов (валунов). На каждой радарограмме определялась толщина льда и глубина границы сезонного промерзания. По этим данным строились карты изолиний.

Данные многоразного профилирования и электрических зондирований обрабатывались с помощью программ Res2Dinv и Res3Dinv. В результате строились двумерные и трёхмерные геоэлектрические модели.

Результаты исследований. По данным площадной съёмки была определена толщина льда вдоль профилей ГРЛ и построена карта изопахит льда. На момент исследований (25 марта – 5 апреля 2021 г.) установленная максимальная толщина льда на верхней наледи составила 4.35 м при среднем значении 1.4 м. Максимальная мощность льда на нижней наледи составила 3.5 м при среднем значении 1.3 м. По данными 1962-1967 гг. средняя толщина наледи в марте и апреле составляла 1.50 и 1.69 м соответственно, а максимальная могла достигать 5.91 м к началу марта [7; 9-10]. Таким образом, максимальная мощность льда в настоящий период ниже исторических показателей в 1.3 раза.

Кроме отражающей границы от границы лёд-порода и границы сезонного промерзания на радарограммах выделяются крупные гиперболы дифракции с очень интенсивной отраженной волной. При этом, в месте образования гиперболы отмечается резкое сокращение глубины сезонного промерзания, вплоть до исчезновения отражающей границы от подошвы сезонномёрзлого слоя (рис. 2). Такие гиперболы наблюдаются над руслами проток реки и предположительно в тех местах, где происходит разгрузка подземных вод в русле. На рис. 2 на пикетах 740 и 770 м на радарограммах отчетливо проявляются вертикальные аномалии, которые возможно связаны с разгрузкой подземных вод из разломов.

Однако для подтверждения этой гипотезы необходимо провести зондирования методом электротомографии для получения резистивной модели разреза на большую глубину и сопоставления аномалий УЭС в коренных породах с радарограммой.

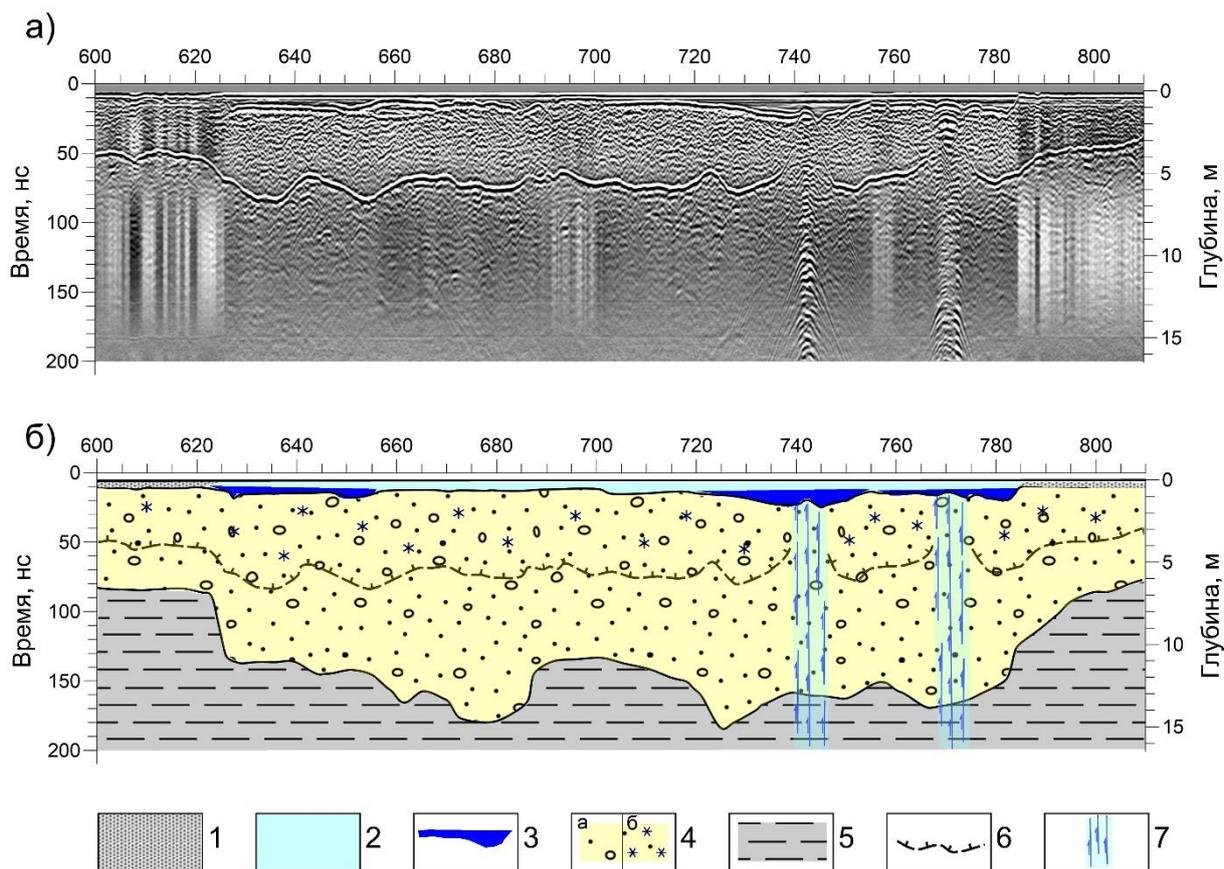


Рис. 2. Радарограмма по профилю через долину р. Анмангында в начале наледной поляны (а) и её интерпретация (б): 1 – снег; 2 – лёд; 3 – вода; 4 – аллювий талый (а) и мёрзлый (б); 5 – коренные породы (сланцы) 6 – граница сезонного промерзания; 7 – восходящие каналы фильтрации в аллювии.

Результаты электротомографии с незаземлёнными линиями по одному из георадарных профилей показали (рис. 3), что лёд и сезонномерзлый аллювий имеют очень высокое УЭС. У льда УЭС порядка 300000-600000 Ом·м. На участке разгрузки подземных вод на наледь с глубины 6–7 м УЭС аллювиальных отложений составляет порядка 1000 Ом·м с локальными аномалиями до 500-700 Ом·м, что означает талое состояние пород. В интервале профиля 100–130 м под протокой выделяется локальная аномалия низкого УЭС пород, интерпретируемая как промерзающий подрусловый талик.

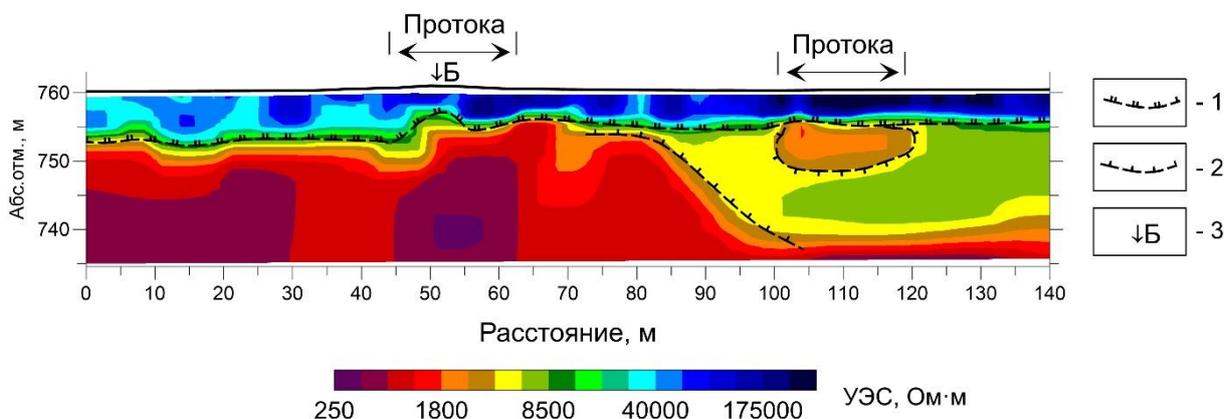


Рис. 3. Геоэлектрический разрез через наледь с элементами интерпретации: 1 – граница сезонного промерзания; 2 – граница многолетнемерзлых пород; 3 – место разгрузки подземных вод на наледь из ледяного бугра.

При промерзании этого талика подземные воды выжимаются на поверхность по трещине во льду, которая проявляется в верхней части разреза УЭС в виде узкой вертикальной зоны пониженного УЭС в интервале профиля 100–105 м.

Под местом выхода подземных вод на лёд на геоэлектрическом разрезе с глубины 12 м отмечается локальная субвертикальная зона низкого УЭС шириной 18 м. Возможно эта аномалия связана с каналом фильтрации подземных вод в аллювии. Ранее нами было установлено, что каналы сосредоточенной фильтрации подземных вод в обводнённых песчаных отложениях выделяются локальными низкоомными аномалиями, а в трёхмерной геоэлектрической модели – в виде «трубы» с низким УЭС [8]. Проследить связь этой аномалии с разломами в коренных породах не представляется возможным из-за ограниченной глубинности зондирования.

Сопоставление геоэлектрического разреза и радарограммы показало удовлетворительное совпадение отражающих георадарных границ с границами пород разного УЭС. При этом над таликами, выделенных по УЭС, отмечается увеличение интенсивности отраженного сигнала.

Одна из георадарных аномалий в виде интенсивной гиперболы дифракции была вскрыта бурением. С глубины 2.4 м был вскрыт напорный водоносный слой, дебит которого не уменьшался в течение трех дней наблюдений.

Выводы. В результате геофизических исследований установлено следующее.

По данным георадиолокационных зондирований максимальная мощность льда на начало апреля 2021 г. составляла 4.35 м при среднем значении 1.35 м.

На радарограммах интенсивными гиперболами дифракции выделяются участки разгрузки подземных вод из аллювия под лёд. Как правило они расположены в руслах проток. Предполагается, что некоторые каналы связаны с глубинными источниками в коренных породах.

Данные электротомографии показали, что многолетнемерзлая толща до глубины 20 м имеет сложное строение с крупными и мелкими подрусловыми таликами. Каналы разгрузки подземных вод из промерзающих таликов выделяются аномалиями пониженного УЭС характерной формы.

Необходимо проведение дополнительных исследований с применением геофизических методов, а также заверка полученных данных с помощью бурения скважин, для уточнения результатов 2021-2022 гг.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ – проекты 20-05-00666, 19-55-80028 и Санкт-Петербургского государственного университета (проект 75295776).

Литература

1. Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Довбыш В.Н. Многолетняя динамика размеров Анмангындинской наледи в условиях изменений климата // Современ. Проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока: Тр. Всерос. Науч. конф., посвященной памяти выдающегося ученого-гидролога А.В. Рождественского. Москва, 10-12 апреля 2012 г. М., 2012. С. 298-305.
2. Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // В кн. «Наледи Сибири». М.: Наука, 1966. № 4. С. 9–21.
3. Землянскова А.А., Макарьева О.М., Шихов А.Н., Нестерова Н.В., Осташов А.А., Алексеев В.Р. Многолетняя и внутригодовая динамика Анмангындинской наледи (Магаданская область) // Материалы Шестой конференции геокриологов России (МГУ имени М. В. Ломоносова, 14-17 июня 2022 г.). Москва, 2022.

4. Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Труды ВНИИ-1. Магадан, 1960. Т. 18. Вып. 20. 470 с.
5. Лебедев В.М. Стационарные наблюдения за наледью в бассейне р. Анмангында // Сб. работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. Магадан, 1969. Вып. 2. С. 122–138.
6. Михайлов В.М. Литология коренных пород и природные комплексы речных долин (на примере Северо-Востока России) // География и природные ресурсы, 2018. №3. С. 116-123.
7. Научно-технический отчет (НТО) по теме: «Влияние наледей на речной сток», г. Магадан, 1963, 1964, 1967 гг.
8. Оленченко В.В., Гагарин Л.А., Христофоров И.И., Колесников А.Б., Ефремов В.С. Строение участка развития термосуффозионных процессов в пределах Бестяхской террасы реки Лены по геофизическим данным // Криосфера Земли, 2017. 21(5). С. 16-26.
9. Отчет по результатам воднобалансовых исследований с наледной составляющей в бассейне р. Анманданды. Магадан, 1977 г.
10. Отчет по наледным наблюдениям за зимний период 19XX-19XX гг., г. Магадан, 1981-1991 гг.
11. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
12. Шепелев В.В. О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей // Лёд и Снег, 2016. 56(3). С. 381-386.
13. Liu W, Fortier R, Molson J, Lemieux J-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada. Permafrost and Periglac Process. 2021;1–16. <https://doi.org/10.1002/ppp.2111>.
14. Makarieva, O. M., Nesterova, N.V., Ostashov, A.A., Zemlyanskova, A.A., Tumskoy, V.E., Gagarin, L.A., Ekaykin, A.A., Shikhov, A.N., Olenchenko, V.V., Khristoforov, I.I. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia, Vestnik of SPbSU. Earth Sciences, 66(1). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>, 2021.
15. Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A. D., Kass M. A., Tape K. D., Hendrickson P., Lane Jr J. W.; Hendrickson, Patrick; Lane, John W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2020. 125(3) –. doi:10.1029/2019jf005345.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СТАЦИОНАРЕ КУМЖА (2016-2021 ГОДА)

Садуртдинов М.Р.¹, Скворцов А.Г.¹, Судакова М.С.^{1,2}, Царев А.М.¹, Малкова Г.В.¹

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Россия; mr_sadurtdinov@mail.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Россия; m.s.sudakova@yandex.ru

На основании режимных сейсмических и георадиоокационных исследований на геокриологическом стационаре Кумжа (дельта р. Печора), анализируется динамика активного слоя за период с 2015 по 2021 год и ее влияние на изменение глубины кровли многолетнемерзлых пород.

GEOPHYSICAL MONITORING OF GEOCRYOLOGICAL CONDITION ON KUMZHA KEY-SITE (2016-2021 YEARS)

Sadurtdinov M.R.¹, Skvortsov A.G.¹, Sudakova M.S.^{1,2}, Tsarev A.M.¹, Malkova G.V.¹

¹Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Russia; mr_sadurtdinov@mail.ru

²Lomonosov Moscow State University, geology faculty, Russia; m.s.sudakova@yandex.ru

On the basis on the seismic and GPR monitoring at the Kumzha key-site (the Pechora-river delta) the dynamics of the active layer and its effect on the depth of the permafrost table are analyzed for the period from 2015 to 2021.

1. Геокриологический стационар Кумжа (дельта р. Печора, Ненецкий автономный округ) находится в пределах Кумжинского ГКМ в непосредственной близости от промплощадки бурения двух разведочных скважин. Скважины законсервированы в конце 1970-х годов. В настоящее время территория очищена от мусора и постепенно зарастает.

2. С 2015 года на стационаре выполняются режимные сейсмические и георадиоокационные исследования. Сейсмические исследования обеспечивают

идентификацию инженерно-геологических и геокриологических границ [1], георадиолокационные – детальное изучение положения кровли многолетнемерзлых пород (ММП) [2, 3] и особенностей строения и свойств активного слоя, изменяющихся под воздействием природных [4] и антропогенных факторов [5].

3. Задача исследований состояла в изучении динамики активного слоя и оценки ее влияния на положение кровли ММП по результатам режимных сейсмических и георадиолокационных исследований за период 2015-2021 годов на площадке CALM и вблизи нее.

Сейсмические исследования проводились как с помощью преломленных, так и отраженных продольных и поперечных SH-волн. Метод георадиолокации применялся в модификациях непрерывного профилирования и зондирования. Исследования в течение всего периода наблюдений проводились во второй декаде августа, когда деятельный слой оттаивает на 90-95% [6].

В качестве одного из результатов рассмотрим данные режимных георадиолокационных наблюдений на площадке CALM (рис.1).

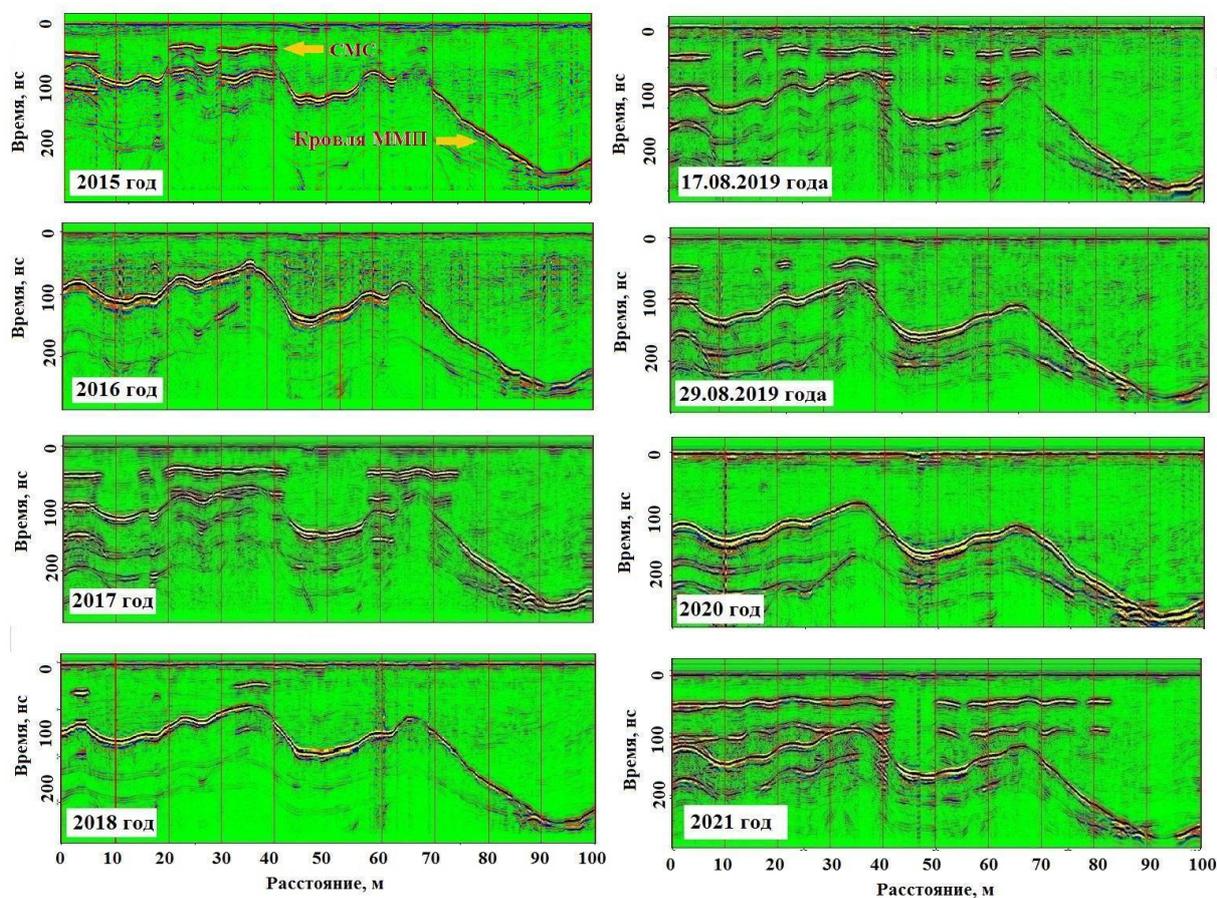


Рис. 1. Временные георадиолокационные разрезы по профилю N площадки CALM за период 2015-2021 гг.

На временных разрезах выделяется одна непрерывная граница, соответствующая кровле ММП и прерывистая граница, меняющая со временем свою протяженность во времени. Эта граница соответствует кровле промерзшего зимой и не успевшего оттаять летом сезонно-мерзлого слоя (СМС). (На временном разрезе за 2015 год эти границы обозначены надписями ММП и СМС и соответствующими указателями).

Зондировочным бурением установлено, что остаточная мощность СМС в отдельных точках, где он был выделен по георадиолокации, в 2019 году составляла 5-7

см, а в 2021 году 20-25см. На момент проведения наблюдений он присутствует не на всей исследуемой территории: он отсутствует там, где глубина кровли ММП больше. По данным георадиолокации мощность СМС на участке исследований не превышает 210 см, что согласуется с данными прямого определения глубины протаивания грунта.

Наличие СМС хорошо согласуется с данными термометрии, полученными на данном участке. В теплые годы – 2015/2016 год и 2019/2020 год, – СМС в пределах площадки CALM на момент измерения полностью отсутствовал. В холодный 2020/2021 год в конце августа СМС присутствовал на большей части площадки и имел достаточно большую мощность.

Временные разрезы 2019 года, полученные с интервалом в 12 дней, показывают высокую эффективность георадиолокационных исследований для обнаружения плановой трансформации остаточных линз СМС и значительного уменьшения их площади за относительно непродолжительный период времени.

Для определения глубины залегания границ, как правило, принимается неизменное значение скорости электромагнитных волн для исследуемого участка. Такой подход является вполне оправданным для изучения общих закономерностей положения границ.

Однако для детального и более корректного решения этой задачи необходимо учитывать возможную пространственно-временную изменчивость скорости волн. Для этого в пределах площадки CALM в точках регулярной сети наблюдений, с 2016 года выполнялось георадиолокационное зондирование. Результаты зондирования приведены на рис. 2.

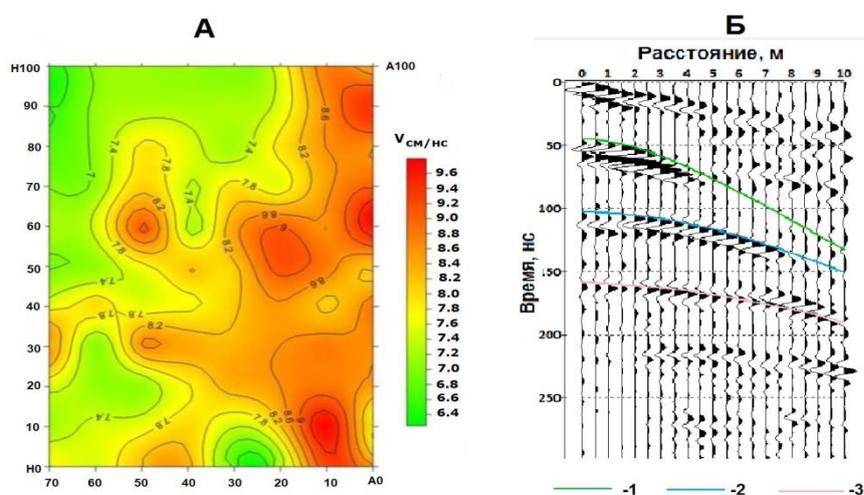


Рис. 2. Карта скорости электромагнитных волн до кровли ММП в 2018 году (А) и запись георадиолокационного зондирования (Б).
4 – кровля СТС, 2 – кровля ММП, 3 – геологическая граница в ММП.

Карта скорости электромагнитных волн до кровли ММП в 2018 году показывает, что ее значения в пределах площадки изменяется от 6,8 до 9,2 см/нс. Представленная на рисунке волновая запись симметричного зондирования характеризуется высоким качеством и разрешенностью, что свидетельствует о достоверности определения скоростных характеристик. Таким образом, если брать единую скорость для всей площадки можно допустить существенную ошибку в определении глубин залегания геокриологических границ.

Пример использования метода сейсморазведки для мониторинга положения кровле ММП приведен на рис. 3. Работы проводились по одному из профилей на площадке CALM и двум профилям вблизи нее.

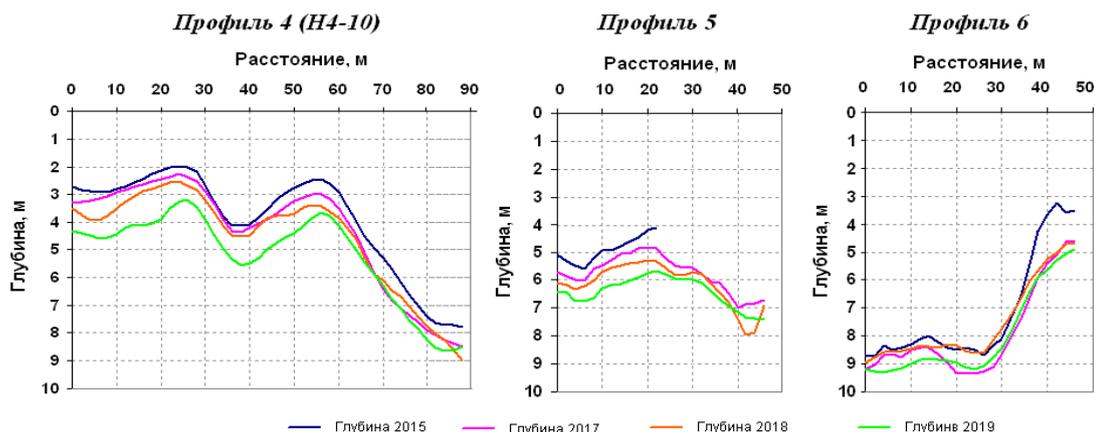


Рис. 3. Геокриологические разрезы, полученные с помощью метода преломленных поперечных SH-волн за период 2015-2019 гг. (цветными линиями показано расположение границы кровли ММП)

За изучаемый период среднее увеличение глубины кровли ММП составило более 1 м.

Данные геофизических исследований показывают их высокую эффективность для мониторинга геокриологического разреза. При этом на данном участке наблюдается следующая картина: с одной стороны, глубина залегания кровли ММП – увеличивается, с другой – нерегулярное полное оттаивание СМС может говорить о предпосылке для новообразования перелетка.

Литература

1. Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М. Сейсмические критерии идентификации мерзлого состояния горных пород. Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, №2, с.83-90.
2. Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г., Царев А.М. Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях. Криосфера Земли, 2017, т. XXI, №3, с.69-82.
3. Marat Sadurtdinov, Andrei Tsarev, Andrei Skvortsov, Maria Sudakova, Galina Malkova. Permafrost mapping within Pechora-river delta (European North) with seismic and ground penetrating radar Book of abstracts 5 th European Conference on Permafrost, 23 June - 1 July 2018, Chamonix, France, < hal-01816115 > с. 902-903.
4. Sudakova M, Sadurtdinov M, Skvortsov A, Tsarev A, Malkova G, Molokitina N, Romanovsky V. Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta. *Remote Sensing*. 2021; 13(16):3271.
5. Скворцов А.Г., Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Царев А.М., Малкова Г.В. Изучение влияние техногенеза на верхнюю часть геокриологического разреза с помощью георадиолокации. / Сборник тезисов научно-практической конференции «ГЕОРАДАР-2020» . 19-20 октября 2020 года ОНЛАЙН; под ред. М.Р. Садуртдинова, М.С. Судаковой. – М.: Евроазиатская научно-промышленная палата, 2020. – 72-77
6. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Изд-во “ГЕО”, 2008. 229 с

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛОТЫ В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ

Серебренников С.П., Джурик В.И., Брыжак Е.В.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, serebr@crust.irk.ru

Аннотация В докладе представлены материалы геофизических и инженерно-геологических исследований на территории Забайкалья. Возможность прогнозирования влияния приповерхностной зоны инженерно-геологического разреза на уровень проявления сейсмических свойств отдельных групп рыхлых и скальных образований базируется на изучении основных параметров геофизических полей непосредственно на территории расположения отдельных объектов промышленного и гражданского назначения. Основой для прогноза является присутствие мерзлых грунтов, в широком диапазоне типов развития мерзлоты, во всем спектре ее существования в направлении с юга на север.

COMPARATIVE ANALYSIS OF SEISMIC PROPERTIES OF SOILS FOR THE TERRITORY OF PERMAFROST DISTRIBUTION IN THE TRANS-BAIKAL TERRITORY

Abstract. The data reported here have been obtained from the geophysical and engineering-geological studies in Transbaikalia. Forecasting the influence of near-surface engineering-geological cross-section on seismic properties of certain groups of soft sediments and rocks is based on the study of the basic parameters describing geophysical fields immediately within industrial and civilian facilities. The basis of forecasting is the existence of wide range of types of permafrost extending from south to north.

S.P. Serebrennikov, V.I. Dzhurik, E.V. Bryzhak

Institute of the Earth Crust SB RAS. Irkutsk, Russia, serebr@crust.irk.ru

Исследования, осуществленные авторами, базируются на материалах геофизических и инженерно-геологических исследований при проведении проектных и инженерно-геологических работах для объектов строительства расположенных в широком диапазоне географических и геоморфологических особенностей: от степных (юг края), до таежных, горно-таежных и горных (центр и север).

Допустимость прогноза влияния приповерхностной зоны инженерно-геологического разреза на уровень проявления сейсмических свойств отдельных групп рыхлых и скальных образований, обусловлено многообразием параметров геофизических полей непосредственно на территории расположения объектов промышленного и гражданского назначения, расположенных в пределах различных климатических зон региона.

Целью исследований является анализ геофизических и инженерно-геологических данных для территории Забайкалья с последующей возможностью прогнозировать уровень сейсмической опасности на объекты промышленного и гражданского назначения на стадии проектирования, строительства и эксплуатации. Необходимость исследований обусловлена широким диапазоном изменения уровня сейсмической опасности для региона. Исходными данными для этого исследования послужили материалы инструментальных сейсморазведочных измерений на площадках инфраструктурных комплексов на территории Забайкалья.

Исходные данные для обоснования инженерно-сейсмологических условий и влияния комплекса грунтов на основные параметры сейсмических воздействий на возводимые сооружения представлены на участках строительства, охватывающих весь спектр инженерно-геологических условий: от талых грунтов (с вариантом сезонного промерзания) до районов распространения вечномерзлых грунтов (с вариантом сезонного оттаивания). По материалам экспериментальных методов получены все необходимые сведения (представлены в табличной форме) о состоянии и мощности рыхлых отложений, основных сейсмических параметрах грунтов, скоростях распространения в них сейсмических волн. В итоге зафиксированные результаты геофизических исследований, выполненные на участках строительства, и создание обобщенной базы основных инженерно-сейсмологических параметров дают возможность прогнозирования на этапе оценки уровня сейсмической опасности для промышленных и гражданских объектов Забайкалья.

Центральная часть региона это сочетание различных морфоструктурных особенностей предгорных и горных сооружений. Необходимо отметить, что объекты промышленного и гражданского строительства на исследуемой территории расположены вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали. Ее северо-восточный фрагмент мы считаем основной переходной зоной в развитии многолетнемерзлых грунтов. Инженерно-сейсмологический обзор перехода от талых грунтов к переходной зоне к мерзлым грунтам мы рассмотрим на участке от ст. Могзон – ст. Могоча. Если на юго-западном фрагменте инженерно-сейсмологические материалы (в том числе и г. Чита) сравнимы с параметрами юга региона, то в северо-восточном направлении в структуре инженерно-геологических показателей грунтов появляется многолетнемерзлая составляющая часть [2].

Район ст. Могзон рассматривается как пример сочетания грунтов в переходной зоне от талого к мерзлому состоянию. При проведении необходимых расчетов использовались данные бурения и сейсморазведки [4,5,6]. В скоростном отношении, в границах станции, участок представлен до глубины 20 м. трехслойным разрезом. Здесь мы впервые сталкиваемся со слоем сезонного оттаивания и промерзания мощностью до 2 м, имеющий диапазон изменения скоростей от 420 до 1100 м/с – V_p и от 230 до 510 м/с – V_s . Необходимо отметить, что для дальнейших расчетов сейсмической опасности промышленных объектов взяты значения скоростей сейсмических волн для средних грунтов этого района равные 600 м/с – V_p и 300 м/с – V_s . Это оправдано тем, что при строительстве верхний почвенно-растительный слой в основании сооружений будет снят и заменен более плотными грунтами и будет нарушено естественное состояние грунтов. Второй слой (2м) представлен водоносным горизонтом, приуроченным к аллювиальным отложениям. Водовмещающие породы, в основном, это пески гравелистые со значениями $V_p=1600-1900$ м/с и $V_s = 430-500$ м/с. Расчетными взяты значения $V_p=1800$ м/с и $V_s=460$ м/с. Далее идут мерзлые грунты. Криогенная текстура их массивная (суглинки, супеси), слоисто-сетчатая (песок, суглинок, глина), гнездовидная (суглинок, супесь). Суммарная льдистость составляет 0,140-0,431 д.е., льдистость за счет ледяных включений – 0,134 д.е. Температура мерзлых грунтов на глубине годовых нулевых амплитуд составляет минус 0,3-0,4⁰С. Мерзлые грунты, с указанными выше физическими показателями, характеризуются относительно невысокими значениями скоростей близкими к 2400 м/с - V_p и $V_s = 1280$ м/с. Ниже 20 м скорости продольных волн приняты равными 2800 м/с и поперечных – 1600 м/с.

Скорости сейсмических волн рыхлых отложений измерялись на площадках строящихся объектов, а в «эталонных» и коренных породах измерялись на их обнажениях и в карьерах.

Температура мерзлых грунтов на глубине ее нулевых колебаний бралась по данным мерзлотного районирования, проведенных ранее [1,3].

Обобщенные значения скоростей для естественного состояния грунтов сведены в таблицу 1. Верхний слой мерзлых грунтов до 11 м имеет скорости продольных волн равные в естественном мерзлом состоянии равные 2200 м/с и поперечных 1200 м/с. В подстилающих коренных породах эти величины равны 3400 м/с и 1780 м/с – соответственно. В случае деградации мерзлоты, а такой вариант при строительстве возможен, в таблицу 1 введены прогнозируемые макеты инженерно-сейсмологического развития состояния грунтов, необходимые при детальном анализе уровня сейсмической опасности.

Таким образом, выше полученные сведения позволяют нам просчитать варианты приращения сейсмической опасности в баллах. Результаты расчетов приводят к значениям приращений балльности, для исследуемой территории, и в среднем для восточного фланга центральной зоны Забайкалья. Изменения оцениваются следующим

образом: 0,1 балла - с учетом осреднения, в верхнем 10-метровом слое по отношению к коренным породам; 0,7-0,8 – когда температура грунтов больше – 1⁰С. Вариант приращения балльности до 1 балла и более (при неблагоприятных геологических условиях) исключать не надо.

Таблица 1

Обобщенные значения скоростей для естественного состояния грунтов
(мерзлые грунты)

| Грунтовые условия | Мощность слоя | Естественное состояние $T \geq -1^{\circ}\text{C}$ | | | Состояние выше УГВ | | | Состояние ниже УГВ | | |
|---|---------------|--|-------------|-----------|--------------------|-------------|-----------|--------------------|-------------|-----------|
| | | V_p (м/с) | V_s (м/с) | V_p/V_s | V_p (м/с) | V_s (м/с) | V_p/V_s | V_p (м/с) | V_s (м/с) | V_p/V_s |
| Тип грунта | H(м) | | | | | | | | | |
| Пески, суглинки, галечники. | 11 | 2200 | 1200 | 1,83 | 600 | 300 | 2,1 | 1600 | 430 | 3,7 |
| Относительно-сохранные коренные породы. | ∞ | 3400 | 1780 | 1,7 | 2300 | 1270 | 1,8 | 2900 | 1500 | 1,9 |

Практически все типы распространения мерзлых грунтов зафиксированы на северных территориях Забайкалья. В процессе строительства и эксплуатации промышленных и гражданских объектов инфраструктуры закладываются риски на случай опасных геологических процессов и уровня сейсмичности региона здесь же необходимо отметить, что основная часть объектов расположена в пределах пониженных форм рельефа (впадины, долины крупных рек). Инженерно-геологический разрез представлен образованиями современного и четвертичного времени формирования и представлен литологическими комплексами, залегающими на скальных грунтах. Основные из них следующие: комплекс поймы и низких надпойменных террас, комплекс высоких надпойменных террас, комплекс делювиальных склонов, комплекс конусов выноса. Именно в границах этих формирований находятся практически все населенные пункты, промышленные объекты, железнодорожные и автомобильные дороги.

При изучении инженерно-геологических особенностей конкретных участков проектирования и строительства сооружений различного назначения использовались данные бурения, геофизических и вскрышных работ. Полученные сведения позволили осуществить мониторинг сейсмической опасности наиболее распространенных вариантов объединений грунтов, который представлен в таблице 2.

Таблица 2

Оценка сейсмической опасности наиболее распространенных вариантов объединений мерзлых грунтов

| Состав грунтов | Физическое состояние грунтов, $T^{\circ}\text{C}$ | V_{cp} (км/с) | Приращение балльности к скальному грунту (баллы) |
|---|---|-----------------|--|
| Островный тип распространения мерзлых грунтов | | | |

| | | | |
|--|----------------------------------|---------|-------|
| Чередование песка, гравелистого галечникового материала | Мерзлые $T^{\circ} = 0 - -1$ | 2,6-2,8 | +1,3 |
| Пески, ил | Мерзлые $T^{\circ} = 0 - -1$ | 2,6-2,8 | +1,3 |
| Прерывистый тип распространения мерзлых грунтов | | | |
| Пески с прослоями валунов. Льдистые. Скальный грунт | Мерзлые $T^{\circ} = -1 - -2$ | 2,8-3,0 | +0,84 |
| Валунно-галечниковый грунт с песчаным заполнителем, льдистый | Мерзлые $T^{\circ} = -1 - -2$ | 2,7-2,9 | +0,86 |
| Песчано-галечниковый грунт, льдистый | Мерзлые $T^{\circ} = -1 - -2$ | 2,7-2,9 | +0,8 |
| Сплошной тип распространения мерзлых грунтов | | | |
| Пески с прослоями суглинков и валунов | Мерзлые $T^{\circ} < 2$ | 3,0-3,2 | +0,2 |
| Пески, галечники. Глыбовый материал | Мерзлые $T^{\circ} < 2$ | 3,0-3,4 | +0,2 |
| Пески гравий, валуны, прослой льда | Мерзлые $T^{\circ} < 2$ | 2,9-3,2 | +0,3 |

Для объектов северного фрагмента территории, но уже в границах высокогорья, мы представляем пример населенного пункта (вахтовый режим) Чинейского ГОКа (хр. Удокан). На стадии инженерно-геологических изысканий помимо, инженерно-механических свойств, отслеживались результаты измерений сейсмологических границ при сейсмическом сейсмозондировании. С учетом инженерно-геологических факторов прослеживаются ситуации, когда границы рыхлых и коренных для объекта изменяются в диапазоне 1- 15м и более. В таблице 3 представлены материалы по сейсмозондированию в 14 пунктах (площадь поселения), что отражено показатели мощности слоя рыхлых отложений до скальных грунтов и обобщенные данные по скоростному режиму (сейсмозондирование) и материалы расчета сейсмической опасности (отношение скоростей V_p/V_s).

Таблица 3

Образец показателя мощности слоя рыхлых отложений и обобщенных данных по скоростному режиму (сейсмозондирование) и расчет сейсмической опасности (отношение скоростей V_p/V_s) для участков Чинейских месторождений.

| Мощность слоя рыхлых отложений | Скорость продольных волн | Скорость поперечных волн | Отношение скоростей V_p/V_s |
|--------------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------|
| до 3м | 2700-3540 | 1280-1840 | 19,2-2,01 |
| до 7м | 2090-4090 | 1600-2320 | 1,76-2,0 |
| до 15м и более | 3100-3600 | 1600-2000 | 1,8-1,9 |

Выводы. По данным полевых экспериментальных методов получены все необходимые сведения о состоянии и мощности рыхлых отложений, основных сейсмических параметрах эталонных и исследуемых грунтов, скоростях

распространения в них сейсмических волн для большого количества участков инфраструктурных объектов Забайкалья. При использовании отмеченных данных и реализации расчетных методов дана оценка сейсмической опасности ответственных сооружений, рассмотрена возможность подготовки обобщенной базы данных, влияния комплекса параметров физических свойств приповерхностных грунтовых слоев на установленный уровень исходных сейсмических воздействий.

В итоге представленные результаты комплексных геофизических исследований, выполненные на участках ответственных сооружений, показали возможность их использования для проектных и инженерно-сейсмологических изысканий и оценки уровня сейсмической опасности в параметрах сейсмических воздействий для промышленных и гражданских объектов во всем разнообразии климатических условиях территории Забайкалья.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011

Литература

1. Геокриологическая карта СССР (редактор А.Ю. Рогатюк): Масштаб 1:2500000, Лист 11, МГУ им. Ломоносова, 1996.-16с.
2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Оценка и прогноз поведения грунтов различного состояния при сильных землетрясениях в пределах криолитозоны Восточной Сибири // Природные и сейсмические риски. Безопасность сооружений. 2017. № 4. С.32–34.
3. Кондратьев В.Г., Кондратьев С.В. Как защитить федеральную автодорогу «Амур» Чита – Хабаровск от опасных инженерно-геокриологических процессов и явлений // Инженерная геология, 2013, № 5. – С. 40–47.
4. Серебренников С.П., Джурик В.И., Брыжак Е. В. Возможности геофизических методов при расчете уровня сейсмической опасности крупных инфраструктурных объектов // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2020; №5, с. 32-53.
5. Dzhurik, V.I., Tubanov, Ts.A., Serebrennikov, S.P., Drennov, A.F., Bryzhak, E.V. and Eskin, A.Yu. (2015). – An overview of the technique for seismicity microzonation mapping of the Ulan-Ude city territory. – *Geodynamics & Tectonophysics*, 6, 3, 365-386 (in Russian)/
6. Yang, Z.J., Dutta, U., Xu, G., Hazirbaba Kenan, K. and Marx, E.E. (2011). – Numerical analysis of permafrost effects on the seismic site response. – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31, 3, 282-290.

НАДМЕРЗЛОТНЫЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ В СЕЛИТЕБНОЙ ЗОНЕ АНАДЫРЯ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ (ЧУКОТКА)

Трегубов О.Д., Уяганский К.К.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия, tregubov2@yandex.ru, uyagansky@yandex.ru

В докладе проанализирован практический опыт георадиолокационного профилирования территории города Анадыря. На радарограммах выделялся талый слой и надмерзлотные подземные воды. По результатам георадиолокации была составлена карта распространения подземных вод в пределах жилой застройки. В ходе интерпретации карты сделаны выводы о причинах образования большого количества подземных вод. Сделана оценка влияния подземных вод на таяние многолетней мерзлоты в основании фундаментов зданий и сооружений.

SUPRAPERMAFROST GROUNDWATER IN THE RESIDENTIAL ZONE OF ANADYR ACCORDING TO GPR DATA (CHUKOTKA)

Tregubov O.D., Uyagansky K.K.

North-Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute N.A. Shilo FEB RAS,
Magadan, Russia, tregubov2@yandex.ru, uyagansky@yandex.ru

The report analyzes the practical experience of GPR profiling of the territory of the city of Anadyr. The GPR images showed a thawed layer and above-frozen groundwater. Based on the results of the sounding, a map of the distribution of groundwater within the boundaries of residential development was compiled. During the interpretation of the map, conclusions were drawn about the causes of the formation of a large amount of groundwater. An assessment of the influence of suprapermafrost groundwater on the melting of permafrost at the base of the foundations of buildings and structures is made.

Введение

Перечень объектов, обнаруживаемых георадиолокационным зондированием в криолитозоне разнообразен. На радарограммах выделяют границу талых и мерзлых грунтов, криопэги, криосуффозионные пустоты и термокарстовые просадки. С помощью георадиолокации изучают морфологию кровли мерзлых грунтов, жилых тел подземных льдов и бугров пучения [3, 7, 10, 11, 13, 14, 15, 17]. Работ, посвященных картированию распространения подземных надмерзлотных вод с использованием георадара существенно меньше [2]. Причина этому высокая диэлектрическая проницаемость обводненных грунтов и затухание сигнала в водоносном слое.

Надмерзлотный водоносный горизонт (НВГ) образуют сезонные воды деятельного слоя и подземные воды субэдральных несквозных таликов [2, 9]. В условиях потепления климата Арктики и Субарктики, с увеличением глубины сезонного протаивания и развитием сети субэдральных таликов мощность НВГ возрастает, запасы надмерзлотных вод увеличиваются. Надмерзлотные воды становятся значимым фактором активизации термокарста, способствуют деградации многолетнемерзлых пород (ММП). Особенно активно процесс гидрогенного растепления ММП проявляет себя в условиях урбанизированных ландшафтов, где естественный надмерзлотный сток дополняют утечки инженерных сетей.

В 2021 году в рамках обоснования сети мониторинга экзогенно-криогенных процессов на территории города Анадырь выполнено георадиолокационное профилирование селитебной зоны. В числе основных задач георадиолокации было установление распространенности надмерзлотных вод и их оценка. Цель настоящего доклада проанализировать практический опыт георадиолокационного профилирования НВГ и геофизиологической интерпретации данных георадиолокации.

Объект исследования

Анадырь – столица Чукотского АО, находится в границах криолитозоны, в области морского субарктического климата. Город с населением 15,2 тыс. жителей и площадью порядка 4,5 км² компактно расположен на юго-восточных склонах гор Верблюжья и Александра с абсолютными отметками высот 116,5 и 131,2 м, соответственно. С севера территорию застройки ограничивают скальные берега Анадырского лимана, с востока – пойма реки Казачка.

Промышленное производство в городе представлено предприятиями строительной, энергетической и транспортной отраслей. Северная и южная промышленные зоны расположены на соответствующих окраинах населенного пункта. Селитебная зона площадью 3,2 км² занимает центральную часть городской застройки. В ее пределах располагается несколько жилых микрорайонов, образовательные и

административные учреждения, площадь и пустыри, сеть внутригородских улиц с отсыпанным грунтом профилем и бетонным покрытием. Практически вся жилая застройка представлена 5-этажными домами на свайных фундаментах с проветриваемым подпольем высотой 1-1,7 м. Инженерные коммуникации проложены в бетонных коробах наземным и подземным способом.

По данным изысканий на начало застройки территории в 70-х годах XX века мощность ММП составила 100-120 м, сезонно-талого слоя (СТС) – изменялась от 0,4 до 1,5 м. Среднегодовая температура ММП на глубине 10 м возрастала вверх по склонам гор с -3,4 до -5,2 °С [6]. В настоящее время для большей части застройки характерно 4-слойное строение геокриологического разреза: СТС (1-1,5 м); новообразованный мерзлый слой по техногенным грунтам отсыпки и погребенным почвам, вмещающий субэаральные талики (1,5-9 м); многолетнемерзлые дисперсные отложения склонов и коры выветривания базальтов (1-10 м); скальные и полускальные грунты базальтов и андезитов. Локально в разрез вклиниваются погребенные торфяные отложения (1-3 м), озерные осадки ледового комплекса мощностью до 20 м. Измеренная в октябре 2021 г. на глубине 10 м температура ММП (95 скважин) изменялась в пределах -1,8 – (-4,2) °С.

По данным Р. В. Степанова (1991) в границах застройки надмерзлотные инфильтрационные воды образуются в СТС и существуют непродолжительно во время обильных летних осадков. В подножье склонов и на берегах Казачки в пределах таликовых зон распространены инфильтрационно-фильтрационные застойные воды мощностью до 1,8 м, иногда с повышенной за счет криометаморфизма минерализацией.

Методы исследований

Теоретические положения и методика георадиолокационного зондирования достаточно совершенны и неоднократно описаны в специальной литературе, а инструменты обработки радарограмм реализованы в программном обеспечении оборудования [1, 4, 5, 8, 12]. В рамках прежних исследований и настоящей работы авторы руководствовались этими рекомендациями [16-18].

Методическая новизна исследования заключается в расширении возможностей и повышении результативности методов георадиолокации за счет вариативного использования при расшифровке радарограмм опорных эталонных разрезов с различными геологическими и геокриологическими условиями. При этом целью интерпретации радарограмм является не только площадная интерполяция данных геологического описания керна скважин, но и дополнительная информация, связанная с пространственной динамикой электрофизических характеристик талых и мерзлых грунтов, вызванных изменениями степени уплотнения, влажности, минерализации, льдистости грунтов. Это связано с решением актуальной проблемы современности – изучения и мониторинга процессов деградации многолетней мерзлоты в результате потепления климата, активизации экзогенно-криогенных процессов. В условиях населенных пунктов криолитозоны Чукотки такой подход впервые использовался при изучении мерзлотных условий села Лорино [16, 18].

В ходе настоящего исследования применялся георадар Око-2 с антенным блоком (АБ) 400 МГц, в котором реализована схема фиксированного положения источника и приемника электромагнитных волн. Зондирование профилей выполнялось в непрерывном режиме, с постоянной скоростью по размеченным профилям с предустановленными параметрами: шаг 300 мм, накопление – 16 и развертка – 200, показатель диэлектрической проницаемости – 8. После приведения радарограмм к истинной длине профиля шаг зондирования составил 20-30 мм.

Важным моментом работы являлось планирование сети профилей зондирования. Первая попытка изучить методом георадиолокации структуру гидрогенных таликовых зон территории Анадыря в 2013 году закончилась неудачей. Тогда был принят масштаб

картирования 1:25000, при котором профили были удалены друг от друга на 200-300 м. Око-2 применялся с АБ-90 МГц. Наличие мертвого пространства 1 м и разреженность профилей не позволили адекватно интерпретировать радарограммы и, как результат, составить карту таликовых зон. Удалось установить лишь существенные различия геоэлектрических разрезов улиц и дорог, ориентированных вдоль и в крест простирания склона. Поэтому в 2021 году был принят масштаб исследования 1:10000. Основные профили протяженностью 100 м были проложены по улицам и переулкам селитебной зоны. Вместе с вспомогательными профилями длиной 30-50 м они образовали прямоугольную решетку с удалением друг от друга на 50-100 м. Впоследствии это позволило достоверно проследить распространение таликов и НВГ. Всего с АБ-400 пройдено 465 профилей, общей протяженностью 26,5 км.

В соответствии с задачами проводимой работы на радарограммах расшифровывались две границы – талых и мерзлых грунтов, а также верхнего уровня надмерзлотного водоносного горизонта (НВГ) при его уверенном дешифрировании и мощности более 0,5 м. Нижележащие слои ММП не анализировались. Предварительно все радарограммы прошли первичную обработку в соответствии с рекомендациями (Старовойтов, 2008). Актуальным при этом была фильтрация переотражений поверхности и «звона» антенного блока в диапазоне частот 390-450 МГц. Граница талых и мерзлых грунтов выделялась по резкой смене волновой картины и оси синфазности разной степени контрастности. Граница НВГ проводилась по верхней границе слоя радарограммы со специфичным «игольчатым» рисунком отраженных волн в частном диапазоне 76-88 МГц. Диэлектрическая проницаемость слоев определялась методом гиперболы с учетом данных 7 опорных разрезов. Применение метода гиперболы не вызвало существенных затруднений, благодаря нахождению в составе техногенных грунтов отсыпки строительных площадок металлического лома, а также присутствия в составе дисперсных склоновых отложений валунов и глыб скальных грунтов. Мощность НВГ определялась как разница верхнего уровня надмерзлотных вод и глубины кровли ММП. Значения мощности с координатами точек заносились в таблицу и обрабатывались методом Kriging программы Golden Software Surfer. Далее, результаты обработки данных отображались в виде схемы изопахит.

Результаты исследований и обсуждения

Диэлектрическая проницаемость грунтов СТС за счет многочисленных пустот и разуплотнения грунта изменялась в пределах 3-6 единиц. В непромерзающих таликах за счет погребенных торфянистых почв и водоносных горизонтах среднее значение диэлектрической проницаемости составило 18 при колебаниях от 8 до 35. Последнее, потребовало исключить поточный метод обработки радарограмм и обрабатывать второй слой каждый раз индивидуально. Показатель диэлектрической проницаемости мерзлых дисперсных и скальных грунтов редко превышал 12. В ходе георадиолокационных исследований была пробурена одна заверочная скважина глубиной 10 м на участке, где по данным расшифровки радарограмм была выявлена максимальная мощность (3-5 м) НВГ. Скважиной были вскрыты в интервалах: 0-2 м сухие техногенные грунты; 2-3 м избыточно увлажненные техногенные грунты; 3-6 м обводненные вулканические брекчии; 6-9 м мерзлые сильно льдистые брекчии, 9-10 туфы андезитов. Результаты бурения в целом подтвердили интерпретацию радарограмм: мощность НВГ более 3 м (Рис 1).

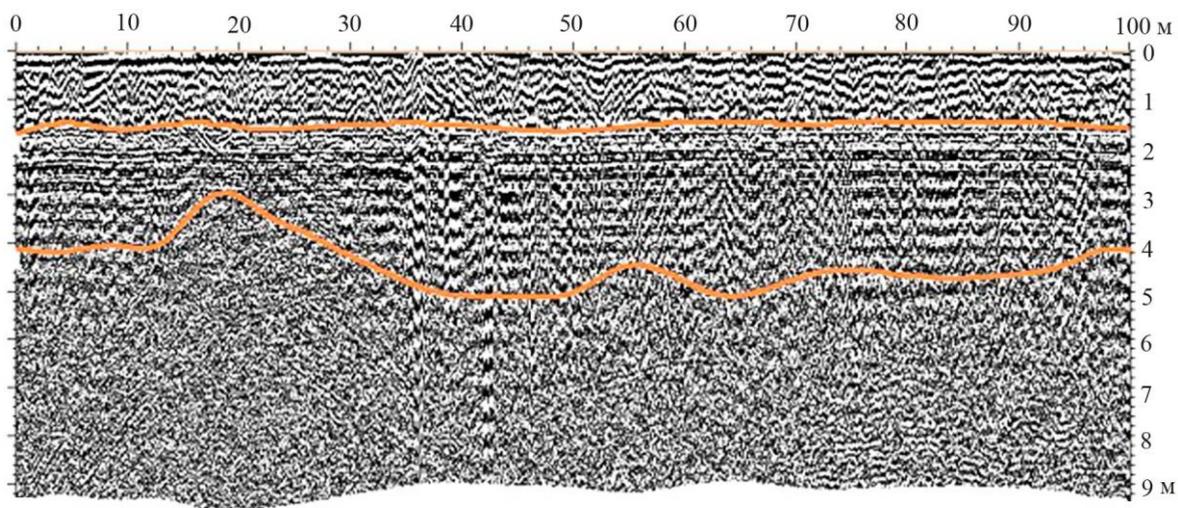


Рис. 1. Слои на радарограмме по профилю через заверочную скважину: 1 – сезонный слой, 2 – надмерзлотный водоносный горизонт, 3 – многолетняя мерзлота, 4 – границы слоев, 5 – местоположение скважины (описание в тексте).

После соответствующей графической обработки, смоделированная программой схема изопакит НВГ была наложена на карту города (Рис. 2). Результаты позволили получить цельную пространственную картину распространения надмерзлотных вод, их фактического и потенциального влияния на мерзлотные условия и деформацию инженерных объектов. Кроме современной карты застройки территории города при интерпретации аномалий мощности НВГ использовалась топографическая карта масштаба 1:25000, которая была составлена по материалам геодезической съемки 1953 года. На карте обозначен существовавший до застройки сложный рельеф местности. Это позволило разделить природные и техногенные факторы, оказывающие влияние на динамику подземных вод. В числе первых, следует выделить влияние на надмерзлотный сток, погребенных в разной степени оврагов и болот. После промерзания при отсыпке в условиях потепления строительные площадки они вновь протаяли и стали резервуарами подземных вод и каналами надмерзлотного стока.

Антропогенное воздействие на НВГ реализуется через сеть улиц и магистральных инженерных сетей в совокупности с современным техногенным рельефом территории. При сопряжении дороги и подземной магистрали, которые ориентированы вниз по склону образуется канал надмерзлотного стока. Вместе пересечения такого канала стока с улицей, проложенной в крест простираения склона, образуются линейные или изометричные аномалии мощности НВГ. Отрицательные аномалии мощности НВГ пространственно связаны как с природными, так и техногенными каналами надмерзлотного стока. К ним могут быть приурочены «сухие» дренируемые таликовые зоны, но чаще всего это площади с фоновой глубиной сезонного протаивания. В последнем случае значение имеет геологическое строение территории – неглубокое залегание монолитных скальных грунтов.

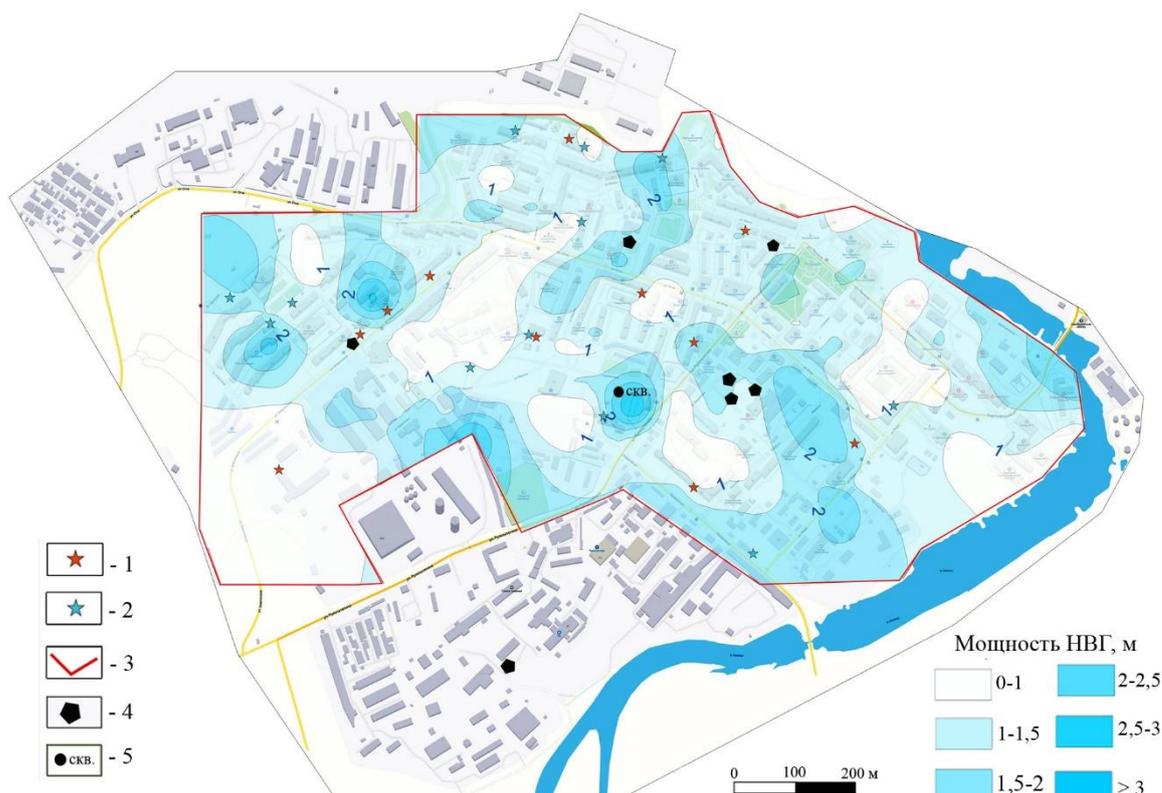


Рис. 2. Реплика карты-схемы мощности надмерзлотных вод и активности криогенных процессов на территории Анадыря: 1 – просадки бетонных покрытий, 2 – наледи, 3 – граница территории георадиолокационного профилирования, 4 – опорные (эталонные) геолого-геофизические разрезы, 5 – заверочная скважина, глубиной 10 м (2021 год)

На карте-схеме несложно обнаружить пространственную связь распределения мощности надмерзлотных вод с нарушениями инженерных сооружений. Фиксируемые визуально проявления экзогенно-криогенных процессов приурочены большей частью к периферии аномалий. Это может свидетельствовать об активном современном расширении таликов и бассейнов надмерзлотных вод.

Выводы

По геоморфологическому положению, геологическому строению и разнообразию геокриологических условий Анадырь является уникальным объектом для усовершенствования и внедрения в практику георадиолокационного изучения экзогенно-криогенных процессов в урбанизированных мерзлотных ландшафтах.

Георадиолокационное профилирование – эффективный метод исследования сезонного протаивания, таликовых зон, надмерзлотных вод в мерзлотных ландшафтах с мелким типом протаивания. Наибольшую эффективность показывает георадиолокация в диапазоне частот 250-400 МГц, с минимальным мертвым пространством и глубиной зондирования мерзлых грунтов 5-12 м.

Обязательным условием успешного исследования является рациональное планирование сети профилей в масштабе, соответствующем величинам ожидаемых нарушений ММП, размерам потоков и очагов распространения надмерзлотных вод. При интерпретации площадных схем изолиний глубины и мощности слоев целесообразно использовать топографические карты рельефа до начала застройки, а также архитектурские планы, сопоставимые по масштабу с георадиолокационным профилированием.

На современном этапе в ландшафте Анадыря ведущим экзогенно-криогенным процессом является формирование и развитие гидрогенных таликовых зон. Увеличение площади и мощности непромерзающих линз надмерзлотных вод приводит к деградации мерзлоты в основании фундаментов зданий, увеличивает риски аварий при эксплуатации инженерных сетей и дорог. Целесообразны разработка и внедрения методов георадиолокации в систему геотемпературного мониторинга геокриологических условий опасных участков на территории населенных пунктов криолитозоны.

Благодарности

- 1) АНО «Чукотский Арктический Научный Центр», договор № 06/21 от 24.08.2021;
- 2) РФФИ и ГФЕН Китая, проект 20-55-53014.

Литература

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2005. 153 с.
2. Лебедева Л.С., Бажин К.И., Христофоров И.И. и др. Надмерзлотные субэральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли. 2019, том XXIII, № 1. С. 40-50.
3. Омеляненко А.В. Научно-методические основы георадиолокации мерзлых горных пород. Дисс. доктора.техн. наук, Якутск. 2001. 359 с.
4. Программное обеспечение для записи, обработки и интерпретации данных георадара. Geoscan 32. Иллюстрированное руководство пользователя. Раменское: ООО «Логические системы», 2021, 94 с. https://www.geotech.ru/programmnoe_obespechenie_geoscan32
5. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие. М.: Издательство МГУ, 2008. 192 с.
6. Степанов Р.В., Степанова И.В. Мерзлотно-гидрогеологическое районирование г. Анадырь // Комплексные геокриологические исследования Чукотки. Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 1991. С. 101-110.
7. Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г., Царев А.М. Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли, 2017, том 21, № 3. С.69-82.
8. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. - М., Недра. 1986. 128 с.
9. Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Изд-во «Гео». 2011. 169 с.
10. Ducharme M.-A., Allard M.A., Hérault E.L Organic matter, ice content and structure tomography scanning, Saluit, Nunavik, Canada. Published Online. 2012. http://fallmeeting.agu.org/2012/files/2012/12/Affiche_AGU_2.pdf
11. Ermakov, A. P., & Starovoitov, A. V. The use of the Ground Penetrating Radar (GPR) method in engineering-geological studies for the assessment of geological-cryological conditions. Moscow University Geology Bulletin, 2010, 65(6). P. 422-427.
12. Ground Penetration Radar in Sediments. Edited by C.S. Bristow and H.M. Jol. Geological Society Special Publication 211, London. 2003.P.330
13. Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., & Moorman, B. Advances in geophysical methods for permafrost investigations. Permafrost and Periglacial Processes, 2008, 19(2), p. 157-178.
14. Munroe J. S., Doolittle J. A., Kanevskiy M. Z., Hinkel K. M., Nelson F. E. Application of Ground-Penetrating Radar Imagery for Three-Dimensional Visualisation of Near-Surface Structures in Ice-Rich Permafrost, Barrow, Alaska / Permafrost and Periglac. Process. 2007. DOI: 10.1002/ppp.594
15. Sjöberg Y., Marklund P. , Pettersson R. and Lyon S. W. Geophysical mapping of palsa peatland permafrost / The Cryosphere, 2015. № 9. P. 465–478
16. Tregubov O., Kraev G., Maslakov A. Hazards of activation of cryogenic processes in the arctic community: a geopenetrating radar study in Lorino, CHukotka, russia // Geosciences (Switzerland). 2020. T. 10. № 2. С. 57.
17. Tregubov O.D. Experience in Using GPR to Study New Frozen-Ground Formations in Subgrade Structures / Soil Mechanics and Foundation Engineering. 2015, T. 52, № 5. P. 286-291
18. Tregubov O.D., Kraev G.N., Maslakov A.A. GPR profiling-based permafrost table modeling / Engineering Geophysics. Conference Proceedings: electronic publishing. 2017. Kislovodsk. 2017. P. 9.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА НА ГЕОРАДИОЛОКАЦИЮ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК И ОЗЕР В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Христофоров И.И.¹, Данилов К.П.¹, Горохов И.В.¹

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; *zodIK@mail.ru*

Проведены экспериментальные работы по георадиолокационному зондированию донных отложений с поверхности льда водоема с применением георадаров ОКО-3 с центральными частотами 150, 250 и 400 МГц. Для изменения высоты подъема антенн использовано специальное антенное приспособление. Определены оптимальные положения антенн для эффективного применения метода георадиолокации при исследовании донных отложений рек и озер с поверхности льда, в частности, при толщине покровного льда 1 метр эффективнее АБ 150 применять на высоте 0.4 метра, АБ 250 на высоте 0.2 метра.

ICE THICKNESS INFLUENCE ON THE STUDY OF RIVERS AND LAKES BOTTOM SEDIMENTS BY GPR

Khristoforov I.I.¹, Danilov K.P.¹, Gorokhov I.V.¹

¹Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; *zodIK@mail.ru*

Experimental GPR sounding of bottom sediments on the river floating ice using OKO-3 antenna with central frequencies of 150, 250 and 400 MHz was carried out. A special antenna device for changing the height of the antennas was used. The optimal positions of antennas for the effective application of the GPR method in the study of bottom sediments of rivers and lakes from the ice surface were determined. For instance, it is more effective to use AB 150 at a height of 0.4 meters and AB 250 at a height of 0.2 meters with a cover ice thickness of 1 meter.

Применение метода георадиолокации с поверхности воды для решения широкого спектра задач гидрологии, археологии и инженерной геологии получили большую популярность, в частности в работах [1-4]. В зависимости от минерализации воды можно получать данные о донных отложениях до глубины 30 м.

Большое количество рек и озер в зоне сплошного распространения мерзлоты начинают промораживаться в середине октября и остаются в ледяном покрове до начала мая. Большинство пресноводных водоемов северной части криолитозоны покрыты льдом более 6 месяцев в году, при этом толщина льда может превышать 2 метра. Практически все ремонтные работы магистральных нефте- и газопроводов, пересекающие водные объекты суши криолитозоны, проводятся в зимний период с поверхности льда водоёма. Для определения (уточнения) местоположения продуктопроводов необходимы методики применения метода георадиолокации с поверхности снега и льда. Для разработки эффективной методики георадиолокации донных отложений рек и озер холодных регионов необходимо изучение влияния параметров ледяного покрова на условия распространения электромагнитных сигналов, с учетом, что толщина льда может достигать более 2 метров.

При проведении экспериментов применены георадары ОКО-3 с центральными частотами 150, 250 и 400 МГц. Для изменения высоты подъема антенн использовано специальное антенное приспособление (рис. 1).

На выбранном участке возле протоки р. Лена проложены два параллельных профиля, один из которых полностью очищен от снега. Профиля начинаются с песчаного берега без наличия льда. Длина профиля выбиралась в зависимости от наличия границы лед/вода и наличия контрольной границы – рельефа дна водоема.

Приспособление для антенн позволило приподнять антенны до высоты 1.4 метра для АБ400 МГц, до 1.2 метра для АБ 250 МГц и до 0.8 метров для АБ150 МГц. Обработка и интерпретация георадарных данных проводилась с помощью программного обеспечения GeoScan_32.



а



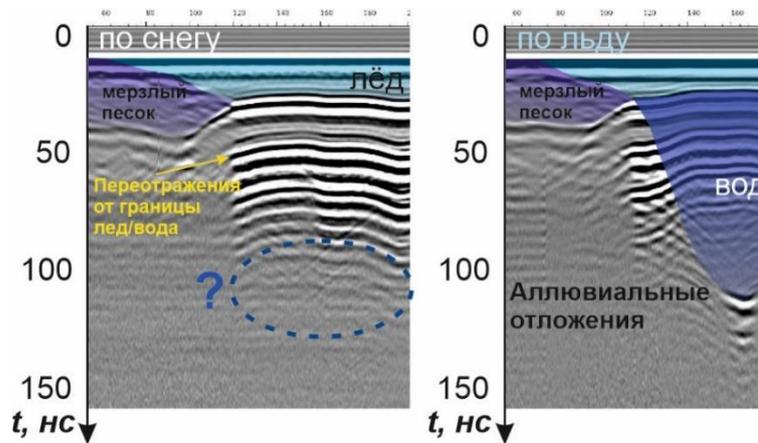
б

Рисунок 1. Антенное устройство для: а – АБ 150 МГц; б – АБ 250 МГц

Проведено физическое моделирование георадиолокационного зондирования донных отложений пресноводного водоема со льда толщиной 1 метр с изменением высоты положения антенн георадара (рис. 2), а также выполнен ряд натуральных экспериментов с различной толщиной снега и льда.



а



б

Рисунок 2. а – фотография оснастки для изменения высоты антенн георадара; б – сравнения радарограммы, полученных по снегу и по льду, расчищенного от снега

Установлено, что для георадарных антенн «бабочки» с частотным диапазоном от 80 до 600 МГц на выбранном участке с толщиной снега 0.25 см и мощностью льда 1 метр наиболее эффективно проникновения электромагнитных волн вглубь водоема при профилировании с расчищенного льда (рис. 2б). Наиболее эффективнее применять антенны со средней частотой 150 МГц на высоте 0.4 метра от поверхности, для антенн с частотой 250 МГц необходимо поднимать антенны на высоту 0,2 метра для повышения глубинности исследования. В данном случае, максимальная глубина исследования для 150, 250 и 400 МГц составила 6, 5, 3 метра глубины по воде, соответственно.

Отмечено повышение количества помех от трещин, лунок и майн в ледяном покрове. Это связано с тем, что при увеличении толщины льда электромагнитные

сигналы высокочастотных георадаров (400 МГц, 250 МГц) распространяются вдоль льда, как по волноводу.

Таким образом, определены оптимальные положения антенн для эффективного применения метода георадиолокации при исследовании донных отложений рек и озёр со льда толщиной 1 метр, при этом антенну с центральной частотой 150 МГц эффективнее применять на высоте 0.4 метра, когда как для антенн с частотой 250 МГц на высоте 0.2 метра. При толщине льда 1 м., глубина исследования для антенных блоков 150, 250 и 400 МГц составила 6, 5, 3 метра, соответственно

В результате, экспериментально определены параметры георадиолокационного зондирования с поверхности льда и снега для диапазона частот от 75 до 600 МГц с целью повышения глубинности изучения донных отложений пресноводных водоемов в зимнее время.

Литература

1. Бобров Н.Ю. О возможности применения георадиолокации при гидрологических исследованиях в устьевых зонах рек / Н.Ю.Бобров, В.В.Дмитриев, С.С.Крылов и др. // Вестник СПбГУ. Серия 7. География и геология, 2008. Вып.2. С.76-82
2. Владов М. Л. Влияние водного слоя на глубинность георадиолокационных исследований на пресноводных акваториях / М.Л. Владов, А. М. Пятилова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2009. — №1 — С. 63–66.
3. Старовойтов, А. В. Строение осадочного чехла на пресноводных озерах полуострова Киндо вблизи Беломорской биологической станции МГУ по данным георадиолокации и бурения / А. В. Старовойтов, К. З. Валиуллина, А. Н. Ошкин, А. М. Пятилова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2019. — № 6. — С. 87–99.
4. Khristoforov I.I., Omelyanenko A.V. Improving the Efficiency of Hydrological Investigations by Submersible Ground Penetrating Radar. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, Volume 15, Issue 3, March 2018, Pages 335-339 DOI:10.1109/LGRS.2017.2786858

Секция 5

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ЗАЩИТНОГО СЛОЯ В УСЛОВИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Жирков А.Ф.¹, Сивцев М.А.¹

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; *zhirkov_af@mail.ru*

Аннотация. В результате численного эксперимента установлены лучшие и оптимальные условия при которых возможно воссоздание защитного слоя. Получено, что явное восстановление защитного слоя будет наблюдаться при полном влагонасыщении грунтов и снегоочистке в зимний период, при котором возникает максимально льдонасыщенный мощный защитный слой.

ASSESSMENT OF THE POSSIBILITY OF RESTORING THE SHIELDING LAYER IN THE CONDITIONS OF CENTRAL YAKUTIA

Zhirkov A.F.¹, Sivtsev M.A.¹

¹Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, *zhirkov_af@mail.ru*

Annotation. As a result of the numerical experiment, the best and optimal conditions were established under which it is possible to reconstruct the shielding layer. It has been found that a clear restoration of the shielding layer will be observed when the soils are completely saturated with moisture and snow is cleared in the winter, at which the most ice-saturated powerful shielding layer appears.

Нарушение естественного равновесия, связанное с наблюдаемым потеплением климата и антропогенными нарушениями, приводит к развитию процессов термокарста, эрозии и солифлюкции. В результате деградации сильнольдистых отложений образуются типичные термокарстовые озера [12, 11]. Разрушенные ландшафты представляют собой открытые луга и нарушенные территории, и отличаются тонким защитным [5] или переходным [10] слоем, который представляет собой зону между основанием деятельного слоя и поверхностью льдонасыщенных горизонтов.

По изучению проблем сельскохозяйственного освоения и рационального использования земель, стоит выделить работы Гаврильева П.П., Мандарова А.А., Угарова И.С. Начиная с 1970-х годов под руководством П.П. Гаврильева проводились масштабные исследования сезонной динамики водно-теплового режима сезонно-талого слоя (СТС) естественных и сельскохозяйственных земель (аласных, долинных, мелкодолинных) Центральной Якутии [2, 3]. В результате были выявлены основные закономерности формирования гидротермического режима мерзлотных почв и грунтов СТС и особенности нарушения поверхности агроландшафтов под тепляющим и охлаждающим влиянием комплексных мелиоративных, культуртехнических и агротехнических мероприятий [1, 8]. В том числе, результатом этих исследований стали первые попытки восстановления нарушенных термопросадками сельхозугодий [4, 9].

На основе экспериментальных наблюдений влияния инфильтрации летних атмосферных осадков на формирование температурного режима ММП [13], было установлено, что значительное увеличение летних атмосферных осадков продолжительное время (более 3 лет), особенно на локальных (ограниченных) участках,

оказывает охлаждающее влияние на формирование температурного режима ММП. Это связано с формированием повышенной влажности, а в последующем льдистости грунтов в результате насыщения их влагой, изменением теплофизических свойств и теплоты фазовых переходов.

Исходя из этого, учитывая выше описанные мероприятия восстановления пашен [4, 9] и методы мелиорации [13] обосновывается гипотеза скорого (за 1-2 года) и эффективного восстановления нарушенных термокарстом территорий, которая является основной нашей целью.

2. Краткая характеристика природных условий района исследований

Район исследований расположен в юго-восточной части Центральной Якутии, на левобережье р. Амга.

В пределах исследуемого участка и прилегающих к ней территорий наблюдаются осложняющие рельеф термокарстовые процессы (рис. 1). Под действием этих процессов образуются формы просадочного микрорельефа с последующим образованием термокарстовых озёр. В связи с высоким залеганием подземных льдов (в пределах участка от 2,2-2,8 м), наблюдаются сильные разрушения существующих мерзлотно-ландшафтных условий.



Рис. 1. Карта-схема исследуемого участка.

Красными выделены участки работ: скв. № 1, 2, 3, 4 – экспериментальный участок № 1 действующая пашня; скв. № 5, 6, 7, 8 – экспериментальный участок № 2 деградируемый участок ледового комплекса; скв. № 9 и 10 – контрольная площадка с естественными не тронутыми условиями (№ 3).

Деграляция ММП представляет собой существенный риск в виде усиления парникового эффекта (выброс парниковых газов) и повреждения инфраструктуры. Поэтому изучение того, как развивается деграляция и типизация влияющих на это факторов в современных условиях, имеют большое значение, в том числе для понимания

будущих изменений в арктических и субарктических регионах. Это обосновывает фундаментальный и прикладной интерес наших исследований.

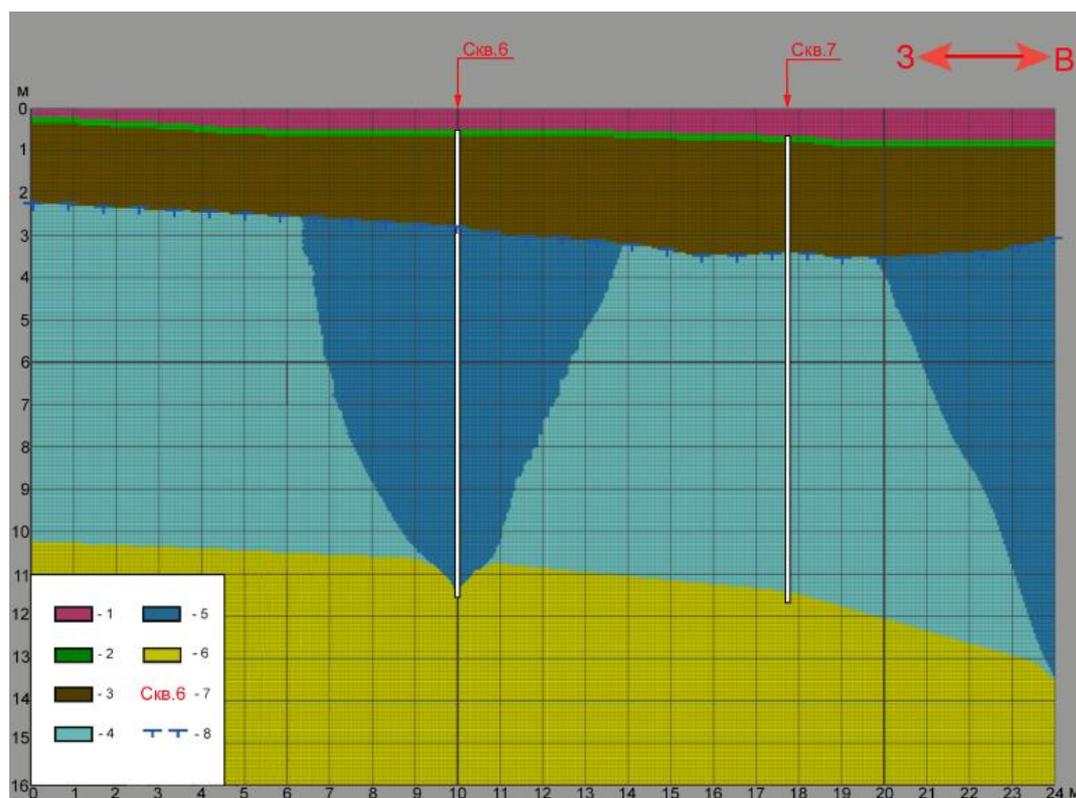
3. Методика исследований и исходные данные

С целью оценки восстановления условий, при которых возможно оптимальное восстановление защитного слоя, нами был использован пакет программ Frost 3D Universal.

Frost 3D Universal – программный комплекс для моделирования процессов теплопереноса в многолетнемёрзлых грунтах с учётом влияния внешних тепловых воздействий. Этот комплекс позволяет получать научно-обоснованные прогнозы тепловых режимов ММП в условиях теплового влияния инженерных сооружений, так и реакции ММП на изменения климата.

В рассматриваемой модели теплопереноса при промерзании-протаивании фазовый переход локализован на поверхности раздела фаз (при определенной температуре). Решение уравнения теплопроводности в трёхмерной постановке осуществляется численно с помощью явного метода конечных разностей [6].

Для расчета температурного режима грунтов рассматривалась расчетная область, размерами 16х24 м (рис. 2), который был построен по данным буровых работ, которые проводились в марте 2021 года.



Условные обозначения:

- | | |
|--------------------------------|-------------------------------|
| 1 - атмосфера | 5 - полигонально-жильные льды |
| 2 - почвенно-растительный слой | 6 - песок гравелистый |
| 3 - суглинок | 7 - скважина |
| 4 - супесь | 8 - деятельный слой |

Рис. 2. Расчетная область

За параметры внешней среды были взяты среднемесячные значения температуры воздуха и коэффициента теплообмена в районе с. Амга за последние 10 лет [14].

Распределение температуры грунтов для расчетного профиля представлено в таблице 1. Начальное распределение температуры грунтов взято с начала сентября и расчеты начинаются с сентября 2021 года.

Таблица 1

| Глубина, м | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 7,5 | 10 |
|-----------------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|
| Температура, °С | 16,34 | 10,54 | 2,22 | -0,39 | -0,6 | -0,69 | -0,93 | -1,1 |

На нижней границе расчетной области бралось постоянное значение температуры грунта -1,5 °С. Высота снежного покрова в расчетах учитывалась для условий с. Амга за последние 12 лет по метеоданным [14]. Теплопроводность снега рассчитывалось по формуле Б.В. Проскуракова.

Физические и теплофизические свойства материалов (грунтов) брались из натуральных исследований и табличных значений.

4. Численный эксперимент

С целью оценки воссоздания условий, при которых возможно оптимальное восстановление защитного слоя нами были взяты разные варианты увлажнения грунтов (табл. 4).

Таблица 4

| № | Варианты |
|---|--|
| 1 | <u>При полной влагоемкости</u> – влажность грунтов в пределах деятельного слоя за теплый период года задается значениями равными полной влагоемкости грунтов |
| 2 | <u>При естественной влажности</u> – влажность грунтов в пределах деятельного слоя берется как среднее значение влажности грунтов за теплый период года |
| 3 | <u>При меняющейся влажности</u> – влажность грунтов в пределах деятельного слоя в предзимний период задается значениями равными полной влагоемкости грунтов совпадая с снегууплотнением (с периодичностью 3 и 5 лет) |

Для каждого варианта были применены 6 сценариев разного снегонакопления (Таблица 5).

Таблица 5

| № | Сценарии |
|-----|---|
| I | В первый год нет снега, остальные года снег равен среднему значению за последние 10 лет |
| II | Отсутствие снега – за весь расчетный период снег отсутствует |
| III | Уплотнение снега – за весь расчетный период снег уплотнен |
| IV | Уплотнение снега с периодом в 3 года – через каждые 3 года снег уплотняется |
| V | Первые 3 года снег отсутствует, остальные года снег равен среднему за последние 10 лет значению |
| VI | Уплотнение снега с периодом в 5 лет - через каждые 5 лет снег уплотняется |

Во всех сценариях температура воздуха бралась с наблюдаемым трендом в настоящее время. Существующий тренд взят из анализа изменения среднегодовой температуры воздуха с 1966 г. и составляет для метеостанции Амга 0,05°С/год (0,5°С/10 лет) [7]. А также во всех сценариях учитывалась растительность, путем затенения и изменения коэффициента теплообмена. Прогноз выполнен на 15 лет с 2021 по 2036 год.

В расчете учитывался снежный покров кроме тех сценариев, где он отсутствует. Уплотнение снега в модели учитывается только в декабре, январе и феврале, при этом высота снежного покрова уменьшается в два раза, а плотность увеличивается в два раза.

5. Результаты

Результаты расчета глубины протаивания по скважине 6 (рис. 2) при варианте 1 (при полной влагоемкости) показывают лучшие условия образования мощного защитного слоя (рис. 3).

При варианте 2 (при естественной влажности) наблюдаются худшие чем при варианте 1 условия образования защитного слоя (рис. 4).

При варианте 3 (при естественной влажности) наблюдаются разные условия образования защитного слоя (рис. 5). Так, в некоторых сценариях защитный слой образуется лишь на несколько лет.

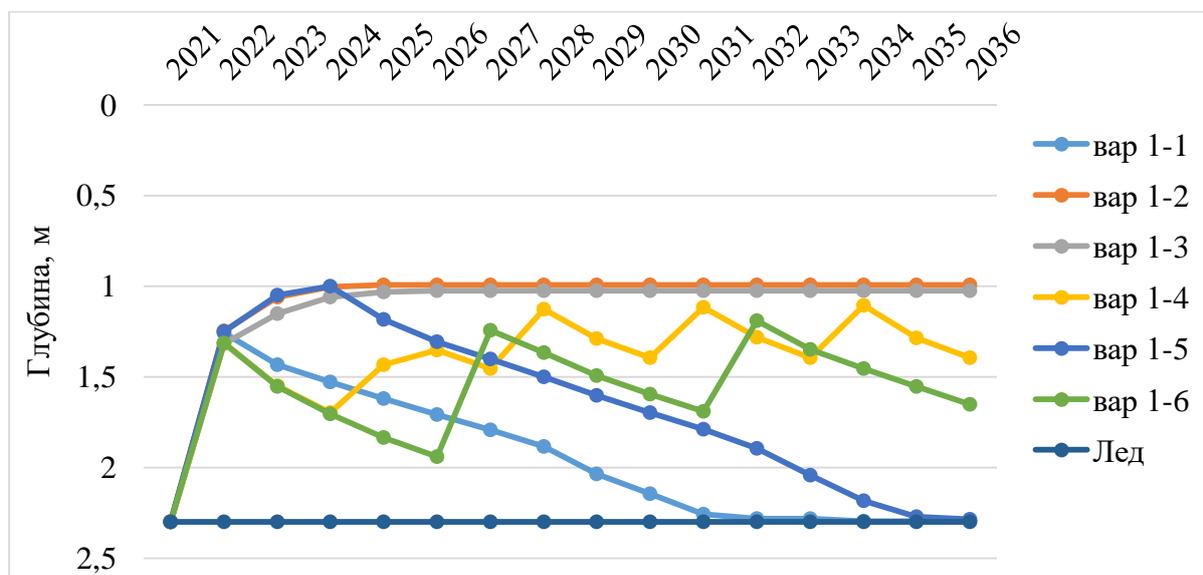


Рис. 3. Ход глубины протаивания варианта 1 (при полной влагоемкости) при разных сценариях

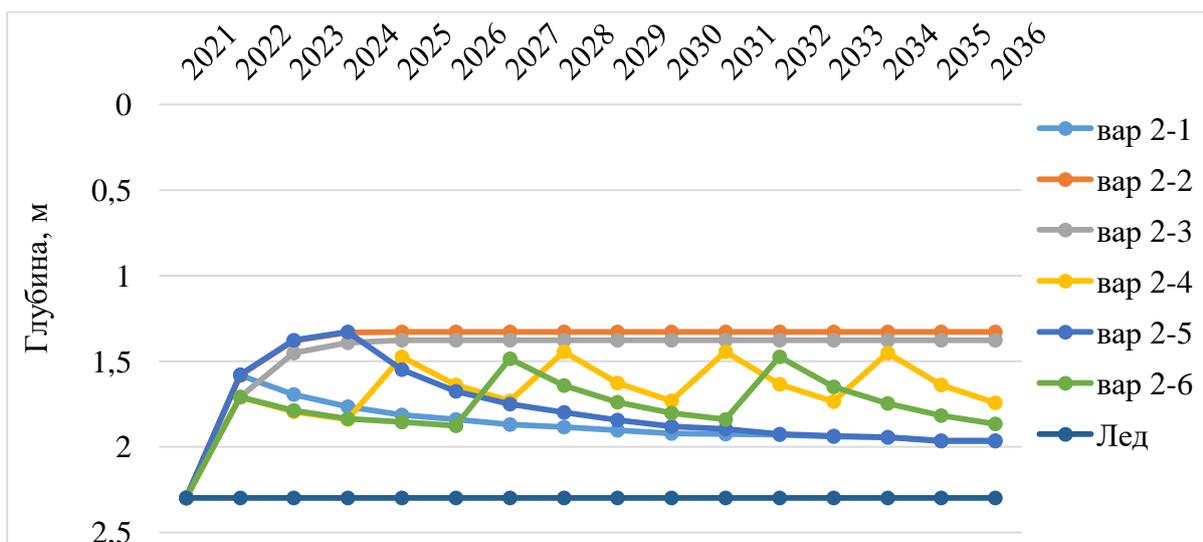


Рис. 4. Ход глубины протаивания варианта 2 (при естественной влажности) при разных сценариях

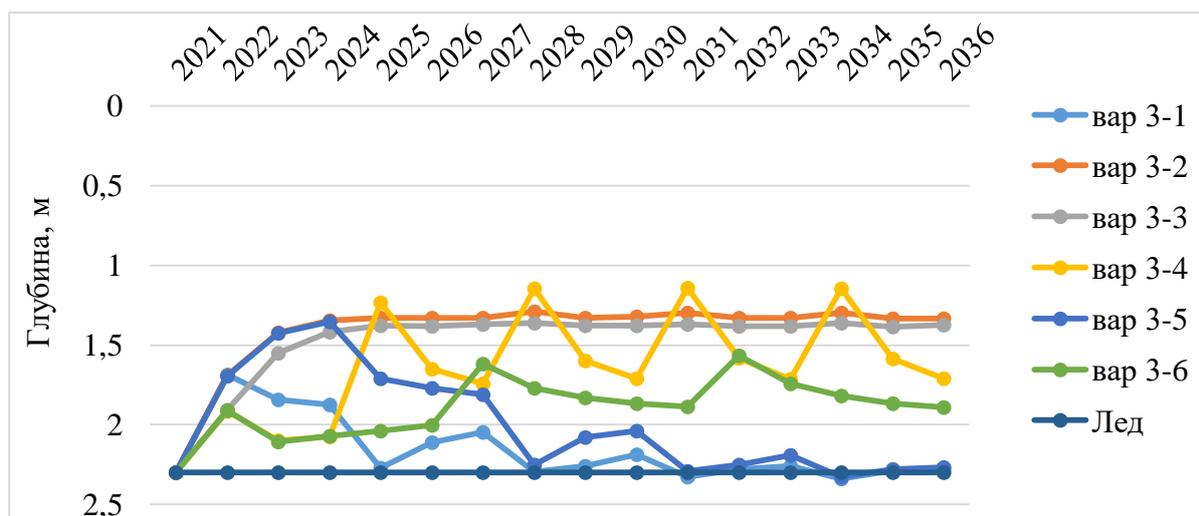


Рис. 5. Ход глубины протаивания варианта 2 (при естественной влажности) при разных сценариях

Для анализа этих данных построена таблица подбора оптимальных условий воссоздания защитного слоя (табл. 6).

Таблица 6

Условия оптимального воссоздания защитного слоя

| Сценарии\Варианты | 1. При полной влагоемкости | 2. При естественной влажности | 3. При меняющейся влажности |
|---|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|
| I Первый год нет снега | | | |
| II Снег нет вообще | | | |
| III Уплотнение снега | | | |
| IV Уплотнение снега с периодом в 3 года | | | |
| V. Первые три года снег отсутствует | | | |
| VI Уплотнение снега с периодом в 5 лет | | | |

Красным цветом – неудовлетворительные условия.

Желтым цветом – удовлетворительные условия.

Зеленым цветом – хорошие условия.

В результате анализа установлено, что условия, при которых возможно лучшее восстановление защитного слоя достигаются при варианте 1 (при полной влагоемкости). При котором возникает максимально льдонасыщенный мощный защитный слой. И лучшие результаты возникают при сценариях II и III, когда снега нет вообще или снег всегда уплотнен. Оптимальное же восстановление при этом варианте, с учетом финансовых и трудовых затрат, наблюдается при сценарии IV (уплотнение снега через каждые 3 года).

Из этого анализа следует, что явное восстановление защитного слоя будет наблюдаться при полном влагонасыщении грунтов и снегоочистке в зимний период. Используя этот подход в 2021 году в Амгинском районе Якутии были созданы экспериментальные площадки с целью оценки возможности практического восстановления разрушенных территорий ледового комплекса Центральной Якутии путем воссоздания защитного слоя.

6. Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-55-15013 НЦНИ_а.

Литература

1. Гаврильев П.П. Мелиорация мерзлотных земель в Якутии. - Новосибирск: Наука, 1991. - 184 с.
2. Гаврильев П.П., Мандаров А.А. Лиманное орошение лугов в Центральной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1976. - 165 с.
3. Гаврильев П.П., Мандаров А.А. Угаров И.С. Гидротермические мелиорации сельскохозяйственных угодий Якутии. - Новосибирск: Наука, 1984. - 200 с.
4. Гаврильев П.П., Угаров И.С., Ефремов П.В. Мерзлотно-экологические особенности таежных агроландшафтов Центральной Якутии. - Якутск: ИМЗ СО РАН, 2001. - 196 с.
5. Ефимов А.И., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Социалистическое строительство, 1940, № 10–11, р. 65-78.
6. Самарский А.А. Теория разностных схем. 3-е-е изд. Москва: Наука, 1989. 616 с.
7. Скачков Ю.Б. Тенденции изменения климата Центральной Якутии на рубеже XX-XXI вв. / Материалы Международной научной конференции «Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии». Иркутск. 2012. С. 236-238.
8. Угаров И.С. Гидротермический режим почвогрунтов при сельскохозяйственном освоении в Центральной Якутии // автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2001. - 23 с.
9. Угаров И.С. Опыт восстановления нарушенных сельскохозяйственных угодий // Успехи современного естествознания. – 2012. – № 11-1. – С. 137-139.
10. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 212 с.
11. Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y., Niyama T., Iijima Y., Iwahana G., 2014. Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia. *Ecohydrology*, Vol. 7, Issue 2, pp. 188-196, <https://doi.org/10.1002/eco.1378>.
12. Jorgenson, M. (2013), Thermokarst terrains, in *Treatise on Geomorphology*, vol. 8, edited by J. Shroder, R. Giardino, and J. Harbor, chap. Glacial and Periglacial Geomorphology, pp. 313–324, Academic Press, San Diego, Calif.
13. Zhirkov A, Permyakov P, Wen Z, Kirillin A. Influence of Rainfall Changes on the Temperature Regime of Permafrost in Central Yakutia. *Land*. 2021; 10(11):1230. <https://doi.org/10.3390/land10111230>.
14. <https://rp5.ru/>.

МНОГОЛЕТНЯЯ И ВНУТРИГОДОВАЯ ДИНАМИКА АНМАНГЫНДИНСКОЙ НАЛЕДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Землянкова А.А.^{1,2}, Макарьева О.М.^{1,2}, Шихов А.Н.³, Н.В. Нестерова Н.В.^{1,2,4}, Осташов А.А.¹, В.Р. Алексеев¹

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
anastasiazemlanskova@gmail.com

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия;

⁴ Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

Проанализирована динамика площади, объема, мощности гигантской Анмангындинской наледи (Магаданская область) на основе исторических полевых материалов 1962-1990 гг., дешифрирования спутниковых снимков за 2000-2021 гг. и расчетных методов. Результаты работы свидетельствуют об изменении внутригодичного режима и значительном сокращении максимальной площади и объема наледи на 25 и 33% соответственно. Репрезентативность условий формирования Анмангындинской наледи для горной криолитозоны Северо-Востока делает целесообразным продолжение междисциплинарных исследований на историческом наледном полигоне для получения сведений о взаимодействии поверхностных и подземных вод, а также их динамики в современном климате.

LONG-TERM AND INTRA-ANNUAL DYNAMICS OF THE ANMANGYNDA AUFEIS (MAGADAN REGION)

Zemlyanskova A.A.^{1,2}, Makarieva O.M.^{1,2}, Shikhov A.N.³, Nesterova N.V.^{1,2,4}, Ostashov A.A.¹,
Zemlyanskova A.A.^{1,2}, Alexeev V.R.¹

¹Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; *anastasiazemlanskova@gmail.com*

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³Perm State University, Perm, Russia;

⁴State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

The dynamics of the area, volume, ice thickness of the giant Anmangynda aufeis (Magadan region) is analyzed based on historical field materials of 1962-1990, interpretation of satellite images for 2000-2021 and calculation methods. The study results indicate a change in the intra-annual regime and a significant reduction in the maximum area and volume of ice by 25 and 33%, respectively. The representativeness of the formation conditions of the Anmangynda aufeis for the mountain permafrost zone of the North-East makes it expedient to continue interdisciplinary research on the aufeis plot to obtain the data about the interaction of surface and groundwater, as well as their dynamics in the modern climate.

Наледи подземных вод представляют научный и практический интерес как индикаторы водообменных процессов в криолитозоне, в том числе в условиях изменения климата [3]. Большая часть гигантских наледей расположена в труднодоступных местах, поэтому их изучение часто возможно только с помощью аэрокосмических съемок. Наледи подземных вод образуются из года в год в одних и тех же местах, благодаря чему формируют особый ландшафт, хорошо читаемый на снимках. Для территории Северо-Востока России были проведены две крупномасштабные работы по систематизации сведений о размерах и местах образования наледей [2, 10, 14] на основе методов дистанционного зондирования Земли.

Изучению наледей посвящено много работ, как российских [4-6, 11-13, 17], так и зарубежных [16, 18-19] ученых. Однако исследования ограничиваются получением сведений о площади оледенения, метеорологических факторах, отбором проб воды и льда на гидрохимический и изотопный состав. Наиболее значимые параметры – дебит источников, которые формируют наледь, и ее объем практически не изучены, так как для этого необходимы длительные наземные наблюдения. Для оценки порядка этих величин были разработаны расчетные методы [11-12], результаты которых могут отклоняться от фактических величин на 30%.

Для оценки и прогноза изменения размеров наледей необходимы междисциплинарные наблюдения на опорных полигонах. Одним из таких является стационар Анмангындинская наледь, который расположен в Магаданской области (30 км от пос. Усть-Омчуг). На этом объекте в 1962-1991 гг. были собраны данные о площади, объеме и средней мощности наледи [7-9], которые легли в основу многих расчетных методов. С 2020 г. на Анмангындинской наледи проводятся наблюдения за изменением морфометрических характеристик наледи с использованием современных методов и оборудования [17].

Цель исследования – дать количественную оценку изменения максимальных размеров площади и объема Анмангындинской наледи, изучить внутригодовую динамику характеристик объекта за период с 1962 по 2021 гг. на основе материалов исторических наблюдений, анализа данных дистанционного зондирования и собственных полевых исследований коллектива авторов.

Материалы и методы. В работе использованы данные отчетов Колымского УГМС 1962-1991 гг. об изменении характеристик Анмангындинской наледи, включая внутригодовую динамику площади, объема и средней мощности льда. Материалы содержат сведения, полученные во время полевых работ [7-9].

По данным космических снимков Landsat и Sentinel определена площадь наледи за период 2000-2021 гг. В работе использовался как ручной метод выделения границ льда, так и автоматический, подробно описанный в [6]. Он основан на нормализованном разностном снежном индексе NDSI [15]. Для исследования наледей наиболее информативными являются снимки, отобранные за теплый период года, так как они позволяют исключить выделение снежного покрова (рис. 1).

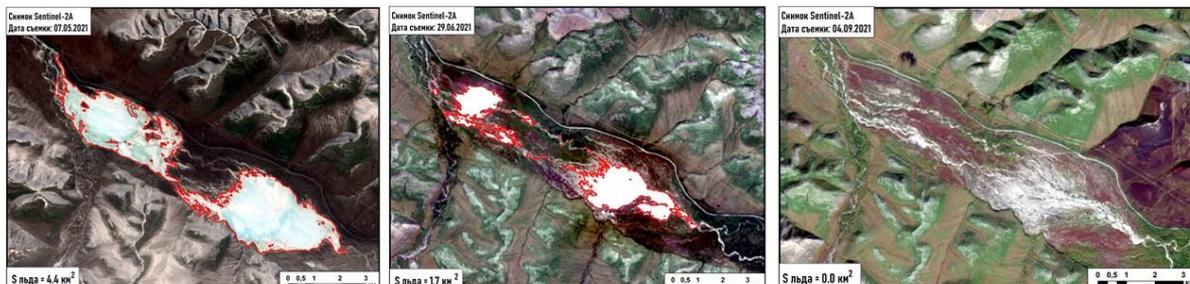


Рис. 1. Динамика площади Анмангындинской наледи по данным снимков Sentinel за 2021 г.

Объем Анмангындинской наледи за современный период был определен по формуле 1. Она основана на связи объема (W , тыс. м³) и площади (S , тыс. м²) льда, коэффициенты $a = 0.36$, $n = 1.17$ отражают региональные условия наледообразования и получены по результатам анализа исторических материалов:

$$(1) W = 0.36S^{1.17}$$

Дополнительно для определения объема льда в 2021 г. с помощью БПЛА, оборудованного GNSS антенной, производилась съемка поверхности наледи с вертикальной точностью ± 10 см в дискретных точках.

Данные о мощности льда были получены за период 2020-2021 гг. при помощи нивелирования земной поверхности (сентябрь 2020 – май 2021) и высокоточными GNSS приемниками в режиме RTK съемки (май – июль 2021).

Результаты. Внутригодовая динамика Анмангындинской наледи изменилась. В 2000-2021 гг. период полного разрушения наледи в среднем составляет 110 суток, в 1962-1991 гг. он длился более 150 дней. Из отчетов [7-9] следует, что в сентябре в долине р. Анмангынды сохранялась часть льда (до 4% от максимальной площади наледи), которая включалась в новый цикл образования наледи. Так, например 15 сентября 1968 г. в русле сохранилось 0.3 км² льда. В 21 веке полное стаивание наледи наблюдается в конце августа – начале сентября. Это подтверждено полевыми наблюдениями 2020-2021 гг. (рис. 2), а также данными спутниковых снимков Landsat и Sentinel (рис. 1).

Сокращение периода существования наледи связано с уменьшением ее максимальных размеров (рис. 3). В 1962-1990 гг. площадь наледи составляла от 4.3 до 6.8 км², со средним значением 5.5 км², а максимальный объем льда изменялся от 5.3 до 11.7 млн м³, средняя величина – 8.5 млн м³. Средняя мощность наледи варьировалась от 1.29 до 2.28 м, в отдельной точке абсолютная величина могла достигать 8 м [1]. В 2000-2021 гг. максимальная площадь Анмангындинской наледи до начала таяния составляет 3.5-5.4 км², средняя величина – 4.7 км². По результатам расчета в период 2000-2021 гг. объем варьируется в пределах 5.0-8.2 млн м³, со средней величиной 7.1 млн м³. Так максимальные размеры Анмангындинской наледи сократились на 25 и 33% по площади и объему соответственно.



Рис. 2. Внутригодовая динамика Анмангындинской наледи за 2020 г. а) максимальная мощность наледи 1.3 м (05.07.20); б) активное разрушение наледи (18.07.20); в) наледная поляна (09.10.20); г) процесс формирования наледи (13.11.20). Фото А.А. Землянскойой.

Точность расчета объема наледи была определена по данным полевых наблюдений: при обработке съемки БПЛА за 24 мая объем льда составил 4855 тыс. м³ при площади 3.64 км², средняя мощность наледи – 1.3 м, максимальная – 5.3 м; по формуле (1) данной площади соответствует 5216 тыс. м³. Разница между приведенными величинами объема наледи не превышает 7%, что подтверждает адекватность использования формулы (1).

Ограниченные данные о средней мощности наледи за 1962-1967 гг. позволили описать режим наледообразования в исторический период. До начала октября лед постепенно тает, а после перехода среднесуточной температуры воздуха через ноль в сторону отрицательных значений начинает нарастать. До декабря отмечается в основном увеличение наледи по площади, поэтому мощность растет постепенно, в среднем к концу ноября составляя 0,5 м. В декабре-феврале, когда сформировано практически 80% площади льда, начинает формироваться его объем. Так, в эти месяцы средняя мощность наледи достигает 0.73, 1.10 и 1.37 м соответственно.

В марте наблюдаются незначительные изменения, а в апреле – активный выход подземных вод на поверхность. В конце апреля, начале мая мощность наледи достигает максимальных значений. В марте, апреле и мае средняя мощность льда составляла 1.50, 1.69 и 1.79 м соответственно.

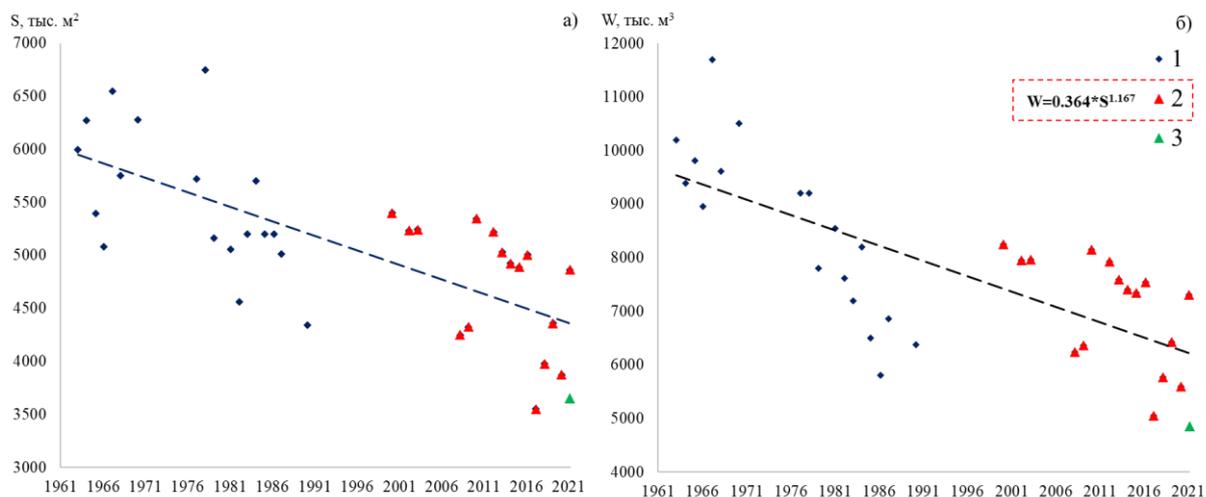


Рис. 3. Многолетняя динамика максимальной площади (а) и объема (б) Анмангындинской наледи за период 1963-2021 гг.: S – площадь, км², W – объем, тыс. м³, 1 – исторические данные, 2 – данные по спутниковым снимкам, 3 – данные по БПЛА, 2021 г.

В ходе полевых работ 2020-2021 гг. определена средняя мощность наледи на трех профилях. Анализ полученных данных показал значительное различие в скорости нарастания/стаивания льда в верхней и нижней частях наледи. В декабре максимально измеренная величина составила 2.04 м, а среднее значение – 0.89 м. В январе средняя и максимальная мощность льда увеличились на 7 и 53 см, достигнув при этом 0.96 и 2.57 м соответственно. С середины января по середину февраля зафиксирован наибольший прирост льда, в основном за счет активного формирования бугров пучения. Средняя толщина составила 1.41 м, а максимальная величина увеличилась более чем на метр (3.76 м). В апреле наблюдается активный выход подземных вод на поверхность льда. До середины мая мощность наледи увеличивалась, а с 25 числа этого месяца зафиксировано ее сокращение, продолжающееся до первой недели сентября. Средняя мощность льда на начало апреля и середину мая составила 1.63 и 1.76 см соответственно, с максимальной величиной в дискретной точке – 4.09 и 4.44 м.

Заключение. Анализ исторических и полученных по спутниковым снимкам данных о площади Анмангындинской наледи показал значительное сокращение максимальной площади – около 25%. Запасы льда за период 1962-2021 гг. уменьшились на 33%. Результаты исследования получены с помощью расчетных методов и требуют подтверждения полевыми данными. Полнота сведений о современном состоянии может быть дополнена данными, полученными во время выполнения междисциплинарных исследований. Поскольку климатические и ландшафтные условия развития Анмангындинской наледи репрезентативны для горной территории Северо-Востока России, результаты исследования могут быть использованы для формирования представления о развитии наледей в регионе.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проекты №20-05-00666, 19-55-80028), Санкт-Петербургского государственного университета (проект 75295776).

Литература

1. Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Довбыш В.Н. Многолетняя динамика размеров Анмангындинской наледи в условиях изменений климата // Современ. Проблемы стохастической

- гидрологии и регулирования стока: Тр. Всерос. Науч. конф., посвященной памяти выдающегося ученого-гидролога А.В. Рождественского. Москва, 10-12 апреля 2012 г. М., 2012. С. 298-305.
2. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России // В. Р. Алексеев, О. М. Макарьева, А. Н. Шихов, Н. В. Нестерова, А. А. Осташов, А. А. Землянскова; отв. редакторы В. В. Шепелев, М. Н. Железняк; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова. – Новосибирск: СО РАН, 2021.
 3. Гляциологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 528 с.
 4. Корейша М. М. Закономерности развития наземных льдов в условиях резко континентального климата: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – М., 1986. 45 с.
 5. Кузнецов А. С. Наледи и польньи на Северо-Востоке СССР // Сб. работ по гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. № 2. С. 72–86 (Карта наледей Магаданской области).
 6. Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В. Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным // Лёд и Снег. 2019;59(2):201-212. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388>
 7. Научно-технический отчет (НТО) по теме: «Влияние наледей на речной сток», г. Магадан, 1963, 1964, 1967 гг.
 8. Отчет по результатам воднобалансовых исследований с наледной составляющей в бассейне р. Аманданды. Магадан, 1977 г.
 9. Отчет по наледным наблюдениям за зимний период 19XX-19XX гг., г. Магадан, 1981-1991 гг.
 10. Симаков А. С., Шильниковская З. Г. Карта наледей Северо-Востока СССР. Краткая объяснительная записка. Северо-Восточное геологическое управление Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров РСФСР. Магадан, 1958. 40 с.
 11. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1975а. 190 с.
 12. Толстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод (на примере Верхояно-Колымской складчатой области) // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966а. С. 74–88.
 13. Шепелев В. В. Оценка наледного питания и наледного стока бассейнов рек Мома и Тихон-Юрях (притоки Индигирки) // Геокриологические и гидрологические исследования Сибири. – Якутск: Кн. изд-во, 1972а. С. 187–190.
 14. Шильниковская З. Г. Кадастр к Карте наледей Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 000 000, составленной А. С. Симаковым и З. Г. Шильниковской. Магадан: Северо-Восточное территориальное геологическое управление. Центральная комплексная тематическая экспедиция, 1958. 398 с.
 15. Hall D. K., Riggs G. A., Salomonson V. V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data, Remote // Sens. Environ. 1995. Vol. 54. P. 127–140.
 16. Liu W, Fortier R, Molson J, Lemieux J-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada. Permafrost and Periglac Process. 2021;1–16. <https://doi.org/10.1002/ppp.2111>.
 17. Makarieva, O. M., Nesterova, N. V., Ostashov, A. A., Zemlyanskova, A. A., Tumskoy, V. E., Gagarin, L. A., Ekaykin, A. A., Shikhov, A. N., Olenchenko, V. V., Khristoforov, I. I.: Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia, Vestnik of SPbSU. Earth Sciences, 66(1). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>, 2021.
 18. Morse, P. D., and Wolfe, S. A. (2015), Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada, J. Geophys. Res. Earth Surf., 120, 1670– 1686, doi:10.1002/2015JF003534.
 19. Terry, Neil; Grunewald, Elliot; Briggs, Martin; Gooseff, Michael; Hurn, Alexander D.; Kass, M. Andy; Tape, Ken D.; Hendrickson, Patrick; Lane, John W. (2020). Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, (), -. doi:10.1029/2019jff005345.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОРФОЛОГИИ ЛАНДШАФТА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЭРОЗИОННО-ТЕРМОКАРСТОВЫХ РАВНИН

Капралова В.Н., Викторов А.С., Орлов Т.В.

ФГБУН Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; E-mail: vkapralova@gmail.com

Территория эрозионно-термокарстовых равнин представляет собой сложную мозаику участков, которые в разное время прошли озерные стадии и стадии хасыреев. При этом озера есть как на исходной поверхности, так и новообразовавшиеся в пределах хасыреев. Целью исследования является количественный анализ морфологической структуры озер в пределах эрозионно-термокарстовых равнин на основе теории случайных процессов, подходов математической морфологии ландшафтов и данных дистанционного зондирования. Для исследования было отобрано 8 участков, находящихся в разных физико-географических условиях. Установлено, что на каждом из двух типов поверхности распределение площадей озер в большинстве своем отвечает интегрально-экспоненциальному распределению; параметры этих распределений различны, но коррелированы.

USING REMOTE SENSING DATA AND METHODS OF MATHEMATICAL MORPHOLOGY OF LANDSCAPE IN THE STUDY OF THERMOKARST PLAINS WITH FLUVIAL EROSION

Kapralova V.N., Victorov A.S., Orlov T.V.

Sergeev institute of environmental geoscience RAS (IEG RAS), Moscow, Russia; E-mail: vkapralova@gmail.com

The territory of the and thermokarst plains with fluvial erosion is a complex mosaic of sites that at different times passed the lake stages and the khasyre stages. At the same time, there are lakes both on the original surface and newly formed ones within the khasyreys. The aim of the study is a quantitative analysis of the morphological structure of lakes within the thermokarst plains with fluvial erosion based on the theory of random processes, approaches of mathematical morphology of landscape and remote sensing. For the study 8 sites were selected, located in different physical and geographical conditions. The quantitative analysis of the models showed that the morphological structure of the lakes area of the thermokarst plains with fluvial erosion mostly corresponds to the intergal-exponential distribution; the parameters of these distributions are different, but correlated.

Исследуемый тип территорий представляет собой слабоволнистую субгоризонтальную поверхность с преобладанием различной тундровой растительности, в которую вкраплены озера и хасыреи, а также развита эрозионная сеть. Озера имеют изометричную, часто округлую форму и беспорядочно разбросаны по равнине. Хасыреи представляют собой плоскодонные и пологосклонные заторфованные понижения, также изометричной формы, занятые луговой или болотной растительностью и аналогично озерам в беспорядке располагаются на равнине. В соответствии со взглядами большинства исследователей, хасыреи образуются в результате осушения термокарстовых озер, чаще всего в результате эрозионной деятельности водотоков.

Хасыреи нередко сливаются друг с другом, образуя массивы, в их пределах также развиты озера, значительная часть которых является вторичными, возникшими за счет развития термокарстового процесса после появления хасырея. Эти озера отличаются четкими резкими очертаниями, часто округлой формой, несовпадением центра озера и центра хасырея. Остаточные озера в хасыреях напротив характеризуются расплывчатыми неправильными очертаниями, нерезкими границами, такие озера не рассматривались в данном исследовании. Типичный вид эрозионно-термокарстовой равнины на материалах космической съемки приведен на рис. 1.

На рис. 2 показаны примеры изображения на материалах космической съемки озер на основной поверхности и вторичных озер на поверхности хасыреев.

В пределах этого ландшафта сочетаются противоположные тенденции:

- Расширение и в ряде случаев увеличение числа термокарстовых озер,
- Спуск и уменьшение числа термокарстовых озер из-за эрозионных процессов.

Рассматриваемый ландшафт находится под влиянием термокарстовых, термоабразионных и термоэрозионных процессов, которые находятся в сложном взаимодействии. На территории независимо друг от друга растут термокарстовые понижения, за счет термоабразионных процессов. Рост регулируется случайными факторами, связанными с метеорологическими процессами конкретного года и грунтовыми условиями. В случайный момент времени озеро может быть спущено

эрозионными процессами, в результате чего оно превращается в хасырей – постозерную котловину, зарастающую лугово-болотной растительностью с отдельными остаточными озерами, при этом рост котловины останавливается из-за отсутствия водной массы. Одновременно хасырей снова становится ареной новообразования мерзлоты.

В целом территория предстает как сложная мозаика участков, которые в разное время прошли озерные стадии и стадии хасыреев.

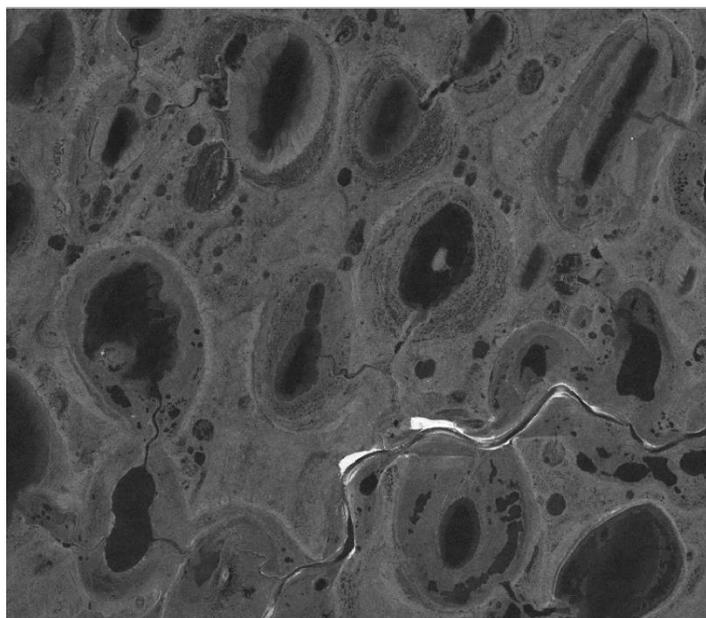
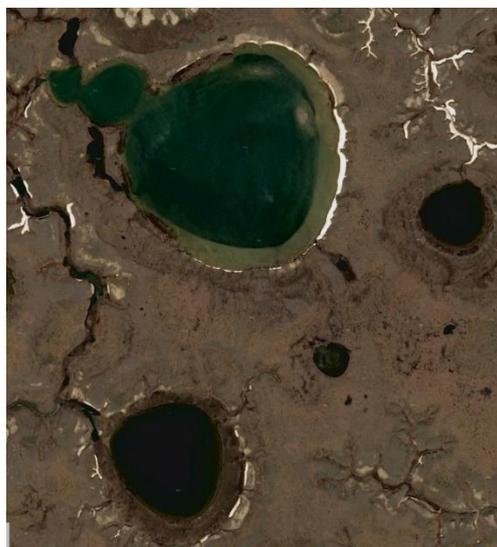


Рис. 1. Типичный вид эрозионно-термокарстовой равнины на космическом снимке.



а)



б)

Рис. 2. Примеры изображения на материалах космической съемки озер на основной поверхности (а) и вторичных озер на поверхности хасыреев (б).

В основу изучения положено использование походов математической морфологии ландшафта, основывающихся на теории случайных процессов [1, 2]. Проведенный

анализ [3, 4] показал, что на каждой из этих поверхностей при широком спектре условий должно установиться динамическое равновесие, которое, в частности, выражается в справедливости для каждой поверхности интегрально-экспоненциального распределения площадей термокарстовых озер.

Целью данного исследования было отдельно проанализировать распределение озер на основной поверхности и тех вторичных озер, что образовались в пределах хасыреев; в их число не входят остаточные озера, которые появляются во время еще не завершеного спуска озера в процессе превращения его в хасырей.

Для анализа были выбраны 8 участков, расположенные в разных физико-географических условиях: Ямал, Тазовский полуостров, Яно-Индигирская низменность, долина Пенжины (рис. 3).

Они представляют собой равнины, преимущественно сложенные морскими и аллювиальными отложениями, представленными песками, супесями, суглинками и алевролитами с развитием различных типов тундр, а также озерно-болотными образованиями.

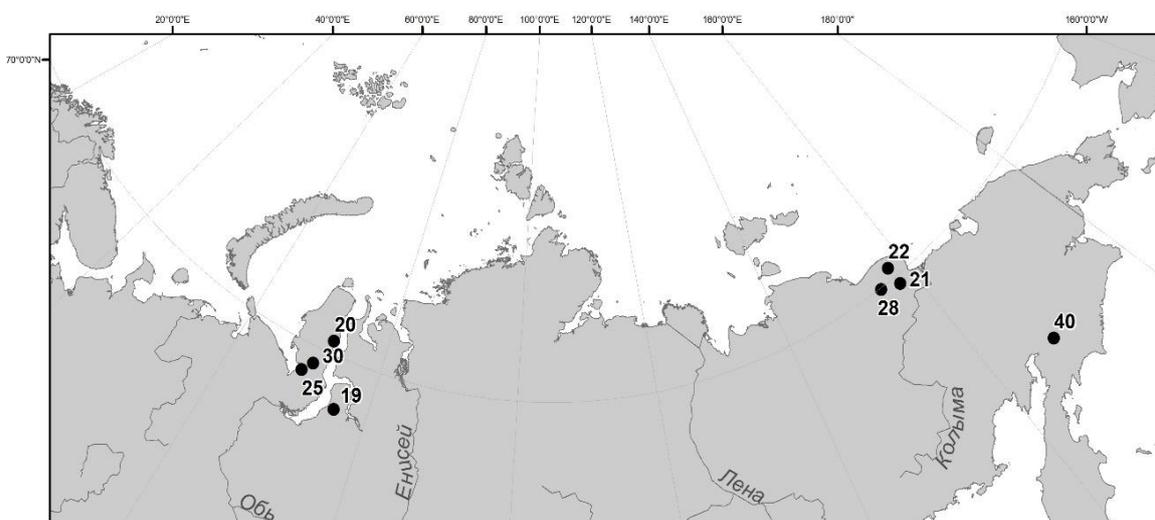


Рис. 3. Схема расположения ключевых участков.

При исследовании были использованы материалы космической съемки 2013-2019г.г. со спутников IKONOS, QuickBird, Worldview 2, Geoeye-1, Pleidas, SPOT-5, SPOT-6 высокого разрешения 0,5-2,5 м/пикс, полученные как из открытых источников (Googleearth, Yandexmaps, Bing), так и специально приобретенные (ИТЦ СКАНЭКС).

В итоге проведенного анализа получены следующие результаты (табл.1).

Анализ полученных данных показывает, что на уровне значимости 0,99 на 6 участка из 8 распределение площадей термокарстовых озер, возникших в пределах основной поверхности ландшафта эрозионно-термокарстовых равнин, согласуется с гипотезой о соответствии интегрально-экспоненциальному распределению. Распределение площадей термокарстовых озер, возникших в пределах поверхности хасыреев при том же уровне значимости согласуется с интегрально-экспоненциальным распределением также на 6 участках из 8, причем один из участков, на которых соответствие не наблюдается один и тот же (номер 30).

Таким образом, на большинстве участков теоретические выводы подтверждаются эмпирическими данными, это согласуется с итогами анализа модели и является, как обосновано ранее [3], признаком динамического равновесия, иначе говоря, баланса между появлением и ростом озер с одной стороны и их спуска эрозионными процессами – с другой.

Таблица 1

Результаты сравнения распределения площадей озер эрозионно-термокарстовых равнин

| Основная водораздельная поверхность | | | | | |
|-------------------------------------|---------------|---------------------------|--|------------------------|------------------------|
| Участок | Объем выборки | Значение критерия Пирсона | Критическое значение критерия на уровне 0,99 | Эпсилон м ² | Гамма км ⁻² |
| 19 | 87 | 5,537 | 9,210 | 473 | 3,271 |
| 20 | 86 | 7,678 | 6,635 | 2112 | 5,483 |
| 21 | 252 | 5,413 | 15,086 | 6972 | 0,697 |
| 22 | 113 | 4,870 | 11,341 | 7583 | 0,280 |
| 25 | 131 | 11,034 | 11,341 | 487 | 3,155 |
| 28 | 125 | 2,200 | 6,635 | 6898 | 0,316 |
| 30 | 260 | 22,570 | 13,277 | 194 | 5,021 |
| 40 | 350 | 13,143 | 13,277 | 217 | 5,917 |
| Поверхность хасыреев | | | | | |
| 19 | 105 | 13,054 | 9,210 | 90 | 12,12 |
| 20 | 254 | 11,060 | 11,341 | 1307 | 7,573 |
| 21 | 172 | 5,843 | 9,210 | 662 | 1,412 |
| 22 | 183 | 3,589 | 9,210 | 1037 | 1,457 |
| 25 | 116 | 9,814 | 15,086 | 1519 | 5,416 |
| 28 | 117 | 4,341 | 11,341 | 3274 | 0,899 |
| 30 | 132 | 19,411 | 15,086 | 148 | 16,742 |
| 40 | 175 | 4,093 | 15,086 | 163 | 18,804 |

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФ, грант 18-17-00226.

Литература

1. Викторов А.С. Основные проблемы математической морфологии ландшафта М.: Наука, 2006
2. Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н. и др. Математическая морфология ландшафтов криолитозоны. М.: РУДН, 2016. 232 с.
3. Викторов А.С., Орлов Т.В., Капралова В.Н. Отражение количественных динамических характеристик экзогенных процессов в показателях морфологической структуры ландшафтов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2021. № 2. с. 49-56.
4. Викторов А.С., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н., Капралова В.Н., Архипова М.В. Закономерности распределения площадей озер эрозионно-термокарстовых равнин // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 108-111.

МИКРОРЕЛЬЕФ, ЕГО ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ МОРФОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ЗНАЧИМОСТЬ ПРИ РАБОТАХ ПО МОНИТОРИНГУ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Ликутов Е.Ю.

Калуга, Россия, likotov.evgenij@gmail.com

С учётом недостаточной изученности микрорельефа предложены апробированные в инженерно-экологических изысканиях, производственном мониторинге и преподавании геоморфологии гипсометрический критерий форм микрорельефа и их классификация по морфологии и амплитудам высот. Показаны значимость и способ применения данных о микрорельефе в работах по мониторингу как в криолитозоне, так и в других природных условиях.

MICRORELIEF, ITS DIAGNOSTIC MORPHODYNAMIC PROPERTIES, RESEARCH RESULTS AND THEIR SIGNIFICANCE IN MONITORING WORK IN THE CRYOLITHOZONE

Likotov E. Yu.

Kaluga, Russia, likotov.evgenij@gmail.com

Taking into account the insufficient knowledge of the microrelief, the hypsometric criterion of microrelief forms and their classification by morphology and height amplitudes, tested in engineering and environmental surveys, production monitoring and teaching of geomorphology, are proposed. The significance and method of application of microrelief data in monitoring works both in the cryolithozone and in other natural conditions are shown.

Микрорельефу и его строению уделяется явно недостаточное внимание уже в учебной литературе. Даны его морфографические характеристики, геоморфологическая позиция и приведено несколько примеров микроформ [3, 12]. Морфометрические характеристики микроформ рельефа (в частности, площадь, высота) не приведены. Если рассматривать только склоны, занимающие, впрочем, не менее 90% поверхности суши [2], то микрорельеф рассматривается при изучении не всех их типов (в классификации С.С. Воскресенского [2]), а лишь солифлюкционных, оползневых, оплывинных [2, 1] с указанием морфометрических характеристик микроформ рельефа. Однако данных о единой классификации форм микрорельефа пока не содержится в литературе, и его исследования носят в основном описательный характер, ведутся в режиме пояснения строения более крупных форм рельефа, а не самостоятельно и не в морфодинамическом аспекте.

Связано это не только с недостаточной специальной изученностью микрорельефа, но и с первостепенным вниманием к такой полезной составляющей геоморфологических исследований, как изучение строения рыхлых образований, слагающих формы и элементы рельефа. Так исследования микрорельефа были оставлены без должного внимания и совершенно напрасно.

В ходе самостоятельных исследований, начатых в 1979 г. во время производственной практики в Нижнем Приамурье, в рамках специализированных (на поиски и прогноз россыпей) геоморфологических исследований [10], продолженных, в частности, при поисках и разведке россыпей [13], при специализированных исследованиях склонов [4, 6], в рамках комплексных экологических исследований [7], геологосъёмочных работ [5], инженерно-экологических изысканий [8, 9, 11] вместе с проходкой шурфов среди всех свойств строения рельефа мы постоянно наблюдали и фиксировали строение микрорельефа склонов. И заметили закономерные, хотя и неоднозначные, но часто действующие связи свойств строения и формирования склонов

(вплоть до определения действующих на них склоновых процессов) и строения их микрорельефа.

Высота микроформ (как положительных, так и отрицательных) по нашим наблюдениям составляет для склонов массовых смещений грунта (в классификации С.С. Воскресенского [2]) (кроме курумовых) десятки сантиметров, реже до 1,5-5 м, на курумовых склонах – размер слагающих их обломков: от 7-10 см (у эффузивов) до 12 м (у анортозитов и гнейсов), на оползневых склонах - до первых десятков метров.

Строение микрорельефа склонов обладает двумя главными морфодинамическими свойствами: морфологией и амплитудой высот.

Морфология микроформ рельефа характеризуется известными их названиями. В ряде случаев, вызвавших вопросы специалистов и студентов, даны их определения. Важное морфодинамическое свойство микрорельефа – сочетание положительных и отрицательных форм.

Амплитуда высот микроформ рельефа – разница высот положительных и отрицательных микроформ в пределах рассматриваемого участка склона. В необходимых случаях при проведении исследований отмечаются не только максимальная, но и средняя и минимальная амплитуды высот.

Предлагаемая классификация морфодинамических типов микрорельефа сложилась в ходе проведенных исследований и в дальнейших исследованиях может пополняться.

Таблица 1.

Классификация морфодинамических типов микрорельефа

| Морфодинамические типы микрорельефа | Амплитуды высот микроформ рельефа (м) |
|-------------------------------------|---------------------------------------|
| Практически ровный | Менее 0,2 |
| Бугристо-западинный | До 0,4 |
| Бугристо-западинный | До 0,7 |
| Грядово-западинный | До 0,4 |
| Грядово-ложбинный | До 0,4 |
| Грядово-ложбинный | До 0,7 |
| Крупнобугристо-западинный | 0,5-1,5, редко – до 3-5 |
| Кочковато-западинный | До 1,2 |
| Кочковато-мочажинный | До 1,2 |
| Глыбовый (реже – щебнисто-глыбовый) | До 1-2, реже – до 12 |
| Трещинно-ложбинно-блоковый | До первых десятков |
| Микротеррасовый | До 0,4 |
| Террасовый | До 3-5 |

Определения к классификации (табл. 1).

Западина – отрицательная, изометричная в плане и блюдцеобразная в профиле микроформа рельефа, степень увлажнённости поверхности которой – от достаточно увлажнённой до избыточно увлажнённой.

Мочажина – западина с обводнённой поверхностью.

В сочетании с другими свойствами строения склонов, с учётом полученных данных о строении склоновых образований и предшествующих исследований [2, 1; и др.] их применение позволяет достоверно определить характер склоновых процессов (в классификации С.С.Воскресенского [2]).

Из содержания табл. 2 и данных о консистенции и скоростях движения склоновых образований [2] заметны прямые связи увеличения амплитуд микрорельефа с увеличением водонасыщенности склоновых образований и скоростей их смещения на склонах массовых смещений грунта (практически независимо от крутизны склонов).

Склоновые процессы по микрорельефу поверхности склонов и другим свойствам их строения

| Морфодинамические типы микрорельефа и амплитуды высот микроформ рельефа (м) | Степень увлажнённости поверхности (в сухую погоду) | Другие свойства морфологии склонов | Склоновые процессы |
|---|--|--|--|
| Практически ровный, менее 0,2 | Сухая, реже – достаточно увлажнённая | Редкие высыпки обломочного материала полутвёрдой консистенции на поверхности. Грунт под ногой плотный. | Десерпция |
| От ровного до, чаще, бугристо-западного, до 0,4 | Достаточно увлажнённая, реже - сухая | Грунт под ногой слегка проминается (пластичный). | Дефлюкция |
| Грядово-западный, до 0,4. Грядово-ложбинный, до 0,4 | Достаточно увлажнённая | | |
| Бугристо-западный, до 0,7 | Избыточно, реже – достаточно увлажнённая | Широкое распространение моховой растительности. Грунт под ногой ощутимо проминается. | Солифлюкция во взаимодействии с дефлюкцией |
| Грядово-ложбинный, до 0,7 | | | |
| Кочковато-западный, до 0,7 | | | |
| Крупнобугристо-западный, 0,5-1,5, редко – до 3-5 | Избыточно увлажнённая, редко - обводнённая | Широкое распространение моховой растительности. Грунт под ногой сильно проминается, или ноги вязнут в грунте. | Солифлюкция |
| Кочковато-западный, до 1,2 | На кочках - достаточно увлажнённая, в западинах - избыточно увлажнённая, редко - обводнённая | Широкое распространение осоковой и моховой растительности. В западинах ноги вязнут в грунте и/или под ногами выступает вода. | |

| | | | |
|--|---|--|--------------------------------|
| Кочковато-мочажинный, до 1,2 | На кочках - достаточно увлажнённая, в западинах - обводнённая | Широкое распространение осоковой растительности. Глубина воды в мочажинах достигает 0,3-0,5 м. | |
| Террасовый, до 3-5 | На террасах и уступах достаточно увлажнённая, у подножий уступов - избыточно увлажнённая или обводнённая | Форма террас в плане – фестончатая, протяженность фрагментов – до первых десятков метров, распространение нерегулярное. Широкое распространение моховой и осоковой растительности. Грунт под ногой сильно проминается, или ноги вязнут в грунте. | |
| Глыбовый (реже – щебнисто-глыбовый) | В сухую погоду – сухая, во время дождей и некоторое время после них избыточно увлажнённая и скользкая вследствие усвоения воды лишайниками на обломках. | Широкое распространение лишайников, реже – мхов и растительного опада. Обломки вследствие курумовой упаковки (с наименьшими площадями соприкосновения) весьма и неожиданно подвижные и скользкие, особенно – во влажную погоду. | Курумовый |
| Трещинно-ложбинно-блоковый, до первых десятков | Достаточно увлажнённая, на вершинах блоков – до | Деревья на блоках нередко направлены стволами к стенке | Оползание (оползнеобразование) |

| | | | |
|----------------------------|--|---|-----------|
| | сухой, в трещинах – до обводнённой | срыва оползня («пьяный лес») | |
| Микротеррасовый, до 0,4 | На террасах и уступах достаточно увлажнённая, у подножий уступов - избыточно увлажнённая (во влажную погоду - до обводнённой) | Микротеррас ы расположены по простиранию склона, чаще субпараллельны, реже – сходятся и разветвляются по простиранию склона | Оплывание |

В табл. 2 не рассматриваются склоны обвального и осыпного рядов, лавинные и делювиальные, т.к. они и действующие на них процессы устанавливаются не по строению микрорельефа, а по другим, свойственным им признакам.

Применение результатов исследований микрорельефа склонов наиболее сильно помогло нам при исследовании опасных рельефообразующих процессов в ходе инженерно-экологических изысканий непосредственно южнее зоны распространения многолетнемёрзлых пород [8, 9, 11]. Определённые заказчиком короткие сроки проведения исследований не оставили времени для получения непосредственных данных о строении склоновых образований шурфовочными работами. А достоверные данные заказчику требовались, и они были получены. Достоверность их подтверждается хотя бы отсутствием информации об авариях на исследованном нами участке ныне действующего газопровода.

Значимость исследований микрорельефа в любых природных условиях состоит, таким образом, в возможности достоверного выявления склоновых процессов и определения динамических типов склонов *без проведения горных работ*, путём полносодержательных и тщательных маршрутных наблюдений в течение максимально короткого времени.

В криолитозоне исследования микрорельефа приобретают особую значимость вследствие почти повсеместного отсутствия возможностей проведения шурфовочных работ, что обусловлено либо мерзлым состоянием рыхлых образований, либо высокой их водонасыщенностью, вплоть до обводнённости. Тем более что при документировании шурфов, пройденных в ходе геологопоисковых и разведочных работ в мёрзлых грунтах, строению склоновых образований не уделяется предметное внимание.

Литература

1. Агафонов Б.П. Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1990. 176 с.
2. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 228 с.
3. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высш. школа, 1979. 287 с.
4. Ликутев Е.Ю. Строение и особенности формирования приречных коренных склонов долин р.р. Амур, Шилка и Аргунь с целью прогнозирования их развития в случае создания водохранилищ Ликутев Е.Ю. (склоны) (2003) // Инженерная география. Инженерно-геоморфологические аспекты: Тезисы докладов межгосударственной конференции, Вологда, 13-17 сентября 1993 г. Ч. 1. Вологда, 1993. С. 70-72.

5.Ликутов Е.Ю. Геоморфологический очерк южного макросклона Станового хребта // Геоморфология. 2003а. №4. С. 72-87.

6.Ликутов Е.Ю. Характер и виды взаимодействия склоновых процессов в долинах рек Дальнего Востока и Восточного Забайкалья // Проблемы геологии и географии Восточной Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 125-летию основания Томского гос. ун-та и 70-летию образования геолого-географического ф-та, 2-4 апреля 2003 г. Томск: ТГУ, 2003б. С. 70-71. (Вестник ТГУ: Приложение.)

7.Ликутов Е.Ю. Строение рельефа и закономерности взаимодействия процессов его формирования в узлах горных хребтов, испытавших горно-долинное оледенение (на примере хребтов Становой и Джугдыр) // Геоморфология. 2004. №1. С.90-102.

8.Ликутов Е.Ю. Скорости антропогенно инициированных природных процессов и особенности их действия на севере Русской равнины // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова (Иркутск, 9-14 сент. 2007 г.) Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 130-132.

9.Ликутов Е.Ю. Криогенные рельефообразующие процессы южнее зоны распространения многолетнемерзлых пород // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Шукинские чтения. Труды (коллектив авторов). М.: Географический факультет МГУ, 2010. С.158-160.

10.Ликутов Е.Ю. О склоновых образованиях, вышедших из-под действия склоновых процессов // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сент. 2015 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С.272-274.

11.Ликутов Е.Ю. Опасные рельефообразующие процессы на одном из участков строившегося газопровода. Условия, постановка, ход и результаты исследований // Геоэкологические проблемы техногенного этапа истории Земли — 2021 [Электронный ресурс]: сборник материалов Всероссийской (национальной) научно-практической конференции (г. Москва, 14–15 октября 2021 г.) / Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет, кафедра инженерных изысканий и геоэкологии. Электрон. дан. и прогр. (4 Мб). М. : Издательство МИСИ – МГСУ, 2021. С.97-107. Режим доступа: <http://mgsu.ru/resources/izdatelskaya-deyatelnost/izdaniya/izdaniya-otkr-dostupa/>.

12.Рычагов Г.И. Общая геоморфология. 3-е изд., перераб и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. 416 с.

13.Рязапов Р.М., Ликутов Е.Ю. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Джаны, Маймакана и Киранкана в 1981-84 гг. (Джангинский участок). Хабаровск, 1984. 184 с.

ГИГАНТСКИЕ НАЛЕДИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ПО ДАННЫМ КАДАСТРА (1958) И СНИМКАМ «LANDSAT» 1973-2021

Макарьева О.М.^{1,2}, А.Н. Шихов³, Нестерова Н.В.^{1,2,4}, Осташов А.А.¹, Землянскова А.А.^{1,2}, В.Р. Алексеев¹

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; omakarieva@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия;

⁴Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

Представлены результаты анализа изменения площади гигантских наледей Северо-Востока России площадью не менее 15 км² по данным снимков «Landsat» с 1973 по 2021 гг. по сравнению с материалами Кадастра наледей Северо-Востока СССР (1958). Всего рассмотрено 74 наледей. Значительная часть гигантских наледей Кадастра (1958) не подтверждается современными данными «Landsat». При этом данные космических снимков за 1973-1975 гг. практически совпадают с современными материалами (2012-2021). Уменьшение общей площади наледей составило в среднем 1,9 раз. Выделена серия наледей, размеры которых в современных условиях значительно выше, чем указанные в Кадастре (1958). Отмечается большое несоответствие площади наледных полей по данным Кадастра (1958) и современным космическим снимкам, а также значительно более низкая фактическая площадь наледей по сравнению с размерами наледных полей.

GIANT AUFEIS OF THE NORTH-EAST OF RUSSIA ACCORDING TO THE CADASTRE (1958) AND «LANDSAT» IMAGES 1973-2021

Makarieva O.M.^{1,2}, Shikhov A.N.³, Nesterova N.V.^{1,2,4}, Ostashov A.A.¹, Zemlyanskova A.A.^{1,2}, Alexeev V.R.¹

¹Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; omakarieva@gmail.com

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³Perm State University, Perm, Russia;

The results of the analysis of changes of giant auefis in the North-East of Russia with an area of at least 15 km² by data from Landsat sensors from 1973 to 2021 are presented in comparison with the materials of the Cadastre of auefis of the North-East of the USSR (1958). A total of 74 auefis were considered. A significant part of the large auefis of the Cadastre (1958) is not confirmed by the current Landsat data. The data of Landsat for 1973-1975 are almost identical to current images (2012-2021). Reduction of the total area of auefis by an average is 1.9 times. There is also a series of auefis identified, the size of which in modern conditions is larger than presented in the Cadastre (1958). There is a large discrepancy between the areas of auefis glades according to the data of the Cadastre (1958) and current satellite images, as well as a significantly lower actual area of auefis compared to the size of auefis glades.

Северо-Восток России характеризуется широким распространением гигантских наледей подземных вод, площадь которых может достигать десятков квадратных километров [1]. Наиболее крупные наледы встречаются в бассейне р. Индигирки, среди них – Большая Момская наледь, достигающая размеров 82 км², ранее считавшаяся самой большой в мире [14].

Первой и наиболее фундаментальной работой по систематизации данных о гигантских наледях Северо-Востока стали Каталог и Карта наледей Северо-Востока [11, 15], опубликованные в 1958 на основе анализа результатов аэрофотосъёмки 40-50-х гг. Кадастр (1958) [15] содержит сведения о местоположении и размерах наледей площадью более 0,01 км². В качестве площади наледей указывалась максимальная площадь наледной поляны, дешифрированная по геоморфологическим признакам.

Материалы [15] были использованы многими учеными для формирования представлений о геокриологических условиях, ресурсах подземных вод криолитозоны Северо-Востока, взаимосвязи подземных и поверхностных вод в регионе [4, 12, 13]. Обобщались данные о распространении и площади наледей (на самом деле, наледных полян), оценивались объемы наледей, по ним определялись запасы подземных вод и пр. [2, 3]. Еще в 1966 А.С. Кузнецов в работе о наледях и польнях [5] писал о том, что сведения из Каталога (1958) [15] должны быть использованы с осторожностью. По данным аэрофотосъёмки в верховьях бассейна р. Колымы за 56-59 гг. он не обнаружил большое количество наледей, указанных в Каталоге (1958) [15], а еще были зафиксированы более 2000 наледей, не учтенных в нем.

Обновление данных о гигантских наледях в современный период для бассейна р. Индигирки была выполнена авторами исследования на основе дешифрирования снимков «Landsat» 2016-2017 гг. [6]. Для выделения наледей использовался нормализованный дифференциальный снежный индекс NDSI, его пороговое значение, по которому происходит выделение снежно-ледовых поверхностей, принято равным 0,4 [16].

Работа была продолжена, результатом стал опубликованный в 2021 г. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока [1], а также 4 базы данных, содержащих информацию о местоположении и площади наледей в современных условиях [7-10].

Результаты обобщения современных и исторических данных о площади наледей в пяти бассейнах крупных рек Северо-Востока (Яна, Индигирка, Колыма, Пенжина, Чукотский п-ов) показали, что количество наледей увеличилось в 1,3-1,5 раза, а общая максимальная площадь уменьшилась в 1,6-2,4 раза в зависимости от бассейна реки [1].

Однако приведенные в [1] оценки несут в себе значительную неопределенность из-за несоответствия методов определения площади наледей, принятом в Кадастре (1958) [15] – площадь наледной поляны, и в Атласе (2021) [1] – фактическая площадь льда на дату снимка за конкретный год в период с 2016 по 2019 г. Наличие облачности на снимках в период максимального развития наледей в некоторых случаях привело к необходимости использовать более поздние июньские снимки, а величины площади могли быть значительно занижены.

В [1] также представлены результаты детального анализа динамики площади отдельных, наиболее крупных, наледей за последние 70 лет на основе данных Кадастра (1958) [15] и снимков «Landsat» за 1973-1975 и 2016-2021 гг. Он показал разнонаправленные изменения максимальной площади гигантских наледей, однако со значительной тенденцией к уменьшению площади.

Целью данной работы стал анализ изменения площади наиболее крупных наледей размером не менее 15 км² (по историческим или современным данным) по сравнению с материалами Кадастра (1958) [15].

Для анализа использовались снимки «Landsat» за период с 1973 по 2021 г. Общий период был разбит на три группы: 1) 1973-1975, 2) 2012-2018, 3) 2018-2021 гг. Для каждой отдельной наледи разница дат между снимками второй и третьей группы составляет не менее трех лет. Выбирались наиболее ранние даты снимков. Использование в анализе данных за три периода позволило значительно уменьшить неопределенность «единственной даты» и вклада в оценочную величину возможной межгодовой изменчивости отдельных наледей.

Всего рассмотрено 74 наледи. Их общая площадь по данным Кадастра (1958) [15] составляла 1740 км² (17% от общей площади 10444 км² и 1% от общего количества 7448 наледей, информация о которых приведена в Кадастре (1958) [15]) максимальные и минимальные величины составили 82 и 3,84 км², соответственно. За первый период (1973-1975 гг.) получены данные только для 42 наледей из 74. В некоторые периоды данные для отдельных наледей отсутствовали (из-за облачности на снимках).

На Рис. 1 представлены результаты сравнения данных о площади гигантских наледей по данным Каталога (1958) и снимкам «Landsat» 1973-2016-2021 гг.

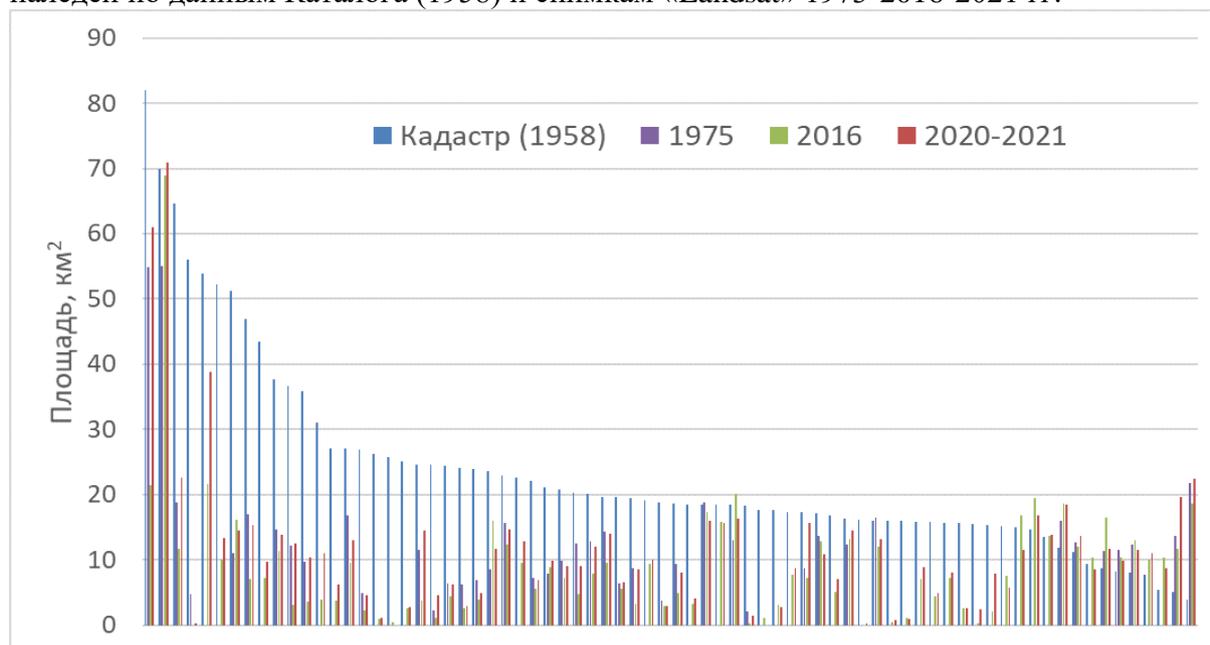


Рис. 1. Площадь гигантских наледей по данным Каталога (1958) и снимкам «Landsat» 1973-2016-2021 гг.

Значительная часть гигантских наледей с площадью более 15 км² не подтверждаются данными «Landsat». При этом данные за 1973-1975 гг. практически совпадают с современными материалами. Площадь Большой Момской наледи (первая наледи на графике Рис. 1) скорее всего никогда не достигала размеров (82 км²), указанных в Кадастре (1958), так как максимальная площадь наледной поляны не превышает размеров 72 км² (Рис. 2а). Вторая крупнейшая наледи на Рис. 1 – это наледи в бассейне р. Сюрюктях (левый приток р. Индигирки), в настоящее время она является крупнейшей в

мире, ее площадь в отличие от размеров Большой Момской наледи остается стабильной – в 2014 г. она достигла величины 78 км². Отмечается также серия наледей, размеры которых в современных условиях значительно выше, чем указанные в Кадастре (1958) [15]. Площадь последней наледи на Рис. 1 15 мая 2021 г. достигла размеров 22,5 км², ее площадь по Кадастру (1958) [15] – 3,8 км².

В Табл. 1 представлены результаты обобщения площади наледей, величины которых могли быть определены за каждый сравниваемый период. Общая площадь 71 наледи по Кадастру (1958) [15] составила 1624 км², в 2012-2018 гг. – 661 км², в 2018-2021 гг. – 838 км². Уменьшение общей площади составило 1,9-2,5 раз. Если рассматривать 42 наледи, для которых также получены космические снимки за период 1973-1975 гг., то тенденция повторяется – уменьшение площади составляет 1,9 раз. При этом величины площади в 1973-75 гг. и в 2018-2021 гг. практически совпадают (Табл. 1).

Табл. 1. Сравнение суммарной площади наледей (км²) по данным Кадастра (1958) [15] и снимкам «Landsat».

| Количество наледей | Кадастр (1958) [15] | 1973-1975 | 2012-2018 | 2018-2021 |
|--------------------|---------------------|-----------|-----------|-----------|
| 71 | 1624 | - | 661 | 838 |
| 42 | 1083 | 555 | 444 | 581 |

На Рис. 2 представлены примеры выделения площади наледной поляны и определения максимальной площади ледяного массива по весенним снимкам Sentinel-2. Можно отметить значительное несоответствие как данных Кадастра (1958) и современных данных о площади наледных полей, так и значительно меньшей фактической площади наледей по сравнению с выделенными наледными полянами. Таким образом, оценка площади наледей по данным о площади наледной поляны должна вестись с большой осторожностью.

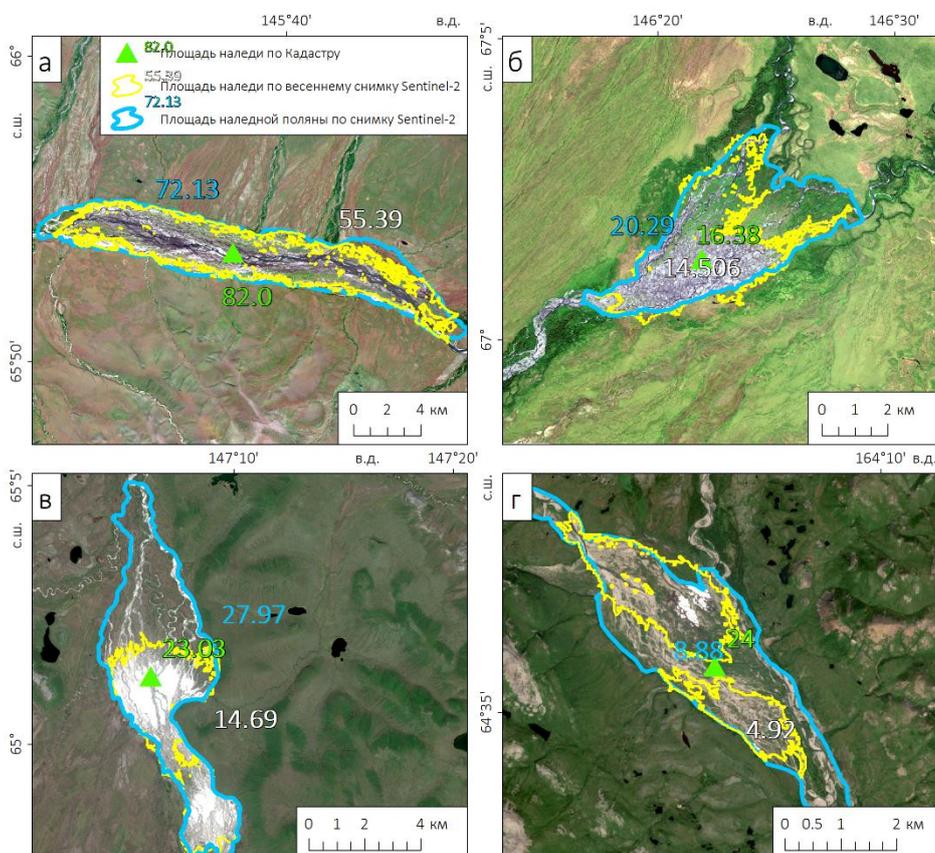


Рис. 2. Пример выделения площади наледных полей и фактической площади наледи в период максимального развития по снимкам Sentinel-2. Также указана площадь наледных полей по данным Кадастра (1958) [15].

На Рис. 3 показана схема расположения исследуемых гигантских наледей. Красными треугольниками отмечены наледи, площадь которых по снимкам «Landsat» (1973-2021) как минимум в два раза меньше величин, указанных в Кадастре (1958) [15]. Фиолетовым цветом маркированы наледи, величина площади которых была недооценена по данным Кадастра (1958) [15]. Голубые значки идентифицируют наледи, размеры которых изменились не значительно.

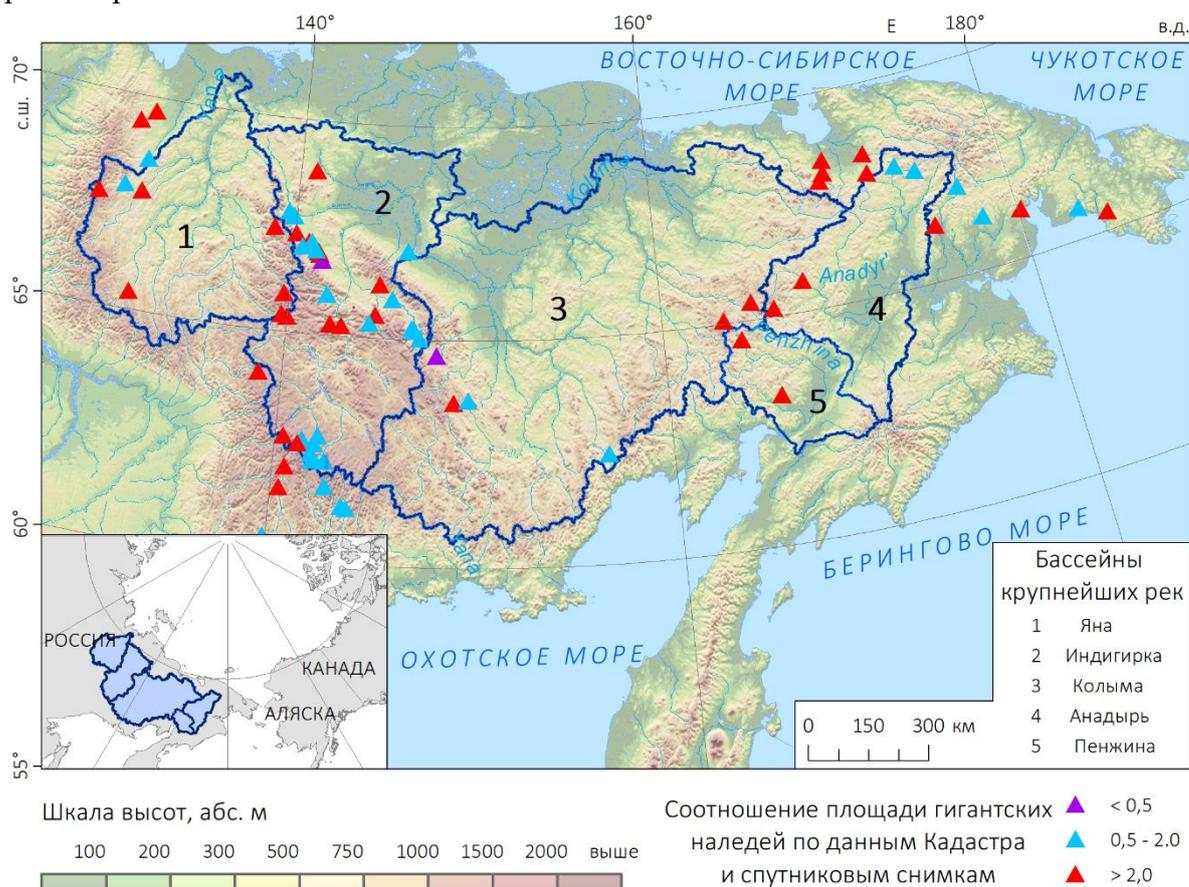


Рис. 3. Схема расположения гигантских наледей с площадью более 15 км².

Анализ современных и исторических данных показывает, что по сравнению со всеми крупными бассейнами рек Северо-Востока площадь наледей в настоящее время наиболее значительно уменьшилась на Чукотском полуострове [1]. Максимальная площадь наледей в современном климате составляет всего 45% от величины, указанной в Кадастре (1958) [15]. В томе XVI «Северо-Восток СССР» [3] приведены сведения о размерах наледей в бассейнах отдельных рек Чукотского полуострова: «...в Анадырском районе (69), где насчитывается 34 наледи площадью от 4 до 56 км². Наиболее крупные наледи этого района расположены на реках Нунямовеем – 56 км², Танюрер – 53,8 км², Кэнынын – 25,7 км², Сутакан – 24 км², Пыкарваам – 18 км², Эчкакек – 17,7 км², Тнэквеем – 15,3 км², Койвэльвэгыргываам – 13 и 9 км²... В долинах рек Чаун-Чукотского района зарегистрированы очень крупные наледи, 39 из которых имеют площадь от 4 до 47 км²» (с. 86). Большая часть указанных в [3] наледей с площадью более 10 км² не была подтверждена снимками «Landsat» за период 1973-1975, 2012–2021 гг. [1].

Таким образом, данные Кадастра (1958) [15] не отвечают современным условиям. Сведения о наледях в современном климате должны быть обновлены. Для труднодоступных районов Северо-Востока гигантские наледи являются индикаторами состояния криолитозоны, выявление причин динамики их характеристик является актуальной научной задачей.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ – проекты 20-05-00666, 19-55-80028 и Санкт-Петербургского государственного университета (проект 75295776).

Литература

1. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России // В. Р. Алексеев, О. М. Макарьева, А. Н. Шихов, Н. В. Нестерова, А. А. Осташов, А. А. Землянскова; отв. редакторы В. В. Шепелев, М. Н. Железняк; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова. – Новосибирск: СО РАН, 2021.
2. Гидрогеология СССР // М.: Недра, 1970. Т. 20: Якутская АССР. 383 с. (О наледях – с. 61–76).
3. Гидрогеология СССР // М.: Недра, 1972. Т. 26: Северо-Восток СССР. 297 с. (О наледях – с. 69–91).
4. Корейша М. М. Закономерности развития наземных льдов в условиях резко континентального климата: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – М., 1986. 45 с.
5. Кузнецов А. С. Наледи и польньи на Северо-Востоке СССР // Сб. работ по гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. № 2. С. 72–86 (Карта наледей Магаданской области).
6. Макарьева О. М., Шихов А. Н., Осташов А. А., Нестерова Н. В. Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам «Landsat» и историческим данным // Лед и Снег. 2019. Т. 59, № 2. С. 201–212.
7. Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Алексеев В.Р. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021620317 (от 24.02.2021) «Наледи Северо-Востока России: ГИС каталог для бассейна реки Индигирка».
8. Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Алексеев В.Р. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021620332 (от 26.02.2021) «Наледи Северо-Востока России: ГИС каталог для бассейна реки Колыма».
9. Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Алексеев В.Р. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021620333 (от 26.02.2021) «Наледи Северо-Востока России: ГИС каталог для бассейна реки Яна».
10. Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Семакина А.В., Алексеев В.Р. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021620267 (от 12.02.2021) «Наледи Северо-Востока России: ГИС каталог для Чукотского полуострова».
11. Симаков А. С., Шильниковская З. Г. Карта наледей Северо-Востока СССР. Краткая объяснительная записка. Северо-Восточное геологическое управление Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров РСФСР. Магадан, 1958. 40 с.
12. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1975а. 190 с.
13. Толстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод (на примере Верхояно-Колымской складчатой области) // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966а. С. 74–88.
14. Шепелев В. В. Оценка наледного питания и наледного стока бассейнов рек Мома и Тихон-Юрях (притоки Индигирки) // Геокриологические и гидрологические исследования Сибири. – Якутск: Кн. изд-во, 1972а. С. 187–190.
15. Шильниковская З. Г. Кадастр к Карте наледей Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 000 000, составленной А. С. Симаковым и З. Г. Шильниковской. Магадан: Северо-Восточное территориальное геологическое управление. Центральная комплексная тематическая экспедиция, 1958. 398 с.

16. Hall D. K., Riggs G. A., Salomonson V. V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data, Remote // Sens. Environ. 1995. Vol. 54. P. 127–140.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТУКУЛАНА МАХАТТА

Паламарчук В.А.^{1,2}, Лебедева Л.С.³, Баишев Н.Е.³

¹Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; palamarchuk97@inbox.ru

²Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; palamarchuk97@inbox.ru

³Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
lyudmilaslebedeva@gmail.com

В докладе представлены результаты рекогносцировочного обследования источников подземных вод тукулана Махатта. Приведены данные по температуре, удельной электропроводности и водородному показателю поверхностных и подземных вод песчаного массива. Охарактеризован химический состав компонентов водного стока. Определен суммарный летний дебит источника Мугур-Тарын. На основе полученных данных были сделаны выводы об условиях формирования, питания и разгрузки подземных вод тукулана Махатта.

RESULTS OF FIELD SURVEY OF UNDERGROUND WATER SOURCES OF TUKULAN MAHATTA

Palamarchuk V.A.^{1,2}, Lebedeva L.S.³, Baishev N.E.³

¹Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; palamarchuk97@inbox.ru

²Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia;
palamarchuk97@inbox.ru

³Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; lyudmilaslebedeva@gmail.com

The report presents the results of reconnaissance survey of groundwater springs of tukulan Mahatta. Temperature, specific electrical conductivity and the pH value of surface and ground waters of the sand massif are presented. Chemical composition of the water runoff components is characterized. The total summer flow of the Mugar-Taryn spring was determined. Based on the data obtained, conclusions were drawn about the conditions for the formation, supply and discharge of groundwater of the tukulan Mahatta.

Введение

В области сплошного развития многолетнемерзлых пород пресные подземные воды имеют ограниченное распространение за счет существования криогенного водоупора, ухудшающего условия питания и разгрузки водоносных горизонтов. В этом отношении особый научный и практический интерес представляют крупнодебитные источники подземных вод, образующиеся в условиях криолитозоны платформенных областей. Подобные высокодебитные источники высококачественных питьевых вод развиты в песчаных отложениях бестяхской террасы р. Лены [7], а также наблюдаются на песчаных массивах (тукуланах) Центральной Якутии, в том числе на тукулане Махатта [8]. Источники подобного типа могут рассматриваться потенциально пригодными для водоснабжения.

В 1973-1974 гг. проводились режимные гидрогеологические исследования в западной части песчаного массива Махатта [6]. Особенности разгрузки подземных вод восточной части тукулана практически не изучались. Основной задачей нашего рекогносцировочного обследования, выполненного летом 2021 г., являлось проведение полевых маршрутных исследований на двух участках тукулана Махатта (рисунок 1). В восточной части обследованы источники, окаймляющие южную часть песчаного массива. В западной части были исследованы две группы источников (А и Б) ручья Мугур-Тарын.

Полевые работы проводились 8-9 июля 2021 г. в рамках полевой школы Всероссийского молодежного геокриологического форума с международным участием, посвященного 100-летию со дня рождения ученых-мерзлотоведов Евгения Марковича Катасонова и Нины Петровны Анисимовой. В состав работ входило: описание и определение базовых физических и химических характеристик поверхностных и подземных вод (температура, рН, удельная электропроводность); отбор проб из источников подземных вод и водотоков для определения их химического состава; измерение расходов воды ручья Мугур-Тарын в нескольких створах для определения дебита источников подземных вод, разгружающихся в его долине.

Объект исследования

Тукулан Махатта расположен в Центральной Якутии в пределах Вилуйской низменности на левом берегу р.Вилуй в 40 км к северо-востоку от г.Вилуйск (рисунок 1). Массив приурочен к четвертой надпойменной террасе, сложенной песчаными эоловыми и аллювиальными отложениями мощностью до 20-25 м, которые с глубиной сменяются песками верхнемелового возраста [8]. Для массива характерно развитие своеобразных форм пустынного рельефа. На больших участках его площади практически отсутствует растительность. Климат района резко континентальный с длительным холодным и малоснежным зимним периодом и жарким коротким летом.

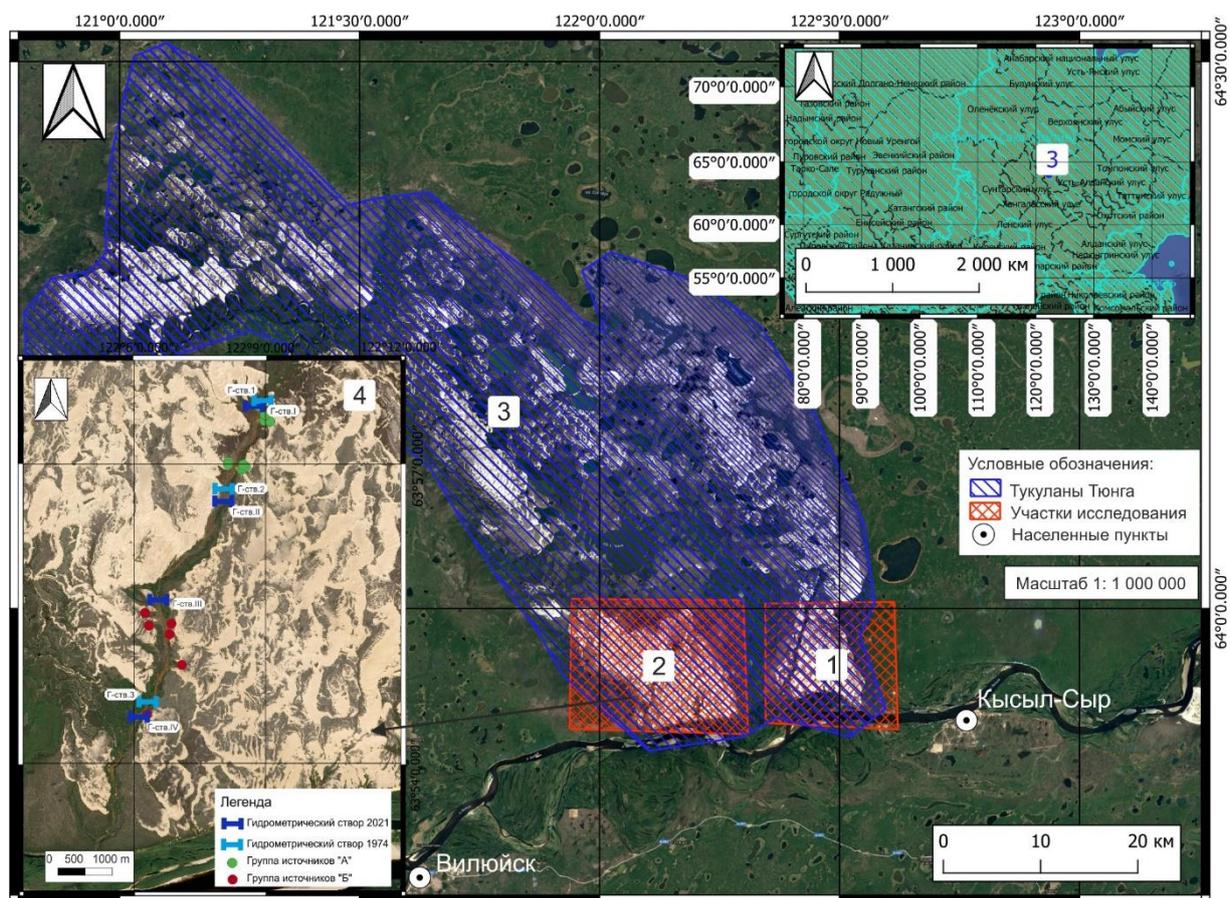


Рисунок 1. Район исследования: 1 – восточная часть тукулана Махатта; 2 – западная часть тукулана Махатта; 3 – тукуланы Тюнга; 4 – расположение гидрометрических створов на ручье Мугур-Тарын

Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции Вилуйск минус 8,0°C, среднегодовое количество осадков за последние 50 лет составляет 310 мм [4]. Тукуланы имеют микроклиматические особенности, которые выражаются в более низкой

температуре воздуха как в зимний, так и в летний периоды по сравнению с другими ландшафтными элементами близлежащих районов [1, 8]. Песчаный массив расположен в пределах сплошной криолитозоны мощностью 500-600 м [5], фоновая температура горных пород около минус 3-4°C [8]. На тукулане складываются специфические мерзлотно-гидрогеологические условия, которые выражаются в относительно высокой температуре мерзлых толщ (0-1°C) и наличии таликовых зон мощностью 70-120 м и более, к которым приурочены крупнодебитные источники подземных вод [8].

Методика проведения работ

Дебиты источников подземных вод были определены по данным замеров расходов воды на четырех гидрометрических створах методом площадь-скорость (рисунок 1). Измерения скоростей течения производились гидрометрической вертушкой ИСПВ-ГР-21М1, вычисления велись аналитическим способом. В ходе рекогносцировочного обследования были выполнены измерения температуры (t , °C), удельной электропроводности (ЕС, мкСм/см) и водородного показателя (рН) вод ручьев и источников подземных вод на двух участках. Определение данных характеристик производились мультимонитором НМ Digital Hydromaster НМ-200. Для определения химического состава подземных и поверхностных вод было проведено их опробование. Отбор образцов на химический анализ производился в предварительно подготовленные ёмкости согласно ГОСТу Р 59024-2020 – в пластиковые 0,5 л бутылки для анализа макрокомпонентов. Химический анализ отобранных проб воды выполнен в лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН методами титриметрии и капиллярного электрофореза.

Результаты исследований

Определение дебита источника Мугур-Тарын

Разгрузка подземных вод западной части песчаного массива Махатта происходит в долине ручья Мугур-Тарын, который является естественной дренажной системой массива. Выходы подземных вод в долине ручья представлены двумя группами «А» и «Б», каждая из которых включает многочисленные источники (рисунок 1). Общая протяженность участка разгрузки подземных вод в долине составляет около 6 км. Источники группы «А» находятся в верховьях ручья на расстоянии 8-10 км от его устья, группы «Б» – 3-5 км. Многочисленные выходы воды наблюдаются у основания склонов циркуобразных понижений и вытянутых распадков, врезанных на глубину 5-8 м в песчаные склоны долины ручья Мугур-Тарын (рисунок 2а). Насчитывается более 10 концентрированных выходов воды, приуроченных к обоим бортам долины ручья. Источники относятся к нисходящему типу.

Боковая приточность между гидрометрическими створами I и II, III и IV ручья Мугур-Тарын формируется источниками подземных вод в долине ручья. Суммарный дебит группы источников «А» в июле 2021 г. составлял 343,3 л/с, группы источников «Б» – 113,5 л/с. Общий дебит источников, вычисленный как разница между расходами на нижнем и верхнем створе, составлял около 528 л/с. В 1974 г. дебит группы источников «А» составлял около 492 л/с, группы «Б» – около 278 л/с, а суммарный дебит источника в начале июля был равен 770 л/с [9]. Суммарный дебит источника, полученный по многократным измерениям в теплый период 1973-1974 гг. колебался в пределах 730-930 л/с [9]. Таким образом, в 2021 году отмечается пониженный по сравнению с 1973 и 1974 г. суммарный летний дебит источника Мугур-Тарын. Необходимо учитывать, что верхний створ в 70-х гг. был расположен выше источников на 150-200 м по руслу ручья, чем в 2021 г., для определения поверхностного стока, и имел расход 16 л/с [8]. В настоящее время расход на верхнем створе был значительно выше и составлял порядка 177 л/с. Вероятно, данный замер также оценивает и подземный сток. Это одна из причин расхождения в замерах на гидростворах 1 и 2 в разные годы. Тем не менее суммарный

дебит источника Мугур-Тарын в 2021 году по всем замерам оказывается меньше, чем в 1974 г.

Летний период в 1974 г. был холодным и дождливым [8]. В течение месяца до замеров (июнь) выпало 70,5 мм атмосферных осадков [4]. Лето 2021 г. было жаркое и характеризовалось меньшим количеством осадков, в июне их выпало 40 мм [4]. В начале июля питание подземных вод талика происходит локально за счет талых вод, влияние инфильтрации жидких атмосферных осадков, отмеченное по повышению уровня и температуры подземных вод, проявляется только с конца июля [10]. По данным ближайшей метеостанции Вилкойск высота снежного покрова в конце зимнего периода в 1974 г. в среднем составляла 38 см, а в 2021 г. – 47 см [4].

В 1974 г. отмечалось, что цирки группы «Б» были более четко выражены по сравнению с верховьем ручья и имели обнаженные песчаные склоны [8]. В 2021 г. при проведении маршрутных наблюдений замечено, что многие циркообразные воронки, к которым приурочены выходы подземных вод, сильно заросли молодой растительностью (рисунок 2б), особенно в нижнем течении ручья. Вероятно, зарастание воронок может быть обусловлено увеличением количества осадков в Центральной Якутии за последние 50 лет [4]. Зарастание площади таликовых участков и связанное с ним понижение температуры горных пород в период климатического потепления рассмотрено в работе А.В. Бойцова [2]. При увеличении площади, занятой растительностью, возрастают расходные составляющие водного баланса – испарение и транспирация, увеличивается площадь мерзлых пород и понижается их температура, и как следствие, уменьшается количество влаги, идущее на формирование источников. Этим может быть объяснено уменьшение дебита источников Мугур-Тарын.

Наличие развитого почвенно-растительного покрова чаще всего приводит к охлаждению грунтов за счет снижения величины инфильтрационного питания зоны аэрации, повышения затрат тепла на испарение влаги, затенения поверхности, а также уменьшения положительной температурной сдвижки за счет уменьшения летней влажности песков [3].



Рисунок 2. Классическая разгрузка подземных вод источников песчаных массивов, группа источников «А» (а) и залесенная циркообразная воронка в группе источников «Б» (б)

Таким образом, выдвинуто предположение о том, что происходящее в настоящее время закрепление поверхности тукуланов растительным покровом может приводить к сокращению количества тепла, поступающего в талик с поверхности и способствовать его дальнейшему промерзанию. При этом постепенно образующиеся мерзлые породы,

вероятно, разделяют некогда единый водоносный горизонт на отдельные изолированные линзы [5], что может приводить к изменению разгрузки подземных вод.

Определение базовых физических и химических характеристик поверхностных и подземных вод

Подземные воды имеют температуру от 0,6 до 4,1 °С, поверхностные – от 4,7 до 20,4 °С (рисунок 3). Средняя температура подземных вод 2 °С, поверхностных – 13,5 °С. Минимальную температуру среди поверхностных водотоков имеет ручей, протекающий в распадке с близким залеганием мерзлых пород, максимальную – воды р. Виллюй. Среди подземных вод наименьшая температура также наблюдается в местах близкого залегания кровли многолетнемерзлых пород к поверхности (проверено металлическим щупом), а максимальная замерена в одном из распадков верхней группы источников ручья Мугур-Тарын.

Удельная электропроводность подземных вод варьируется от 12,5 до 115,0 мкСм/см, поверхностных – от 15,7 до 187,0 мкСм/см. Наименьшей электропроводностью среди поверхностных вод обладают временные водотоки, сформированные, вероятно, недавно выпавшими осадками. Наибольшими значениями характеризуются воды р. Виллюй. Среднее значение электропроводности подземных вод восточной части – 36,0 мкСм/см. Группа источников «Б», располагающаяся ниже по течению ручья Мугур-Тарын, в среднем характеризуется пониженной электропроводностью по сравнению с группой источников «А», находящейся в его верховьях, для них значения электропроводности соответственно равны 21,5 и 42,6 мкСм/см. Среди проб поверхностных вод прослеживается связь электропроводности и температуры – чем выше температура, тем больше электропроводность воды (рисунок 3). Среди опробований подземных вод такая связь отсутствует. Также отмечена линейная зависимость электропроводности и минерализации (рисунок 3). Водородный показатель подземных вод изменяется от 5,7 до 7,0, поверхностных – от 6,3 до 8,0.

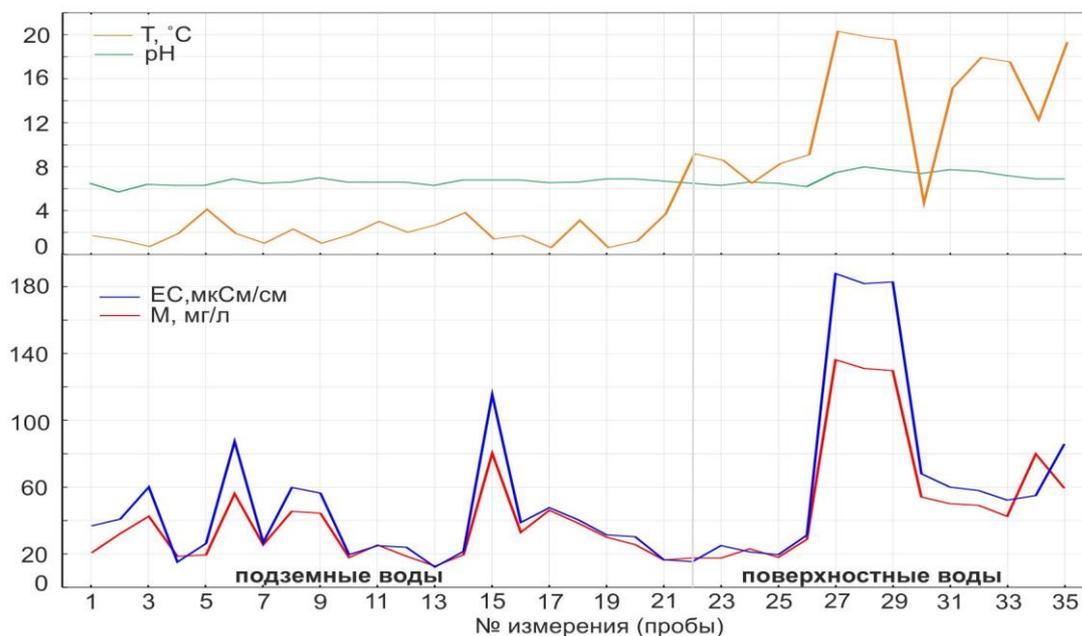


Рисунок 3. Результаты определения базовых физических и химических характеристик

Химический состав поверхностных и подземных вод

Фактическая основа исследований – химический состав 39-ти проб из поверхностных водоемов (р.Виллюй, р.Кысыл-Юрях), подземных источников, и атмосферных осадков, отобранных на тукулане Махатта. Также для характеристики

химического состава подземных вод были обобщены фондовые материалы за 1973-1974 гг. [8].

По результатам химического анализа компонентов водного стока тукулана Махатты были сделаны следующие выводы:

1. Атмосферные осадки 2021 года имеют более низкую минерализацию и являются более щелочными по водородному показателю, чем осадки 1973-1974 гг. Эти отличия можно объяснить тем, что состав атмосферных осадков зависит от ряда факторов, таких как - время года, температура воздуха, предшествовавшая погода, направление ветра и т.д.

2. Химический состав поверхностных вод характеризуется гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом и минерализацией до 133 мг/л (р. Виллой) в летний период.

3. По химическому составу источники восточной части тукулана Махатта сходны с источником Мугур-Тарын и имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, по минерализации являются ультрапресными.

4. Коррелируя данные химического анализа источника Мугур-Тарын за 1973-1974 и 2021 гг., можно отметить, что химический состав подземных вод не претерпел значительных изменений и остался гидрокарбонатным кальциево-магниевым или кальциево-натриевым. Минерализация подземных вод источника Мугур-Тарын со временем не изменилась и колеблется в летний период в пределах 30-40 мг/л (группа «А»), 10-25 мг/л (группа «Б»). Наибольшую минерализацию имеют верхние источники группы «А», в питании которых участвуют поверхностные воды озер и подозерных таликов. Источники группы «Б» имеют меньшую минерализацию вод в летне-осенний период, что связано, вероятно, с влиянием вод сезонно-талого слоя и атмосферных осадков, питающих таликовые воды песчаного массива [8].

Для компонентов водного стока тукулана Махатты были построены треугольные диаграммы соотношения катионов и анионов в пробах воды (рисунок 4).

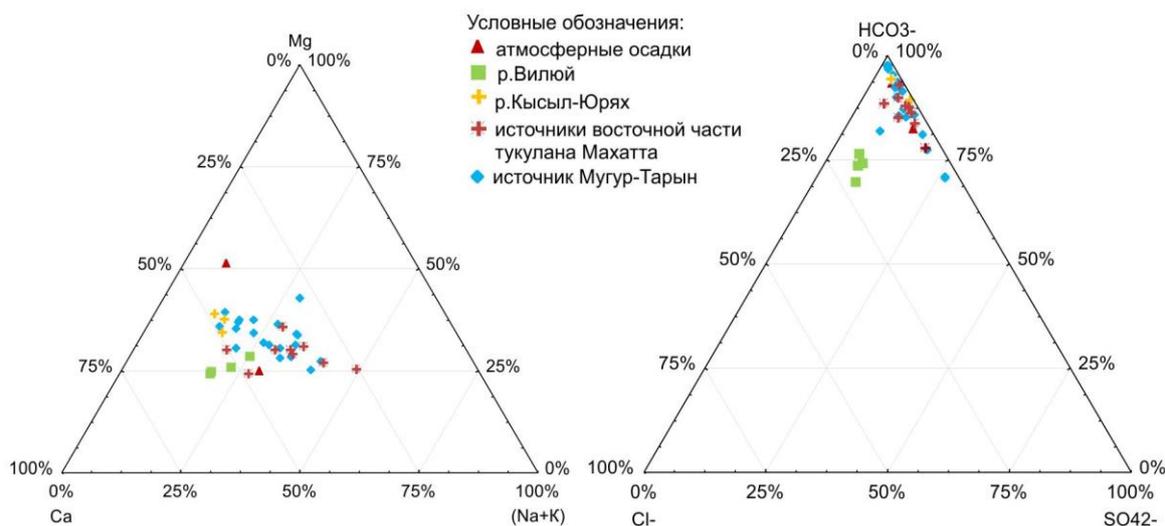


Рисунок 4. Химический состав компонентов водного стока тукулана Махатта

Анализируя данные диаграмм, можно сделать вывод, что по катионному составу большинство вод – смешанные, по анионному составу – воды гидрокарбонатные. По минерализации все пробы воды ультрапресные.

Выводы

Результаты рекогносцировочного обследования показали, что оба участка тукулана Махатта имеют предположительно схожие условия формирования, питания и разгрузки подземных вод. Воды источников по водородному показателю относятся к слабокислым, нейтральным и слабощелочным, по минерализации – к ультрапресным. Удельная электропроводность меняется от 15.7 до 115 мкСм/см, минерализация – от 0.01 до 0.07 г/л. Основной особенностью химического состава природных вод участка является их малая минерализация (до 0,1 г/л), преобладающее содержание HCO_3^- и повышенное содержание Na^+ .

Общий летний дебит источников межмерзлотных вод в западной части песчаного массива Махатта в первой половине июля 2021 г. составлял около 528 л/с. Изменение поверхностных условий и связанной с ними мерзлотно-гидрогеологической обстановки в западной части тукулана Махатта могло повлиять как на суммарный дебит источника Мугур-Тарын, так и на дебиты отдельных его групп.

Источники подземных вод грунтового типа являются динамичными системами, быстро реагирующими на изменение природных условий. Их можно рассматривать как своеобразные индикаторы изменений мерзлотно-гидрогеологической обстановки песчаных массивов криолитозоны. Изучение подобных территорий требует мониторинговых наблюдений на опорных гидрогеотермических режимных площадках.

Благодарности

Авторы выражают признательность Институту мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН за организацию полевой геокриологической школы, в рамках которой были проведены данные исследования. Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект 20-05-00670).

Литература

1. Благовидов, Н. Л. Четвертичные отложения, климат и почвы бассейна реки Тюнг (Якутская АССР). М.: АН СССР, 1935. 174 с.
2. Бойцов, А.В. Устойчивость к промерзанию надмерзлотных таликов Центральной Якутии// Криосфера нефтегазоносных провинций: мат-лы междунар. конф. Тюмень, 2004. С. 30.
3. Бойцов, А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. Тюмень, ТюмГНГУ, 2011. 176 с.
4. Булыгина, О.Н., Разуваев, В.Н., Трофименко, Л.Т., Швец, Н.В. «Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха и месячных сумм осадков на станциях России» [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index.xhtml?idata=17> (дата обращения 20.12.2021).
5. Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов/Ответственные редакторы Е.С. Мельников, С.Е. Гречищев. М.: ГЕОС, 2002. 402 с.
6. Павлов, П.Д. Географическое распространение эоловых песков в Центральной Якутии// Эоловые образования Центральной Якутии. Якутск, Изд-во ИМ СО АН СССР, 1981. С. 18-30.
7. Семерня, А.А. Мерзлотно-гидрогеологические особенности участка распространения межмерзлотного водоносного комплекса в районе источника Ерюю (центральная Якутия) // Криосфера Земли, 2018. Т. 22. № 2. С. 29-38.
8. Шепелёв, В.В., Бойцов, А.В. Особенности формирования и режима подземных вод тукуланных массивов Центральной Якутии (на примере массива Махатта). Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1975. 238 с.
9. Шепелёв, В.В. Режим источника и наледи Мугур-Тарын в Центральной Якутии // Исследования наледей. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1979. С.87-97.
10. Шепелёв, В.В. О режиме, балансе и особенностях питания межмерзлотных вод песчаных массивов Центральной Якутии//Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1978. С.145-162.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРЗЛОТНО-ЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЙ НА УЧАСТКАХ С РАЗНЫМ ХАРАКТЕРОМ НАРУШЕНИЯ НА СТАЦИОНАРЕ «НЕЛЕГЕР» В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Петров М.И., Аргунов Р.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, e-mail: pitrofv@yandex.ru

Как известно, при нарушении поверхностных условий мерзлотных ландшафтов изменяются параметры деятельного слоя. Изучению изменений важнейших из которых посвящена данная работа. Район исследования – окрестности стационара «Нелегер», который находится в 35 км к северо-западу от г. Якутска на левобережье р. Лены и расположен в типичной для Центральной Якутии природной обстановке. Нарушенными участками являются гарь 2001 г. и вырубка 2000 г. Сравнение производилось с данными контрольного участка, ненарушенного лиственничного леса. Работа проведена на основе анализа данных с двадцатилетним периодом.

VARIABILITY OF PERMAFROST AND LANDSCAPE CONDITIONS IN AREAS WITH DIFFERENT DISTURBANCE AT THE NELEGER STATION IN CENTRAL YAKUTIA

Petrov M.I., Argunov R.N.

Melnikov Permafrost Institute of the Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russia, e-mail: pitrofv@yandex.ru

After surface disturbance many changes occur in permafrost. Ground temperature, soil moisture and active layer thickness changes are very important. The study site is located in a typical taiga vegetation region at Neleger, approximately 35 km from Yakutsk. We compared data from burnt and cut sites with data from intact larch forest. Investigation period is twenty years - from 2000 to 2020.

В свете изменения климата и, связанного с этим, повышения пожарной активности в Центральной Якутии изучение изменений, происходящих в мерзлотных ландшафтах после нарушения поверхности, становится весьма актуальным [1, 3, 7, 9, 10].

На стационаре «Нелегер» Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, который находится в 35 км к северо-западу от г. Якутска на левобережье р. Лены и расположен в типичной для Центральной Якутии природной обстановке, сотрудниками лаборатории криогенных ландшафтов ведутся наблюдения за различными параметрами мерзлотных ландшафтов.

Цель работы состоит в том, чтобы оценить изменения, происходящие с мерзлотно-ландшафтными условиями района исследования после нарушения поверхности, а также выявить разницу в реакции мерзлотных ландшафтов на разные виды нарушений.

Нарушенными участками являются гарь, где произошел сильный низовой пожар в августе 2001 г., и вырубка, где зимой 2000 г. была произведена сплошная зачистка древесно-кустарниковой растительности. Характер нарушений на этих участках различается. На гари пожар полностью уничтожил напочвенный слой, но деревья отмирали постепенно, а на вырубке древостой был исключен как элемент водно-теплового баланса ландшафта сразу же, в то время как напочвенный слой был нарушен частично. Кроме того, на гари в 2012 г. произошел повторный сплошной низовой пожар высокой интенсивности.

Измерения температуры грунтов на участках проводятся с помощью как, кос с термисторами ММТ-1 два раза в месяц в летнее время и раз в месяц в зимнее время, так и автоматическими регистраторами TR-52 (T&D Corporation) круглогодично [2]. В данной работе были использованы средние показатели за август-сентябрь на глубине 1,6 м на гари и 2,4 м на вырубке.

Отбор проб на влажность грунтов деятельного слоя брался через каждые 10 см почвенным буром два раза в месяц в теплое время года. Были использованы средние

значения по всему профилю деятельного слоя в конце летнего сезона. Здесь представляется весовая влажность грунтов. Глубина сезонного протаивания определялась во время отбора проб на влажность, а также с помощью трубчатых измерителей протаивания [2]. В работе использованы данные максимального протаивания грунтов в конце лета. Период наблюдений: на гари – с 2002 по 2020 гг., на вырубке – с 2000 по 2020 гг.

В рисунках с гистограммами представлены отклонения показателей от среднего многолетнего значения на контрольном участке за рассматриваемый период.

Температура грунтов. Известно, что в первые годы после нарушения температура грунтов мерзлотных ландшафтов повышается [8].

На контрольном участке в 2002-2008 гг. температура грунтов на глубине 1,6 м характеризуется относительно низкими значениями (рис. 1). На гари в 2002-2008 гг. наблюдаются значительные превышения температуры грунтов над средним многолетним контрольным значением, достигающие 0,5°C. Лесной пожар, таким образом, вызвал кардинальную перемену характера динамики температуры грунтов в первые годы после нарушения.

В 2009-2011 гг. в ненарушенных условиях температура грунтов отклоняется от среднего многолетнего значения на +0,1...+0,2°C. На гари в эти годы наблюдается небольшое понижение температуры грунтов по сравнению с предыдущими годами, отклонение от среднего многолетнего значения стабилизируется на 0,3°C. Стабилизацию температуры грунтов на гари можно объяснить положительной динамикой восстановления растительности.

На контрольном участке в 2012-2020 гг. температура грунтов на глубине 1,6 м имеет самые высокие значения за весь период исследования – превышение над многолетней нормой составляет в среднем 0,2°C. Повторное выгорание приводит к переходу температуры грунтов на гари в 2012-2020 гг. на плюсовые значения, превышение над средней многолетней контрольной величиной составляет 0,7-1,0°C. Это наибольшие превышения за весь рассматриваемый период. Как видно, повторный пожар привел к более сильным изменениям температурных условий, чем первый [4].

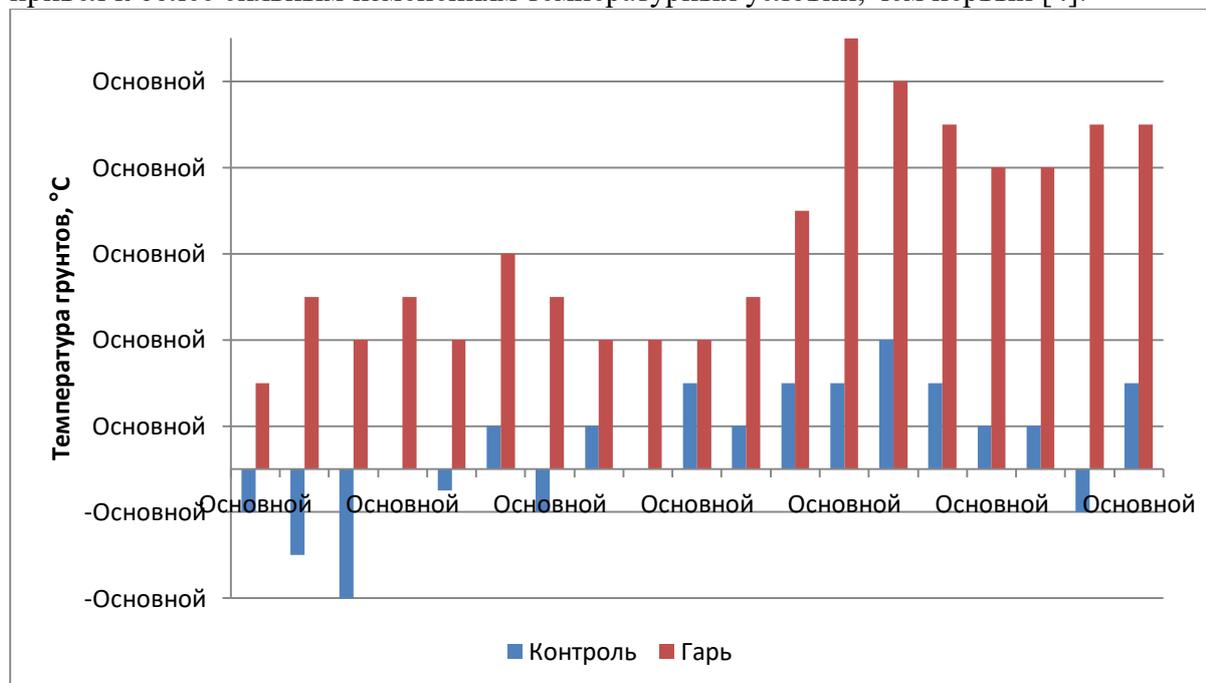


Рис. 1. Межгодовая изменчивость отклонений температуры грунтов на глубине 1,6 м на контрольном участке и на гари.

В 2000-2003 гг. на контрольном участке температура грунтов на глубине 2,4 м в среднем ниже многолетней нормы на 0,2°C. На вырубке температура грунтов в первые четыре года отличается от контрольного показателя на сравнительно небольшие величины (рис. 2). С 2005 г. температура грунтов на контрольном участке повышается. Начиная с 2004 г. температура грунтов на вырубке значительно повышается, превышение над контрольным показателем составляет 0,5-0,7°C.

Это можно объяснить влиянием влажности грунтов. В отличие от гари, где древостой отмирал постепенно, на вырубке деревья были удалены сразу же, поэтому влажность с первых лет сильно повысилась, что послужило препятствием к повышению температуры. В последующем, с развитием пионерной растительности это препятствие было устранено и температура пошла вверх [6].

В 2011-2020 гг. грунты на глубине 2,4 м на контрольном участке достаточно теплые. На вырубке в эти годы температура грунтов понижается по сравнению с предыдущими годами и стабилизируется, оставаясь, однако, достаточно высокой – среднее превышение над многолетней нормой составляет 0,5°C.

Характер изменения температуры грунтов на разных участках различается. На гари температура грунтов выше, чем на контрольном участке на значительные величины в первые же годы. Стоит отметить, что повышение температуры грунтов на гари в эти годы происходит в условиях естественного похолодания грунтов. На вырубке же значительные превышения температуры грунтов над многолетней нормой наблюдаются только во второй пятилетке периода исследования. В это время и на контрольном участке наблюдается потепление грунтов. Как видно, на начальном этапе низовой пожар оказал более сильное влияние на температуру грунтов, чем сплошная вырубка.

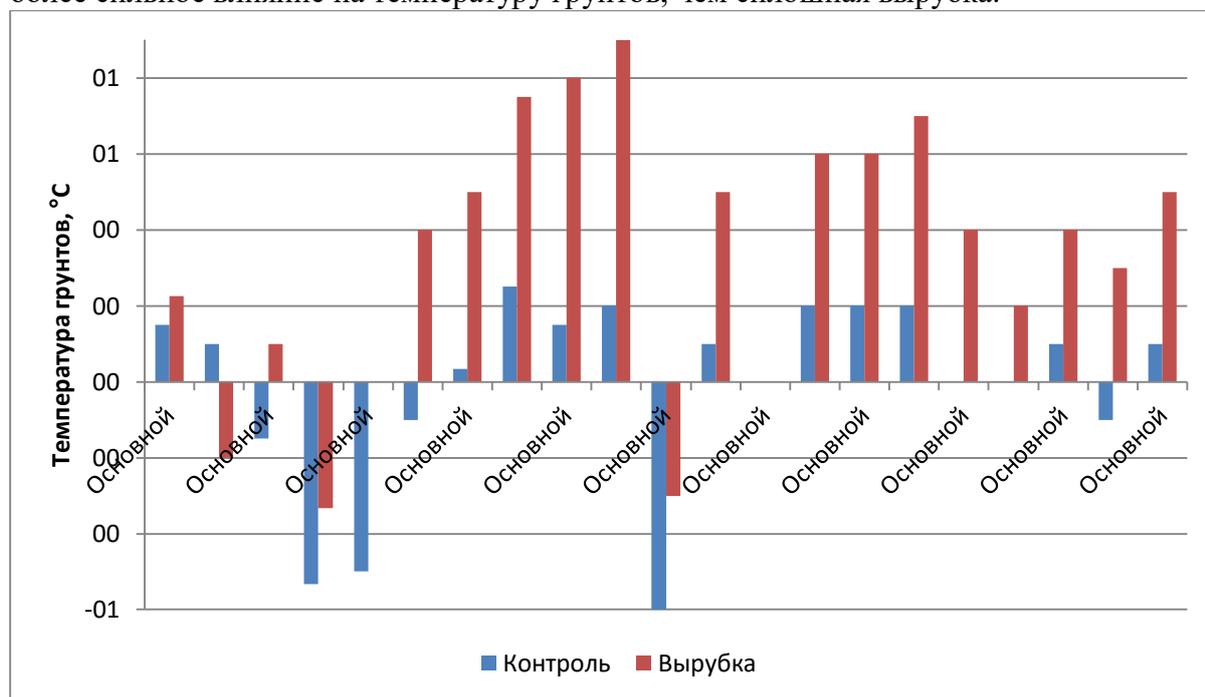


Рис. 2. Межгодовая изменчивость отклонений температуры грунтов на глубине 2,4 м на контрольном участке и на вырубке.

В конце первой декады периода исследования на гари температура грунтов понижается и стабилизируется в значении близком к контрольным, однако, повторный пожар вызвал еще одно повышение температуры грунтов. На вырубке же, как видно, возврат температуры грунтов к нормальным величинам происходит ступенчато и

намечается только к концу второй декады. Таким образом, процесс восстановления по температурному показателю на вырубке более продолжителен.

Влажность грунтов. Влажность грунтов при нарушении поверхностного слоя мерзлотных ландшафтов, как известно, повышается. Большая увлажненность грунтов нарушенных участков обусловлена рядом причин, таких как высвобождение дополнительной влаги из мерзлых слоев, протаивающих в результате потепления грунтов, уменьшение транспирационного расхода влаги и увеличение количества осадков, достигающих земной поверхности [8].

В 2000-2004 гг. на контрольном участке влажность грунтов меньше многолетней нормы. Начиная со следующего года после нарушения, в период 2001-2004 гг., вырубке значительно более увлажнена, чем контрольный участок – отклонения от многолетней нормы составляют в среднем 5 % (рис. 3).

Как было уже отмечено выше, постепенно отмиравший после низового пожара и поэтому не сразу выпавший из водного баланса ландшафта, древостой обусловил незначительное превышение влажности грунтов на гари по сравнению с естественными условиями в первые три года после пожара – около 3 %.

В последующие 5 лет влажность грунтов на контрольном участке и на гари одинаково высокая, что объясняется обильными осадками, выпавшими в эти годы, которые сгладивали разницу. На вырубке в этот период грунты более увлажнены, чем на двух других участках – в среднем на 3-4 %. Более высокие показатели влажности грунтов на вырубке можно объяснить тем, что древостой, – главный водопотребитель, был удален сразу, поэтому резко снизился расход влаги, а приход повысился за счет увеличения протайки и доли осадков, непосредственно поступающих в почвогрунты [8].

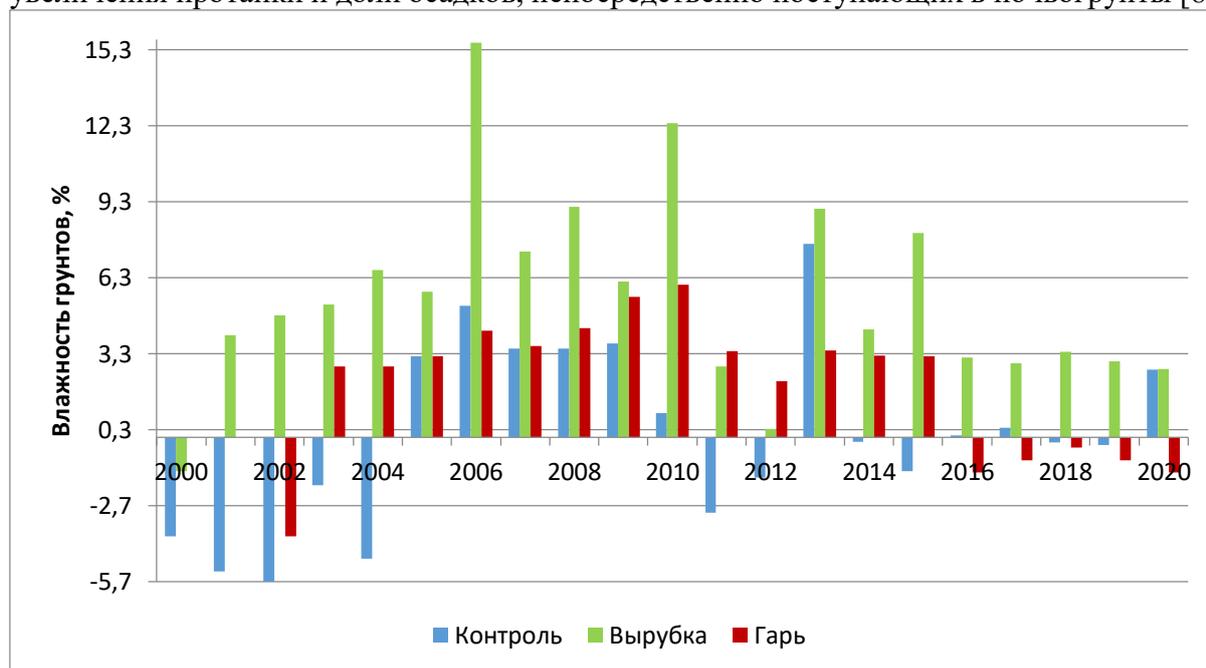


Рис. 3. Межгодовая изменчивость отклонений влажности грунтов на контрольном и нарушенных участках.

В течение 2011-2020 гг. в целом влажность грунтов на контрольном участке колеблется около среднего многолетнего значения. На гари наблюдается постепенное уменьшение рассматриваемого параметра с небольшим увеличением в течение 3 лет после повторного пожара на участке в 2012 г. На вырубке в эти годы влажность грунтов также постепенно уменьшается после пиковых показателей предыдущего периода, что связано с положительной динамикой восстановления ландшафта. К этому времени на

участке произрастает разнотравно-осоково-вейниковое сообщество с березовым подростом [10].

Изменения влажности грунтов на гари и на вырубке отличаются друг от друга. Влажность грунтов на вырубке изменяется в целом более значительно, чем на гари. Кроме того, на вырубке показатели влажности грунтов высокие уже со следующего года после нарушения, тогда как на гари в первые 3 года наблюдается незначительное повышение рассматриваемого параметра. Но вместе с тем, на обоих участках после пиковых значений в период, когда мерзлотные ландшафты района исследования испытывали переувлажнение, влажность грунтов одинаково уменьшается и приближается к многолетней норме к концу периода исследования. Как видно, сплошная вырубка древесно-кустарниковой растительности изменила влажность грунтов больше, чем низовой пожар.

Глубина сезонно-талого слоя. При нарушении мерзлотного ландшафта с близким залеганием подземных льдов критическое значение имеет изменение глубины сезонно-талого слоя (СТС), которое определяет возможность сохранения и восстановления ландшафта. Глубина СТС на контрольном участке в 2000-2004 гг. меньше многолетней нормы в среднем на 0,1 м (рис. 4). На нарушенных участках в это время глубина СТС в среднем увеличивается незначительно.

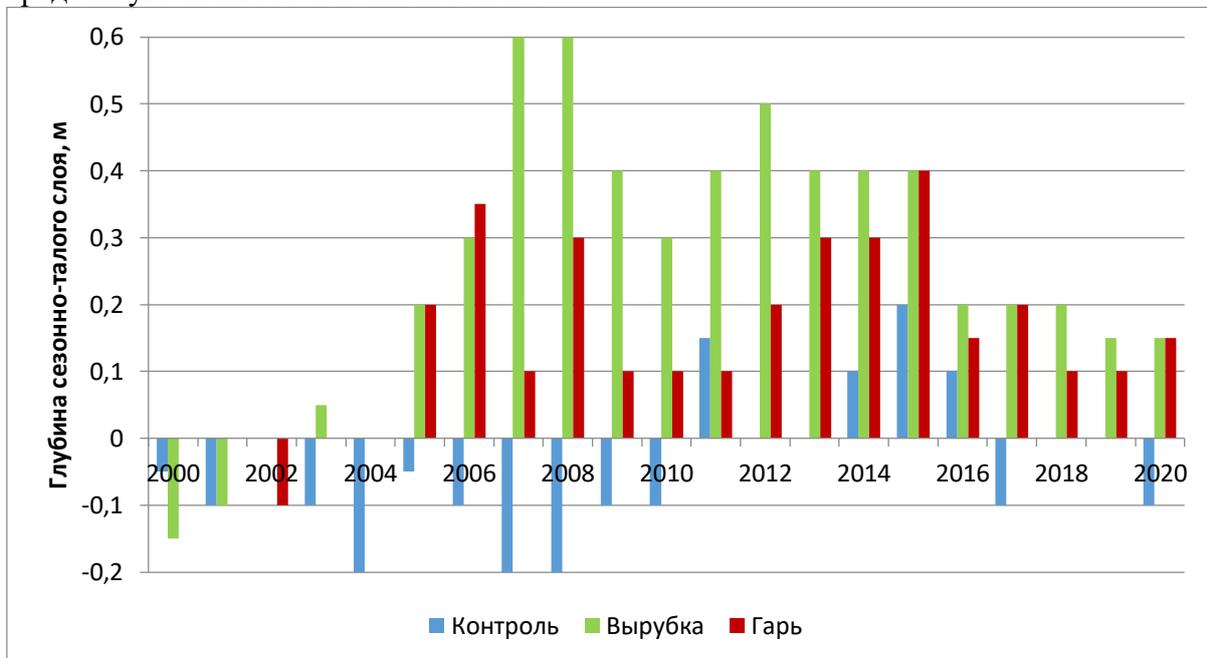


Рис. 4. Межгодовая изменчивость отклонений глубины сезонно-талого слоя на контрольном и нарушенных участках.

С 2005 по 2010 гг. в естественных условиях глубина СТС также принимает небольшие значения. На нарушенных участках в этот период наблюдается обратная картина – глубина СТС резко возрастает в связи с возросшей температурой и переувлажнением грунтов. Характер изменения рассматриваемого параметра на участках с разным видом нарушения различается. Глубина СТС на вырубке после пиковых значений в период с обильными осадками постепенно уменьшается и к концу периода исследования стабилизируется на небольших величинах – отклонение от многолетней нормы на 0,2 м. На гари наблюдается более короткий период восстановления глубины СТС – после первого пожара уже к концу первой декады отклонение от нормы составляет всего 0,1 м. На третий год после второго пожара на гари наблюдается наибольшее значение глубины СТС – превышение многолетней нормы

составляет 0,4 м. Уже со следующего года после своего максимального значения глубина СТС на гари начинает уменьшаться – отклонение от нормы в среднем 0,15 м. Видно, что при уничтожении напочвенного покрова глубина СТС восстанавливается почти в 2 раза быстрее, чем при уничтожении древесно-кустарникового яруса.

В ходе проделанной работы мы пришли к следующим выводам. Нарушения поверхности мерзлотных ландшафтов района исследования, такие как пожар и вырубка, приводят к значительному повышению температуры и влажности грунтов, а также глубины сезонно-талого слоя, по сравнению с показателями контрольного участка. Как известно, изменчивость мерзлотно-ландшафтных условий при нарушении находится в сильной зависимости от характера нарушения [5].

Температура грунтов на начальном периоде изменилась намного сильнее на гари, чем на вырубке. Хотя, в целом сплошная вырубка оказывает большее влияние на температурные условия грунтов, чем низовой пожар, можно говорить, что напочвенный покров играет значительную роль в сохранении теплового баланса системы. В свою очередь, степень изменения влажности грунтов больше на вырубке, чем на гари. Это означает, что древесно-кустарниковый покров имеет большее значение для водного баланса системы, чем напочвенный покров. Изменение температуры грунтов зависит от влажности. Так, сразу же после нарушения возросшая влажность грунтов на вырубке не дала сильно повыситься температуре. В ходе анализа динамики глубины сезонно-талого слоя, являющейся производной от двух других рассматриваемых параметров, можно сделать вывод, что восстановление ландшафта после уничтожения напочвенного покрова происходит почти в 2 раза быстрее, чем при уничтожении древесно-кустарникового яруса.

Литература

1. Дальбинов А.А., Исаев А.П. Реконструкция лесных пожаров в XX веке (на примере Намского, Хангаласского и Якутского лесхозов) // Лесные исследования в Якутии: итоги, состояние и перспективы. Т.1. Мерзлотное лесоведение и лесоводство. Лесная экология. – Якутск: Якутский госуниверситет, 2006. – С.100-103;
2. Константинов П.Я. Методика оборудования наблюдательных площадок для температурного мониторинга многолетнемерзлых грунтов (научно-справочное пособие). – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2009. – 68 с.;
3. Петров М.И. Влияние климатических условий на лесные пожары в Центральной Якутии // Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 60-летию образования Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск (Россия), 28–30 сентября 2020 г. / Отв. ред-ры: д.г.-м.н. М.Н. Железняк; д.г.-м.н. В.В. Шепелёв; д.т.н. Р.В. Чжан. – Якутск: Издательство ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2020. – С. 298-302;
4. Петров М.И., Аргунов Р.Н. Изменчивость мерзлотно-ландшафтных условий после пожаров в Центральной Якутии // Геотермия мерзлой зоны литосферы: сб. тезисов докладов Всероссийской научной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента РАН, доктора геолого-минералогических наук Вениамина Тихоновича Балобаева (г. Якутск, 30–31 января 2020 г.) / Отв. ред. М.Н. Железняк; [ред. коллегия: А. Ф. Жирков, А. Р. Кириллин]; Сибирское отд-ние РАН, ФГБУН Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2020. – С. 38-39;
5. Петров М.И., Федоров А.Н., Аргунов Р.Н. Изменения гидротермического режима грунтов мерзлотных ландшафтов в первые годы после нарушения в окрестностях стационара Нелегер (Центральная Якутия) // Вопросы географии Якутии. Вып. 11 / Отв. ред.: А.Н. Федоров, Р.Н. Иванова. – Якутск: Изд-во «СМИК-МАСТЕР», 2013. – С. 128-132;
6. Саввинов Д.Д. Температурный и водный режим лесных почв Якутии // Исследования растительности и почв в лесах Северо-Востока СССР. – Якутск: Кн. изд-во, 1971. – С. 118-175;
7. Сташенко А.И. Изучение преобразований геокриологических условий при освоении лесных природных комплексов на юге Центральной Якутии // Криогенные физико-геологические процессы и методы изучения их развития. - М.,1987. - С.93-100;
8. Тарабукина В.Г., Саввинов Д.Д. Влияние пожаров на мерзлотные почвы. – Новосибирск: Наука, 1990. – 120 с.;

9. Федоров А.Н. Роль вырубок в развитии мерзлотных ландшафтов в Центральной Якутии // Региональные и инженерные геокриологические исследования Якутии. – Якутск: Институт мерзлотоведения АН СССР, 1985. – С.111-117;

10. Федоров А.Н., Ивахана Г., Константинов П.Я., Мачимура Т., Аргунов Р.Н., Ефремов П.В., Лопез Л.М., Такакай Ф., Петров М.И. Изменчивость мерзлотно-ландшафтных условий после сплошной вырубки в Центральной Якутии // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2013. – № 8-1. – С. 89-91.

ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА МАЛЫХ ОСТРОВОВ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ)

Пижанкова Е.И.¹, Балдина Е.А.², Гаврилов А.В.¹, Кучейко А.А.³, Ширшова В.Ю.², Ширяев М.А.²

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; eipijankova@rambler.ru

² Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия; baldinaea@yandex.ru

³ Компания «РИКСАТ», Москва, Россия; alexindia@mail.ru

Малые острова, расположенные на шельфе арктических морей, обладают природными особенностями в зависимости от географического положения, геологического строения и характера воздействующих на берега ледовых и гидрологических процессов. Увеличение числа общедоступных для исследований разновременных и разномасштабных космических снимков в видимом диапазоне, а также радиолокационных данных обеспечивают возможность детальных пространственно-временных исследований экзогенных процессов этих территорий.

EXOGENOUS GEODYNAMICS OF THE SMALL ISLANDS OF THE ARCTIC SEAS (BY THE RESULTS OF THE INTERPRETATION OF SPACE IMAGES)

Pizhankova E.I.¹, Baldina E.A.², Gavrilov A.V.¹, Kucheiko A.A.³, Shirshova V.Yu.², Shiryaev M.A.²

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; eipijankova@rambler.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia; baldinaea@yandex.ru

³ RISKSAT Company, Moscow, Russia; alexindia@mail.ru

Small islands located on the shelf of the Arctic seas have natural features depending on the geographical location, geological structure and nature of the ice and hydrological processes affecting the coasts. An increase in the number of multi-temporal and multi-scale satellite images in the visible range, as well as radar data, available for research, provides the possibility of detailed spatio-temporal studies of exogenous processes in these territories.

Введение

Интерес к изучению малых островов, расположенных в арктических морях, обусловлен их расположением вблизи Северного морского пути и перспективами освоения нефтегазового потенциала шельфа. На многих из них в прошлом существовали полярные станции, погранзаставы и другие объекты. В настоящее время большинство из островов Карского моря включено в Большой Арктический заповедник. Особенно важным представляется выявление тенденций в динамике островов и мелководий в связи с современными климатическими изменениями. До сих пор территория островов остается слабо изученной в геолого-геоморфологическом и геокриологическом отношении, поскольку, несмотря на увеличившееся количество экспедиций на научно-исследовательских судах, доступность островов для непосредственных наблюдений остается низкой.

Значительное количество разновременных и разномасштабных космических снимков в видимом диапазоне спектра, а также радиолокационных данных, которые

позволяют получать изображения интересующих объектов независимо от наличия облачности и освещения, и цифровых моделей рельефа обеспечивают возможность детальных пространственно-временных исследований природных процессов на этих труднодоступных территориях. Это динамика ледового покрова и берегов, сокращение ледников с обнажением подледникового рельефа, аккумуляция с новообразованием отмелей и низменных островов на месте исчезнувших, формирование эстуариев и прибрежных лагун, морозобойное растрескивание с формированием повторно-жильных льдов и наледообразование. Многие из этих процессов можно охарактеризовать количественно.

Район работ охватывал регион морей Карского, Лаптевых, и запад Восточно-Сибирского, а также часть береговой зоны Баренцева моря. Для Карского моря характерно значительное разнообразие рельефа дна с чередованием обширных подводных равнин, крупных желобов и впадин. Между желобами Воронина и Святой Анны располагается обширная платообразная возвышенность, известная как Центральное Карское плато, в пределах которого сохранились надводные останцы, какими являются остров Уединения, а также острова Визе и Ушакова. Последний целиком скрыт под ледниковым куполом, склоны которого обрываются непосредственно в море. Останцами прибрежно-морской равнины Западно-Сибирской низменности в юго-западной части моря являются острова Сибирякова, Неупокоева, Вилькицкого и Белый. Надводными останцами раздробленных геологических структур п-ова Таймыр являются скалистые острова Таймырского мелководья (архипелаг Норденшельда, шхеры Минина), о. Русский и о. Таймыр. В восточной части Карского моря известны мелкие острова Свердруп, Самойловича, Воронина и группы островов Известий ЦИК и Арктического Института. Море Лаптевых весьма мелководно и бедно островами по сравнению с Баренцевым и Карским морем. На западной окраине его находятся острова Большой и Малый Бегичевы, Преображения, Петра, Андрея, Фаддея, Комсомольской Правды. В 70 км к северо-востоку от мыса Челюскин находятся острова Мал. Таймыр и Старокадомского. На остальной акватории острова за исключением о. Бельковского и Столбового представляют собой останцы размытой во время послеледниковой трансгрессии едомной равнины (Муостах, Макар, Шелонские), а также аккумулятивные формы, сложенные голоценовыми осадками (Песчаный, Лейкина, Аэросъемки, Самолета, Наносный, Яя, Затопляемый, Неизвестные).

Планомерное геологическое изучение арктических островов России было начато в советское время (1918-1932 гг.) и связано с освоением Северного морского пути. В дальнейшие годы проводились геолого-съёмочные работы, которые завершились созданием геологического описания островов в томе XXVI Геологии СССР. Острова Советской Арктики [3]. Дальнейшие исследования нашли отражение при создании листов Государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 Т-41-44, Т-45-48, S-44, 45, S-53-54 [4-7], а также карт м-ба 1:200 000. Полевые геоморфологические исследования Ф.А. Романенко в 1990-х годах позволили создать описания и опубликовать геоморфологические схемы малых островов Карского моря (Тройной, Свердруп, Визе, Русский, о-ва Арктического Института, Уединения) и о. Преображения в море Лаптевых [8-12]. До сих пор по широте охвата малых островов эти данные не превзойдены.

Нами исследовалась динамика берегов и экзогенные геологические процессы островов Карского моря: Ушакова, Визе, Свердруп, Уединения, Воронина, Русский (арх. Норденшельда), Большой (о-ва Арктического Института), Тройной (о-ва Известий ЦИК) Вилькицкого, Халанго, Шараповы Кошки; Баренцева моря – Гуляевские Кошки; моря Лаптевых – Мал. Таймыр, Песчаный, Лейкина, Аэросъемки, Самолета; Восточно-Сибирского – Наносного.

Материалы и методы

Для исследования собраны общедоступные архивные и современные данные космических съемок разного пространственного разрешения и спектральных диапазонов. В исследовании динамики берегов были использованы безоблачные снимки со спутников Landsat 1973-2021 гг. и Sentinel-2 2016–2021 гг. [14]. Для характеристики состояния поверхности о. Визе и прибрежной акватории были также использованы интерферометрические радиолокационные (РЛ) комплексные (SLC - Single Look Complex) данные С-диапазона со спутника Sentinel-1B (IW – Interferometric Wide Swath) [14]) с согласованной горизонтальной поляризацией (всего 88 изображений за период 2016-2020 гг. с 12 или 24-дневным интервалом).

На основе радиолокационных данных с использованием амплитудной и фазовой составляющих сигнала получены многовременные композиты с когерентностью (MTC (Multi-Temporal Coherent) - композиты) – цветные изображения, представляющие в трех цветовых каналах (RGB) данные о радиолокационном отражении в первый срок съёмки (R), во второй срок съёмки (G), а в третьем (B) – изображение интерферометрической когерентности (согласованности двух последовательных изображений местности). Анализ таких изображений позволяет проследить изменения в состоянии поверхности и окружающей акватории за весь период, обеспеченный полученными данными.

Значения вегетационного индекса, рассчитанные для о. Визе по снимкам Sentinel-2 и Landsat теплого периода 2019-2020 гг. позволяют охарактеризовать распределение по поверхности вегетирующей растительности. Присутствие растительности проявляется также на многовременных композитах РЛ данных с когерентностью, на которых такие участки характеризуются высоким уровнем отражения и минимальными изменениями за 12-дневные периоды, что свидетельствует о выраженной шероховатости поверхности, обусловленной помимо растительного покрова широко распространенным полигональным микрорельефом.

Количественная информация о рельефе о. Визе обеспечена использованием детальной цифровой модели рельефа ArcticDEM с шагом сетки 2 м.

Для детального изучения экзогенных процессов островов использовано глобальное покрытие World Imagery [15], созданное по сверхдетальным снимкам с пространственным разрешением (0,3–1 м), полученным со спутников GeoEye, WorldView-2,4 и др. за последние годы (2010-2020).

Кроме дистанционных данных привлекались топографические и геологические карты, климатические данные, материалы более ранних исследований и исторические сведения.

Обработка снимков и их дешифрирование проводилось в ГИС-пакетах ArcGIS и MapInfo, обработка радиолокационных данных - в программном комплексе SNAP [<https://step.esa.int/>].

Результаты исследований

Наиболее важные различия в развитии экзогенных процессов малых островов обусловлены геолого-тектоническим строением шельфа. Климатические и гидрологические факторы определяют температуру воздуха и поверхности, количество осадков и высоту снежного покрова, силу и направление ветра, штормов и сгонно-нагонных явлений, период открытой воды и направление течений, величину и период поверхностного стока, приводящие к широкому распространению эстуариев в прибрежной полосе островов.

Острова Карского моря принадлежат к трем тектоническим структурам: Карской плите, Западно-Сибирской плите и Таймыро-Североземельской складчатой области. Острова моря Лаптевых и Восточно-Сибирского – Лаптевской окраинно-материковой плите и Котельническо-Ляховской гряде. Эти различия проявлены в геологическом

строении островов. Острова Визе, Уединения, Воронина сложены нижнемеловыми угленосными песками и алевритами, выходящими на поверхность, острова Арктического Института – терригенно-угленосными меловыми породами, Свердруп – терригенными верхнемеловыми-палеогеновыми отложениями. Острова Таймырской складчатой системы имеют в своем составе интрузии разного возраста, выходящие на дневную поверхность. Острова, принадлежащие Западно-Сибирской плите, а также острова моря Лаптевых целиком сложены четвертичными породами.

Геокриологические условия островов отличаются значительной суровостью, а температуры пород составляют $-7...-11^{\circ}\text{C}$, понижаясь в северо-восточном направлении.

Для береговой зоны малых островов арктических морей характерны два разнонаправленных процесса: размыв (разрушение) и наращивание берегов. Мелководьям моря Лаптевых в связи с современным потеплением и сокращением ледовитости свойственно новообразование островов [2].

Наблюдающееся в последние десятилетия устойчивое падение ледовитости и рост температур воздуха сопровождается интенсивным ростом скоростей отступления льдистых берегов и термоденудационного их разрушения. Темпы того и другого процесса увеличились в несколько раз. Этот факт делает возможным проведение оценки динамики значительных по протяженности побережий на основании среднемасштабных дистанционных данных (снимки со спутников Landsat, Sentinel).

Максимальные скорости отступления зафиксированы для ледяных берегов ледникового купола о. Ушакова [1]. Для него скорость отступления края ледникового покрова составила за 1986-2002 гг. 2,5 м/год, за 2002-2019 гг. 34 м/год.

Процесс размыва берегов островов Карского моря прослежен и оценен для островов Визе, Уединения, Свердруп, Воронина. Наибольшее количество снимков было обработано для о. Визе. В конце XX века (1980-е–1990-е годы) берега острова были стабильны. В XXI веке отступление размываемых (выступающих) участков берега (северо-восточного, западного и южного) достигало 150–250 м за 20-летний период, а скорости – 8 м/год. Для о. Воронина за 1998-2018 г. площадь размытого 2-километрового западного берега, сложенного коренными породами, составила $0,17\text{ км}^2$, берег отступил на 60-100 м, а скорость отступления составила 3,8 м/год. Для о. Свердруп в период 1998-2020 гг. наблюдалось общее сокращение площади на $0,3\text{ км}^2$, скорость отступления западного и северо-восточного берегов составляла более 3 м/год. Сокращение площади о. Уединения составило с 1990 по 2015 г. $0,7\text{ км}^2$, скорость отступления западного берега (4,4 км), сложенного коренными породами, составила 1,9 м/год, северного (1,7 км) – 3,8 м/год, а участка северного берега, представленного аккумулятивными голоценовыми отложениями (длиной 5 км) – 5,3 м/год.

В условиях падения ледовитости активизировался также процесс наращивания берегов. Он прослежен для тех же островов. Выдвигающиеся в море косы имеют округлую форму и часто отшнуровывают лагуны внушительных размеров. Не исключена значительная роль в их образовании айсбергов и стамух. Такие лагуны имеют площадь от 2 км^2 (о. Уединения), $6,6\text{ км}^2$ (о. Воронина) до 25 км^2 (о. Свердруп) и более (о. Большой).

Увеличившаяся роль гидродинамических процессов обусловила переформирование берегов о. Песчаный в море Лаптевых, а также новообразование островов на месте размытых останцов ледового комплекса позднего неоплейстоцена в эпоху послеледниковой трансгрессии и продолжающееся до сих пор. Новообразованные острова фиксируются даже на мелкомасштабных снимках (Terра/MODIS), особенно во время сгонов (по бурунам на мелководьях), а также в период ледостава на местах посадки стамух [2].

Процесс переформирования берегов характерен и для аккумулятивных низменных островов у берегов западного Ямала. Наибольшие изменения зафиксированы в заливе Вэбаркапах. Здесь смещение береговой линии достигает 320-480 м (с 1987 по 2020 г.).

Особое место занимают акватории вблизи устьевых областей крупных рек, где развито аллювиально-морское осадконакопление. Динамика таких островов прослежена для Печорской губы, которая большую часть года свободна от морских льдов. На фоне общего сокращения площади островов Гуляевские Кошки с 84,7 км² (в 1973 г.) до 73,9 км² (в 2020 г.) проявлен процесс переформирования и перемещения береговой линии (с запада на восток и с севера на юг), величина которого достигает 0,8-1 км.

1. Новые острова, приуроченные к береговой зоне, образуются при отступании выводных ледников. Оно прослежено для ледников Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Выводные ледники архипелага Новая Земля за последнее столетие подверглись значительной деградации. По данным космосъемки, в 2020 году деградация выводных ледников продолжилась со скоростью выше среднегодовой за последние 7 лет. Общие потери площади ледника Вилькицкий Южный в 2020 году составили около 1 км², это примерно треть всех потерь ледника с 2013 года (3,5 км²). Всего за 49 лет (1952-2020 гг.) площадь ледника Вилькицкого уменьшилась на 40,6 км².

2. В результате быстрого отступления фронта ледников Вилькицкого Южного и Розе образовались два малых острова. Обилие спутниковых данных позволило зафиксировать достаточно точно период и даже дату образования островов. Так, остров у ледника Вилькицкий Южный площадью 5,6 га возник 09.07.2020 и подтвержден экспедиционным отрядом Комплексной экспедиции Северного флота и РГО «Арктические Архипелаги-2020». Второй малый остров появился в августе 2020 года у выводного ледника Розе со стороны Карского моря. Площадь нового объекта составляет 2,6 га, Фронтальная часть ледника Розе также быстро разрушается и отступает, потеря площади в 2020 году составила 0,6 км², а за последние семь лет (2013-2020 гг.) – 2,2 км².

Сокращение ледниковых куполов островов-ледяных шапок (Ушакова, Шмидта, Ева-Лив) может приводить к отчленению мысов и превращению их в острова. Это остров Месяцева, ранее являвшийся мысом о-ва Ева-Лив и мыс Земляной о. Шмидта.

Изучение ландшафтных условий островов проводилось по детальному глобальному покрытию World Imagery. В частности, по детальным космическим снимкам установлено практически повсеместное развитие полигонального микрорельефа, свойственного не только островам, сложенным дисперсными коренными породами (Визе, Уединения, Свердруп), но и тем, в геологическом строении которых участвуют скальные породы (острова Таймырской отмели). Дешифрируемый полигональный микрорельеф говорит о факте перекрытия их элювием или покровными отложениями достаточной мощности. В том случае, если этот слой невелик, полигонального микрорельефа не наблюдается, а в береговых обрывах, на склонах и днищах водотоков фиксируются каменные россыпи (о. Моржово).

Наиболее детальные исследования по большому количеству космических снимков различного вида и масштаба проведены нами для о. Визе [1], одному из самых северных малых о-вов Карского моря (Рис.1). Составлена ландшафтная карта, существенно уточняющая геоморфологическую схему, составленную Романенко Ф.А. [9]. Территория представляет собой денудационную пластовую равнину, сложенную нижнемеловыми песками, алевролитами и глинами с прослоями углей. Водораздельная поверхность разбита сетью морозобойных трещин, формирующих полигональный микрорельеф с размерами полигонов 10-12 м, имеет характерный фестончатый облик, обусловленный развитием термоэрозионных промоин по жильным льдам. Склоны водоразделов достаточно короткие, пологие, но местами крутизна их увеличивается и на склонах северной

экспозиции присутствуют снежники, которые на южном берегу большой северной лагуны являются летующими.

Весьма необычной является долинная сеть острова. Наиболее крупные долины прямые или слабо извилистые с расширенным плоским днищем шириной 100-150 м, заполненным песками, по которым развиты многорукавные русла временных водотоков. Такой тип долин можно отнести к зандровым. Наличие оледенения в этом районе и последующее развитие перигляциальных процессов подтверждается работой [13], согласно которой оледенение на поднятии Визе-Ушакова существовало с 24 по 18 т.л.н. Еще одна важная черта долинной сети – ее сквозной характер. У крупных долин нет верховий, а у рек – истоков. Часто долины наследуют разрывные нарушения, имеющие СВ-ЮЗ простирание. Местами долины более высокого порядка имеют четковидные расширения с интенсивной фуркацией, формирующей многорукавные русла. Этот факт позволяет предположить развитие наледей снеговых вод, формирующихся при весеннем снеготаянии. Их размер невелик и составляет десятки-сотни метров. Постоянного русла при этом не формируется, и днище долины в летний период имеет только остаточный флювиальный рельеф. Остатки наледей местами фиксируются на летних снимках.

Зандровый тип долин характерен также для островов Воронина, Исаченко (о-ва Сергея Кирова), Большой (о-ва Арктического института), Свердруп, Мал.Таймыр, Старокадомского.

Важным процессом, свойственным устьевым участкам водотоков, является образование эстуариев и лагун, характерное для высокоширотных территорий (75-80° с.ш.). Их формированию способствует длительный период ледостава и перегораживающая роль припайных льдов для стока поверхностных вод в половодья. Таяние снега, как минимум на месяц, опережает разрушение припая. В течение этого времени припайный лед служит плотиной, преграждая путь взвешенным и влекомым осадкам. В формировании перегораживающих устьев кос, пересыпей и баров важную роль играет снос поверхностными водами дисперсных оттаявших пород со склонов и водораздельных поверхностей, а также бульдозерное перемещение осадков вверх по подводному береговому склону.

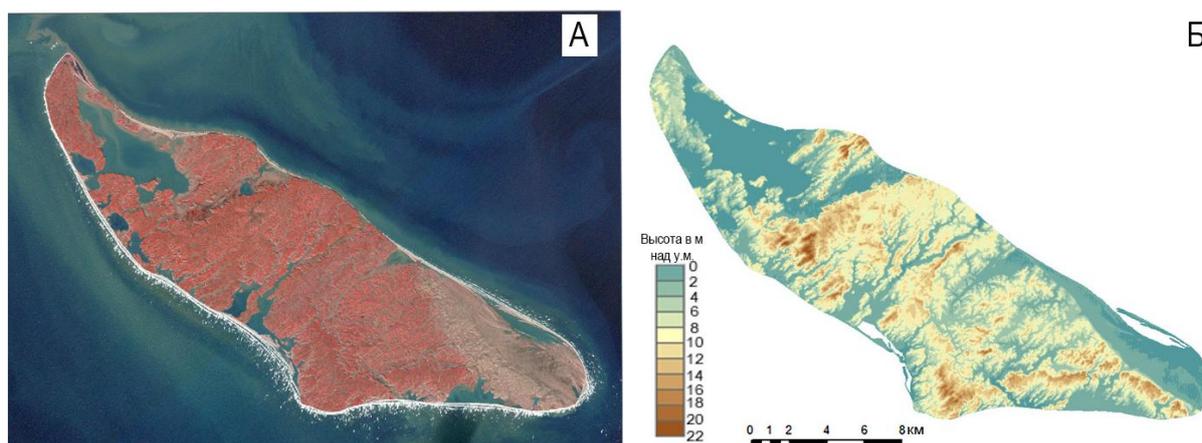


Рис. 1. Изображение острова Визе на космическом снимке со спутника Sentinel-2, 23.09.2020 (А) и цифровая модель рельефа – ArcticDEM (Б)

Детальные космические снимки позволяют фиксировать процесс морозобойного растрескивания с формированием полигонального микрорельефа и повторно-жильных льдов на современных аккумулятивных формах, где размеры полигонов составляют 30-50 м (до 80-100 м). Наиболее явно он выражен с внутренней стороны лагун, формируемых пересыпями, причлененными к скальным породам островов Таймырского

мелководья, где накапливаются наиболее тонкодисперсные фракции осадков. Таковы пересыпи и косы на островах Известий ЦИК, Расторгуева, Русский. На песчаных поверхностях вследствие перемива песков волновыми процессами полигональная сеть выражена в очень редких случаях.

Выводы

1. Развитие современных геологических процессов на малых островах и шельфе арктических морей обусловлено геолого-тектоническими условиями и географическим положением, от которых зависят климатические, гидрологические и геокриологические условия.
2. В эпоху современного потепления климата и сокращения ледовитости характерно ускоренное развитие процессов отступления берегов, наращивания и переформирования аккумулятивных форм. Отступающие берега в большинстве случаев расположены на западных побережьях, нарастающие – на восточных.
3. Для поверхности подавляющего числа островов характерен полигональный микрорельеф плейстоценового возраста с размерами полигонов 10-12 м и голоценового (50-100 м) на аккумулятивных образованиях.
4. Новые космические снимки высокого пространственного разрешения наряду со снимками среднего разрешения за более длительный интервал времени позволяют достаточно полно охарактеризовать экзогенную геодинамику арктических островов, являющихся весьма труднодоступными для полевых исследований.

Литература

1. Балдина Е.А., Ширшова В.Ю., Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Жданова Е.Ю. Динамика береговой линии и состояния поверхности малых арктических островов (Визе и Ушакова) по разновременным оптическим и радиолокационным снимкам // Вестник Московского университета. Серия 5: География. Изд-во Моск. ун-та, 2022. № 1. С. 107-122.
2. Гаврилов А.В., Пижанкова Е.И. Динамика природной обстановки и морфолитогенез на мелководьях Восточно-Сибирской Арктики // Криосфера Земли, Новосибирск. Изд-во ГЕО, 2021. т. XXV, № 3. С. 3-21. <https://www.sibran.ru>
3. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М., Недра, 1970. 548 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Лист S-53-55 (Новосибирские острова). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1998.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Лист Т-41-44 (м. Желания). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист S-44 (Диксон), S-45 (Усть-Тарей). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020
8. Романенко Ф.А. Строение и динамика рельефа островов Карского моря // Динамика Арктических побережий России. М.: Географический ф-т МГУ, 1998. С. 131-153.
9. Романенко Ф. А. Интенсивность геоморфологических процессов на островах и побережьях морей Карского и Лаптевых (по материалам наблюдений полярных станций) // Геоморфология, 2008. № 1. С. 56–64.
10. Романенко Ф. А. Рельеф и четвертичные отложения острова Преображения // Геоморфология, 1996. № 1. С. 81–86.
11. Романенко Ф.А., Баранская А.В., Ермолов А.А., Кокин О.В. Низкие берега Западно–Арктических морей: происхождение, возраст и современная динамика // Вопросы географии. 2015. Сб. 140. Современная геоморфология / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 275–306.

12. Тарасов П. Е., Андреев А. А., Сулержицкий Л. Д., Романенко Ф. А. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 98–104.
13. Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J. I. 2016 (January): The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas, Vol. 45, pp. 1–45. 10.1111/bor.12142. ISSN 0300-9483.
14. EarthExplorer. USGS. Science for changing world. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov> (дата обращения 01.03.2022).
15. https://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer/0 (дата обращения 11.03.2022).

ОВРАЖНАЯ ТЕРМОЭРОЗИЯ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. ЛЕНЫ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Тарбеева А.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, amtarbeevea@yandex.ru

С целью установления влияния изменений климата на возникновение и развитие современной овражной термоэрозии, в 2019 г. были начаты наблюдения за динамикой малых термоэрозионных форм на арктическом побережье Якутии в районе устья р. Лены. Три ключевых участка, представленные естественными и нарушенными ландшафтами с различным рельефом, литологией и льдистостью отложений, показывают разные темпы динамики термоэрозионных форм. Самые высокие скорости отступления вершин оврагов – до 14 м за сезон – наблюдались в отложениях ледового комплекса, что также подтверждается высокими значениями мутности водотоков. Предварительный анализ метеорологических условий за годы наблюдений подтвердил, что не только осадки, но и температурные условия играют роль в образовании рытвин и динамике оврагов в высокольдистой многолетней мерзлоте.

GULLY THERMAL EROSION IN THE MOUTH AREA OF THE LENA RIVER UNDER THE CONDITIONS OF MODERN CLIMATIC CHANGES

Tarbeevea A.M.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, amtarbeevea@yandex.ru

In order to identify the impact of climate change on the emergence and development of modern gully thermal erosion, observations of the dynamics of thermoerosional landforms on the Arctic coast of Yakutia in the estuary area of the Lena River were started in 2019. Three key sites are natural and disturbed landscapes with different geomorphology, lithology and ice-content, which determine different rates of dynamics of thermoerosional forms. The highest rates of the retreat of gully heads - up to 14 m per season, was observed in the ice complex deposits, which is also confirmed by high turbidity values of watercourses. A preliminary analysis of meteorological conditions over the years of observations confirmed that not only precipitation, but also temperature conditions play a role in the formation of rills and the dynamics of gullies in ice-rich permafrost.

Введение

Термоэрозия, под которой понимается эрозия льдосодержащих отложений под одновременным механическим и тепловым воздействием водного потока [8, 16], является одним из основных процессов разрушения многолетнемерзлых пород. Развитие термоэрозии приводит к изменению рельефа, стока воды и наносов, представляет угрозу инженерным сооружениям. Несколько десятилетий назад овражная термоэрозия была ограниченно развита в естественных условиях тундры [10], но в последние десятилетия получает всё большее распространение [13-15]. Это позволяет предположить связь активизации термоэрозии с изменениями климата и определяет актуальность проведения ее мониторинга. Для установления механизмов влияния климатических изменений на возникновение и развитие современной овражной термоэрозии, в 2019 г. были начаты наблюдения за динамикой малых термоэрозионных форм на арктическом побережье Якутии в устьевом районе р. Лены.

Объекты исследований

Наблюдения за динамикой термоэрозионных форм и ее факторами были организованы на трех ключевых участках в окрестностях НИС «Остров Самойловский» в дельте р. Лены (рис. 1), расположенных в сходных климатических, но различных геолого-геоморфологических и геокриологических условиях.

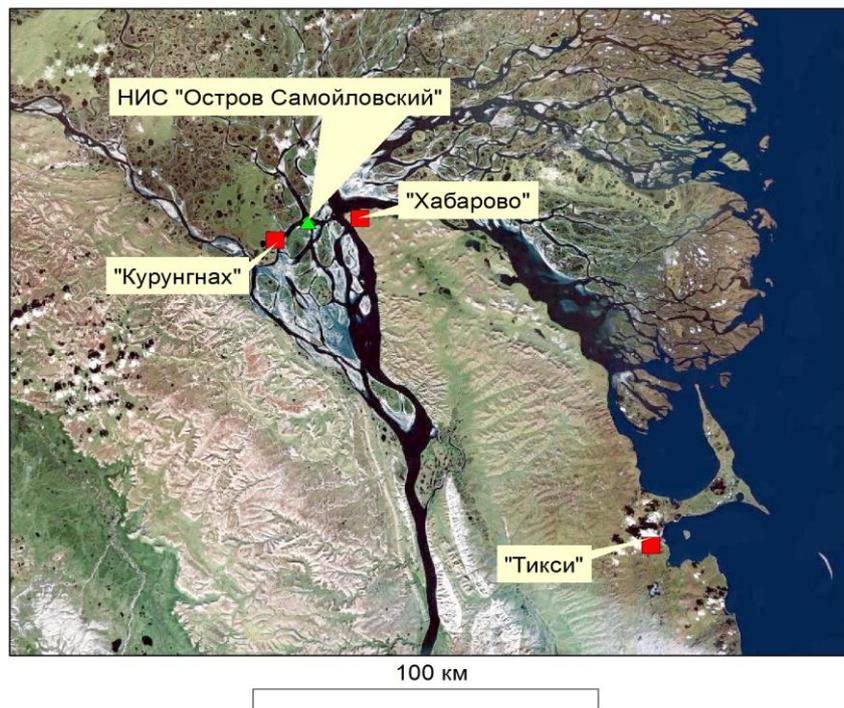


Рис. 1. Расположение ключевых участков и НИС «Остров Самойловский» в районе дельты р. Лены (на снимке Bing Maps)

Участок «Хабарово» расположен в материковой части суши в вершине дельты р. Лены и охватывает пологие склоны отрогов Хараулахского хребта. Вершинные части сопок с абс. отм. до 171 м., сложены грубообломочным элювием палеозойских алевролитов, на склонах переходящие в щебнисто-суглинистые отложения со структурным микрорельефом. Средние и нижние части склонов, имеют крутизну до 5-6 градусов и покрыты толщей легких пылеватых суглинков мощностью до 5 м, пронизанных полигонально-жильными льдами шириной до 1-2 м. Деятельный слой сильнольдистый (весовая влажность достигает 400%). Верхние 10 см представлены торфом и мхом, подстилаемым суглинком с прослоями торфа. Днища долин малых рек и ручьев заполнены слоистыми супесчаными малольдистыми (весовая влажность 40-60%) отложениями, не содержащими мощных льдов. Глубина их протаивания выше, чем на склонах и достигает 1-1,5 м.

Участок «Тикси» расположен в 115 км к юго-востоку от дельты Лены на побережье моря Лаптевых. Здесь исследуется овраг, образованный у подножья северного склона г. Лялькина (абс. отм. 206 м), где к ней примыкает пологонаклонная поверхность, сложенная пылеватыми суглинками с прослоями слабо разложившегося торфа, содержащая мощные (до 2-3 м шириной) полигонально-жильные льды. Предположительно, эта поверхность является прислоненной частью ледового комплекса. Овраг заложился в нижней части вогнутого склона с уклонами 10 градусов и менее на абс. отм. 20-40 м в толще льдистых суглинистых отложений. Толща суглинков имеет мощность до 4-4,5 м, залегает на обломках выветрелых алевролитов.

Участок «Курунгнах» расположен на одноименном острове в дельте р. Лены - останце т. н. третьей террасы, с абс. отм. 40-60 м, сложенном ледовым комплексом: позднеплейстоценовыми пылеватыми отложениями с прослоями торфа, пронизанными мощными (глубина до 15 м, ширина 5-10 м) ледовыми жилами и залегающими на раннеплейстоценовых аллювиальных песках [17]. Здесь исследуются овраги, активно развивающиеся на уступе террасы, подмываемом Оленекской протокой р. Лены.

Участки «Курунгнах» и «Хабарово» расположены в пределах Усть-Ленского государственного заповедника и защищены от антропогенного воздействия на протяжении последних 35 лет. Исследуемый овраг в районе пос. Тикси – единственный, образовавшийся на участке, подверженном антропогенному воздействию: в 50 м выше оврага проходит региональный зимник «Тикси-Найба».

Исследованные эрозионные формы относятся к двум типам: овраги и рытвины [9]. Рытвины – недавно образовавшиеся небольшие эрозионные формы (менее 1-1,5 м глубиной), которые быстро возникают, но могут быть быстро занесены наносами, а могут развиваться в овраг. Овраги – более крупные и стабильные формы, их глубина превышает 1,5 м, как правило, они древнее рытвин.

Методы

Первые наблюдения за динамикой оврагов были проведены в 2019 г. при помощи тахеометрической съемки или измерений расстояний до бровки рулеткой от временных реперов. В 2020 и 2021 гг. наблюдения проводились при помощи съемки с квадрокоптера DJI Mavic mini с последующей плановой привязкой снимков к существующей реперной сети. Повторные снимки позволяют более детально видеть механизмы динамики эрозионных форм.

К настоящему времени повторные наблюдения за динамикой имеются на 5 оврагах и одной рытвине (таблица 1). На участке «Хабарово» наблюдения за их динамикой начаты в 2019 г., на участке «Тикси» - в 2020 г., на участке «Курунгнах» – в 2021 г. В 2021 г. наблюдения проведены дважды: в середине июля после снеготаяния и начале сентября после летних паводков, что позволило отследить внутригодовую динамику.

Таблица 1. Список малых эрозионных форм, на которых проведены повторные наблюдения за динамикой, и время проведения измерений

| № | Название | Координаты, с.ш. в.д. WGS 1984 | Август 2019 | Сентябрь 2020 | Июль 2021 | Сентябрь 2021 |
|------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|----------------|------------------|--------------|------------------|
| Ключевой участок «Хабарово» | | | | | | |
| 1. | Метеорологический овраг | 72°23'40" 126°49'10" | + | + | + | + |
| 2. | Левый Метеорологический овраг | 72°23'46" 126°49'00" | + | + | + | + |
| 3. | Нескучный | 72°23'22" 126°49'52" | + | + | | + |
| 4. | Рытвина №1 | 72°23'32" 126°51'27" | | + | + | + |
| Ключевой участок «Курунгнах» | | | | | | |
| 5. | Овраг №4 | 72°19'39" 126°16'15" | | | + | + |
| Ключевой участок «Тикси» | | | | | | |
| 6. | Овраг в Тикси | 71°37'54" 128°52'43" | | + | + | + |

Помимо динамики эрозионных форм, на исследуемых участках отмечалось появление новых рытвин, проводился отбор проб на определение содержания взвешенных наносов весовым методом.

Для выявления факторов динамики эрозионных форм проводилась оценка метеоусловий в период наблюдений (2019-2021 гг.), а также многолетней динамики климатических и мерзлотных характеристик, для чего анализировались данные близлежащей государственной метеостанции О. Столб [7], расположенной в пределах участка «Хабарово», данные мониторинга сезонно-талого слоя на площадке CALM R51 (на о. Самойловский) [4].

Климатические и мерзлотные условия территории и их изменения

По данным метеостанции о. Столб (1956-2020 гг.), среднегодовая температура воздуха на исследуемой территории составляет минус 12,4°C и имеет тенденцию к повышению со скоростью 0,8°C за 10 лет [3]. Среднеиюльская температура со средним многолетним значением +8,8°C не испытывает очевидного многолетнего тренда, однако средняя из всех летних температур (июнь, июль, август) имеет видимый рост (таблица 2). Среднегодовой слой осадков, около половины из которых выпадает в виде снега, снижается в многолетнем плане. Однако в развитии эрозии основную роль играют ливневые осадки, выражаемые суточным максимумом осадков теплого периода, которые не испытывают видимой динамики в многолетнем плане. Ливневые осадки с интенсивностью более 20 мм/сут. наблюдаются в среднем 1 раз в 4-6 лет (в XXI веке – в 2008, 2012 и 2018 гг.), осадки более 60 мм в сутки наблюдались в 1982 и 2018 гг.

Многолетнемерзлые породы на территории исследования имеют сплошное распространение, их мощность достигает нескольких сотен метров. Температура многолетнемерзлых пород с 1998 по 2002 гг. повысилась с -9,1° до -7,7 °C [12]. Глубина сезонного оттаивания на площадке CALM R51 (о. Самойловский) с 2006 г. изменялась от 41 до 63 см [4], не имея однозначной связи с изменением температур. При этом отмечалось проседание поверхности рельефа за счет вытаявания внутригрунтового льда со скоростью до 4 см в год [11].

Таблица 2. Основные климатические характеристики за период полевых работ (2019-2021 гг.) по м.с. Столб в сравнении со среднемноголетними и данными о глубине сезонного оттаивания (площадка CALM R51)

| Характеристика | 2019 | 2020 | 2021 | Средняя за 1956-2021 гг. (с пропусками) | Средняя за 2006-2021 гг |
|--|-------------|-------------|-------------|--|--------------------------------|
| Среднегодовая температура воздуха, °C | -9,8 | -7,7 | -11,0 | -12,4 | -10,7 |
| Средняя летняя температура (июнь-август), °C | 9,8 | 9,9 | 10,3 | 7,2 | 8,3 |
| Годовая сумма осадков, мм | 158 | 184 | 195 | 226,8 | 184,7 |
| Суточный максимум осадков теплого периода (май-август), мм | 11 | 5 | 19 | 18,33 | 17,7 |

| | | | | | |
|--|----|----|----|---|------|
| Максимальная глубина сезонно-талого слоя (СТС), см | 51 | 59 | 63 | - | 52.6 |
|--|----|----|----|---|------|

За время проведения работ, как и за весь период наблюдений, 2020 г. был самым теплым (таблица 2). При этом средняя летняя температура (июнь-август) в последние годы направленно повышалась, достигнув абсолютного максимума в 2021 г. В 2020 и 2021 гг. наблюдались максимальные глубины сезонного оттаивания, которые достигли 59 и 63 см соответственно [4]. За период наблюдений годовой слой осадков по м.с. «О.Столб» был ниже средних многолетних значений за 1956-2021 гг., но практически соответствовал средним значениям за 2006-2021 гг. Суточный максимум осадков теплого периода в 2020г. составил всего 5 мм. В 2021 г. суточный максимум осадков составил 19 мм (27 августа 2021 г.) [1], что близко к среднемноголетним значениям. Такие осадки повторяются примерно раз в 5 лет. Наибольшие суточный максимум осадков теплого периода (66 мм) наблюдался в 2018 году – за год до начала наблюдений.

Динамика малых эрозионных форм

На участке «Хабарово» большинство оврагов в настоящее время стабильны: их борта преимущественно задернованы, а ниже оврагов наблюдаются обширные задернованные области аккумуляции наносов, свидетельствующие о значительных выносах материала из оврагов в прошлом. Для оврагов характерен быстрый рост в первые годы их образования, после чего темпы роста снижаются, и происходит стабилизация [2]. Овраги участка «Хабарово» приурочены к верховьям малых долин, заполненным малольдистыми отложениями, не содержащими мощных льдов, с глубиной сезонного оттаивания до 1 м, поэтому роль вытаивания льда в развитии этих оврагов невелика. Оползание бортов оврагов происходит за счет длительного залегания снежников, а существенные переформирования происходят лишь в результате сильных паводков. Так, отступление бровки оврага Метеорологического на 1,6 м, зафиксированное с 2019 по 2020 г, определялось отседанием крупного блока дернины и, по-видимому, было запоздалым следствием паводка 2018 г, когда выпало 66 мм осадков за сутки. В результате паводка 27 августа 2021 г., вызванного осадками 19 мм, отступаний бровок оврагов не наблюдалось. Но наблюдался размыв берегов и аккумуляция наносов на пойме ручья в верховьях которого развит исследуемый овраг.

В то же время, на пологих склонах, сложенных суглинками с включением ледяных жил в 2020 и 2021 гг. наблюдалось образование новых рытвин, заложившихся по краям термокарстовых ложбин стока [6]. Наблюдения на Рытвине №1 показали, что она образовалась при вытаивании ледяных жил в течение одного сезона, но уже на следующий год произошло ее расширение и выколачивание в результате вытаивания обнаженного льда в ее бортах.

Овраги участка «Курунгнах», формирующиеся на вогнутом подмываемом берегу Оленекской протоки р. Лены, испытывают интенсивный рост, связанный как с повышенными уклонами, в условиях размыва их устьев водами р. Лены, так и с их формированием в очень высокольдистых отложениях ледового комплекса. При этом овраги, расположенные вдали от русла Лены, также имеют следы роста и обрушения бортов, что говорит о том, что не только активный размыв берега Лены является причиной их развития. В верховьях оврагов повсеместно обнажаются жильные льды. Для верхних частей оврагов характерно образование тоннелей во льду с последующим обрушением их кровли и выходом русла на поверхность. А на задернованных склонах часто наблюдаются выносы мелкозема из-под дернины, которых особенно много было зафиксировано в 2021 г. Пока повторные наблюдения имеются лишь на Овраге №4. С июля по сентябрь 2021 г. вершина оврага №4 на о. Курунгнах продвинулась вверх на 14

м, при этом боковые стенки оврага отступили на 10 м за счет оползания деятельного слоя, особенно на склонах южной экспозиции [5].

Овраг Тикси возник в начале августа 2020 г. Образованию оврага способствовала концентрация стока воды по колеям зимника, пересекающего склон в 50 м выше вершины оврага. Зимник существует уже несколько десятков лет, но местные жители не помнят случаев возникновения эрозионных форм прежде. Лето 2020 г. отличалось умеренной интенсивностью осадков, но было аномально теплым, что позволяет предположить существенную роль температурных условий и, возможно, глубины сезонного оттаивания на начальных этапах развития термоэрозионных форм в условиях льдистых отложений. Рост исследуемого оврага происходил очень быстро, так как в его бортах обнажались мощные ледяные жилы: к 2021 г. его длина составила 50 м, а глубина – около 4 м. Глубинный рост оврага ограничен близким залеганием коренных пород (алевролитов). За два летних месяца 2021 г. вершина оврага Тикси продвинулась вверх на 5,6 м, вершина его левого отвершка – на 3,8 м [5]. Ширина оврага выросла с 11 до 14 м. Глубина оврага несколько уменьшилась по сравнению с максимальной за счет его заполнения наносами.

В целом, наблюдения за динамикой термоэрозионных форм показали, что среди выбранных ключевых участков, наиболее активны овраги ключевых участков «Курунгнах» и «Тикси», сложенных отложениями с включениями мощных ледяных жил (таблица 3). При этом на участке «Хабарово», где льдистость отложений на склонах и в долинах рек различна, наиболее активно развиваются рытвины в льдистых отложениях склонов.

Таблица 3. Появление и рост термоэрозионных форм на ключевых участках за период наблюдений (н.д. – нет данных, наблюдения не проводились)

| Интервалы наблюдений | Курунгнах | Тикси | Хабарово |
|---------------------------|---|--|---|
| Август 2019-сентябрь 2020 | Н.д. | Возник новый овраг длиной 14,5 м. | Отступление бровки Метеорологического оврага составило 1,6 м. Положение бровок остальных оврагов не изменилось. Возникла одна новая рытвина |
| Сентябрь 2020-июль 2021 | Н.д. | Длина оврага Тикси достигла 50,5 м | Положение бровок оврагов не изменилось. |
| Июль 2021-сентябрь 2021 | Линейный прирост оврага №4 составил 14 м, ширина оврага увеличилась на 10 м | Длина оврага Тикси достигла 54 м, образовался новый отвершек | Положение бровок оврагов не изменилось. Возникли 2 новые рытвины |

Интенсивность динамики оврагов хорошо соотносится с данными о концентрации взвешенных наносов в овражных водотоках. Максимальные значения мутности в июле 2021 г. наблюдались в оврагах участков «Курунгнах» и «Тикси» (550-670 мг/л). Они были на два порядка выше, чем мутность в оврагах и рытвинах участка Хабарово (1-5 мг/л).

Выводы

Короткий период наблюдений за динамикой оврагов пока не позволяет сделать статистически значимых количественных оценок динамики, но позволяет установить качественные различия и выявить некоторые закономерности и механизмы развития оврагов и рытвин и влияющие на них факторы.

В целом, наибольшие темпы развития имеют овраги, сформированные в высокольдистых отложениях ледового комплекса. В динамике оврага участвуют как процессы термоэрозии и термокарста, так и оползневые процессы, связанные с нивацией или сползанием деятельного слоя, имеющие свои закономерности развития и определяющие факторы.

На активность оврагов влияют не только паводочные события, но и температура воздуха и глубина протаивания, определяющие развитие оползневых процессов и субэдральное вытаивание обнаженного льда, температуру склоновых вод и возможность их проникновения в толщу льдосодержащих отложений для образования тоннелей во льду.

Рост летних температур и понижение кровли многолетнемерзлых пород, повышение температуры склоновых вод приводят к образованию новых рытвин и оврагов, формирующихся в отложениях с включением ледяных жил за счет теплой составляющей водного пока.

Благодарности

Полевые работы выполнены в рамках экспедиций «Лена-2019», «Лена-2020» и «Лена-2021» при поддержке РФФИ проект № 20-05-00840. Методические работы выполнены в рамках ГЗ № 121051100166-4 Географический факультет МГУ.

The fieldwork carried out as a part of the «Lena-2019», «Lena-2020» and «Lena-2021» Expeditions was supported by the RFBR: project No. 20-05-00840. The methodological studies were carried out within the framework of State Task No. 121051100166-4 Moscow State University.

Список литературы

1. Архив погоды на О.Столб. https://tp5.ru/Архив_погоды_на_о_Столб (дата обращения 01.03.2022)
2. География овражной эрозии. Ред. Зорина Е.Ф. М.: изд-во МГУ. 2006. 324 с.
3. Горохов А.Н., Фёдоров А.Н. Современные тенденции изменения климата в Якутии // География и природные ресурсы. 2018. № 2. С. 111–119. Doi: 10.21782/Gipr0206-1619-2018-2(111-119)
4. Максимальная глубина сезонного оттаивания вечномерзлых грунтов. Электронный ресурс. <http://www.permafrost.su/dataset/максимальная-глубина-сезонного-оттаивания-вечномерзлых-грунтов/resource/d4cd9c3a-fc77-4ca2#%7Bview-map:%7BlatField: !LAT%7D%7D>
5. Тарбеева А.М. Мониторинг овражной термоэрозии на севере Якутии // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований, место издания Санкт-Петербург, том 8, 2021 с. 228-234 DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-228-234
6. Тарбеева А.М., Ефремов В.С., Лебедева Л.С. Термоэрозионные процессы в бассейнах малых рек арктического побережья Якутии вблизи дельты р. Лены // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Санкт-Петербург, АНИИ, том 7, 2020 с. 215-219, DOI: 10.24411/2687-1092-2020-10733
7. Температура воздуха и осадки по месяцам и годам: Столб Остров (Якутия, Россия). Погода и Климат URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/21721.htm> (дата обращения 01.03.2022)
8. Термоэрозия дисперсных пород. М.: Изд-во МГУ. 1982. 194 с.
9. Тимофеев Д.А. Терминология флювиальной геоморфологии. М.: Наука. 1981. 268 с.
10. Эрозионные процессы Центрального Ямала. Под ред. А.Ю. Сидорчука, А.В. Баранова. СПб: РНИИ культурного и природного наследия. 1999. 350 с.

11. Antonova S., Sudhaus H., Strozzi T., Zwieback S., Käab A., Heim B., Langer M., Bornemann N., Boike J. Thaw Subsidence of a Yedoma Landscape in Northern Siberia, Measured In Situ and Estimated from TerraSAR-X Interferometry // *Remote Sens.* 2018, 10, 494; doi:10.3390/rs10040494
12. Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyarov D., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote sensing data and land surface, snow, and permafrost models // *Earth System Science Data.* Vol. 11, 2019. Pp. 261–299. <https://doi.org/10.5194/essd-11-261-2019>
13. Bowden W.B., Gooseff M.N., Balsler A., Green A., Peterson B. J., Bradford J. Sediment and nutrient delivery from thermokarst features in the foothills of the North Slope, Alaska: Potential impacts on headwater stream ecosystems // *Journal of Geophysical Research.* Vol. 113. 2008. G02026. doi:10.1029/2007JG000470.
14. Godin E., Fortier D., Coulombe S. Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss // *Environmental Research Letters.* Vol. 9. 2014. 105010 (10 pp.) <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/9/10/105010>.
15. Gooseff M. N., Balsler A., Bowden W. B., Jones J. B. Effects of hillslope thermokarst in northern Alaska // *Eos. AGU.* Vol. 90. N 4. 2009. Pp. 29–30.
16. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Ed. by van Everdingen R.O. International Permafrost Association; 1998 (revised 2005).
17. Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N. Late Quaternary history of the Lena Delta // *Quaternary International.* Vol. 98. 2002. Pp. 119-134.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАСЧЁТНОЙ СХЕМЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ТЕМПЕРАТУРЕ ВОЗДУХА И ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Фролов Д.М.¹, Колобова Е.А.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; denisfrolov@mail.ru

Влияние естественного покрова (в первую очередь снежного покрова) на распределение теплового поля в грунте и глубину промерзания грунта очень существенно. Для изучения этого процесса в работе рассматриваются данные проводимых на территории метеообсерватории МГУ наблюдений за температурой воздуха, толщиной снежного покрова и глубиной промерзания грунта по вытяжным термометрам и мерзлотомерам системы Данилина и Ратомского на оголенной площадке и под естественным покровом. При помощи этих данных производится верификация расчётов глубины промерзания по построенной расчётной схеме. Расчётная схема также применяется для оценки глубины промерзания грунта на севере ЕТР (Нарьян-Мар, Сыктывкар), для Приэльбрусья (Азау-Терск) и для Тянь-Шаня (Анзобский перевал). Везде производится также верификация расчётов.

RESULTS OF THE APPLICATION OF THE CALCULATION SCHEME FOR ASSESSING THE DEPTH OF SOIL FREEZING BASED ON DATA ON AIR TEMPERATURE AND SNOW COVER THICKNESS

Frolov D.M.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; denisfrolov@mail.ru

The influence of natural cover (primarily snow cover) on the distribution of the thermal field in the soil and the depth of freezing of the soil is very significant. To study this process, the paper considers data from observations of air temperature, snow cover thickness and ground freezing depth carried out on the territory of the Moscow State University Meteorological Observatory using exhaust thermometers and permafrost meters of the Danilin and Ratomsky systems on a bare site and under natural cover. With the help of these data, the calculations of the freezing depth are verified according to the constructed calculation scheme. The calculation scheme is also used to estimate the depth of soil freezing in the north of the ETR (Naryan-Mar, Syktyvkar), for the Elbrus region (Azau-Terskol) and for the Tien Shan (Anzob Pass). Calculations are also verified everywhere.

В России минувший год проявил себя в целом намного холоднее рекордного 2020 года: аномалия среднегодовой температуры (относительно базового периода 1961-1990) составила 1.3 градуса, что почти на 2 градуса меньше, чем в предыдущем году (рис. 1). Такой температурный режим в первую очередь связан с резко контрастными летним и зимним сезонами. Лето было на 2 градуса теплей, а зима - на 0.5 градуса холодней нормы 1961-1990. Зима 2020/21 была среди 25% самых холодных зим с 1936 года. За последние 30 лет лишь три зимы были холоднее (2009/10, 2005/06, 2000/01).

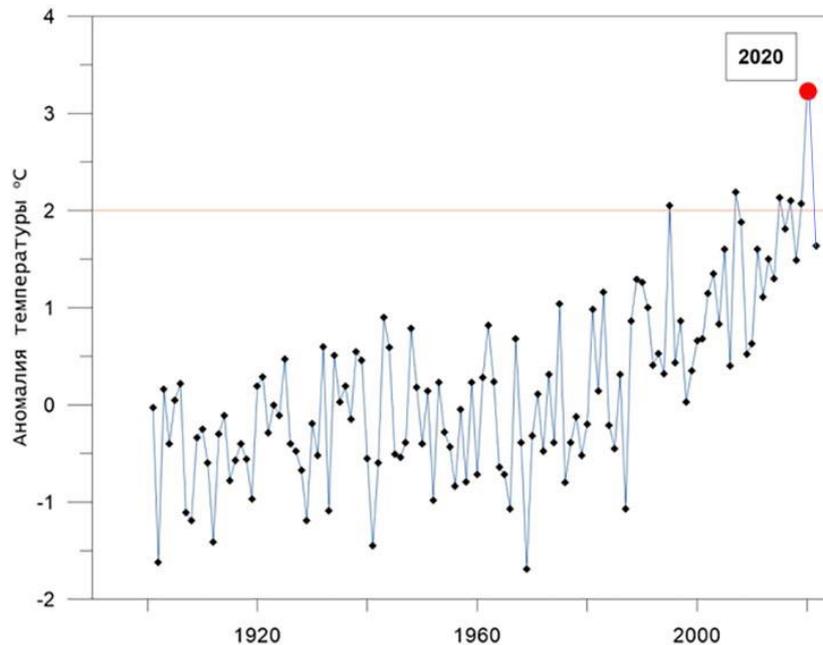


Рис. 1. Изменение годовой температуры воздуха на территории России (её аномалия относительно нормы 1961-1990) (<http://www.meteorf.ru/press/news/27187/>)

Для изучения влияния естественного покрова (в первую очередь снежного покрова) на распределение теплового поля в грунте на территории метеообсерватории МГУ ведутся наблюдения за температурой воздуха, толщиной снежного покрова и глубиной промерзания грунта по вытяжным термометрам и мерзлотомерам системы Данилина и Ратомского на оголенной площадке и под естественным покровом. Наблюдения ведутся сотрудниками метеообсерватории фактически, начиная с момента её основания - даты постройки главного здания МГУ, примерно 1953 год. В последнее время также ведутся работы по изучению пространственной и временной неоднородности снежной толщи, а также производится моделирование, позволяющее оценить влияние снежного покрова на глубину промерзания грунта в черте города Москвы и Подмосковье. Осенью 2021 года на метеоплощадке была также пройдена термометрическая скважина глубиной 18 метров с полным отбором керна. В скважине предполагается установить термокосу с логгером для наблюдения и записи температуры воздуха, снежного покрова и грунта на разной глубине.

На кафедре геокриологии геологического факультета Московского государственного университета МГУ имени М.В. Ломоносова работы по моделированию и оценке влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание горных пород с применением ЭВМ ведутся 1960х годов [3, 7]. По разработанной автором методике и расчётной схеме в данной работе ведутся расчёты теплового поля на основании данных о толщине снежного покрова и температуры воздуха с использованием уравнения теплопроводности для трехслойной среды: снег - мёрзлый грунт - талый грунт и с фазовым переходом на границе между мёрзлым и талым грунтом. В расчётной схеме предлагается линейное изменение температуры в средах. Произведены расчёты для ряда зимних периодов динамики глубины промерзания грунта с учётом влияния снежного покрова для метеообсерватории МГУ [4]. Показана хорошая согласованность результатов расчётов с данными фактических наблюдений. Подобное проделано также для оценки глубины промерзания грунта на севере ЕТР (Нарьян-Мар, Сыктывкар) [2], для Приэльбрусья (Азау-Герскол) [5] и Тянь-Шаня (Анзобский перевал) [6].

Так результаты расчётов максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова для метеообсерватории МГУ, а также их сравнение с данными натурных наблюдений представлены на рис. 2.

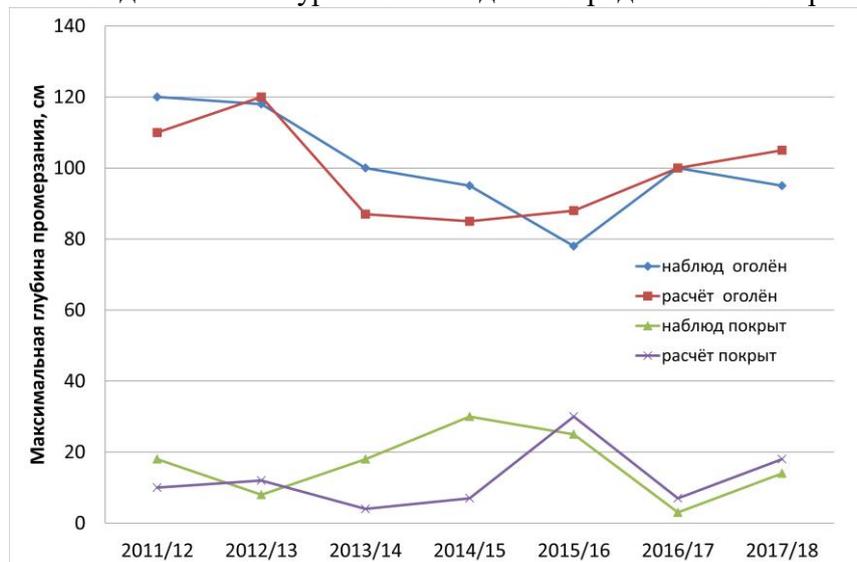


Рис. 2. Максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова по данным расчётов и натурных наблюдений для метеообсерватории МГУ.

Как видно из рис. 2, результаты расчётов максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова для метеообсерватории МГУ хорошо согласуются с данными натурных наблюдений. Результаты расчётов максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова для метеостанции Терскол (Азау, Приэльбрусье), представлены на рис. 3 и таблице 1. Данные натурных наблюдений максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова на метеостанции Терскол (Азау, Приэльбрусье) представлены в статье [1]. Полученные результаты расчётов максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова для метеостанции Терскол (Азау, Приэльбрусье), также хорошо согласуются с этими данными натурных наблюдений.

Результаты расчета максимальной глубины промерзания грунта для метеостанции Терскол за зимние периоды 2015/16-2019/20 приведены в таблице 1.

Согласно расчётам, грунт под снежным покровом остается мёрзлым в Приэльбрусье с декабря по апрель. Мощность накапливаемого снежного покрова может достигать при этом полуметра и более. При этом грунт под покрытой снежным покровом поверхностью промерзает согласно расчётам в среднем на 20 и более сантиметров. В случае частичного или полного сдувания снежного покрова промерзание грунта может происходить на глубину до 1 метра и более и длиться более продолжительный период. Таким образом, предложенный метод расчёта динамики глубины промерзания грунта на основе данных о температуре воздуха и толщине снежного покрова позволяет оценить промерзание грунта как фактора устойчивости грунта при строительстве селе- и лавинозащитных сооружений.

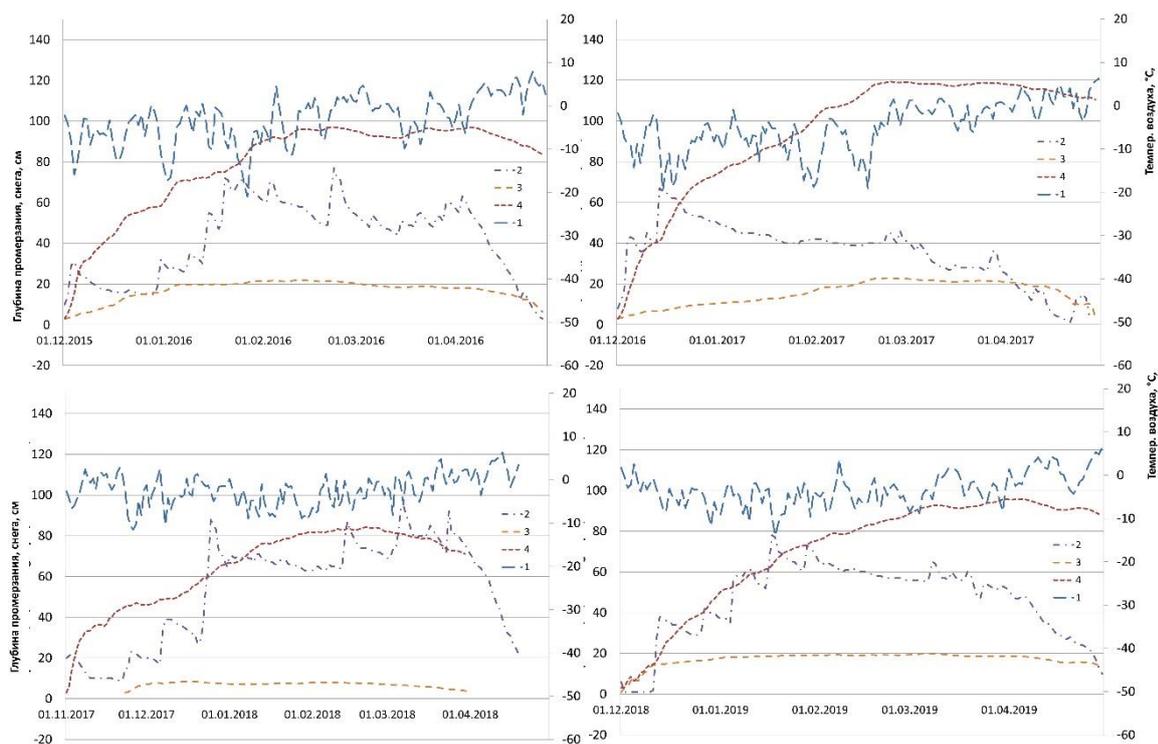


Рис. 3. Максимальной за зимний период глубины промерзания грунта с учётом и без учёта влияния снежного покрова по данным расчётов и натуральных наблюдений для метеостанции Терскол (Азау, Приэльбрусье)

Таблица 1. Изменение максимальной глубины промерзания грунта, средней за февраль толщины снежного покрова и суммы отрицательных месячных температур для метеостанции Терскол за зимние периоды 2015/16-2019/20

| Зимний период | Сумма отриц. мес. температур, °С | Сред. за февраль толщина снежного покрова, см | Макс. глубина промерзания покрытого снегом грунта, см | Макс. глубина промерзания оголённого грунта, см |
|---------------|----------------------------------|---|---|---|
| 2015/16 | -18,7 | 60 | 21 | 97 |
| 2016/17 | -27,7 | 40 | 23 | 119 |
| 2017/18 | -14,2 | 70 | 8 | 83 |
| 2018/19 | -19,4 | 60 | 20 | 96 |
| 2019/20 | | | 20 | |

Снежный покров играет решающую роль для оценки глубины промерзания грунта, поэтому в течение нескольких последних зимних периодов на метеоплощадке МГУ проводятся комплексные исследования снежного покрова методом еженедельного прохода шурфов с полным описанием толщины, стратиграфии и плотности слоёв, слагающих снежную толщу для создания картины временной динамики метаморфизма в течение зимнего периода. Таким образом, проводимые еженедельные наблюдения за строением и свойствами слагающих слоёв снежной толщи в течение зимнего периода позволяют описать динамику метаморфизма и выявить межсезонные закономерности. Также раз в месяц проводится траншея, состоящая из нескольких десятков точек наблюдения и позволяющая установить пространственные неоднородности строения и свойств снежной толщи. Полученные данные позволяют делать выводы о пространственно-временной изменчивости строения и свойств снежной толщи в условиях города Москвы. Также предполагается, что слои снежной толщи формируются

в результате выпадения отдельных снегопадов. Под снегопадом понимается выпадение снега в течение одного или нескольких дней с интенсивностью более 0,1 мм водного эквивалента в сутки.

Работа выполнена в соответствии с госбюджетной темой «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4) и «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (121051100164-0).

Литература

1. Володичева Н.А., Иванов М.Н., Исаков В.А. Криогенные процессы и явления в высокогорье Центрального Кавказа (по результатам зимних экспедиций 2000-2010 гг.) // Материалы четвертой конференции геокриологов России, МГУ имени М.В. Ломоносова, 7–9 июня 2011 г. — Т. 2. — М.: М., 2011. — С. 211–216.

2. Голубев В.Н., Ржаницын Г.А., Фролов Д.М. Оценка глубины промерзания грунта на севере ЕТР на основе данных о термических условиях зимних сезонов и режиме снегонакопления // Сборник докладов расширенного заседания научного совета по криологии Земли РАН Актуальные проблемы геокриологии с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. Т. 2. КДУ Университетская книга Москва, 2018. С. 193–199.

3. Максимова Л.Н., Чижов А.Б., Меламед В.Г., Дубровин В.А., Медведев А.В. Оценка влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание пород (с применением ЭВМ) // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 127–135.

4. Фролов Д.М. Calculations of ground freezing depth under bare and covered with the snow cover ground surface for the site of the meteorological observatory of Lomonosov Moscow state university for winter periods of 2011/12-2017/18 // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. — 2019. — Vol. 10, no. 2. — P. 86–90. <https://doi.org/10.17816/edgcc21203>

5. Фролов Д.М. Impact of snow cover and air temperature on ground freezing depth and stability in mountain area // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. — 2021. — Vol. 12, no. 1. — P. 43–46. <https://doi.org/10.17816/edgcc21205>

6. Фролов Д.М., Кошурников А.В., Гагарин В.Е., Набиев И.А., Додобоев Э.И. Применение расчетной схемы глубины промерзания породы на основе данных о температуре воздуха и толщине снежного покрова при проведении геотехнического мониторинга на Анзобском перевале (Таджикистан) // XVI Общероссийская научно-практическая конференция Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. — М.: М., 2021. — С. 371–377. <https://dx.doi.org/10.25296/978-5-6040982-3-3-2021-12-1-764>

7. Чижов А.Б., Максимова Л.Н., Меламед В.Г., Дубровин В.А., Медведев А.В. Оценка влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание горных пород с применением ЭВМ. // Вопросы криологии Земли. — Наука Москва, 1978.

ЛОКАЛЬНЫЕ КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ

¹Хименков А.Н., ²Кошурников А. В.

¹Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; *e-mail a_khimenkov@mail.ru*

²МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия *e-mail msu-geophysics@mail.ru*

Доклад посвящён рассмотрению локальных криогенных образований, широко распространённых в криолитозоне. Их отличает повышенное содержание определённых компонентов вещественного состава (льда, газа, солей), резкие границы с контактирующими породами, наличие разнообразных деформаций. В геокриологии большинство рассматриваемых образований отнесено к криогенным процессам и явлениям. В докладе показано, что данная группа представляет из себя закономерно построенные геологические тела, имеющие границы, внутренние связи историю развития, что позволяет выделять их, как локальные криогенные геосистемы.

LOCAL CRYOGENIC GEOSYSTEMS

¹Khimenkov A.N., ²Koshurnikov A. V.

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; *e-mail a_khimenkov@mail.ru*

²MSU named after M.V. Lomonosov, Moscow, Russia; *e-mail: msu-geophysics@mail.ru*

The presentation is devoted to the consideration of local cryogenic formations widespread in the permafrost zone. They are distinguished by an increased content of certain components of the material composition (ice, gas, salts), sharp boundaries with contacting rocks, and the presence of various deformations. In geocryology, most of the formations under consideration are classified as cryogenic processes and phenomena. The report shows that this group is a naturally constructed geological body with boundaries, internal links, history of development, which allows them to be distinguished as local cryogenic geosystems.

Введение

В настоящее время в геокриологии имеется значительное количество терминов и понятий, которые требуют уточнения. В данном случае рассмотрим понятия, встречающиеся в каждом учебном пособии или региональной монографии по геокриологии, где обязательно присутствуют разделы «Процессы и явления». В них рассматриваются локальные формы рельефа, встречающиеся в области распространения многолетнемёрзлых пород, связанные с определёнными криогенными процессами (сезонные и многолетние бугры пучения, ПЖЛ, пятна медальоны, курумы, каменные глетчеры, воронки газового выброса и др.) [6, 3, 9 и др.]. В рамках принятых в геокриологии представлений криогенные явления (формы рельефа, морфология криогенных образований) и связанные с ними процессы, определяются фазовыми превращениями влаги в породах, и зависят от физико-географических (зональных, секториальных, высотно-поясных и региональных) и геокриологических условий. Криогенные процессы или их комплексы обуславливают развитие криогенных явлений (образований) и микрорельефа, которые следует рассматривать как геологический результат криогенеза [6]. При этом, формально в одну группу объединены процессы, явления, формы рельефа, геологические образования. Процессы являются основой всех других показателей, при этом не учитывается, что формирующиеся криогенные образования влияют на процессы. Таким образом, нарушается соподчинённость и взаимозависимость различных показателей. Данный подход в целом возможен, но он содержит один существенный недостаток - отсутствует физический объект, в котором совместно реализуются все вышеперечисленные показатели. Процессы, явления, рельеф являются лишь внешними признаками, отражающими изменения, происходящие в локальной зоне геологической среды. Важнее понять, как процессы организованы и локализованы в геологической среде, как их соотношение меняется во времени и как эти изменения реализуются в конечном результате, то есть в объекте, в его морфологии, внутренних связях, структуре, истории развития, причинах возникновения, форме проявления, в особенностях взаимодействия с вмещающими породами. В группу локальных криогенных образований, формирующихся за счёт неоднородности поверхностных условий, также следует включить структуры, залегающие на большей глубине и не выраженные в рельефе (пластовые льды, криопэги, газонасыщенные зоны в многолетнемёрзлых породах). Возможность и даже необходимость их объединения обусловлена общими закономерностями развития, которые будут рассмотрены ниже.

Локальные криогенные геосистемы

Все рассматриваемые в докладе криогенные образования, представляют из себя сложные, но закономерно построенные, криогенные геосистемы сформированные комплексом парагенетически связанных процессов. Данный комплекс процессов, развиваясь на локальном участке, приобретает определённую автономность по отношению к зональным и региональным факторам. При этом формируются локальные криогенные геосистемы, развитие которых проявляется в виде определённых криогенных явлений и форм рельефа. Они формируются за счёт комплекса парагенетически связанных между собой процессов, соотношение которых может меняться во времени. Локальные криогенные геосистемы являются низшим звеном в иерархии криогенных геосистем, формирующих криолитозону. Они встречаются в

толще многолетнемёрзлых пород, деятельном слое и на поверхности. Кратко рассмотрим строения и особенности их формирования.

Сезонные и многолетние бугры пучения

Формирование сезонных и многолетних бугров пучения (гидролакколитов, булгунняхов, пинго) обусловлено совместным действием локального промерзания пород и горизонтальным перераспределением воды в зону промерзания под воздействием криогенного напора. Данные криогенные образования формируются, как за счёт сегрегационного так и инъекционного механизмов льдообразования. Еще в 1937г. М.И. Сумгин указывал, что при формировании сезонных бугров пучения вода, которая сосредотачивается под бугром, может прийти в него со значительного расстояния со стороны, а не с глубины [7]. Для Северной Америки многолетние бугры пучения шириной от 30 до 300 м имеют площадь водосбора от 70 до 700 м в поперечнике [12]. Следует отметить, что перераспределения воды и концентрация его в зоне растущего бугра пучения необходимо как при инъекционном так и при сегрегационном механизме образования. Мощность льдистого ядра определяются соотношением скоростей поступления воды и промерзания. К типичным парагенезам сезонных и многолетних бугров пучения относятся: 1) ледяное или ледогрунтовое ядро, сформированное при миграции связанной воды или серии инъекций свободной воды (в ледяном ядре, отдельные зоны особенно контактирующие с перекрывающими породами могут быть деформированы); 2) деформированные слои вмещающих мерзлых пород со следами пластических и разрывных деформаций растяжения в кровле бугра заполненных льдом.

Бугры на мелководных участках арктического шельфа

В пределах арктического шельфа на поверхности дна имеют распространение изометричные в плане диапироподобные поднятия с относительным превышением до 30-50 м при ширине основания до 70-300 м. На сводах этих поднятий, при глубине менее 0.5 м ниже дна, бурением были вскрыты мерзлые льдистые грунты, подстилаемые тальми осадками насыщенные газом с аномально высоким давлением. Высокое давление приводит к деформаций осадочной толщи скоплением газа с аномально высоким пластовым давлением, содержащимся песчаных линзах. При достижении давления критического значения, вероятно сопоставимого с сопротивлением недренированному сдвигу осадков данной толщи (около 5-30 КПа), происходит деформации, связанные с давлением газа. Данная схема реализуется даже при относительно низком (меньше критического) давления в течение достаточно длительного времени. Деформации в осадочной толще приводят к выжиманию вмещающих отложений в латеральном направлении и вверх по разрезу [7]. При этом, в первую очередь, мобилизуются наиболее льдистые и, соответственно, пластичные (при достаточно больших давлениях) разности. Сами диапировые структуры возникли в результате комплекса парагенетически связанных процессов: деформацией осадочной толщи под давлением поступающих снизу газовой-водяных флюидов; формированием подводных гидролакколитов за счёт замерзания привнесённых с глубины пресных напорных вод в зону отрицательных температур; дополнительного промораживания водонасыщенных морских осадков за счёт дроссельного эффекта при подъёме напорных газов из нижних горизонтов; в результате возникновения аномально высоких пластовых давлений за счёт диссоциации газогидратов [5].

Пластовые залежи подземных льдов

Впервые термин «пластовые залежи» использовал П. А. Шумский [11] для обозначения одной из форм залегания инъекционных льдов. Таким образом, с самого начала данный термин оказался связанным с конкретным механизмом образования. В дальнейшем это понятие становится более широким и уже не несет в себе генетической нагрузки. Этим термином стали называть все монолитные тела подземных льдов

нежилого генезиса. Отмечены ледяные тела мощностью в десятки протяженностью в сотни метров. В результате многолетней дискуссии выделились три основные генетические группы процессов, формирующих пластовые залежи: 1) погребение ледяных тел, сформировавшихся в субэраляльных условиях; 2) миграция связанной воды к фронту промерзания и формирование сегрегационных льдов; 3) выделение объемов свободной воды в грунтовом массиве, их промерзание и формирование инъекционных ледяных тел. На отдельных участках встречаются ледогрунтовые слоистые образования со следами интенсивных динамических процессов, которые деформируют пластовые льды и перекрывающие их льдистые суглинки, что свидетельствует о значительных локальных деформациях направленных снизу вверх. При этом, получает развитие сложная, саморегулирующаяся геосистема, в которой за счёт криогенного напора происходит концентрация внутригрунтовых вод, происходит гидроразрыв с выделением водяных линз и последующим формированием слоёв льда и развитием локальных зон деформаций уже сформировавшихся мёрзлых пород. Различные элементы криогенного строения отражают стадии развития данной геосистемы.

Повторно-жильные льды

Ведущим процессом формирования полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) является ежегодное морозобойное растрескивание, поступление воды в трещину и ее замерзание. Многократное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к образованию особых форм полигонального рельефа. Отдельная ледяная жила в общем виде представляет из себя криогенную систему, включающую самую жилу, состоящую из множества элементарных деформированных жилок; режеляционной каймы по краям вертикальных стенок, соответствующей процессу течения льда по контакту жилы и вмещающей мёрзлой породы; слоя сегрегационного прозрачного льда, перекрывающего жилу. Непосредственно к стенкам жилы примыкает зона деформированных смещающих отложений со следами разрывных и пластических деформаций. Нарастающее внутреннее давление приводит к перекристаллизации льда и динамометаморфизму, в некоторых случаях связанного с выжиманием конжеляционного льда, заполнявшего морозобойные трещины [6].

Газонасыщенные зоны в сезонно- и многолетнемёрзлых породах

Отличительной чертой газосодержащих геосистем криолитозоны является повышенное содержание газовой составляющей, превосходящее фоновые значения вмещающих пород. Формирование данной геосистемы связано с разными причинами: преобразование накопленного в осадках органического вещества в биогенный газ, или с поступлением газа из посторонних источников (криогенная концентрация, движение катагенного газа по тектоническим деформациям). Вне зависимости от генезиса газа и причин, вызывающих его перераспределение, происходит формирование газодинамической геосистемы, состоящей из нескольких связанных между собой зон: первичного формирования газа, области транзита и области накопления. Каждая зона соответствует определенной стадии перераспределения газа в ММП. Данная геосистема имеет четкие границы, определенную морфологию, свойства и структурные связи, определяемые индивидуальными особенностями строения ММП и неоднородностями температурного поля. Разнообразные геологические условия (состав, строение, условия и глубина залегания и др.) обуславливают строение формирующихся геосистем, динамику, стадии и жизненный цикл их развития. [10]. Изучение газонасыщенных мерзлых пород находится в начальной стадии.

Воронки газового выброса

Формирование воронок газового выброса реализуется в виде внезапных газодинамических выбросов, обязательным условием которых является наличие достаточно высокого (аномального) пластового давления природных газов, в связи с чем эти явления с полным основанием можно определить как газодинамические. Необходимым условием формирования воронок газового выброса (включая их подготовительную стадию, весьма важную, в частности, в диагностическом и прогностическом отношениях) является наличие в пустотном пространстве пород достаточно большого количества высоконапорных, т. е. обладающих аномально высоким пластовым давлением, газов. При этом не имеют значения происхождение и состав самого газа, обязательным условием является достижение необходимого давления. Выброс газа относится к физическим взрывам и является конечным итогом длительной истории формирования, миграции и накопления газового флюида в локальных зонах. Поэтому формирование воронок газового выброса относится к области формирования газодинамических геосистем криолитозоны [10].

Мерзлотные каменные глетчеры

Мерзлотные каменные глетчеры – результат сингенетического промерзания слоев грубообломочного материала, накапливающегося в основании крутых склонов вследствие коллювиального и коллювиально-криогенного сноса. Наращивание мощности каменных глетчеров происходит главным образом в летний период путем замерзания атмосферных осадков и талых снеговых вод на поверхности. Содержание льда в среднем составляет около 50% его объема. В результате сезонного намораживания конжеляционного (натечного, гольцового) льда происходит послойная цементация грубообломочного материала, обильно поступающего со склонов и стенок каров. Поэтому разрезы каменных глетчеров имеют более или менее выраженное слоистое строение. Активные каменные глетчеры под действием силы тяжести испытывают медленные пластические деформации (течение) и скольжение, выражающиеся в движении этих образований вниз по склону или по долине [2].

Курумы

На скальных склонах формируются курумы – подвижные каменные образования. Нижние части некоторых из них представляют из себя ледогрунтовой слой, пластические деформации которого приводят к перемещению курума вниз по склону. Выделяются три основных зоны (пояса) развития курумов. Во-первых, пояс мобилизации грубообломочного материала, в верхней части склона. Здесь курумов еще нет, но за счет процессов выветривания формируется скопление грубообломочного материала, который в последующем вовлекается в движение. Во-вторых, пояс собственно курумов – подвижных каменных склонов и потоков. Здесь происходит транзит курумного чехла. В-третьих, это пояс аккумуляции грубообломочного курумного материала. В каждом из поясов выделяется ряд самостоятельных фаций, которые объединены по принадлежности к выделенным поясам и отражают их основные особенности: фации внешнего пояса питания, фации пояса транзита, фации пояса аккумуляции. В фации внешнего пояса входят: 1) фация блоков отседания, 2) фация выветривания скальных пород, включающая субфации сплошного и дифференцированного выветривания скальных пород; 3) фация выветривания скальных пород и выпучивания обломков на поверхность с двумя субфациями сплошного и дифференцированного по площади выветривания и выпучивания; 4) фация выветривания скальных пород и суффозии дисперсного материала, 5) фация выпучивания грубообломочного материала из супесчано-суглинистых отложений с субфациями сплошного и дифференцированного выпучивания. Развитие курумов сопровождается сменой соотношений фаций и подфаций, причем каждая субфация располагающаяся ниже по склону проходят стадии развития фаций и субфаций

находящихся выше по склону. То есть наблюдается самоорганизация и направленная перестройка данных криогенных геосистем [8].

Структурные криогенные образования деятельного слоя.

На Крайнем Севере, на севере Евразии и Канады, в тундрах Шпицбергена, Аляски, Скандинавии и в альпийских горных областях встречаются мелкие структурные формы «пятна-медальоны», каменные многоугольники («венки», кольца, полосы, «реки», сети и т. д.). Каменные многоугольники представляют собой круги или многоугольники диаметром от 1 до 2,5 м с вязкой глинистой почвой, содержащей большее или меньшее количество щебня и обломков, окаймленные по периферии валиком из преобладающего каменного материала. Они отличаются сортировкой и определенным распределением материала. Эти формы образуются в результате комплекса процессов. Прежде всего, они связаны с мелкополигональным растрескиванием и образованием при неравномерном промерзании сверху и с боков закрытых (замкнутых) систем талого грунта в слое сезонного оттаивания. В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что и обеспечивает переход тиксотропного влажного грунта внутри блоков в пластично-текучее состояние. При этом происходят разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной грунтовой массы. Наряду с этим может происходить и ориентированное выпучивание каменного материала. Кроме того, образование мелкополигональных форм может происходить в результате конвекции текучего материала различной плотности из-за различного содержания каменных обломков и изменения плотности самой воды вблизи 0 °С. Более легкий материал при этом движется в теплое время года в центре из глубины к поверхности, а на последней — от центра к периферии, где идет обратно вглубь [6, 9].

Криопэги

Первичное промерзание водонасыщенных засоленных морских осадков вызывает резкое увеличение минерализации поровых растворов в результате криогенной сепарации. В основании мерзлых пород начинают формироваться горизонты минерализованных отрицательно-температурных вод, называемых криопэгами. По латерали и вертикали границы криопэгов не выдержаны, что связано с пестротой литологического состава грунтов, их фациальной изменчивостью и различием в засоленности осадков. Прослеживается зависимость значений минерализации вод в криопэгах от температуры, она находится в диапазоне равновесных значений соответствующих разбросу температур грунтов данного района. В теплый период минерализация и давление в криопэгах уменьшается, их размеры увеличиваются, в холодный – наоборот минерализация и давление увеличивается, а размеры уменьшаются [1].

Обсуждение материалов

Все рассматриваемые в докладе криогенные образования имеют признаки геосистем, определяемых нами как локальные криогенные геосистемы, представляющие из себя естественно исторические геологические тела (пусть даже небольших размеров), каждое из которых имеет своё строение, морфологию, историю развития, отличающие их от аналогичных показателей вмещающих или контактирующих с ними пород. В развитии данных геосистем наблюдается определённая двойственность, с одной стороны их морфология, встречаемость, интенсивность связаны определённым образом с зональными и секториальными закономерностями теплообменных процессов. При этом, гораздо большую роль играет зависимость их формирования от внутренних закономерностей, массообменных процессов, поддерживающих постоянство потоков вещества (воды, газа, солей, обломочного материала) из окружающего пространства, в зону формирующейся локальной криогенной геосистемы. Под растущими буграми пучения и в зоне образования пластовых льдов закладывается своеобразный фронт

промерзания, концентрирующий водные потоки; в зонах образования первичных ПЖЛ создаются условия для дальнейшего растрескивания и поступления воды; в образовавшихся первичных полигонах деятельного слоя формируются своеобразные структуры, в которых происходит вынос каменистого материала и распределение его в горизонтальном направлении: формирование первичных газонасыщенных зон приводит к деформации вмещающих пород, и возможности поступлений новых порций газа; замерзание воды в скальных породах приводит к выпучиванию каменных обломков и формированию новых каналов проникновения воды и формирования ледяной подложки в курумах и каменных глетчерах; криогенная сепарация грунтовых вод приводит к увеличению их минерализации и улучшению условий формирования криопэггов. Локальные криогенные геосистемы могут встречаться, как в эпигенетических, так и сингенетических мёрзлых породах, во всех генетических типах пород, на всех геоморфологических уровнях и элементах рельефа. Данные криогенные образования резко отличаются по строению и условиям залегания от вмещающих или контактирующих с ними пород. Для них типичны многочисленные пластические и разрывные дислокации, обусловленные повышенными давлениями, возникающими в период формирования. При изучении особенностей формирования локальных криогенных геосистем чрезвычайно важно выявить начальные природные условия, способствующие их зарождению. В своей последней работе В. А. Кудрявцев подчёркивал, что при решении задач промерзания-оттаивания верхних слоёв литосферы все геокриологические закономерности обычно связываются с динамикой температурных полей, поэтому большая часть закономерностей остаётся невыясненной. При определении верхних граничных условий чрезвычайно важным является учёт влияния комплекса природной обстановки в целом и каждого его компонента в отдельности при существенном изменении последних во времени [4]. В отношении изучения локальных криогенных геосистем, данный подход является наиболее плодотворным.

Заключение

Глобальные теплообменные процессы на границе литосферы и атмосферы обуславливают развитие эпигенетических и сингенетических многолетнемёрзлых пород, имеющих сплошное площадное распространение в виде покровов, ориентированных, как правило, параллельно дневной поверхности. Наряду с ними в криолитозоне встречаются локальные криогенные образования, строение которых резко отличается от вмещающих пород. Их морфологические и текстурные особенности свидетельствуют о локальном перераспределении потоках вещества в жидком, твёрдом и газообразном состоянии, в промерзающих и мёрзлых и оттаивающих породах. Данные структуры представляют из себя закономерно построенные геологические тела, со своими границами, внутренними связями, историей развития, что позволяет выделять их, как локальные криогенные геосистемы.

Данные геосистемы являются наиболее динамичными объектами криолитозоны, чутко реагирующими на малейшие изменения природной среды. Их формирование или разрушение часто носит катастрофический характер. Иногда направленность их развития может отличаться от общих территориальных или зональных тенденций изменения мёрзлых пород. Например, под влиянием современного потепления климата на обширных площадях криолитозоны России в последнее десятилетие сложились благоприятные условия для деградации ММП. В то же время, во всех климатических зонах имеются локальные участки, на которых происходит новообразование ММП (лайды, косы, аккумулятивные острова, поверхности спущенных озёр (хасыреев), участки талых болот, на которых, начинают формироваться многолетние бугры пучения, или скопления крупнообломочного материала в которых формируются естественные и

техногенные каменные глетчеры). Несмотря на длительную историю изучения данных криогенных образований, многое в понимании закономерностей их развития ещё не удалось выяснить. Наиболее перспективным методологическим направлением, при исследовании локальных криогенных геосистем, является использование геосистемного подхода, позволяющего комплексно рассмотреть вопросы их строения и истории развития. В методическом и технологическом аспектах наибольшего эффекта следует ожидать от более широкого применения структурных исследований и геофизических методов, позволяющих выявить морфологию, строение и пространственные параметры рассматриваемых геологических объектов.

Список литературы

1. Аксенов В.И., Бубнов Н.Г., Клинова Г.И., Иоспа А.В., Геворкян С.Г. Фазовые превращения воды в мерзлых грунтах под воздействием криопэгов//геоэкология, 2010. №1. С.40-51.
2. Галанин А. А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации// ВЕСТНИК СВНЦ ДВО РАН. 2010, № 4. С. 2–11.
3. Ершов Э. Д. Общая геокриология М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.
4. Кудрявцев В. А. Исходные положения теплофизических (геофизических) основ мерзлотоведения /Проблемы геокриологии. М.: Наука. 1983. С. 21-27.
5. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцова и Карского морей. Новосибирск.: Наука, 1995. 198с
6. Романовский Н. Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
7. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937. 379 с.
8. Тюрин А. И., Романовский Н. Н., Полтев Н. Ф. Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. С. 149.
9. Харрис С. А., Брушков А. В., Чэн Годун Геокриология. Характеристики и использование вечной мерзлоты. Т. I Москва; Берлин. Директ-Медиа, 2020. 437 с.
10. Хименков А.Н., Власов А. Н., Брушков А. В., Кошурников А, В. и др. Геосистемы газонасыщенных многолетнемёрзлых пород М.: Геоинфо, 2021. 288 с.
11. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М. : Изд-во АН СССР, 1955.
12. Mackay J. R. Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula Area, Northwest Territories // Geogr. Phis. Quart, 1979. V. 33, № 1. P. 3–61.

Секция 6

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И РЕАКЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ

РЕАКЦИЯ МЕРЗЛОТНО-ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ В ЗАБАЙКАЛЬЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Балыбина А.С., Трофимова И.Е.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, balybina@irigs.irk.ru,
trofimova@irigs.irk.ru

Составлена графическая классификационная схема типов зимних термических условий почв. Выделены пять типов термических условий почв Забайкалья: умеренно холодные, холодные, очень холодные, суровые и крайне суровые. Вся информация представлена на орографической основе посредством привязки к местоположениям пунктов измерения температуры. Выявлено повышение температуры почвы на большинстве метеорологических станций.

REACTION OF PERMAFROST-THERMAL REGIME OF SOILS IN TRANSBAIKALIA TO CLIMATE CHANGES

Balybina A.S., Trofimova I.E.

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
balybina@irigs.irk.ru, trofimova@irigs.irk.ru

We compiled a cartographical model and found the main regularities of geographical differentiation of soils' thermal conditions. Five types of thermal conditions – moderately cold, cold, very cold, severe, and extreme – were identified based on the actual data on the minimum soil temperature. All the information on these types is indicated in the orographic scheme at the locations of temperature measurements with geometrical signs of different shape and color. An increase in soil temperature was detected at most meteorological stations.

Введение

Изучение термического режима почв проводится на примере обширной территории Забайкалья. Общая оценка летнего термического ресурса почв всего Забайкалья дана в статье [7,8]. В данной работе более детально проведена оценка мерзлотно-термического режима в котловинах байкальского типа, а также в котловинно-долинных, равнинных и увалисто-холмистых природных образованиях Южного Забайкалья. Немногочисленные исследования мерзлотно-холодных почв в отдельных районах Забайкалья выполнены непосредственно в естественных условиях (облесенные, лесостепные и степные участки). В то же время следует отметить, что исследования термического режима почв в разных аспектах, относящиеся к другим физико-географическим регионам, проводятся достаточно широко [2-5]

Недостаточность знаний о современном термическом режиме почв сложной по рельефу и многолетней мерзлоте территории Забайкалья определили целесообразность проведения дальнейших исследований. Основное направление работы – дать количественную и качественную оценку зимнего термического режима почв и по наиболее информативным его показателям выполнить классификацию, а также оценить реакцию термического режима почв на изменения климата.

Материалы и методы

Оценка термического режима почвенной толщи (почвогрунтов) мощностью 3,2 м и установление закономерностей географической дифференциации осуществляется на

основе опубликованных данных Забайкальского территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. При этом используются многолетние данные, рассчитанные за один и тот же период инструментальных измерений температуры почвы на всех метеорологических станциях, когда практически не было нарушений однородности рядов. Это обеспечивает сравнимость информации в пространственно-временном аспекте. Из всех показателей термического режима почв для типизации взят самый информативный – средняя месячная наименьшая температура в годовом цикле на стандартных глубинах почвенной толщи. На основе созданного массива данных о наименьшей температуре почв, строятся вертикальные профили, отражающие изменение температуры с глубиной и её пространственное разнообразие.

Результаты и их обсуждение

К наиболее важным климатическим показателям холодного периода года, определяющим термический режим почвы, относятся температура приземного слоя воздуха и снежный покров, который является важным звеном в системе теплообмена между атмосферой и литосферой. Преобладание низких температур воздуха и малой высоты снежного покрова в большей части территории Забайкалья создают предпосылки для весьма существенного охлаждения почв и глубокого их сезонного промерзания. Средние месячные значения наименьшей температуры почвенной толщи существенно варьируют в пространстве. Они находятся в пределах $-2 \div -22$, $0 \div -17,5$ и $3 \div -8$ °С соответственно на глубинах 0,2, 0,8 и 3,2 м. В единичных пунктах измерения температура в слое 0,2–0,8 м несколько ниже. Весь массив данных о наименьшей температуре, выраженный в форме вертикальных профилей, разбивается на пять градаций (типов) количественных значений. В графической классификационной схеме им присвоены качественные характеристики термических условий почв: умеренно холодные (А), холодные (В), очень холодные (С), суровые (D) и крайне суровые (Е) (рис. 1). Ступени шкалы градаций показаны в порядке нарастания зимнего охлаждения и сезонного промерзания почвенной толщи. Следует отметить, что изменение температуры по глубине хотя и имеет криволинейный характер, но температурные профили существенно различаются. Это во многом зависит от ведущих внутренних факторов влияния на температуру: от подстилания почвенной толщи талыми или многолетнемерзлыми породами (и на какой глубине), механического состава почвообразующих пород и в целом строения почвенного профиля (чередование суглинистых, супесчаных и песчаных слоев). Поскольку в Забайкалье равнинные поверхности обычно ограничены склонами соседних горных хребтов, то отдельным почвенным профилям характерна каменистость (галька, щебень и даже валуны), особенно в нижних их слоях. Ещё одна особенность выделенных градаций температуры почвенного профиля – неодинаковая ширина их интервалов.

Вся информация о наименьшей температуре почв, обобщенная в графическую классификационную схему (см. рис. 1) и привязанная на орографической схеме [1] к местоположениям пунктов измерения, представляет картографическую модель типов термических условий почв (рис. 2). Сопряженный анализ компонентов ландшафта (или их явлений, свойств и т. д.), находящихся в тесной взаимосвязи, способствует установлению географических закономерностей термических условий почв.

Тип А – умеренно холодные условия почв (см. рис. 1). Им соответствует наименьшая температура в пределах $-2 \div -7$ °С на глубине 0,2 м, $3 \div 0,5$ °С на 3,2 м. Данный тип характерен для юго-восточного и северо-западного побережий озера Байкал, а также для Усть-Селенгинской равнины (см. рис. 2). Здесь в основном неглубокое (0,8–1,6 м) сезонное промерзание почвы. Однако на побережье северной оконечности Байкала слабо отрицательная температура может проникать до глубины 2,4 м. В верхнем слое

почвы сезонное промерзание длится с ноября по апрель, на глубине 0,8 м – с декабря или февраля по апрель.

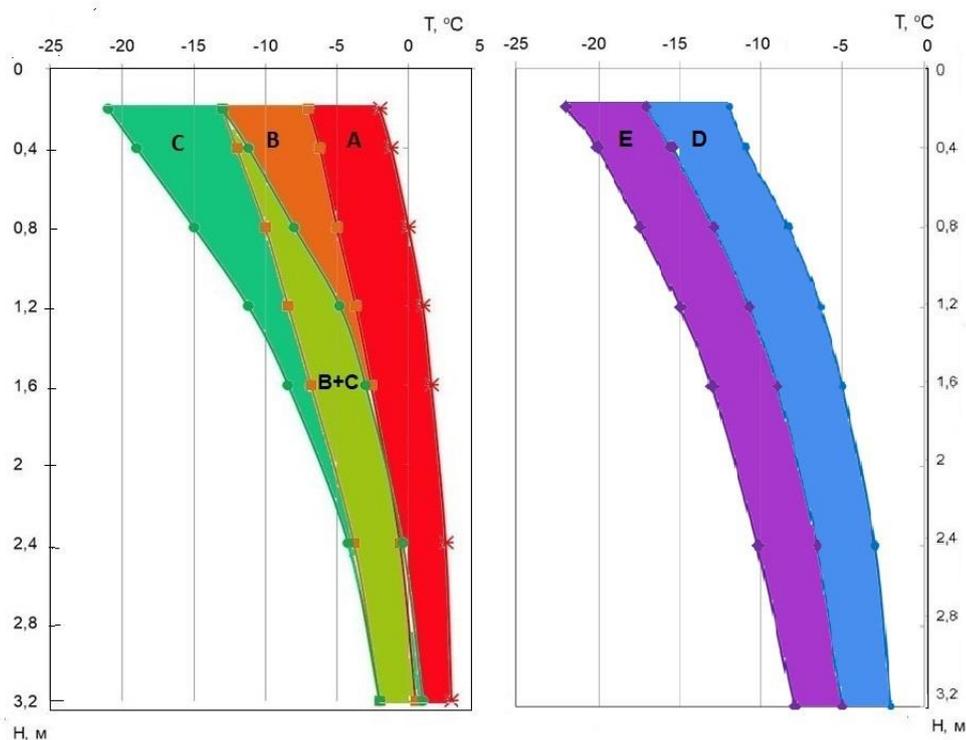


Рис.1. Схема графической классификации температуры почвенной толщи мощностью 3,2 м на территории Забайкалья.

Границы крайних значений температурных профилей выделенных типов термических условий:

| Тип | Границы крайних значений | |
|-----|--------------------------|-----------|
| | Граница 1 | Граница 2 |
| A | | |
| B | | |
| C | | |
| D | | |
| E | | |

Тип В – холодные условия почв (см. рис. 1). Они характеризуются последовательным понижением температуры по отношению к типу **А**. Здесь соблюдается принцип, когда нижняя граница градации **А** совпадает с верхней границей градации **В**. К тому же в этих типах аналогичный характер изменения температуры по глубине. Значения наименьшей температуры варьируют от -7 до -13 °С на глубине 0,2 м и от 0,5 до -2 °С на 3,2 м. Сезонное промерзание практически повсеместно зафиксировано несколько глубже 3,2 м. В пунктах измерения температуры может присутствовать многолетняя мерзлота с незначительной глубиной залегания верхней поверхности. Основная локализация холодных условий почв относится к склонам и долинам рек котловинного типа.

Тип С – очень холодные условия почв (см. рис. 1). Данный тип термических условий имеет весьма специфичные черты – крайне контрастный температурный режим в верхнем слое почвенного профиля, что сопровождается возрастающей шириной

интервала по сравнению с интервалами градаций **A** и **B**. Практически в пределах всего Забайкалья наименьшая температура в годовом цикле на глубине 0,2 м в основном составляет $-13 \div -21$ °С. Исключения составляют котловины байкальского типа, где охлаждение поверхностных слоев почвы более сильное (на 0,2 м $-22 \div -24,5$ °С).

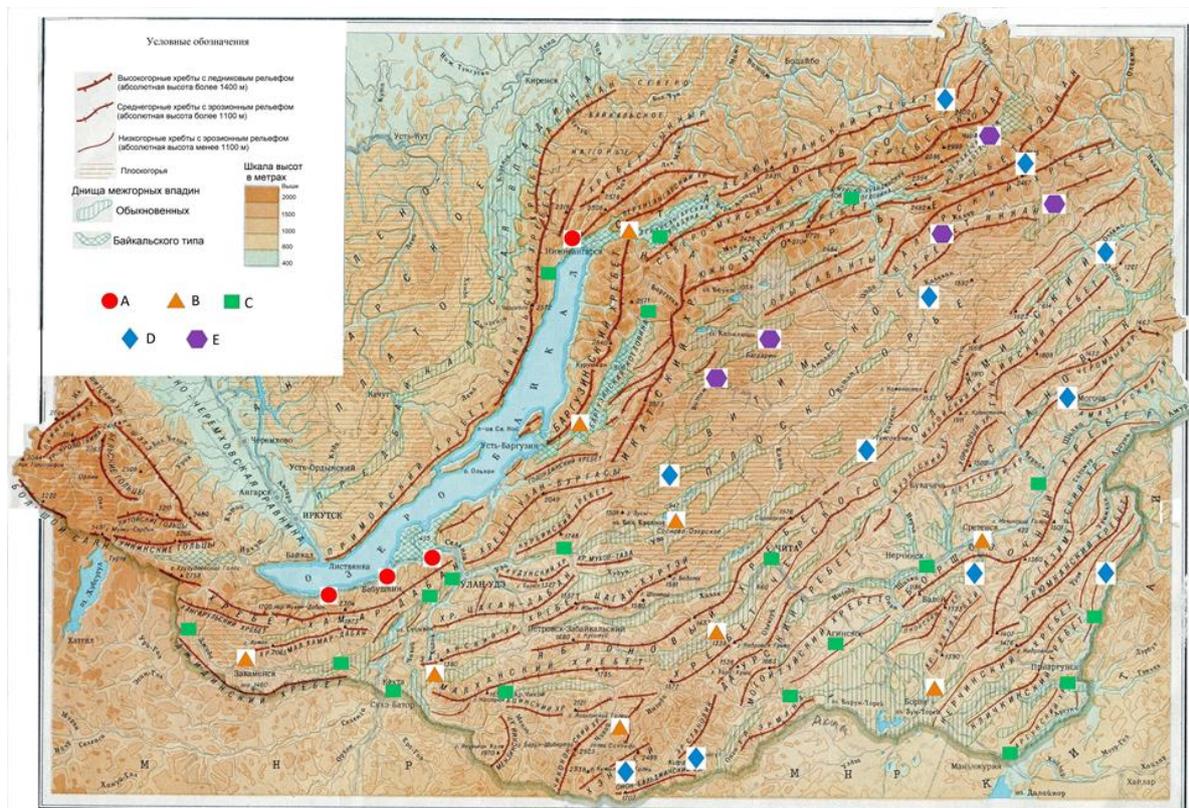


Рис. 2. Карта пространственного распределения зимних типов термических условий почв Забайкалья (орографическая основа, выполненная в масштабе 1: 5 000 000, по [1]).

Термические условия: A – умеренно холодные, B – холодные, C – очень холодные, D – суровые, E – крайне суровые

Тип D – суровые условия почв (см. рис. 1). Их отличия от очень холодных условий (тип C) состоят в характере распределения температуры по глубине, которая в почвенном профиле с глубиной изменяется плавно. В пределах всего Забайкалья диапазон её варьирования в верхнем слое почвенного профиля (0,2 м) составляет $-12 \div -17$ °С, на глубине 3,2 м $-2 \div -5$ °С. Глубина сезонного промерзания повсеместно существенно глубже 3,2 м. Промерзание на 0,2 м начинается в октябре, оттаивание заканчивается в апреле. С глубиной оно смещается на более поздние сроки, а на 3,2 м в большинстве пунктов наблюдений сохраняется в течение всего года и, возможно, смыкается с многолетней мерзлотой, которая здесь присутствует локально среди талых грунтов [6].

Тип E – крайне суровые условия почв (см. рис. 1). Данному типу термических условий свойственна температура на глубине 0,2 м от -17 до -22 °С и от -3 до -8 °С на 3,2 м. Характер её распределения по глубине сходен с распределением в типе D, сохраняется и принцип – нижняя граница градации D совпадает с верхней границей градации E. Сезонное промерзание глубокое и продолжительное. В верхнем слое (0,2 м) отрицательная температура присутствует семь месяцев (октябрь–апрель), на глубине 1,6 м – от восьми до десяти месяцев (ноябрь–июнь или октябрь–июль). Глубже 2,4 м она

держится в течение всего года и высока вероятность, что сезонное промерзание повсеместно смыкается с многолетней мерзлотой.

На рис.3 представлена динамика средней месячной температуры почвы в январе на глубине 80 см в трех самых холодных типах термических условий почвы (С- метеостанция Кяхта, D – метеостанция Могоча, и E – метеостанция Чара) . Глубина 80 см выбрана не случайно. Здесь надёжность данных о температуре почвы выше, чем в приповерхностном слое, а направленность многолетних изменений температуры на этой глубине отражает общую закономерность в пределах всего почвенного профиля. К тому же почвообразовательные процессы в основном активно протекают до этой глубины, а открытые пространства в Забайкалье, как правило, имеют широкий спектр возможностей сельскохозяйственного использования. Кроме этого, на рисунках в виде гистограмм, представлены отклонения от средних многолетних значений средней месячной температуры почвы в январе.

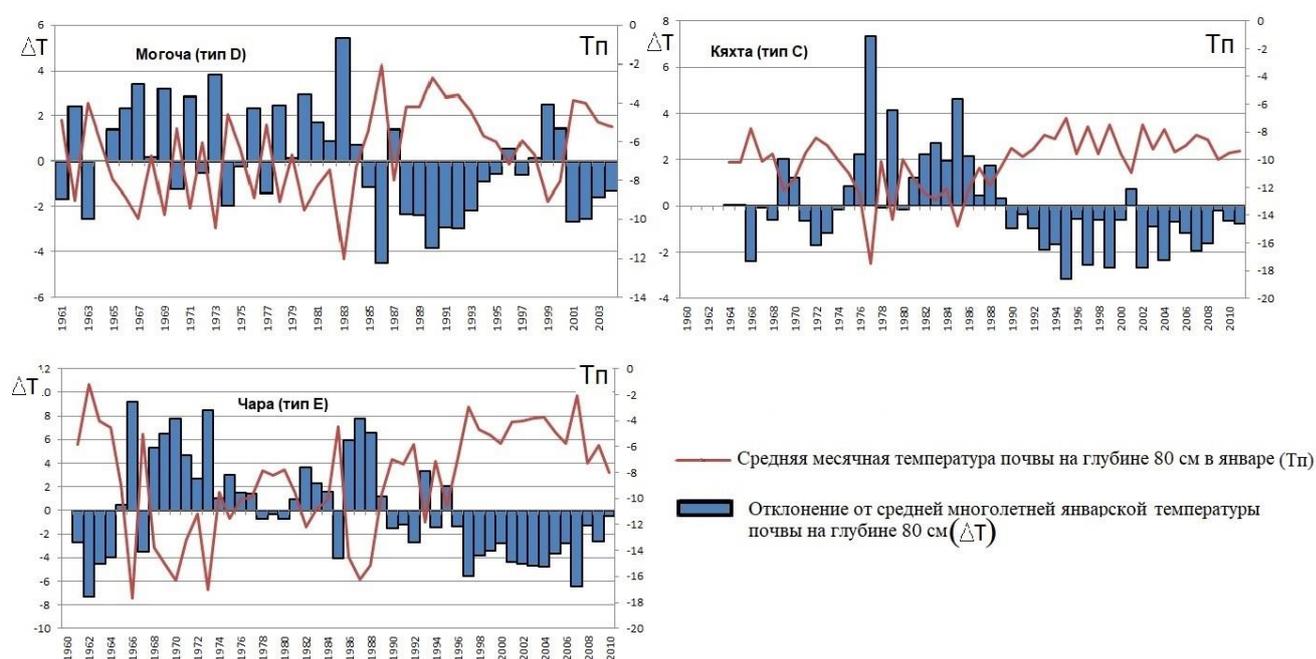


Рис.3. Распределение средней месячной температуры почвы на глубине в разных типах термических условий почв в Забайкалье.

Как можно видеть из рис.3 – на всех представленных метеостанциях наблюдается повышение температуры почвы на глубине 80 см с конца 90-х годов 20-го века по настоящее время. Наибольший рост (в среднем около 4°C) наблюдается на метеостанции Чара, относящейся к типу E (крайне суровые условия почв). Это согласуется и с предыдущими исследованиями об изменении температуры почвы в Забайкалье [7,8].

Резюмируя, можно сказать, что в Забайкалье происходит существенное потепление климата, на которое температура почвы естественно отреагировала также повышением.

Работа выполнена в рамках темы НИР АААА-А21-121012190059-5.

Литература

1. Атлас Забайкалья / Под общ. ред. В.Б. Сочавы. – М.; Иркутск: ГУГК, 1967. – 176 с.
2. Воропай Н.Н., Киселев М.В., Черкашина А.А. Мониторинг температуры почвы на многолетнемерзлых породах в естественных и антропогенно нарушенных условиях Тункинской котловины // Лед и снег. – 2019. –Т 59, № 4. – С. 517-528.

3. Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асаинова Ж.А., Желтухин А.С., Коробов Е.Д. Сезонная динамика температуры воздуха, снеготолщин и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины // Лед и снег. – 2017. – Т.57, № 4. – С. 518-526.
4. Сточкуте Ю.В., Василевская Л.Н. Многолетние изменения температуры воздуха и почвы на крайнем северо-востоке России // Географический вестник. – 2016. – № 2(37). – С. 84-96.
5. Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Остроумов В.Е., Холодов А.Л., Сороковиков В.А., Шмелев Д.Г. Температурный режим почв Северной Якутии // Криосфера земли. – 2018. – Т.22, № 4. – С. 15-24.
6. Шполянская Н.А. Вечная мерзлота Забайкалья. – М.: Наука, 1978. –131 с.
7. Balybina A.S., Trofimova I.E. Soil Temperature Dynamics in Transbaikalia under Changing Climate Conditions // Russian Meteorology and Hydrology. – 2019. – 44(10). – pp. 712-717.
8. Trofimova I. E., Balybina A. S. Geographical Patterns of the Summer Thermal Regime of Soils in Transbaikalia // Geography and Natural Resources. – 2017. – Vol. 38. – No. 4, pp. 372-379.

ДИНАМИЧЕСКАЯ КАРТА ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЕРИОД 1960-2100 ГОДОВ

**Бердников Н.М.¹, Малкова Г.В.¹, Дроздов Д.С.^{1,2,3}, Коростелев Ю.В.¹, Гравис А.Г.¹,
Пономарева О.Е.^{1,2}**

¹ Институт криосферы Земли ТЮМНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; *nikolaj-berdnikov@yandex.ru*

² Российский государственный геолого-разведочный университет (МГРИ), Москва, Россия;

³ Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;

Рассмотрена временная динамика термического состояния многолетнемерзлых пород (ММП) в Западной Сибири в период с 1960 г. по 2100 г. Анализ температурных изменений проведен на основе сравнения серии карт среднегодовой температуры ММП по состоянию на 1960, 2000, 2050 и 2100 гг. Расчет температуры ММП для прогнозных карт и карты-реконструкции произведен с учетом пространственных изменений в чувствительности вечной мерзлоты к изменению климата, а также зональных отличий в замедлении тренда повышения температуры вечномерзлых грунтов. Выявлена значительная перестройка термического состояния вечной мерзлоты за исследуемый период.

DYNAMICAL MAP OF PERMAFROST TEMPERATURE DURING THE PERIOD 1960-2100 YEARS

Berdnikov N.M.¹, Malkova G.V.¹, Drozdov D.S.^{1,2,3}, Korostelev Yu.V.¹, Gravis A.G.¹, Ponomareva O.E.^{1,2}

¹ Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; *nikolaj-berdnikov@yandex.ru*

² Russian State Geological Prospecting University (MGRI), Moscow, Russia;

³ Tyumen State University, Tyumen, Russia;

The temporal dynamics of permafrost thermal state in Western Siberia in the period from 1960 to 2100 is considered. The analysis of temperature changes was carried out based on a comparison of a series of permafrost mean annual temperature maps as of 1960, 2000, 2050 and 2100 years. The calculation of the permafrost temperature for forecast maps and reconstruction map was made taking into account spatial changes in the sensitivity of permafrost to climate change, as well as zonal differences in slowing down for the trend of the temperature increasing of permafrost. A significant restructuring of the thermal state of permafrost during the study period was revealed.

Введение. В настоящее время особенно актуальным является создание цифровых карт территорий криолитозоны, где происходит интенсивное хозяйственное освоение. По данным В.А. Дубровина, реакция криолитозоны на повышение температуры воздуха «остается менее изученной, чем этого требуют современные условия и задачи недропользования в Арктике» [4]. В настоящем исследовании показано изменение термического состояния ММП на территории Западной Сибири на основе анализа динамической карты. Согласно А.М. Берлянту «... существует значительное разнообразие динамических геоизображений. К ним относятся серии снимков и карт, мультипликации (картографические, телевизионные, стереоскопические), кинофильмы (картографические, машинографические и т. п.)» [1]. Серия карт среднегодовой температуры ММП в период с 1960 по 2100 гг. образует динамическую картографическую модель (рис. 1), дающую представление об изменении термического

состояния вечной мерзлоты в Западной Сибири за период в 140 лет. Особенно актуальной является оценка отклика термического состояния ММП на потепление климата, которое наиболее выражено с середины 1960-х гг. в субарктике [6]. Модель создана в рамках программы ArcGis. Пространственное разрешение картографической модели соответствует масштабу 1 : 2 500 000.

Методика моделирования прогнозных карт. Для прогноза температуры ММП использован «средний» сценарий изменения климата (RCP 4.5) по данным карт прогнозируемого изменения среднегодовой температуры воздуха, опубликованных на сайте Главной геофизической обсерватории им. Воейкова (www.voeikovmgo.ru). Данная интерактивная карта прогноза приземной температуры воздуха создана на базе ансамбля глобальных климатических моделей, принявших участие в 5-ом оценочном докладе МГЭИК. Переход от изменений температуры воздуха к изменению температуры ММП произведен через безразмерный коэффициент (в д. е.), отражающий чувствительность мерзлоты к потеплению климата. *Коэффициент чувствительности мерзлоты* предложен А.В. Павловым, а его пространственные изменения отображены на карте, разработанной Г.В. Малковой [6] на основе данных метеостанций и геокриологических стационаров. Коэффициент представляет собой отношение величины тренда повышения среднегодовой температуры ММП к тренду увеличения среднегодовой температуры воздуха для периода 1961-2005 гг. Пространственная изменчивость коэффициента определяется региональными и локальными отличиями в параметрах снежного и растительного покровов, теплофизическими характеристиками, температурой пород и др. По мнению авторов, результаты их исследования могут быть использованы «при ретроспективных оценках эволюции состояния криолитозоны и прогнозе ее изменений в XXI веке» [6].

В предложенной модели переход от прогнозируемых значений повышения температуры воздуха к изменению температуры ММП сделан на основе натурных измерений двух данных параметров в «тестовый» период, а не в результате традиционных расчетов температуры грунта через поправки за счет напочвенных покровов. Полученный коэффициент чувствительности экстраполируется на временной интервал до 2100 года. Это позволяет произвести переход от прогнозных значений потепления климата к изменению термического состояния вечной мерзлоты в XXI веке. Допущением данной модели является положение о неизменности локальных и региональных факторов (различных характеристик и трендов высоты снежного покрова и др.) в XXI веке, по сравнению с «тестовым» периодом 1961-2005 гг. Ранее было отмечено, что «наибольшая чувствительность мерзлых пород к изменению климата обычно характерна для зоны тундры, где снежный покров формируется плотным и поэтому не обладает достаточно высокими теплозащитными свойствами» [6]. Очевидно, что данный фактор, влияющий на чувствительность мерзлоты к изменениям климата, носит для тундровой зоны постоянный характер и будет неизменным на весь период XXI века.

Модель, предложенная в настоящем исследовании, также учитывает влияние зональности криолитозоны на замедление тренда повышения температуры ММП, по мере ее приближения к нулевым значениям. Данное замедление характеризуется так называемым *дополнительным коэффициентом*. Вдоль южной границы вечной мерзлоты господствуют близкие к 0 °С температуры ММП и происходит замедление тренда повышения температуры мерзлых грунтов за счет затрат тепла на фазовые переходы.

При значениях среднегодовой температуры ММП ниже -5 °С *дополнительный коэффициент* принят равным 1 и не влияет на прогнозную температуру мерзлоты. При более высоких и околонулевых температурах коэффициент становится меньше единицы.

Значения *дополнительного коэффициента* непосредственно определяются среднегодовой температурой ММП на начальный момент времени периода, для которого производится расчет изменения температуры грунтов (см. формулы 1, 2, 3). Например, для расчета прогнозной среднегодовой температуры ММП на 2050 год *дополнительный коэффициент* принимался в зависимости от среднегодовой температуры ММП в 2000 году. А для расчета прогнозной среднегодовой температуры мерзлоты на 2100 год, данный коэффициент принимался в зависимости от прогнозной среднегодовой температуры ММП в 2050 году. Соответственно, *дополнительный коэффициент*, будучи непосредственно определяемым температурой ММП, в значительной степени обусловлен пространственными изменениями в термическом состоянии грунтов на уровне различий между природными зонами и ландшафтами.

В основу коэффициента положены эмпирические кривые повышения температуры ММП за последние десятилетия, полученные на полевых стационарах ИКЗ ТюмНЦ СО РАН, а также экспериментально установленная закономерность повышения содержания незамерзшей воды по мере приближения температуры мерзлого грунта к 0°C.

Так, по данным А.А. Васильева, «Скорость повышения среднегодовой температуры ММП в зоне типичной тундры составила 0,056 °С/год, в зоне южной тундры – 0,04...0,05 °С/год, в зоне лесотундры – 0,045 °С/год и в зоне северной тайги – менее 0,03 °С/год. В зоне северной тайги в некоторых ландшафтах среднегодовая температура пород стала положительной, здесь наблюдается опускание кровли мерзлоты на 4-6 м по сравнению с началом наблюдений» [2]. Таким образом, при деградации мерзлоты затраты тепла на фазовые переходы максимальны в южных районах криолитозоны, где наблюдаются значения температуры ММП наиболее близкие к 0 °С. Здесь же характерна наибольшая инерционность в реакции мерзлоты на потепление климата и, соответственно, выбраны наименьшие значения *дополнительного коэффициента*. Кривые многолетней динамики температуры, полученные на полевых стационарах ИКЗ ТюмНЦ СО РАН для каждой подзоны, также демонстрируют замедление тренда по мере приближения значений к 0 °С.

По данным А.Д. Маслова, свободная вода полностью замерзает только при достижении температуры -2 °С, а основная часть связанной воды замерзает в интервале температур от -2 до -5 °С [5].

Таким образом, модельная прогнозная температура мерзлоты в южных районах криолитозоны в значительной мере определяется величиной *дополнительного коэффициента*, значения которого близки к 0.

Созданная динамическая картографическая модель (рис. 1) включает в себя базовую карту среднегодовой температуры ММП (2000 г.), прогнозные карты среднегодовой температуры ММП (на временные срезы 2050 г., 2100 г.), а также карту-реконструкцию среднегодовой температуры ММП (по состоянию на 1960 г.). В основе базовой для прогноза карты температуры ММП на 2000 г. лежит цифровая версия Геокриологической карты СССР [3].

Среднегодовая температура ММП на прогнозной карте для 2050 г. рассчитана по формуле:

$$T_{\text{ММП}(2050)} = T_{\text{ММП}(2000)} + \Delta T_{\text{в}(2000-2050)} \times K_{\alpha} \times K_{\text{д}}, \quad (1)$$

где $T_{\text{ММП}(2050)}$ – прогнозная среднегодовая температура ММП на 2050 год, $T_{\text{ММП}(2000)}$ – среднегодовая температура ММП в 2000 году, $\Delta T_{\text{в}(2000-2050)}$ – изменение среднегодовой температуры воздуха за период 2000÷2050 годов, K_{α} - коэффициент чувствительности вечной мерзлоты к изменению климата, $K_{\text{д}}$ - дополнительный коэффициент.

Аналогично для 2100 г.:

$$T_{\text{ММП}(2100)} = T_{\text{ММП}(2050)} + \Delta T_{\text{в}(2050-2100)} \times K_{\alpha} \times K_{\text{д}}, \quad (2)$$

где $T_{\text{ММП}}(2100)$ – прогнозная среднегодовая температура ММП на 2100 год, $T_{\text{ММП}}(2050)$ – прогнозная среднегодовая температура ММП на 2050 год, $\Delta T_{\text{в}}(2050-2100)$ - изменение среднегодовой температуры воздуха за период 2050÷2100 годов, $K_{\text{а}}$ - коэффициент чувствительности вечной мерзлоты к изменению климата, $K_{\text{д}}$ - дополнительный коэффициент.

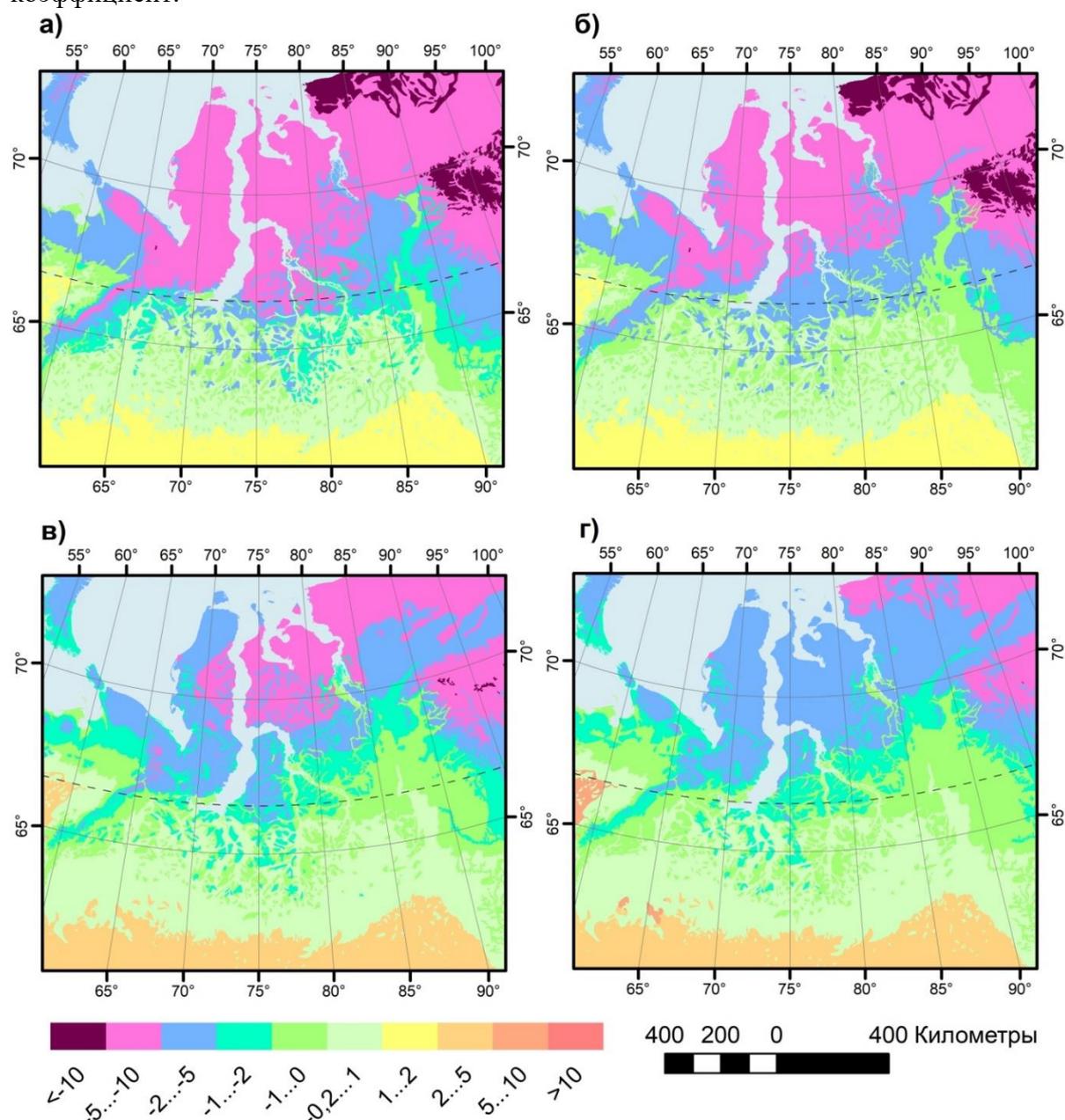


Рисунок 1. Динамическая картографическая модель среднегодовой температуры ММП Западной Сибири. (а) - Карта-реконструкция температуры ММП на 1960 г. (б) – Карта температуры ММП на 2000 г. (в) – Прогнозная карта температуры ММП на 2050 г. (г) – Прогнозная карта температуры ММП на 2100 г.

Среднегодовая температура ММП на 1960 год рассчитана по формуле:

$$T_{\text{ММП}}(1960) = T_{\text{ММП}}(2000) - \Delta T_{\text{в}}(1960-2000) \times K_{\text{а}} \times K_{\text{д}}, \quad (3)$$

где $T_{\text{ММП}}(1960)$ – реконструированная среднегодовая температура ММП на 1960 год, $T_{\text{ММП}}(2000)$ – среднегодовая температура ММП в 2000 году, $\Delta T_{\text{в}}(1960-2000)$ - изменение среднегодовой температуры воздуха за период 1960÷2000 годов, $K_{\text{а}}$ - коэффициент

чувствительности вечной мерзлоты к изменению климата, **Кд** - дополнительный коэффициент.

Изменение климата за период 1960-2000 гг. определено в соответствии с картой трендов среднегодовой температуры воздуха в криолитозоне России. Данная карта составлена Г.В. Малковой и Ю.В. Коростелевым для периода 1960-2000 гг. на основе обобщения климатических данных по метеостанциям.

Созданная динамическая картографическая модель не показывает отступление к северу географической южной границы вечной мерзлоты, поскольку построенные карты характеризуют температуру ММП на глубине 10-15 м. В южных районах области распространения ММП протаивание верхней 10-метровой толщи может длиться десятилетиями и температура мерзлых пород на этих глубинах на долгие годы принимает околонулевые значения. Т.е. разработанная модель не характеризует физическое состояние пород в самых верхних частях разреза. Верхние горизонты пород могут быть как мерзлыми, так и талыми.

Работа выполнена по госзаданию № 121041600042-7.

Выводы

1. Установлено, что для периода с 1960 по 2100 гг. характерна существенная перестройка термического состояния вечной мерзлоты на территории Западной Сибири. Показано, что изотермы ММП в Западной Сибири за 140 лет отстают на север на расстояние до 400-500 км.

2. Выявлена зональность отклика криолитозоны Западной Сибири на потепление климата. Построенная динамическая карта показывает, что за исследуемый период в северной криолитозоне среднегодовая температура ММП на глубине 10-15 м увеличится на 4...5 °С, а в южной криолитозоне преимущественно сохранятся околонулевые значения.

3. Установлено, что в период 1960-2000 гг. подавляющая часть территории полуострова Ямал имела среднегодовые температуры ММП в диапазоне -5...-10 °С. В то время как, согласно выполненному прогнозу, в период 2050-2100 гг. на территории данного полуострова будут преобладать ММП с температурами в диапазоне -2...-5 °С.

Литература

1. Берлянт А.М., Ушакова Л.А. Динамические карты – новый вид картографических произведений // Геодезия и картография. Изд-во ФГБУ «Центр геодезии, картографии и ИПД», 1993. №3. С. 36-41.

2. Васильев А.А., Никитин К.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е., Задорожная Н.А. Современные тренды эволюции криолитозоны Российской Арктики при климатических изменениях. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Изд-во «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (Санкт-Петербург)», 2019. №6. С. 16-20.

3. Геокриологическая карта СССР: Масштаб 1:2500000. Кондратьева К.А., Афанасенко В.Е., Гаврилов А.В., Дунаева Е.Н., Замолотчикова С.А., Труш Н.И., Лисицына О.М., Трофимов В.Т. и др. – М.: ГУГК, 1991 (отпечатано 1996).

4. Дубровин В. А. Геокриологические исследования в системе недропользования: проблемы, задачи, пути решения // Разведка и охрана недр. Изд-во ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского», 2009. № 9. С. 36-42.

5. Маслов А.Д., Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Основы геокриологии (учебное пособие) Ухта. Изд-во «Институт управления, информации и бизнеса», 2005. 176 с.

6. Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России. // Криосфера Земли. Изд-во ГЕО, 2009. т. 13. № 4. С. 32–39.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ И ДИНАМИКА КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Верхотуров А.Г.

Забайкальский государственный университет, Россия, e-mail weral0606@yandex.ru

Аннотация: Тенденция глобального потепления климата в Забайкалье наблюдается уже не менее 30 лет. Рост средних годовых температур воздуха значительно изменил температуры грунтов, особенно на урбанизированных территориях. Опускание кровли многолетнемерзлых грунтов и их полная деградация на отдельных участках изменили мерзлотно-гидрогеологические условия развития криогенных процессов. Более активными стали оползневые процессы на участках подрезки склонов, значительно активизировались наледные процессы, особенно в последние три многоводных года. Эти процессы в настоящее время значительно влияют на хозяйственную деятельность в регионе.

CLIMATIC CHANGES IN TRANSBAIKALIA IN RECENT DECADES AND THE DYNAMICS OF CRYOGENIC PROCESSES

Verkhoturov A.G.

Zabaikalsky State University, Russia, e-mail weral0606@yandex.ru

Abstract: The trend of global climate warming in Transbaikalia has been observed for at least 30 years. The increase in average annual air temperatures has significantly changed soil temperatures, especially in urbanized areas. The lowering of the roof of permafrost soils and their complete degradation in some areas have changed the permafrost-hydrogeological conditions for the development of cryogenic processes. Landslide processes have become more active in the areas of slope trimming, ice processes have significantly intensified, especially in the last three high-water years. These processes currently significantly affect economic activity in the region.

Проблема влияния климатических изменений в Забайкальском крае в последние десятилетия на динамику экзогенных процессов рассматривалась неоднократно [1]. Существенное изменение климатических условий в Забайкальском крае отмечается с конца XX-го века. Происходящее потепление климата зафиксировано и в нормативных документах. Так средняя годовая температура в г. Чите, согласно СП 25.13330.2020 г. увеличилась, по сравнению с 1982 г. (СНиП 2.01.01-82), на 1,2 °С (табл.1). Рост средних годовых температур воздуха, особенно на территориях с распространением льдистых многолетнемерзлых пород, при дополнительном техногенном влиянии, приводит к активизации термокарста, возникновению деформаций инженерных сооружений и возникновению аварийных ситуаций.

Анализ среднего годового количества атмосферных осадков в летний период показал, что их количество на территории края изменилось незначительно, их увеличение за 1999-2018 гг. составило в среднем 12 мм. Осадки играют одну из основных причин в активизации таких криогенных процессов как пучение, термоэрозия, солифлюкция, наледообразование.

Важным аспектом рассматриваемой проблемы является то, что в исторической перспективе для южной криолитозоны такие климатические изменения возникли впервые, соответственно, разработанных рекомендаций по предотвращению негативных последствий воздействия криогенных процессов при изменении геокриологических условий недостаточно. Для каждой конкретной территории южной криолитозоны возникает необходимость разработки и принятия индивидуальных решений по защите территории от криогенных процессов, иногда в условиях чрезвычайных ситуаций.

Таблица 1

**Изменения средней годовой температуры воздуха и
среднего годового количества осадков за 1982-2018 гг**

| Забайкальский край | Средняя годовая температура воздуха за период 1952-1982 гг., t_{cp} , °C | Средняя годовая температура воздуха за период 1969-1999 гг., t_{cp} , °C | Приращение температуры за период 1982-1999 гг. Δt_{cp} , °C | Средняя годовая температура воздуха за период 1999-2018 гг. t_{cp} , °C | Приращение температуры за период 1999-2018 гг. Δt_{cp} , °C | Суммарное приращение температур за период 1972-2018 гг. $\Sigma \Delta t_{cp}$, °C | Среднее годовое количество осадков за летний период, Н, мм 1999 гг. | Среднее годовое количество осадков за летний период, Н, мм 2018 гг. | Приращение среднего годового количества осадков в летний период, Н, мм За период 1999-2018 гг. |
|---------------------------|--|--|---|---|---|---|---|---|--|
| Агинское | -1,9 | -1,9 | 0 | -1,2 | +0,7 | +0,7 | 322 | 326 | + 4 |
| Акша | -1,4 | -1,4 | 0 | -0,8 | +0,6 | +0,6 | 356 | 347 | + 9 |
| Александровский Завод | -4,4 | -4,1 | +0,3 | -3,5 | +0,6 | +0,9 | 366 | 358 | + 8 |
| Борзя | -2,7 | -2,6 | +0,2 | -1,9 | +0,7 | +0,9 | 276 | 275 | - 1 |
| Дарасун | -2,3 | -2,2 | +0,1 | -1,5 | +0,7 | +0,8 | 377 | 357 | - 20 |
| Калакан | -7,4 | -7,7 | -0,3 | -7,0 | +0,7 | +0,4 | 362 | 396 | + 34 |
| Красный Чикой | -3,2 | -2,9 | +0,3 | -2,0 | +0,9 | +1,2 | 307 | 308 | + 1 |
| Могоча | -5,5 | -5,4 | +0,1 | -4,6 | +0,8 | +0,9 | 409 | 411 | + 2 |
| Нерчинск | -3,9 | -3,6 | +0,3 | -2,8 | +0,8 | +1,1 | 289 | 302 | + 13 |
| Нерчинский Завод | -3,3 | -3,2 | +0,1 | -2,4 | +0,8 | +0,9 | 375 | 403 | + 28 |
| Средний Калар | -8,8 | -9,1 | -0,3 | -8,3 | +0,8 | +0,5 | 351 | 383 | + 32 |
| Тунгокочен | -6,3 | -6,4 | +0,1 | -5,7 | +0,7 | +0,8 | 354 | 382 | + 28 |
| Тупик | -6,9 | -6,9 | 0 | -6,1 | +0,8 | +0,8 | 460 | 476 | + 16 |
| Чара | -7,8 | -8,0 | +0,2 | -7,1 | +0,9 | +1,1 | 325 | 342 | + 17 |
| Чита | -3,1 | -2,9 | +0,2 | -1,7 | +1,2 | +1,4 | 316 | 323 | + 7 |

В данной работе рассматриваются изменения климатических условий на территории Забайкальского края и их влияние на развитие некоторых криогенных процессов, которые представляют реальную проблему для Забайкальского края. Объектом изучения являлась приповерхностная часть геосреды, в пределах которой развиваются криогенные процессы. Предметом исследования – факторы (средние годовые температуры, среднее годовое количество атмосферных осадков), которые влияют на динамику криогенных процессов.

Целью и задачей исследований являлась минимизация последствий от негативных проявлений криогенных процессов.

Методика исследований включала:

- сбор, анализ и обработку материалов геофизиологических исследований;
- дешифрирование космических снимков;
- полевое обследование участков развития криогенных процессов;
- анализ гидрометеорологических условий.

С целью изучения влияния климата на динамику криогенных процессов были обследованы участки автомобильных и железных дорог, деформирующиеся здания и

сооружения в некоторых районах Забайкалья. В процессе маршрутных исследований уточнялись границы развития криогенных процессов, изменение их местоположения в многолетнем цикле, определялись основные характеристики и факторы, влияющие на интенсивность развития процесса

Для анализа распространения были использованы спутниковые снимки Забайкальского края, которые имеются в общем доступе в сервисе «Google Планета Земля». Современная информация о гидрометеорологических условиях получена с портала «Погода и климат» [4] и с климатических справочников.

Для характеристики динамики криогенных процессов использовались результаты современных полевых исследований и данные ранее выполненных работ по изучению криогенных процессов в Забайкалье. Кроме этого, использованы фондовые материалы различных организаций, с которыми в разные годы автору приходилось сотрудничать и литературные источники.

Результаты сравнения средних многолетних температур воздуха в Забайкальском крае (табл. 1), приведенных в нормативных документах: СНиП 2.01.01-82, СНиП 23.01-99, СП 25.13330.2020, показывают, что их повышение за последние десятилетия 1982-2018 гг. в среднем составляет $0,78\text{ }^{\circ}\text{C}$ (максимальное по метеостанции Чита $+1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, минимальное по метеостанции Калакан $+0,4$).

Более детальный анализ средних годовых температур за последние десятилетия с 1980 г. по 2021 г. по территории г. Читы, представленный на рис.1, показывает, что, согласно линии тренда (2), средняя годовая температура с 1980 г. в г. Чите выросла с минус $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ до минус $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в последние годы она все чаще переходит в положительный диапазон (1).

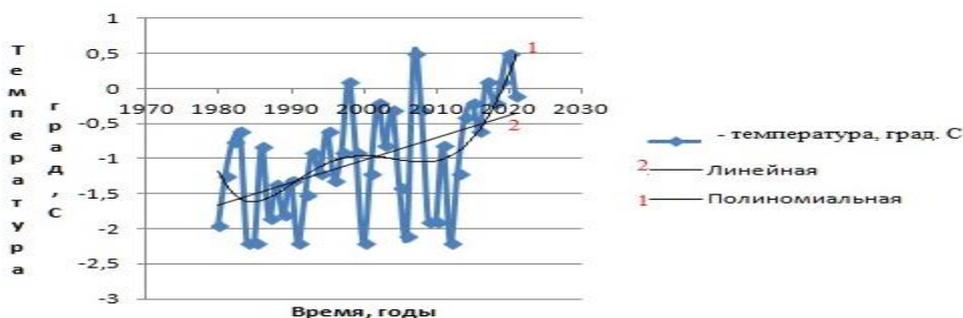


Рис.1 Изменение средних годовых температур воздуха в г.Чите в последние десятилетия

Анализ временных рядов среднего годового количества осадков за тот же период (рис.2) показывает, что существует общий тренд повышения среднего годового количества осадков от 300 до 353 мм (2). В то же время если тенденция повышения средних годовых температур отмечена уже с начала 90-х годов прошлого столетия, то для атмосферных осадков практически до конца первого десятилетия 21-го века этот тренд был не очевиден. Только в последние годы отмечается некоторый рост этого показателя, причем, в основном за счёт аномально многоводных 2012, 2018, 2020 гг. (1).

Таким образом, очевидно, что, имеющиеся в нормативных документах (СП 25.13330.2020 и др.) сведения о климатических параметрах, используемых при проектировании объектов строительства, требуют учета высокой динамичности таких изменений.

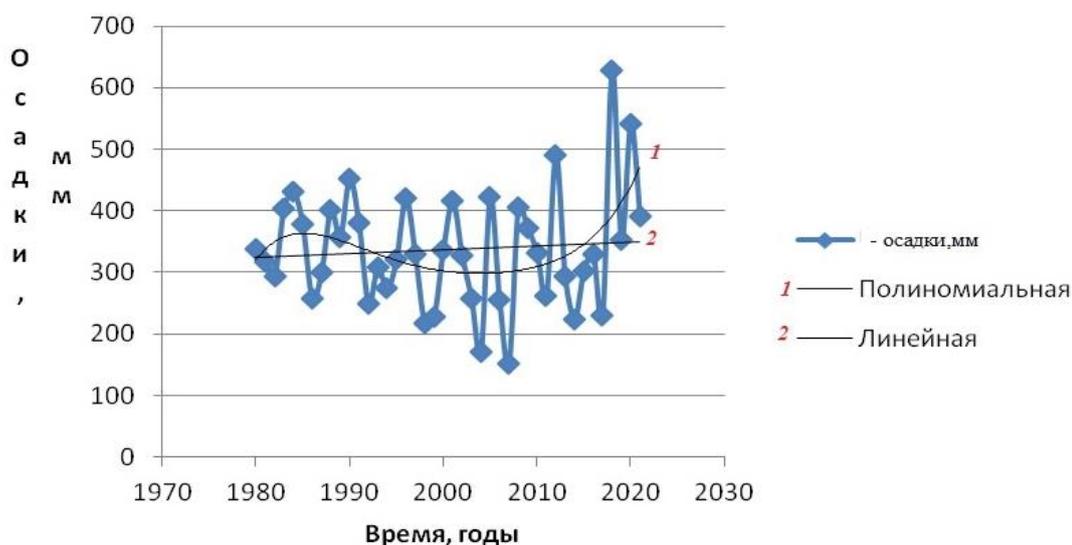


Рис.2 Изменение среднего годового количества осадков в г.Чите в последние десятилетия

Повышение средних годовых температур воздуха влияет на температуры грунтов и провоцирует развитие термокарста. Изменение среднего годового количества осадков, основная доля которых приходится на весенне-осенний период и выпадает в жидком виде, существенно активизирует развитие пучения, наледебразования, солифлюкции, термоэрозии и термоабразии.

Термокарст особенно интенсивно проявился на урбанизированных территориях. Повышение средних годовых температур грунтов в слое сезонного оттаивания существенно изменило температурные характеристики (ММП) и вызвало их деградацию на участках, где их температуры составляли $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а мощности не превышали 10-15 м. Активизация термокарстовых процессов вызвала нарушение устойчивости отдельных инженерных сооружений, построенных по I Принципу и многочисленные деформации на автомобильных и железных дорогах края. Так в г. Чите в результате термокарстовых процессов аварийными была признаны группы 5-ти этажных жилых зданий по ул. Ползунова (дома №№ 25-28) и 10-ти этажных - в микрорайоне Северный (№ 37 и № 39). Рекомендации, подготовленные по результатам инженерно-геологических изысканий и геокриологических исследований, позволили осуществить реконструкцию фундаментов на этих объектах. Переход от свайных к ленточным фундаментам на ул. Ползунова, с полной перестройкой одной секции дома № 26, обеспечил возможность продолжения эксплуатации жилых зданий. Устройство дополнительных плитных фундаментов под домами № 37 и № 39 в 90-х годах прошлого века в микрорайоне Северный в 80-е годы дали возможность эксплуатировать их до 2018 г. В последние годы на доме № 39 деформации фундамента возобновились, здание получило недопустимый крен, было расселено и в настоящее время подлежит сносу.

Процессы пучения наиболее интенсивно проявляются на участках автомобильных дорог, основанием которых являются пылеватые и глинистые грунты, в условиях высоких уровней грунтовых и надмерзлотных вод и при низких темпах осенне-зимнего промерзания. Отмечается формирование многочисленных мелких пучин на грунтовых дорогах и разрушение покрытий на дорогах более высоких категорий. Это связано с образованием сегрегационных льдов в приповерхностной части грунтовой толщи. Пучению, связанному с инъекционным льдообразованием, подвергаются опоры малых мостов, в результате чего происходят их деформации и нарушение устойчивости (рис.3,4). Основной причиной этого процесса является рост гидродинамического напора

при промерзании подруслового потока вблизи опор. В период прохождения мощных паводков это является одной из причин разрушения мостовых переходов. В 2021г. было зафиксировано более 10 случаев разрушения мостов в юго-восточном Забайкалье.



Рис. 3. Воздействие пучения на опору моста через р. Монгой



Рис. 4. Воздействие пучения на опору моста через руч. Смоленка

Наледеобразование на территории Забайкальского края является одним из наиболее опасных природных процессов, на это указывал ещё А.В. Львов (1916 г.). Наледи в Забайкалье, в зависимости от широтной зональности и высотной поясности, формируются по всем трем вариантам, выделенным Н.Н. Романовским [2]. Для северного Забайкалья, где практически все подземные воды поступают по напорно-фильтрационным и грунтово-фильтрационным таликам, характерны северный и умеренный варианты. В центральном и южном Забайкалье возможно образование наледей по всем трём вариантам, причем северный развит очень ограниченно и приурочен только к участкам разгрузки вод глубокого стока.

Повышение мощности слоя сезонного оттаивания грунтов в последние десятилетия обеспечивает увеличение времени существования транзита грунтовых вод и вод подруслового стока в зимний период на территории Забайкалья. В маловодные годы это ведет к уменьшению мощностей наледей и времени их существования. Налееобразование за счет грунтовых и надмерзлотных вод обычно завершается в конце декабря – начале января. В аномально многоводные 2018-2019 гг. (г. Чита), 2021-22 г (г. Нерчинск и др.) наледи начинают формироваться сразу на многих участках, где их раньше не было, и этот процесс завершается только в марте. Многоводными годами в г. Чите в последние десятилетия являлись 1990, 1996, 2001, 2005, 2008, 2012 гг., а аномально многоводными - 2018, 2020 гг. С этими же годами связано и повышение активности наледеобразования.

На остальной территории Забайкалья, в зависимости от направления прохождения летних циклонов, также отмечается синхронная с повышенной водностью года наледная опасность. Но она не совпадает по времени с аналогичной опасностью в г. Чите. Например, на территории южного и юго-восточного, юго-западного Забайкалья повышенная активность наледеобразования отмечалась со сдвигом в 1-2 года, по сравнению с г. Чита. Зимой 1998-1999 г. после относительно многоводного года для южных и юго-западных районов Забайкальского края (400-500 мм осадков) создалась очень тяжелая ситуация, связанная с образованием наледей. Только прямой ущерб по 9 районам составил более 4 млн. рублей [2]. В г. Чите этот же период выпало аномально малое количество атмосферных осадков (218 мм) и существенных проблем с наледями не было.

В 2021-2022 гг., характеризующихся аномально высоким количеством атмосферных осадков, для южного и юго-восточного Забайкалья отмечена

исключительно высокая наледная опасность для населения, объектов инженерной и хозяйственной деятельности. Выход грунтовых и надмерзлотных наледообразующих вод зафиксирован в 65 населённых пунктах. В таблице 2 представлена сводка по негативному воздействию наледей. Всего пострадало более 1,5 тысячи человек, а общие затраты на аварийно-восстановительные работы составили 60 миллионов рублей. Эти работы включали: отсыпки дамб, рытье траншей для отвода наледообразующих вод и очистки автомобильных дорог от наледей, вскрытие наледных бугров (рис.5) и др.

Таблица 2

Негативное воздействие наледей в административных районах Забайкальского края и защитные мероприятия в 2021-2022 г

| Районы | Наиболее пострадавшие населенные пункты | Начало образования наледей | Пострадавшие объекты | Пострадавшее население | Защитные мероприятия и предварительные затраты |
|---|--|----------------------------|---|--|---|
| Сретенский Калганский Читинский Шелопугинский Чернышевский Балейский | г. Сретенск пос. Кокуй с.Калга с. Ивановка с.Песчанка пос. Атамановка, пос.Смоленка, с.Шишкино , два СНТ с. Малый Тонтой с. Богомягово с. Курлыч с. Старый Олов | 29.11.21 – 15.01.22 | Наледями перекрыто более 8,5 километров автомобильных дорог | Подтоплено 150 приусадебных участка и подполья 31 жилого дома. | Общая сумма отсыпки дамб, рытья траншей для отвода наледообразующих вод и очистки автомобильных дорог от наледей составила превысила 16,7 миллиона рублей |

В северном Забайкалье климатические изменения также сказались на наледообразовании. В настоящее время в районе с. Чара наледи они формируются эпизодически, только в многоводные годы. Значительно сократились объемы наледей, в том числе и гигантских на 20 до 30 %, что значительно выше обычных колебаний в многолетнем цикле [1]. Наледи, имеющие малые площади и объемы вообще перестали формироваться или образуются только в пределах русловой части водотоков. Исключение составляют наледи формирующиеся на участках разгрузки напорных подземных вод, в том числе и подмерзлотных.

Таким образом, повышение средних годовых температур воздуха в последние десятилетия влияет в первую очередь на формирование наледей надмерзлотных и грунтовых вод. В маловодные годы вероятность их образования существенно снизилась из-за понижения уровней грунтовых и подмерзлотных вод и увеличения продолжительности транзита их к местным дренам. В многоводные годы наледная опасность, наоборот существенно возросла, вследствие увеличения коллекторских характеристик грунтов на участках, где произошла частичная деградация ММП с поверхности [1].

Следует отметить, что не только наледные процессы активизируются в многоводные годы но это свойственно процессам солифлюкции, термоабразии и термоэрозии. Резкое повышение уровней грунтовых и надмерзлотных вод вызывает избыточное увлажнение грунтов и активизацию солифлюкционных процессов на склонах северной экспозиции. Ниже по склонам эти смещения сменяются оползневыми

явлениями, а на участках водотоков оползни зачастую трансформируются в селевые потоки (рис.6).



Рис.5 Вскрытие наледного бугра на руч. Суходол в пос. Песчанка (февраль 2022 г.)



Рис. 6. Оползень-поток на 17 км трассы «Амур» (2018 г.)

Таким образом, в связи с климатическими изменениями использование неактуализированных нормативных документов недопустимо, а при проектировании новых инженерных объектов следует учитывать аномальные изменения климатических характеристик последнего десятилетия. С учетом этих изменений должна и организовываться инженерная защита территорий от опасных криогенных процессов. Например, следует учитывать, что многие наледи грунтовых и надмерзлотных вод стали образовываться, как правило, ниже по рельефу относительно ранее сформированных наледных полей.

Своевременный учет возможных негативных проявлений опасных криогенных процессов на территории Забайкальского края на этапе проектирования позволит снизить издержки на ремонты и аварийно-восстановительные работы на инженерных сооружениях в период их эксплуатации.

Литература

1. Верхотуров А.Г. Причины и проблемы активизации наледей в Забайкальском крае зимой 2018-2019 гг.[Электронный ресурс] // Материалы XIV Международной научно-практической конференции "Новые идеи в науках о Земле. М.: Изд-во РГГРУ С.81-83.
2. Кондратьев В. Г. Концепция системы мониторинга опасных наледных процессов на территории Читинской области//Чита: Забтранс, 2000. 112 с.
3. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны//М.: Изд-во МГУ, 1983.– 231 с.
4. Погода и климат [офиц. сайт]. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru> (дата обращения 9.03.22).

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ КРИОЛИТОЗОНЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Воропай Н.Н.^{1,2}, Кобылкин Д.В.¹, Черкашина А.А.¹, Макарова Н.В.¹

¹Институт географии им.В.Б.Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, voropay_nn@mail.ru

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Некоторые районы Иркутской области и Республики Бурятия относятся к зоне островного распространения многолетней мерзлоты. В 2012 г. начаты автоматические наблюдения за температурой сезонно промерзающих и сезонно-оттаивающих почв с помощью атмосферно-почвенного измерительного комплекса. Рассмотрены два участка – Тункинская котловина и южная часть Предбайкальской впадины. Наблюдения проводятся на естественных и антропогенно-нарушенных участках. Глубина верхней границы многолетней мерзлоты составляет 1,5 – 3,6 м.

THE TEMPERATURE REGIME OF SOILS IN THE PERMAYTOZONE OF THE BAIKAL REGION

Voropay N.N.^{1,2}, Kobylkin D.V.¹, Cherkashina A.A.¹, Makarova N.V.¹

¹V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, Russia, voropay_nn@mail.ru

²Institute for Monitoring Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Some areas of the Irkutsk region and the Republic of Buryatia belong to the zone of distribution of permafrost. In 2012, automatic observations of the temperature of seasonally freezing and seasonally thawing soils were started using an atmospheric-soil measuring complex. Two areas were considered - the Tunkinskaya depression and the southern part of the Cis-Baikal depression. Observations are carried out on natural and anthropogenically disturbed areas. The depth of the upper boundary of permafrost is 1.5–3.6 m.

В условиях современных климатических изменений исследования температурного режима сезоннооттаивающих и сезоннопромерзающих почв становятся более актуальными, чем в предыдущие десятилетия. Особый интерес вызывают территории находящиеся на границе распространения многолетней мерзлоты. К таким территориям относятся некоторые районы Иркутской области и Республики Бурятия. К сожалению, непрерывный мониторинг температуры почв в этих районах проводится не более 10 лет лишь научными группами некоторых институтов РАН (ИГ СО РАН, ИЗК СО РАН, БИП СО РАН). На сети метеостанций Росгидромета имеются более длинные ряды наблюдений, но здесь почвы являются сезоннопромерзающими, что не позволяет судить о скоростях деградации мерзлоты. В 2011-2013 гг. в рамках комплексных географических исследований Института географии им.В.Б.Сочавы СО РАН были установлены 25 Атмосферно-почвенных измерительных комплексов (АПИК), фиксирующих профиль температуры почвы в основных ландшафтах Тункинской котловины (Республика Бурятия), включающих районы островного распространения многолетней мерзлоты. Площадки расположены на участках с сезонно-протаивающими почвами (заболоченная территория) и сезонно-промерзающими почвами (песчаные массивы, таежные и лесостепные участки). В 2020 г. аналогичный комплекс установлен в пределах южной части Предбайкальской впадины (окрестности с. Баяндай) являющейся границей распространения многолетнемерзлых пород. Используемый для мониторинга атмосферно-почвенный измерительный комплекс (АПИК) разработан и изготавливается в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. АПИК, предназначен для мобильных и стационарных долговременных автоматических измерений параметров атмосферы, почвы и водоемов [3]. Отличие от уже имеющихся измерительных систем заключается в сочетании низкого энергопотребления, широкого набора подключаемых датчиков, не требующего участия наблюдателя режима работы, работоспособности в широком диапазоне условий эксплуатации и низкой цены.

Особого внимания заслуживает мониторинг температуры почв, организованный на естественных и антропогенно нарушенных участках, на которые в разное время оказывалось антропогенное воздействие: нарушение естественного почвенного покрова, сведения лесных массивов, частичное или полное уничтожение лесных массивов пожарами, создание осушительных каналов [1].

С целью оценки влияния данных нарушений на внутригодовую динамику температуры, режим промерзания и протаивания почв в центральной части Тункинской котловины (Юго-западное Прибайкалье) было заложено две пары площадок. В каждой из них есть контрольная площадка с почвой и растительностью в условно ненарушенном (или восстановившемся до природного) состоянии, а также площадка, почвы и

растительность на которой подверглись существенным преобразованиям (пожар, рубка и распашка, прокладка осушительных каналов).

Первая пара площадок расположена на песчаных останцах древних террас в пределах зоны новейшего погружения. Повышенный уровень грунтовых вод и наличие островной многолетней мерзлоты создают благоприятные условия для формирования криоземов глееватых грубогумусовых под еловыми мертвопокровными лесами. В этих условиях заложена контрольная площадка А 38. В качестве антропогенно-нарушенной приняли территорию, находящуюся в настоящий момент под 20-летней залежью под сообществом пырея ползучего (А 37). Судя по топографическим картам в начале XX в. эта территория была занята сосново-еловыми и еловыми лесами, которые 50-х годах были вырублены, а почвы распашаны. В настоящее время почвы здесь представлены агроземами светлыми окислено-глеевыми реградированными.

Вторая пара площадок расположена в пределах заболоченной части котловины. Контрольная площадка (А 34) представлена торфяной эвтрофной почвой под короткоостисто ячменно-осоковым торфянистым лугом. На второй площадке (А 36) почва представлена торфяно-глееземом под осоковым переходным болотом. В 50 м от площадки располагается водоотводный канал, который приводит к осушению прилегающих территорий и увеличению обводненности исследуемого участка. Глубина летнего протаивания на обеих площадках не превышает 1-1,2 м.

Еще один район исследования находится в пределах Предбайкальской впадины, представляющей собой грабен-синклинальную впадину с холмисто-увалистым и грядовым рельефом. Основное направление оси впадины северо-восточное, вдоль Приморского и Байкальских хребтов. В юго-западной части рельеф осложнен карстовыми формами. Для настоящего исследования был выбран репрезентативный участок в районе истока р. Ходонца, находящегося в области распространения островного типа мерзлоты с мощностью криолитозоны до 100 м с сезонным промерзанием до 2,5 м [4]. Многолетняя мерзлота распространена здесь небольшими островами с перелетками [5].

Для изучения строения верхней части многолетнемерзлой толщи и ее термического режима были пробурены две скважины с измерением температуры и отбором образцов на гранулометрический анализ.

Первая скважина была пробурена в с. Половинка, в значительной степени испытывающем негативное воздействие мерзлотных процессов. Пучение грунтов и термокарстовые просадки приводят к разрушению инженерных коммуникаций, растрескиванию фундаментов, выдавливанию опор линий электропередач и т.д. Глубина скважины составила 10 м. В ходе ее проходки была вскрыта неоднородная толща рыхлых отложений. Как показало бурение, кровля многолетнемерзлой толщи расположена на глубине 2,6 м. Температура многолетней мерзлоты, по данным измерений на глубине 10 м составила 0,9 °С. Устье второй скважины расположено в долине р. Ходонца, в условиях широкого распространения термокарста. Глубина проходки составила 7,1 м. Скважину оборудовали автоматическим измерителем температур с расположением термодатчиков аналогично метеорологическим станциям. Кровля многолетней мерзлоты была вскрыта на глубине 3,6 м, в интервале 3,18 -3,3 м был встречен перелеток.

На всех модельных площадках заложены почвенные разрезы и буровые скважины на различных подстилающих породах для оценки влияния физико-химических свойств почв и грунтов на особенности гидротермического режима. Отобрано более 200 почвенных проб. До глубины 1,5 м отбор проб производился из почвенных разрезов, а с глубины 1,5-10 м – при помощи буровой установки. В пробах проанализированы влажность, гранулометрический состав, объемный вес (плотность), содержание органического вещества и др. В 2020 г. на участках с многолетнемерзлыми почвами в

пределах Тункинской котловины [2], в 2022 г. в долине р.Ходонца сотрудниками СПбГУ была проведена георадарная съемка, результаты которой хорошо согласуются с данными измерения температуры почвы.

В течение года колебания средних суточных температур воздуха на площадках синхронны. Но за счет различий в растительном покрове микроклиматические разности суточных температур воздуха достигают 4-5°C. На поверхности почвы различия между средними суточными температурами чуть выше (7-9°C). Распространение тепла в почве на площадках также различно. Поглощение теплового излучения почвой зависит от ряда факторов. К факторам, определяющим температурный режим почв, относятся: цвет поверхностных горизонтов, влажность и аэрация, которая зависит от гранулометрического состава и структуры почвы, экспозиция, тип растительного покрова или его отсутствие. Почва на антропогенно нарушенных минеральных участках лучше прогревается и быстрее остывает, чем на естественных участках. Глубина проникновения изотермы +10°C в среднем больше на 50 см на антропогенно нарушенных участках. Однако высокая густая трава иногда оказывает сильный теплоизолирующий эффект и может воздействовать аналогично лесному массиву. В холодный период отсутствует четкая взаимосвязь между глубиной промерзания и лесным покровом. Наибольшие отрицательные температуры наблюдаются в основном на антропогенно нарушенных участках.

Результаты мониторинга могут быть полезны при планировании природоохранных мероприятий, анализе, моделировании и прогнозе экстремальных природных процессов и природно-климатических изменений в регионе; оценке региональных проявлений глобальных климатических изменений в мерзлотных ландшафтах и формировании способов адаптации к последствиям этих изменений.

Литература

1. Borodina I.A., Kizhner L.I., Voropay N.N., Bogoslovskiy N.N., Erin S.I. Evaluation of satellite data on soil moisture in the south-west region of the Baikal // SPIE Journal – 2016. Proceedings Volume 10035, 22nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics; 100356I (2016) doi: 10.1117/12.2249113
2. Kashkevich M, Galanina O., Voropay N., Parshina T., Fedorova I. Geocological studies of the Tunkinskaya depression (Buryatia, Russia) // International Online Symposium “Focus Siberian Permafrost - Terrestrial Cryosphere and Climate Change”, organized by Institute of Soil Science, Universität Hamburg, 24 – 25 March 2021. – P. 54.
3. Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kurakov S.A., Kurakova P.S., Makeev E.A. Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 190 (2018) 012031 doi :10.1088/1755-1315/190/1/012031
4. Атлас. Иркутская область: экологические условия развития. – М. – Иркутск, 2004. 90 с.
5. Геокриологическая карта СССР. БАМ. 1979 г.

ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА ТЕРМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА

Горелик Я.Б., Земеров И.В.,

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Россия, gorelik@ikz.ru

Предложен метод прогноза термического отклика многолетнемерзлых грунтов на потепление климата, позволяющий исключить из процедуры прогноза весьма сложный и трудоемкий этап изучения влияния отдельных параметров теплообмена поверхности массива на величину отклика. Приведены примеры вычислений, демонстрирующие работоспособность предлагаемого метода.

PROGNOSIS METHOD OF TEMPERATURE RESPONSE OF PERMAFROST ON CLIMATE WARMING

Gorelik J.B., Zemerov I.V.,

Earth Cryosphere Institute Tyumen SC SB RAS, Russia, gorelik@ikz.ru

The prognosis method of permafrost temperature response on climate warming is proposed. This method allows to exclude a complicated and hard study stage of influence of surface massif separate thermal factors on the value of the response. Some calculation examples of thermal response value is adduced here.

Введение

Необходимость разработки методов прогноза динамики температуры многолетнемерзлых грунтов при климатических изменениях связана как с созданием адекватных методов обработки данных мониторинговых наблюдений, так и с решением практических задач по обеспечению устойчивости инженерных сооружений. С этой целью может быть использована простая экстраполяция наблюдаемых трендов температуры грунтов. Однако распространение таких данных на обширные территории может вызвать возражения в силу значительной изменчивости локальных физико-географических и иных условий, влияющих на формирование температурного поля. Недостатки этого способа усугубляются разреженностью сети наблюдений [9,13].

Последовательное решение рассматриваемой проблемы заключается в разработке метода расчета динамики температуры массива мерзлых грунтов с учетом основных влияющих факторов, действующих с поверхности массива и учитывающих динамику климатических изменений [12,18,19]. Сложность задачи заключается в необходимости учета большого количества трудноопределимых параметров, определяющих влияние на теплообмен грунта с окружающей средой ряда факторов, характеризующих: а) физико-географические условия поверхности; б) теплофизические свойства грунтов; в) атмосферные показатели рассматриваемой территории. При разработке методов прогноза для обширных территорий (глобального масштаба) все эти параметры усредняются по площади этих территорий и могут быть приняты ориентировочно по имеющимся опытным данным и результатам вычислений по глобальным моделям процессов циркуляции атмосферы. Естественно, что в этом случае могут быть адекватно оценены тенденции в термической реакции грунтов, однако ее количественное поведение может существенно отличаться от реальности для локальных участков, протяженность которых важна с точки зрения их освоения. Здесь рассматриваемые методы прогноза должны опираться на совокупность локальных исходных данных, характерных для изучаемого района. Вместе с тем, процедура определения отмеченного набора параметров, обеспечивающего корректность вычислительной процедуры, представляется чрезвычайно трудоемкой (в особенности – по пунктам а) и в)) и может потребовать значительных материальных ресурсов и времени [12, 13]. По существу этот этап является самостоятельной исследовательской работой по изучению геолого-географических и климатических характеристик региона, дополненного составлением локального радиационного баланса этой территории. Высокая трудоемкость этого этапа заставляет искать иные возможности прогнозирования термического отклика.

В работе [4] для корректного количественного описания температурного поля грунта в зоне влияния инженерных сооружений и с целью избежать указанных выше сложностей предложен метод эмпирического определения сезонных коэффициентов теплообмена поверхности грунта с атмосферой, обеспечивающих *стабильность* двух определяемых на стадии инженерных изысканий параметров вне зоны влияния сооружения: температуры на глубине нулевых годовых амплитуд (t_0) и максимальной глубины сезонного протаивания (ζ_m) в течение срока эксплуатации сооружения (десятки лет) в предположении отсутствия климатических изменений в этот период. Целью

настоящей работы является распространение результатов цитируемой публикации для прогноза изменений температурного поля в грунтовом массиве (в том числе величин t_0 и ξ_m) при потеплении климата. Для изложения основной идеи предлагаемого метода ниже используется простейшая одномерная постановка задачи для однородного по своим свойствам массива грунта. Ее решение представлено квазистационарными аналитическими соотношениями, которые дают простые оценки величины термического отклика. Для получения более точных результатов необходимо применение численных методов.

Основные предпосылки метода

Простейшее рассмотрение предлагаемого метода (достаточное для иллюстрации его основных посылок) включает описание процессов теплопереноса в однородном по своим свойствам полубесконечном массиве мерзлого грунта в одномерном случае вертикального распространения тепла с учетом фазовых переходов в грунтовой влаге при сезонных процессах промерзания – протаивания. В отсутствии тренда потепления речь идет о нахождении установившихся колебаний температуры в массиве мерзлого грунта под действием периодических годовых колебаний условий теплообмена на его поверхности [15]. В этом случае математическая постановка задачи включает нестационарную форму уравнения теплопроводности с коэффициентами, зависящими только от состояния грунта (талое – мерзлое), представленное в энтальпийной форме [14]. Наиболее важным является условие на верхней границе массива, которое должно адекватно отражать всю сумму внешних тепловых воздействий на грунты. В достаточно общем виде оно представляется следующими соотношениями (начало координат размещено в плоскости поверхности грунта под покровом любой природы, ось Oz направлена вертикально вниз):

$$q + \alpha \cdot (t_a - t_p) = R^{-1} \cdot (t_p - t_l) = -\lambda \cdot (dt/dz)_{z=0} \quad (1)$$

Здесь: q – составляющая радиационного баланса, проникающая в напочвенный покров ($\text{Вт}/\text{м}^2$); t_a – температура воздуха на высоте 2 м от внешней поверхности покрова ($^{\circ}\text{C}$) [13]; t_p , t_l – температура внешней поверхности покрова и его нижней поверхности (на контакте с грунтом) ($^{\circ}\text{C}$); α – коэффициент турбулентного теплообмена поверхности покрова с атмосферой ($\text{Вт}/\text{м}^2\text{град}$); R – термическое сопротивление наземного покрова ($\text{м}^2\text{град}/\text{Вт}$); λ – коэффициент теплопроводности грунта ($\text{Вт}/\text{м град}$), ниже принимается кусочно – постоянная аппроксимация для его талого λ_u и мерзлого λ_f состояний; z – вертикальная координата произвольной точки грунта. Обозначим также: τ_0 , τ_s , τ_w – длительность года (12 мес), длительности периодов с положительной (s) и отрицательной (w) температурами воздуха (месяц), $\tau_s + \tau_w = \tau_0$. Величины q , t_a , α , R являются периодическими функциями с периодом, равным 1 году. Ниже для этих величин принимается кусочно – постоянная аппроксимация в виде среднелетних (s) и среднезимних (w) значений: для q – q_s , q_w ; для t_a – t_s , t_w ; для α – α_s , α_w ; для R – R_s , R_w . Все введенные здесь элементы кусочно – постоянных функций, а также величины τ_s , τ_w должны определяться своими среднегодовыми значениями. Отметим, что для прогноза термического отклика грунтов использование только среднегодовой температуры воздуха оказывается недостаточным. Например, повышением только среднегодовой температуры невозможно объяснить наблюдаемые противоположные тенденции в изменении величин ξ_m и t_0 [2, 12]. Отмечается также, что потепление климата как правило происходит вследствие повышения зимней температуры. Выполненное здесь разбиение величин на сезонные составляющие учитывает эти факты. Определение фактических значений всех этих величин основано на опытных данных (включая стационарные наблюдения и данные метеостанций) и представляет значительные трудности, однако если они преодолены, то задача расчета температуры грунтов решается с помощью стандартных численных методов [14].

Рассмотрим путь, который позволяет существенно упростить процедуру определения основных параметров условия (1) [4]. Предполагая стационарность процесса теплопередачи через напочвенный покров и талую зону к фронту протаивания с начала летнего сезона, можем записать условие постоянства теплового потока для отдельных слоев (принято, что температура фазового перехода в грунте $t_{\xi=0}$):

$$R_s^{-1} \cdot (t_p - t_1) = \frac{\lambda_u}{\xi_s(\tau)} \cdot t_1 = \kappa_v \cdot \frac{d\xi_s(\tau)}{d\tau} \quad (2)$$

Средний комплекс в этих равенствах есть выражение третьего комплекса величин в (1) для квазистационарного процесса, второе равенство здесь - условие Стефана на границе протаивания (записано без учета теплоотвода от фазовой границы в мерзлую часть массива, что в данном случае не существенно); $\xi_s(\tau)$ – положение границы протаивания в момент времени τ ; κ_v – объемная теплота фазового перехода влаги в грунте (Дж/м³). Выражая из (1) и первого уравнения из (2) неизвестные t_1 , t_p через остальные величины и подставляя их во второе из равенств (2), получим условие Стефана в следующей форме:

$$\frac{q_s / \alpha_s + t_s}{\alpha_s^{-1} + R_s + \xi_s(\tau) / \lambda_u} = \kappa_v \cdot \frac{d\xi_s(\tau)}{d\tau} \quad (3)$$

В левой части этого равенства присутствуют два трудноопределимых параметра. Первый - q_s / α_s - имеет размерность температуры и по смыслу является радиационной поправкой к среднелетней температуре воздуха (далее обозначается как t_{es}). Второй – $(\alpha_s^{-1} + R_s)$ есть эффективное термическое сопротивление слоя между атмосферой и поверхностью грунтового массива, которое можно заменить обратной величиной эффективного коэффициента теплообмена α_{se} . Прежде всего рассмотрим случай отсутствия тренда изменения климата, когда значения величин t_0 и ξ_m , как и климатические параметры (t_s, t_w, τ_s) остаются стабильными во времени. Тогда интегрирование уравнения (3) дает соотношение, в явном виде определяющее зависимость глубины протаивания ξ_s от времени τ :

$$\tau = \frac{\kappa_v}{2 \cdot \lambda_u (t_{se} + t_s)} \cdot (\xi_s^2 + 2 \cdot \lambda_u \cdot \xi_s / \alpha_{se}), \quad 0 \leq \tau \leq \tau_s \quad (4)$$

Мониторинговыми измерениями может быть установлено произвольное число пар чисел $(\tau_h, \xi_s(\tau_h))$, каждая из которых должна удовлетворять соотношению (4). Для определения двух неизвестных величин t_{se} и α_{se} достаточно задания двух таких пар. Из физических соображений в качестве одной из них используется точка (τ_s, ξ_m) . Вторая пара выбирается ближе к середине отрезка времени τ_s . В итоге получим два уравнения для определения двух неизвестных, которые могут быть выражены в явном виде.

Для определения неизвестных зимних параметров t_{we} и α_{we} может быть записан соответствующий зимний аналог соотношения (4), однако сама эта процедура оказывается несколько сложнее, поскольку возникает дополнительная заранее неизвестная величина – время полного промерзания оттаявшей части грунта (τ_f). По имеющимся наблюдениям роль радиационной составляющей в зимнее время года, как правило, пренебрежимо мала [1, 12, 13, 17], что позволяет положить $t_{we} = 0$. Для определения оставшихся двух параметров α_w и τ_f используется аналог уравнения (4), записанного для промежутка времени $0 \leq \tau \leq \tau_f$, в которое вместо ξ_w подставляется значение ξ_m , а вместо τ – значение τ_f . Вторым уравнением является условие равенства среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного протаивания (t_m) температуре t_0 [8]: $t_m = t_1 \tau_c / \tau_0$, где длительность охлаждающего импульса $\tau_c = \tau_w - \tau_f$ (линия t_c на Рис.1 показывает ход температуры во время его действия). Этот импульс поступает в мерзлое основание только после полного промерзания оттаявшего слоя, а сохранение мерзлоты

обеспечивается только при выполнении условия $\tau_c > 0$. Выражения для α_w и τ_f получаются с учетом соотношений (2):

$$\alpha_w = 2 \cdot \lambda_f \cdot \frac{\kappa_v \cdot \xi_m - \lambda_f \cdot t_0 \cdot \tau_0 / z_0}{2 \cdot \lambda_f \cdot (t_0 \cdot \tau_0 - t_w \cdot \tau_w) - \kappa_v \cdot \xi_m^2}; \tau_f = -\frac{\kappa_v}{t_w} \cdot \left(\frac{\xi_m}{\alpha_w} + \frac{\xi_m^2}{2 \cdot \lambda_f} \right) \quad (5)$$

Определенная указанным выше способом совокупность летних и зимних **параметров теплообмена** (t_{se} , α_{se} , α_w) грунтовой поверхности с внешними источниками тепла неявным образом учитывает весь комплекс трудноопределимых вторичных факторов и обеспечивает стабильность величин ξ_m и t_0 при расчете температурного поля грунтов в отсутствии трендов потепления климата. Примененный в практических задачах расчета теплового взаимодействия сооружений с мерзлыми грунтами (вне контура сооружения и без учета радиационной составляющей) этот подход, реализованный с использованием численных методов, подтверждает этот тезис (см., например, [5 - 7]).

Возникновение многолетнего ненулевого тренда изменения любого из **главных климатических индикаторов** (t_s , t_w , τ_s) или их совокупности должно повлечь изменение всей совокупности факторов теплообмена (указанных выше в п.п. а)-в)), которые будут влиять на значение **параметров теплообмена** (t_{se} , α_{se} , α_w). Однако эти изменения должны носить запаздывающий характер, время запаздывания можно оценить как минимум десятком лет. Так, эволюционные изменения в растительном покрове, а также в режиме осадконакопления, способные заметно повлиять на параметры теплообмена, например, по публикациям [11, 16, 3] могут быть оценены длительностью не менее, чем 10 лет. В работе [12] отмечается, что в настоящее время не обнаружено статистически значимых изменений в динамике большинства параметров внешнего теплообмена при существующем тренде длительностью 20-40 лет. Можно также добавить, что изменение ряда атмосферных показателей (направление и скорость ветра, облачность, влажность и т.д.) тесно связаны с весьма инерционным глобальным процессом циркуляции вод мирового океана [10, 17], что также должно способствовать торможению скорости изменения параметров теплообмена.

На основе изложенных соображений сформулируем основной постулат, лежащий в основе предлагаемого подхода к определению термического отклика при потеплении климата: весь набор параметров теплообмена (t_{se} , α_{se} , α_w), входящих в соотношение (1) (записанного для каждого из сезонов раздельно), могут быть приняты постоянными при современном тренде потепления климата для промежутка времени длительностью не менее 10 лет. Этот консерватизм в поведении указанных параметров (для естественных условий) должен быть проверен сопоставлением прогнозных расчетов наблюдаемым фактическим данным (на срок не менее 10 лет). Выполнение этого утверждения означает, что в прогнозных расчетах параметры теплообмена принимаются независимыми от климатических факторов (являются константами) для всей территории, для которой они определены описанной выше процедурой. При этом территорию целесообразно предварительно районировать по ландшафтному признаку.

Примеры расчетов

Приведенные ниже примеры расчета не привязаны к какому-либо конкретному региону или разрезу и носят иллюстративный характер. Для климатических параметров в отсутствии тренда потепления принято: $t_s=11$; $t_w=-20,7^{\circ}\text{C}$; $\tau_s=5$ ($\tau_w=7$ мес). Параметры стабильного состояния: $\xi_m=1,62$ м; $t_0=-1^{\circ}\text{C}$; $z_0=10$ м. При фиксированном ξ_m для момента $\tau_h=2,9$ мес рассмотрим три возможности опытного определения величины $\xi_h \equiv \xi_s(\tau_h)$: $\xi_{h1}=1,07$; $\xi_{h2}=1,13$; $\xi_{h3}=1,17$ м. Для этих вариантов расчетные летние параметры теплообмена равны: $t_{es1}=9,73$, $t_{es2}=2,47$, $t_{es3}=0^{\circ}\text{C}$; $\alpha_{se1}=1,06$, $\alpha_{se2}=2,39$, $\alpha_{se3}=4,19$ Вт/м²град. Третий вариант характеризуется отсутствием радиационной поправки, что часто

используется в инженерных расчетах. Вычисление зимнего коэффициента теплообмена дает $\alpha_w=0,67 \text{ Вт/м}^2\text{град}$.

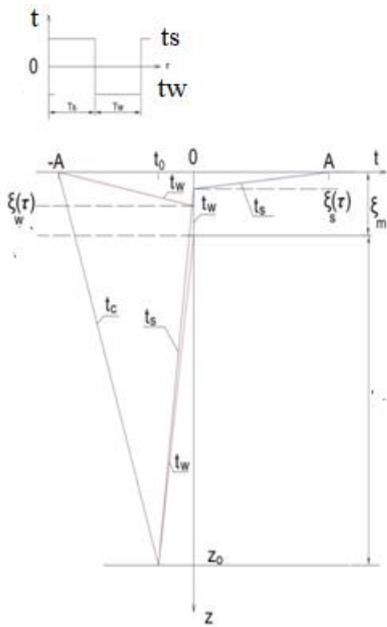


Рис. 1. Схема сезонно – протаивающего слоя мерзлого грунта. График сверху показывает годовой ход температуры воздуха. Обозначения в тексте.

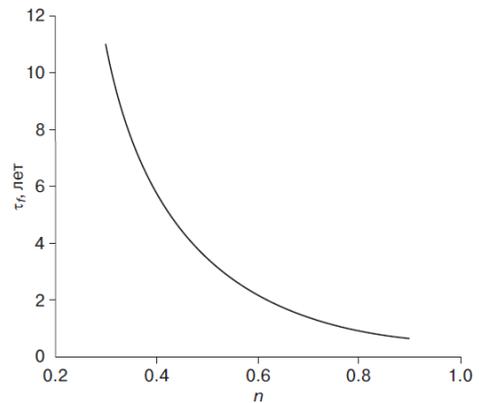


Рис. 2. Зависимость времени приближения τ_r к новому температурному состоянию от безразмерного параметра n .

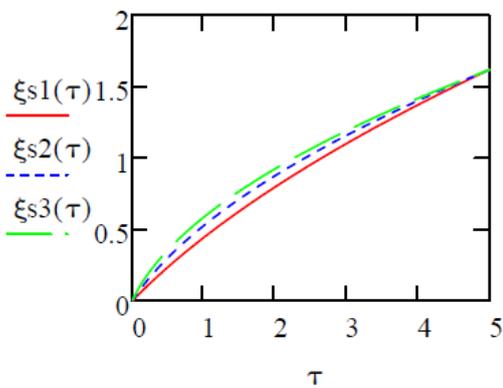


Рис.3. Зависимость сезонного оттаивания ξ_s (м) от времени τ (мес) для различного вклада радиации ($^{\circ}\text{C}$): 1- $t_{se}=9,73$; 2- $t_{se}=2,47$; 3- $t_{se}=0$.

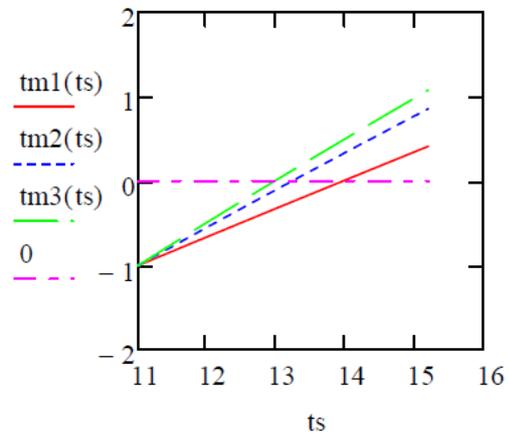


Рис. 4. Зависимость прогнозируемой температуры t_m ($^{\circ}\text{C}$) от летнего тренда потепления для различного вклада радиации: 1- $t_{se}=9,73$; 2- $t_{se}=2,47$; 3- $t_{se}=0$.

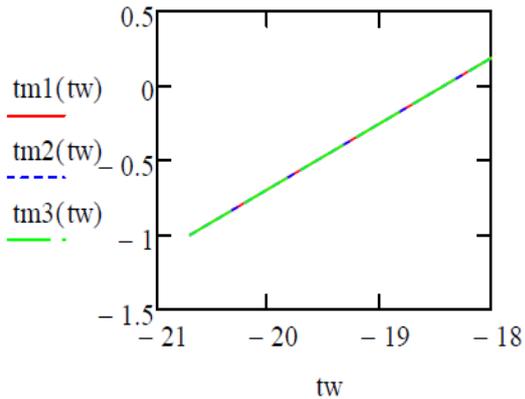


Рис. 5. Зависимость прогнозируемой температуры

t_m ($^{\circ}\text{C}$) от зимнего тренда потепления для различного вклада радиации:
 1- $t_{se} = 9,73$; 2- $t_{se} = 2,47$; 3- $t_{se} = 0$

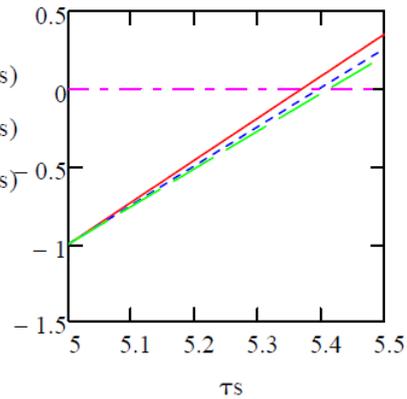


Рис. 6. Зависимость прогнозируемой температуры t_m ($^{\circ}\text{C}$) от длительности лета τ_s для различного вклада радиации: 1- $t_{se} = 9,73$; 2- $t_{se} = 2,47$; 3- $t_{se} = 0$.

На Рис. 3 показан ход величины летнего протаивания для этих трех случаев. Кривые имеют общие начальную и конечную точки и отличаются в промежуточных точках. Изменение среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного протаивания t_m при возникновении тренда потепления за счет отдельных его составляющих показано на Рис. 4, 5, 6. Это значение устанавливается на глубине z_0 с некоторым запаздыванием, которое может быть определено по графику Рис. 2 [7, 8] (при использовании численных методов переменная во времени температура на глубине z_0 определяется в процессе расчета без вспомогательных процедур). Графики на рисунках начинаются от приведенного выше стабильного значения соответствующего параметра. Поведение температурного отклика на изменение только летней температуры t_s (Рис. 4) показывает, что для повышения температуры грунта на $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$ достаточно повышение t_s примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$, а повышение температуры грунта до 0°C достигается при повышении t_s на $2-3^{\circ}\text{C}$ (при этом величина $\tau_c = 0$). Аналогичные изменения в температуре грунтов при изменении только t_w достигаются соответственно при ее повышении на $1,2^{\circ}\text{C}$ и на $2,3^{\circ}\text{C}$ (Рис.5). Рис. 5 также показывает, что в пренебрежении излучением в зимний период все три графика сливаются в одну линию (изменение температуры грунта при повышении t_w не зависит летнего излучения). Те же изменения, что и на Рис. 4, только за счет τ_s достигаются соответственно при увеличении длительности на $0,2$ мес (6 суток) и $0,4$ мес (12 суток) – Рис.6. Величина ξ_m также зависит от каждого из климатических параметров в отдельности и может быть определена в трех вариантах по параметру летнего излучения. Например, для зависимости величины ξ_m только от t_s в точке $t_s = 13,2^{\circ}\text{C}$, где температура грунта t_m приближается к 0°C (Рис. 4), для трех значений радиационной компоненты получим: $\xi_{m1}(13,2) = 1,74$; $\xi_{m2}(13,2) = 1,78$; $\xi_{m3}(13,2) = 1,80$ м. Для сравнения можно еще раз привести эту величину для стабильного состояния $\xi_m = \xi_{m1}(11) = \xi_{m2}(11) = \xi_{m3}(11) = 1,62$ м. При совместном изменении климатических параметров разогрев до температуры оттаивания происходит при их меньших отклонениях от стабильного значения (что может затруднить их инструментальное определение). Например, при $t_s = 11,3^{\circ}\text{C}$, $t_w = -20,3^{\circ}\text{C}$ $\tau_s = 5,2$ мес (превышение летних температур составляет $+0,3^{\circ}\text{C}$, зимних $+0,4^{\circ}\text{C}$, длительность лета +6 суток) расчетная температура повышается до $t_m(t_s, t_w, \tau_s) = -0,16^{\circ}\text{C}$, а соответствующее значение максимальной глубины протаивания $\xi_m(t_s, t_w, \tau_s) = 1,69$ м. При этом, результаты этих вычислений с точностью до $0,01$ не зависят от

величины радиационной компоненты. Приведенным здесь значениям соответствует длительность охлаждающего импульса τ_c приблизительно равная всего 4 суткам.

Заключение

Метод прогноза термического отклика многолетнемерзлого грунта на потепление климата основан на постулате о пренебрежимо малом изменении параметров теплообмена в граничном условии на поверхности массива в течение достаточно длительного временного отрезка (не менее 10 лет). Это позволяет определить указанные параметры по опытным данным о величине протаивания грунта и температуре на глубине нулевых годовых амплитуд. Этим исключается из процедуры прогноза весьма сложный и трудоемкий этап изучения влияния отдельных параметров теплообмена на величину термического отклика. Примеры расчета косвенно учитывают радиационный баланс на поверхности грунта, термическое сопротивление покровов, турбулентный теплообмен грунта с атмосферой и отдельно рассматривают влияние потепления за счет повышения температуры теплого и зимнего периодов и увеличения длительности теплого периода, а также их совместное действие. При совместном изменении этих параметров разогрев грунта до температуры, близкой к 0 °С, происходит при малых отклонениях каждого из них от стабильного значения, что необходимо учитывать при их опытным определении.

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания (№ 121041600047-2).

Литература

1. Будыко М.И. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1974, 280 с.
2. Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменением климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18.
3. Васильев А.А., Гравис А.Г., А.А. Губарьков. А.А. и др. Деградация мерзлоты: Результаты многолетнего геокриологического мониторинга в Западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 2, с. 15–30. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30).
4. Горелик Я. Б., Паздерин Д. С. Корректность постановки и решения задач по прогнозу температуры в основании сооружений на ммг // Криосфера Земли, т. XXI, №3, 2017, с. 49-59.
5. Горелик Я.Б., Романюк С.Н., Хабитов А.Х. Учет совместного теплового действия скважин в кусте при расчете параметров области протаивания мерзлых грунтов // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 2, с. 79–87. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2 (79-87)
6. Горелик Я.Б., Хабитов А.Х. Эффективность поверхностного способа охлаждения грунтов в связи с механизмом формирования температурной сдвижки // Криосфера Земли, 2021, Т. XXV, № 2, стр.24-39. DOI: 10.15372/KZ20210203
7. Горелик Я.Б., Хабитов А.Х., Земеров И.В. Эффективность поверхностного охлаждения мерзлых оснований с применением агрегата принудительной циркуляции хладагента // Криосфера Земли, 2021, Т. XXV, № 4, с. 36-46. DOI: 10.15372/KZ20210404
8. Горелик Я.Б., Земеров И.В. Влияние поверхностного обводнения на температурный режим мерзлых грунтов // Вестник Тюменского государственного университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. 2020, Том 6, № 1 (21), с. 10-40. DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40
9. Малкова Г.В. Актуализация геокриологической карты России масштаба 1:2 500 000 // Отчет ИКЗ ТюмНЦ СО РАН по Программе Фундаментальных исследований IX.135.2, проект АААА-А17-117051850060-0, Блок 1, Тюмень, 2020, с. 8-159.
10. Монин А.С. История Земли. Л., Наука, 1977, 225 с.
11. Москаленко Н.Г. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 18–23.
12. Павлов А.В., Перльштейн Г.З., Типенко Г.С. Актуальные аспекты моделирования состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 3–12.
13. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, ГЕО, 2008, 227 с.
14. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача, М., УРСС, 2003, 784 с.
15. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М., Наука, 1972, 736с.

16. Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Попов К.А., Гравис А.Г., Матышак Г.В. Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемерзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 37–40.

17. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М., МГУ, 1986, 327 с.

18. Хрусталева Л.Н., Клименко В.В., Емельянова и др. Динамика температурного поля многолетнемерзлых пород южных районов криолитозоны при различных сценариях потепления климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 3–11.

19. Debolskiy M. V., Nicolsky D. J., R. Hock R., and Romanovsky V. E. Modeling Present and Future Permafrost Distribution at the Seward Peninsula, Alaska // Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 10.1029/2019JF005355.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА.

Гунин В.И.

Центр моделирования геосистем «МоГеос», Россия, 670034, г.Улан-удэ.

E-mail: vigunin@list.ru.

Есть мнение, что глобальное потепление климата может привести к существенным неблагоприятным последствиям, но есть противоположное, что потенциал холода, аккумулированный в мерзлоте, огромен. Нужно колоссальное тепловое воздействие, чтобы его хотя бы немного вывести из равновесия. Результаты численных экспериментов, полученные с использованием уникальной методики изменения граничных условий в процессе расчёта, показали, что деградация мерзлоты идёт снизу и может продолжаться сотни и тысячи лет.

EVALUATION THE INFLUENCE OF GLOBAL WARMING ON PERMAFROST BASED ON THE RESULTS OF A NUMERICAL EXPERIMENT.

Gunin V.I.

Centre of modeling of the geological systems "MoGeos", Russia, Ulan-Ude, 670034

E-mail: vigunin@list.ru.

It is believed that global climate warming can lead to significant adverse consequences, but there is the opposite that the potential of a cold, accumulated in the permanent, is huge. It is necessary to be a tremendous thermal effect so that it is at least to deduce it from equilibrium. The results of numerical experiments obtained using a unique methodology for changing the boundary conditions during the calculation process showed that the degradation of permits goes from below and can continue hundreds and thousands of years.

Глобальное изменение климата нельзя остановить или предотвратить. Это естественный циклический процесс развития планеты Земля, который не подвластен человеку, к нему надо приспосабливаться. Горные породы, длительное время (от нескольких лет до многих тысячелетий) находящиеся при температурах ниже 0°C и сцементированные льдом, получили название многолетней или вечной мерзлоты. Эта зона занимает более 65 % территории России или около 10,7 млн.кв.км. и охватывает значительную часть Сибири и Дальнего Востока.

Многие эксперты считают, что глобальное потепление климата при огромной площади вечной мерзлоты в России может привести к существенным неблагоприятным последствиям, но есть эксперты, которые думают иначе. Они считают, дело в том, что потенциал холода, аккумулированный в мерзлоте, огромен. Нужно колоссальное тепловое воздействие, чтобы его хотя бы немного вывести из равновесия. Пока ничего подобного ученые не фиксируют.

Для оценки влияния глобального потепления на вечную мерзлоту был проведён численный эксперимент с использованием математического аппарата вихревой гидродинамики (ВГ) разработанной автором.

Систему (ВГ) можно записать в виде сопряжённой трехмерной математической модели тепломассопереноса в вязких и пористых средах, которая в терминах функции тока, давления, температуры и концентрации выглядит так (рис. 1).

$$\frac{\partial \Psi_1}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial \Psi_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial \Psi_1}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial \Psi_1}{\partial y} \right) + \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} \right) = \frac{\partial \rho_\phi}{\partial x} + f_1(t, x, y, z) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Psi_2}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial \Psi_2}{\partial x} \right) + \frac{\partial \Psi_2}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial \Psi_2}{\partial y} \right) + \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho_\phi}{\partial y} + f_2(t, x, y, z) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Psi_3}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial \Psi_3}{\partial x} \right) + \frac{\partial \Psi_3}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial \Psi_3}{\partial y} \right) + \frac{\partial \Psi_3}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial \Psi_3}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho_\phi}{\partial z} + f_3(t, x, y, z) \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial P}{\partial y} \left(\kappa_y \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial P}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial P}{\partial z} \right) = f_4(t, x, y, z); \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W_x \frac{\partial T}{\partial x} + W_y \frac{\partial T}{\partial y} + W_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial x} \left(\alpha_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \left(\alpha_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial T}{\partial z} \left(\alpha_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + f_5(t, x, y, z) \quad (5)$$

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} + V_x \frac{\partial C_1}{\partial x} + V_y \frac{\partial C_1}{\partial y} + V_z \frac{\partial C_1}{\partial z} = \frac{\partial C_1}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial C_1}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C_1}{\partial y} \right) + \frac{\partial C_1}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial C_1}{\partial z} \right) - F_1(t, x, y, z) \quad (6)$$

$$V_x = \frac{\partial \Psi_3}{\partial y} - \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} - \kappa_x \frac{\partial P}{\partial x}; \quad V_y = \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_3}{\partial x} - \kappa_y \frac{\partial P}{\partial y}; \quad V_z = \frac{\partial \Psi_2}{\partial x} - \frac{\partial \Psi_1}{\partial y} - \kappa_z \frac{\partial P}{\partial z}; \quad (7)$$

$$\rho_\phi = \rho_0 - \rho_0 \beta (T - T_0) + \rho_0 \beta^* (C_S - C_{S0}) + \rho_0 \beta' (P - P_0) \quad C_S = \sum_i C_i \quad (8)$$

$$\Psi|_r = \Phi \quad \Psi(x, y, z)|_{t=0} = F_1(x, y, z) \quad C|_r = R \quad C(x, y, z)|_{t=0} = F_3(x, y, z) \quad (9)$$

$$T|_r = G \quad T(x, y, z)|_{t=0} = F_2(x, y, z) \quad P|_r = H \quad P(x, y, z)|_{t=0} = F_4(x, y, z)$$

Рис. 1. Система уравнений тепломассопереноса вихревой гидродинамики ВГ.

Подробное описание модели и методики расчета сделано в работе [2].

Процесс только промерзания, моделировался при задании на верхней границе постоянной отрицательной температуры, с её значениями -1, -40°C, а только оттаивания для разреза промёрзших пород с распределением температур взятых из различных источников и заданных на верхней границе блока разных температур. Процесс промерзания – оттаивания моделировался с заданным по времени шагом понижения температуры, до момента установления границы с нулевой температурой, а затем оттаивания с тем же шагом её повышения до момента полного оттаивания разреза.

Решались задачи для разных разрезов. 1) Сплошные слабопроницаемые породы и с изолированным участком. 2) Имеющие проницаемые пласты с разгрузкой в речную долину, расположенную в правой части расчётного блока в виде разлома с повышенной проницаемостью.

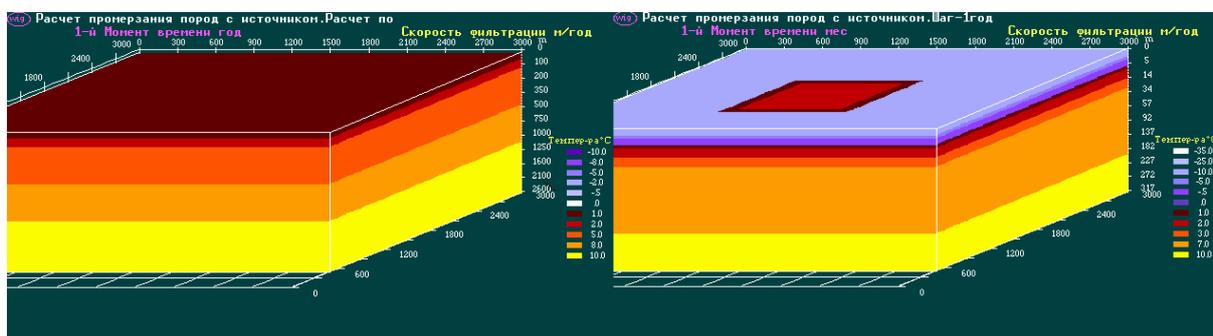


Рис. 2. Сплошные слабопроницаемые породы. Прямоугольник – изолированная площадь

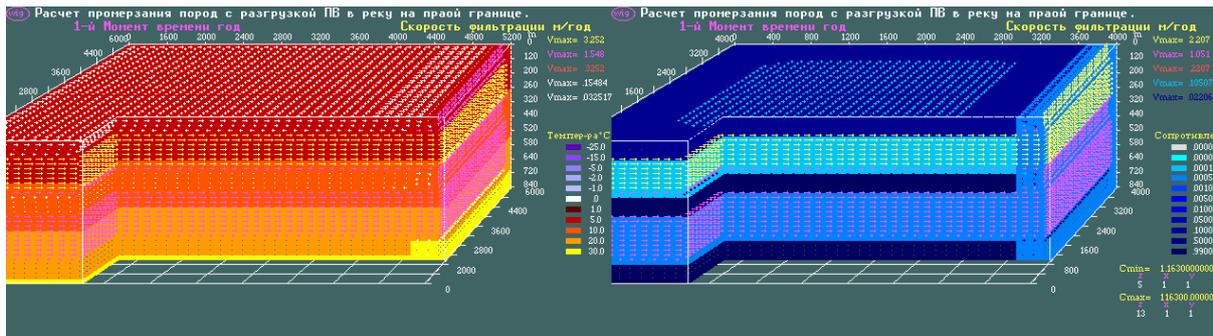


Рис. 3. Разрез пород, имеющий проницаемые пласты с разгрузкой в речную долину. Левая температура, правая коэффициент сопротивления пластов. Стрелками показаны скорости фильтрации подземных вод.

Для расчета был выбран блок в виде прямоугольного параллелепипеда, размером в горизонтальной плоскости от 3000 до 5000 м, вертикальной от 300 до 2500 метров. Блок был разбит объемной, неравномерной сеткой с шагом по горизонтали 100-500 м., а по вертикали шаг зависел от шага по времени, для 1сут. 1-10 м., 1мес 5-10 м., 1 год 20-50 м. Коэффициент температуропроводности пород принимался одинаковый для всего блока и равнялся 1×10^{-6} м²/сек.

В начальных условиях задавался температурный разрез с градиентом температуры 2 - 4°C/100м, на нижней границе задавалась постоянная температура соответствующая её глубине определённой по вертикальному шагу сетки. На вертикальных границах задавалась изоляция, и они удалялись на расстояние отсутствия влияния на процесс. Для блока имеющего речную долину в разрезе задавались слабопроницаемые пласты 1×10^{-4} , 1×10^{-5} дарси и высокопроницаемые 1-2 дарси, через которые шла разгрузка подземных вод в речную долину, при замерзании пород их проницаемость уменьшалась до уровня слабопроницаемых.

Результаты расчёта показывают, что при расчёте варианта с постоянной на верхней границе средней за год отрицательной температурой (-1) – (-3)°С, а на нижней +10°С, для блока со сплошной слабопроницаемой породой мощностью до 400 м, глубина промерзания составляет 50 – 120 метров. Промерзание идёт неравномерно. В первые, годы скорость промерзания составляет 5-6 м/год, затем замедляется и к 400 - 1200 годам почти полностью затухает. При температурах до -7°С температура затухает к 1800 году, глубина промерзания увеличивается до 190 метров. При снижении температуры на верхней границе глубина промерзания увеличивается и при температуре -15°С составляет 230 метров, а при температуре -25°С 265 метров. К 2000 - 2400 годам в этих случаях устанавливается равновесная температура пород с нулевой границей (рис 4). Нулевая граница между мёрзлыми и тальми породами не постоянна. При повышении температуры на поверхности она смещается к верху, а при понижении к низу.

При расчётах с шагом по времени один месяц на верхней границе задавалась средняя температура для каждого месяца, которая менялась в течении года от +20°С в июле до -40°С в январе. Такие колебания значений температуры влияли на процесс промерзания пород, который зависел от величины интервала времени с положительными температурами и разницы между положительными и отрицательными значениями. За интервал месяцев с положительными температурами, верхняя часть разреза протаивала, а затем при наступлении интервала месяцев с отрицательными температурами снова начинала промерзать. Такие колебания температуры снижали скорость промерзания пород разреза. При интервале времени с положительной температурой 3-5 месяцев и средней по месяцу максимальной температурой в июле +15°С, глубина оттаивания

составляла 1-1.5 метров, при повышении до $+20^{\circ}\text{C}$, максимум до 2 метров. На глубине более 2 метров тоже были колебания значений температуры, но в диапазоне отрицательных температур, которые затухали с глубиной (рис 5).

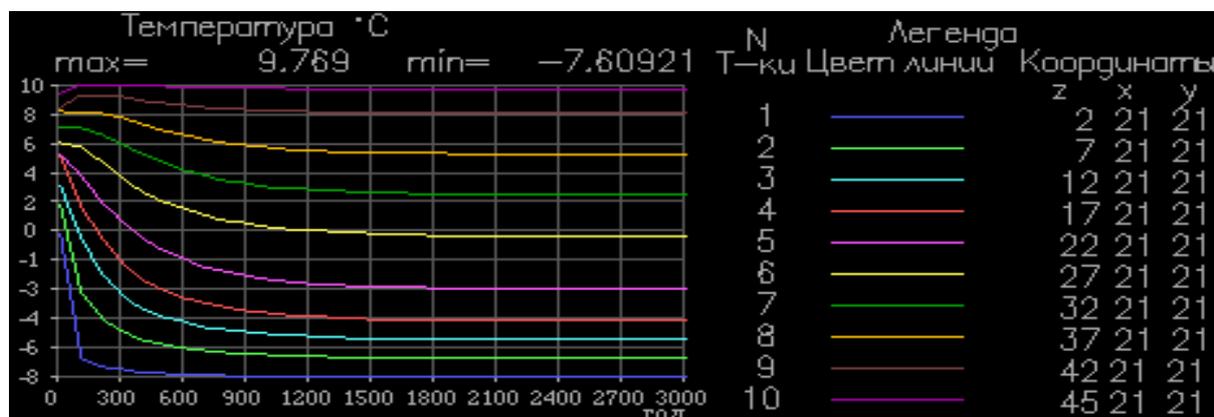


Рис 4. Распределение температуры при промерзании с 1 года до 3000 года, при температуре на верхней границе -8°C , на нижней $+10^{\circ}\text{C}$. Точки расположены на вертикальной координате Z в центральной части блока. Шаг по глубине 6 метров по времени 1 год.

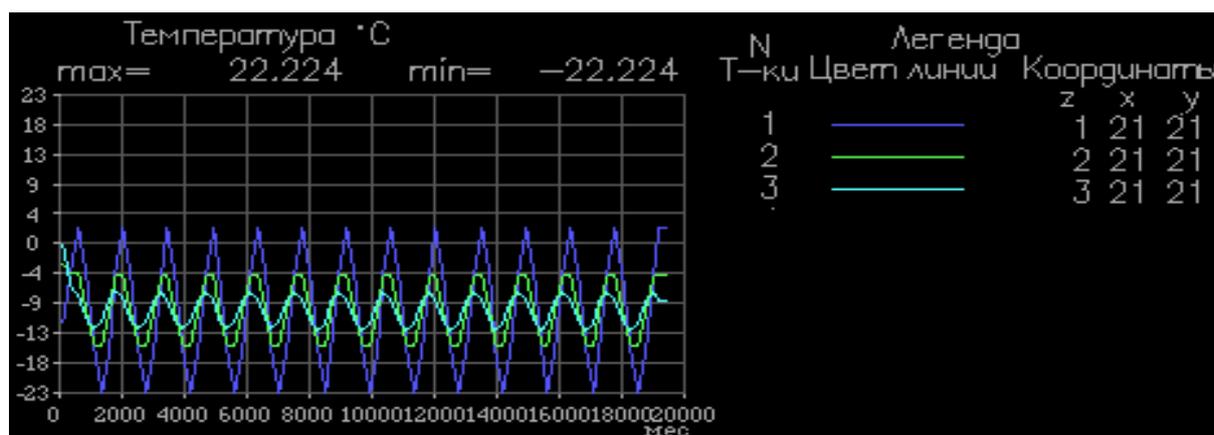


Рис 5. Распределение температуры при промерзании за 20000 месяцев (~1700 лет) при колебаниях температуры на верхней границе от $+17^{\circ}\text{C}$ до -40°C , на нижней постоянной исходной $+10^{\circ}\text{C}$. Точки расположены на вертикальной координате Z в центральной части блока. Шаг по глубине 2 метра, по времени 1 месяц.

При мощности разреза до 1000 – 3000 метров и температуре на нижней границе от $+30^{\circ}\text{C}$ до $+100^{\circ}\text{C}$, на верхней от -10°C до -30°C процесс промерзания, до установления постоянной нулевой границы, может продолжаться десятки тысяч лет до 90000 лет, а глубина промерзания достигать 500 - 1600 метров (рис 6).

Проведены расчёты по оценке глубины промерзания пород для разных значений температур на верхней и нижней границах. На верхней границе блока задавались данные, взятые с карты распределение среднемесячных и среднегодовых температур в районах России, полученных по результатам буровых работ в северо-восточной части страны [1]. На нижней границе задавались значения температуры исходя из оценки их роста на 500 метров глубины, это примерно 10, 12 и 15°C , Результаты расчётов представлены в (табл. 1).

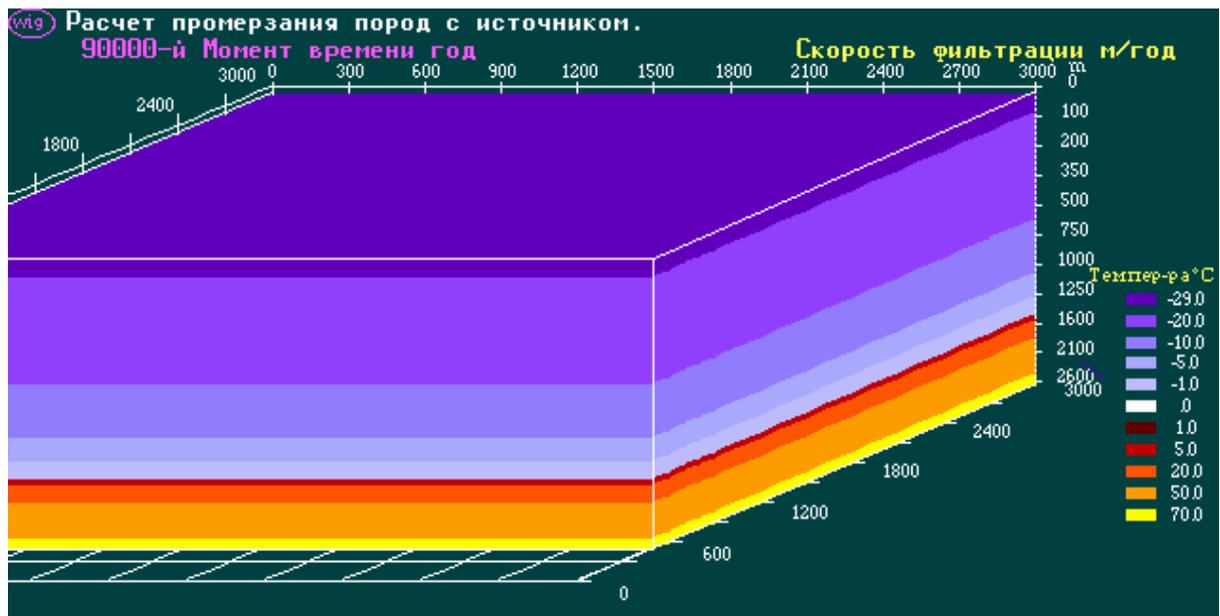


Рис. 6. Распределение температуры при промерзании за 90000 лет при температуре на верхней границе -30°C на нижней $+60^{\circ}\text{C}$. Шаг по глубине 20-100 метра, по времени 1 год. Глубина промерзания 1400 метров.

Таблица 1. Глубина промерзания пород при разных граничных условиях.

| | | | |
|--------------------------------|--|--|--|
| Температура на верхней границе | -10°C | -20°C | -30°C |
| Температура на нижней границе | 50°C 60°C 75°C | 50°C 60°C 75°C | 50°C 60°C 75°C |
| Глубина промерзания в метрах | 850 750 650 | 1250 1150 1000 | 1500 1400 1250 |

В расчётах процесса промерзания – оттаивания в каждый момент времени задавалось снижение с положительной или нулевой температуры на верхней границе на $0.02-0.04^{\circ}\text{C}$ в год, что составляло в среднем $3-3.5^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. Породы постепенно начинают промерзать и граница с нулевой температурой погружаться с начальной скоростью около 5 м/год с замедлением и полным затуханием. После установление нулевой границы на определённой глубине, на верхней границе блока задавалось повышение температуры с таким же шагом, что и понижение. Температура разреза начинала повышаться, породы оттаивать, а нулевая граница подниматься. Деградация мерзлоты шла снизу (рис 7).

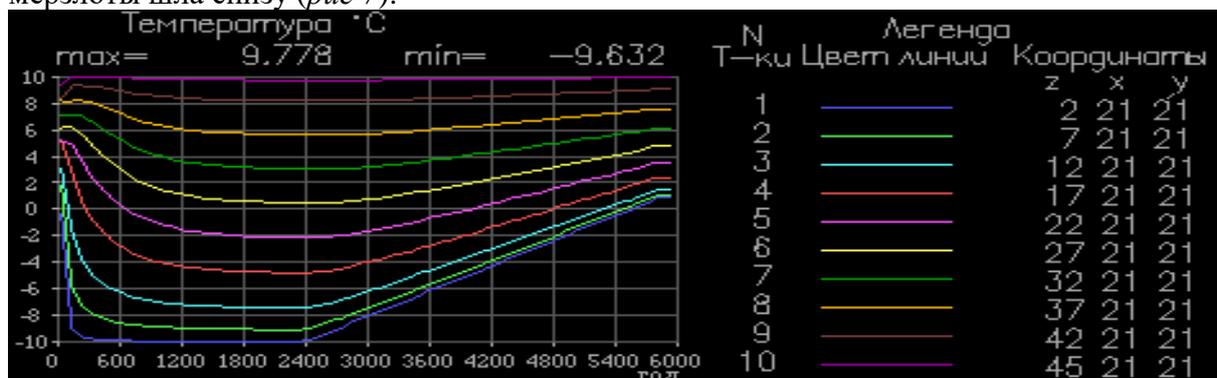


Рис 7. Температуры за 6000 лет. При промерзании с 1 го до 2400 года и оттаивание при понижении, а затем повышении температуры на верхней границе на 0.04°C в год. Точки расположены на вертикальной координате Z в центральной части блока. Шаг по глубине 6 метров по времени 1 год.

При расчётах с шагом по времени один месяц на верхней границе задавалась средняя температура для каждого месяца, которая менялась в течении года от $+20^{\circ}\text{C}$ в июле до -40°C в январе. За интервал месяцев с положительными температурами, верхняя часть разреза протаивала, а затем при наступлении интервала месяцев с отрицательными температурами снова начинала промерзать. Такие колебания температуры снижали скорость промерзания пород разреза. При промерзании пород, температура в первой верхней точке (до 2 метров) в интервал месяцев с положительными температурами может подниматься до плюсовых значений (рис 8).

При более низких значениях температур в весенне-летне-осеннем интервале, температура выше нулевой отметки не поднималась.

Если на верхней границе задать изолированный участок (рис 2), то промерзание и оттаивание под ним будет идти неодинаково. Под изоляцией скорость промерзания будет меньше, а скорость оттаивания больше чем в окружающих породах (рис 9).

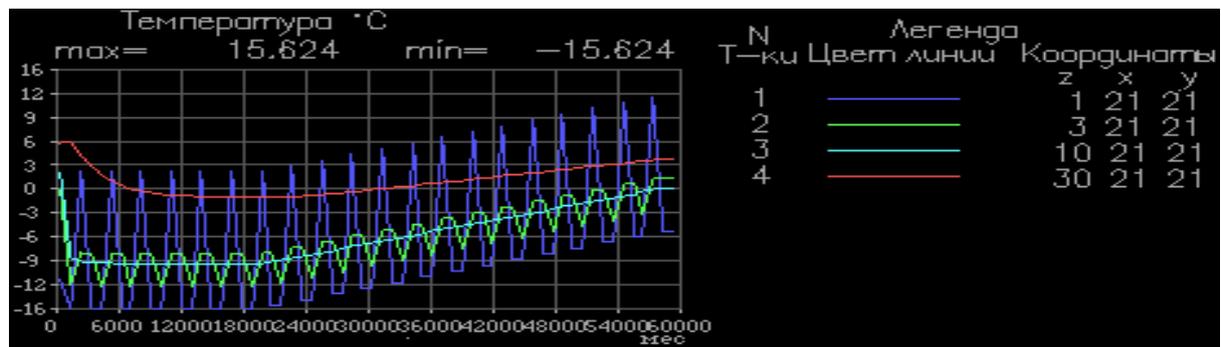


Рис 8. Распределение температуры за 60000 месяцев (5000 лет). При промерзании за 20000 месяцев (~1700 лет) при заданных на верхней границе в каждый момент времени средних месячных температурах, а затем оттаивания при повышении значений этих температур на 0.003°C в каждом месяце. Точки расположены на вертикальной координате Z в центральной части блока. Шаг по глубине 2 метра, по времени 1 месяц

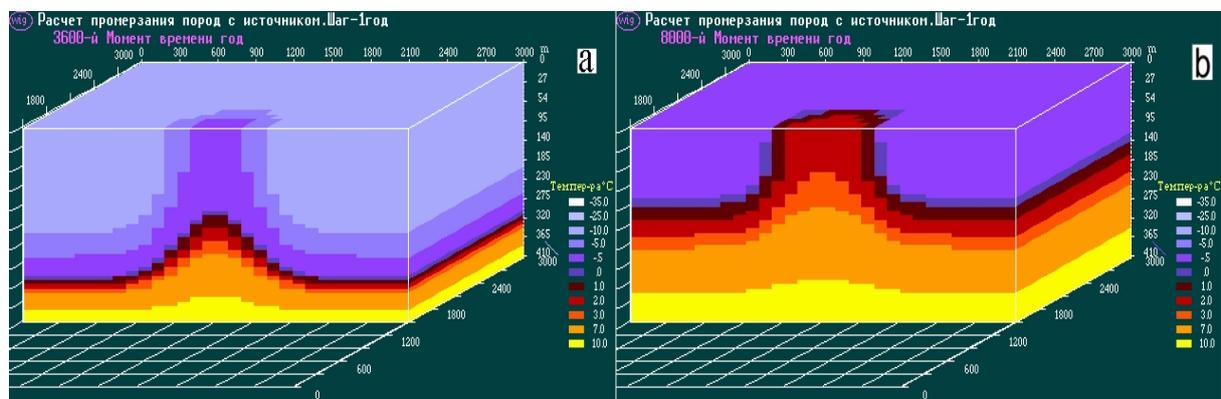


Рис 9. Распределение температуры за 8000 лет, при заданной на верхней границе 0-ой температуре и изолированного участка, а) за 3600 лет промерзания с уменьшением её на 0.03°C в год, б) затем до 8000 лет оттаивания с увеличением её на 0.03°C в год

В задаче с разгрузкой по проницаемым пластам в речную долину, расположенную в правой части расчётного блока в виде разлома с повышенной проницаемостью (рис 3), процесс шёл примерно также как в описанных выше расчётах.

При промерзание пород подземные воды замерзают, а проницаемость в водоносных пластах снижается до минимума около нуля и разгрузка в реку из них прекращается. Питание реки осуществляется за счёт пластов расположенных на глубинах, которых мерзлота не достигает (рис 10).

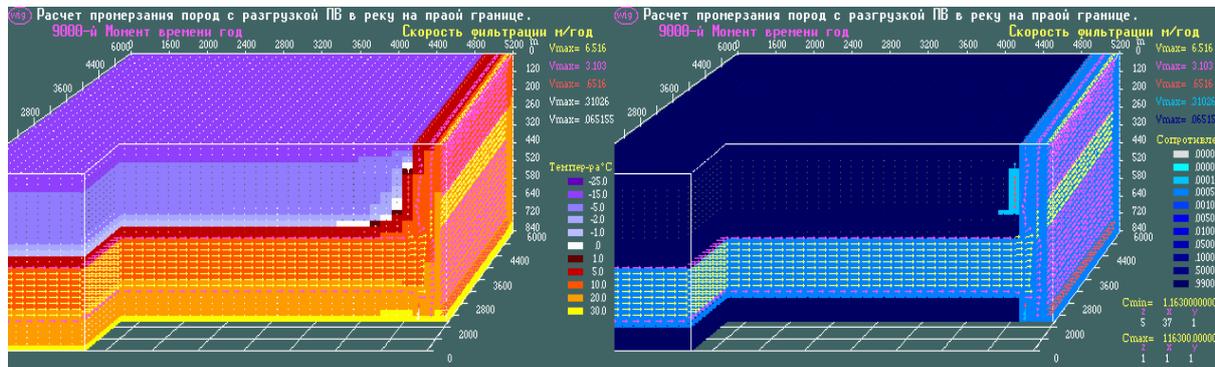


Рис 10. Распределение левая, температуры, правая коэффициента сопротивления пластов, при заданной на верхней границе температуре -25°C . за 9000 лет и глубине промерзания 400 метров

После повышения температуры на верхней границе блоков на 0.0025°C в год состояние пород полностью восстанавливается до исходного через 10000 лет.

В процессе деградации мерзлоты идет выравнивание (снижение) градиента температуры (Рис 11). Этот признак выхода деградации мерзлоты на финишную прямую, и может быть критерием, по которому можно определить и оценить время (промежуток времени) окончания оттаивания. После промерзания с 1-го по 4000 года идёт вначале медленная, а затем ускоренная деградация мерзлоты, при этом градиент температуры (разность температуры между точками), начинает с верхних точек уменьшаться. После 7000 до 8000 годов практически подходит к нулю.

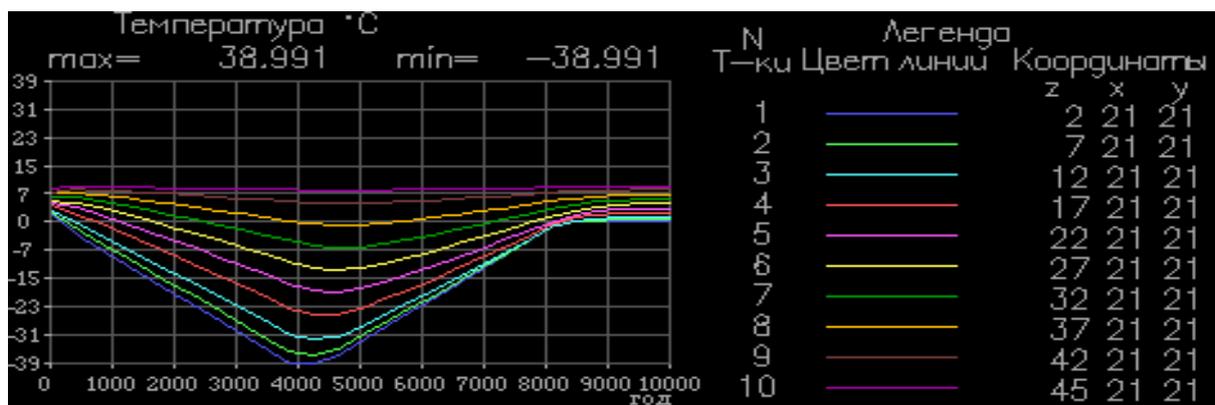


Рис 11. Температуры за 10000 лет. При промерзании с 1 го до 4000 года и оттаивание при понижении, а затем повышении температуры на верхней границе на 0.04°C в год. Точки расположены на вертикальной координате Z в центральной части блока. Шаг по глубине 6 метров по времени 1 год

Такое явление при деградации мерзлоты может служить критерием для определения остаточного времени до полного её исчезновения. В любой изучаемой местности можно пробурить скважины и определить вертикальный градиент температур между точками. Задав в модели на верхней границе известную температуру и её изменение на любой временной период, можно определить время существования мерзлоты (её полной деградации).

Разработана уникальная методика расчётов промерзания и оттаивания пород с использованием переменных граничных условий на верхней границе рассматриваемой расчётной области, которые можно изменять во время проведения расчётов. Эти изменения можно проводить с шагом по времени сутки, месяц и год. При этом есть возможность оставлять не изменяемые (постоянные) граничные условия в заданных (необходимых) для решения поставленной задачи местах.

Анализ результатов численных расчётов по влиянию глобального потепления на вечную мерзлоту показал.

Вечная мерзлота формируется за счёт понижения температуры на поверхности коры. Это процесс взаимодействия двух потоков, теплового потока идущего из недр Земли и холодного потока идущего с поверхности коры.

Такой процесс взаимодействия этих потоков тепла и холода может длиться тысячи и десятки тысяч лет. Граница между мёрзлыми и тальными породами не постоянна. При повышении температуры на поверхности она смещается кверху, а при понижении к низу. Чем больше тепловой поток, тем меньше глубина промерзания и наоборот.

При деградации мерзлоты идёт обратный процесс, промерзшие породы тают снизу, он может длиться тысячи лет. С повышением температуры на поверхности коры она увеличивается и в мерзлоте, но не выше чем на поверхности.

В районах России, где существует вечная мерзлота, средняя годовая температура равна (-8.. -20) град. Вечная мерзлота сохранится пока эта температура не повысится до 0 - +1 град, даже при повышении этой температуры на 4 град за 100 лет, для этого потребуется 200-500 лет.

Определён критерий, по которому можно сделать оценку времени (промежутка времени) полного окончания оттаивания (деградации) мерзлоты на рассматриваемом участке.

Литература

1. Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы якутской алмазаносной провинции Новосибирск. - Академическое изд-во «Гео», 2009. 319 с.
2. Гунин В.И. Вихревая гидродинамика новый подход к моделированию геосистем // Вестник Пермского университета. Серия: Математика. Механика. Информатика. 2018. Вып. 1 (40). С. 5–18.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Иванова А.А.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; ananivanova@yahoo.com

Для оценки климатических изменений в северо-западном секторе Западной Сибири проанализирована динамика температуры воздуха и осадков за периоды положительных и отрицательных температур по метеостанциям Им. М.В. Попова (о. Белый), Марре-Сале, Салехард и Новый Порт с 1922 по 2019 гг. Пропуски наблюдений восстановлены с помощью уравнений регрессии. Рассчитаны статистические характеристики за весь период, по тридцатилетиям, двадцатилетиям и десятилетиям. Проведена статистическая оценка характеристик методом дисперсионного анализа.

STATISTICAL ANALYSIS OF METEOROLOGICAL TIME SERIES OF THE NORTH-WESTERN SECTOR OF WESTERN SIBERIA

Ivanova A.A.

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Russia; ananivanova@yahoo.com

To assess climate change in the northwestern sector of Western Siberia, the dynamics of air temperature and precipitation for periods of positive and negative temperatures was analyzed at the meteorological stations Im. M.V. Popov (Bely Island), Marre-Sale, Salekhard and Novy Port from 1922 to 2019. Omissions of observations are restored using regression equations. Statistical characteristics are calculated for the entire period, for thirty years, twenty years and decades. Statistical assessment of the characteristics was carried out by the method of dispersion analysis.

Оценка интенсивности климатических изменений является важной проблемой, особенно для районов распространения вечной мерзлоты. Согласно выводам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) средняя глобальная температура воздуха повысилась на 0,85 °С в период 1880–2012 гг., а в будущем прогнозируется её дальнейшее увеличение на 1–2 °С [1]. Такие изменения могут привести к значительному увеличению температуры многолетнемерзлых пород, уменьшению их прочностных свойств и усилению деструктивных геокриологических процессов [2]. Чтобы уточнить количественную оценку и тенденции современных климатических изменений в северо-западном секторе Западной Сибири за периоды положительных и отрицательных температур поставлена задача: проанализировать динамику температуры воздуха и осадков с 1922 по 2019 гг. Статистический анализ проведен с помощью языка программирования R в программе R-Studio.

В работе использованы суточные данные Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД [3]). Основная информация по расположению метеостанций и длительности наблюдений приведена в табл. 1.

Таблица 1. Список гидрометеорологических станций

| Индекс ВМО | Наименование станции | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | Высота у.м., м | Природная зона | Годы функционирования |
|------------|----------------------|--------------|---------------|----------------|-----------------|-----------------------|
| 20667 | Им. М.В. Попова | 73,3 | 70,1 | 4 | северная тундра | 1934–2018 |
| 23032 | Марре-Сале | 69,7 | 66,8 | 24 | средняя тундра | 1915–2018 |
| 23330 | Салехард | 66,5 | 66,7 | 15 | южная тундра | 1883–2019 |
| 23242 | Новый Порт | 67,7 | 72,9 | 11 | южная тундра | 1936–2019 |

Несмотря на продолжительность данных для Салехарда и Марре-Сале, из-за совместных пропусков 1917-2021 гг. рассматривается период, начиная с 1922 г. Массивы данных успешно прошли проверки на корректность и отсутствие пропусков дат [4].

Метеорологические данные связаны по пространству и времени, поэтому ряд измерений на одной станции связан с временными рядами ближайших станций. Так как коэффициенты корреляции между температурой воздуха на метеостанциях $r > 0.7$, для получения однородных и сравнимых между собой рядов использована методика восстановления данных помощью уравнений множественной линейной регрессии [5]. В период с 1922 по 2019 гг. удалось восстановить все суточные данные (используя от пяти до семи моделей). Для метеостанции Им. М.В. Попова восстановлены 3047, для Марре-Сале – 1908, для Салехарда – 771, для Нового Порта – 196 значений. Суточные данные осадков имеют невысокие коэффициенты корреляции между станциями, поэтому пропуски данных по осадкам заменены многолетними средними значениями.

По восстановленным массивам были рассчитаны суммы положительных и отрицательных температур, а также жидких и твердых осадков. Параметры рассчитаны за гидрологический год (с 1 октября одного по 30 сентября следующего года). По этим данным рассчитаны статистические характеристики для метеостанций северо-западного сектора Западной Сибири (рис. 1).

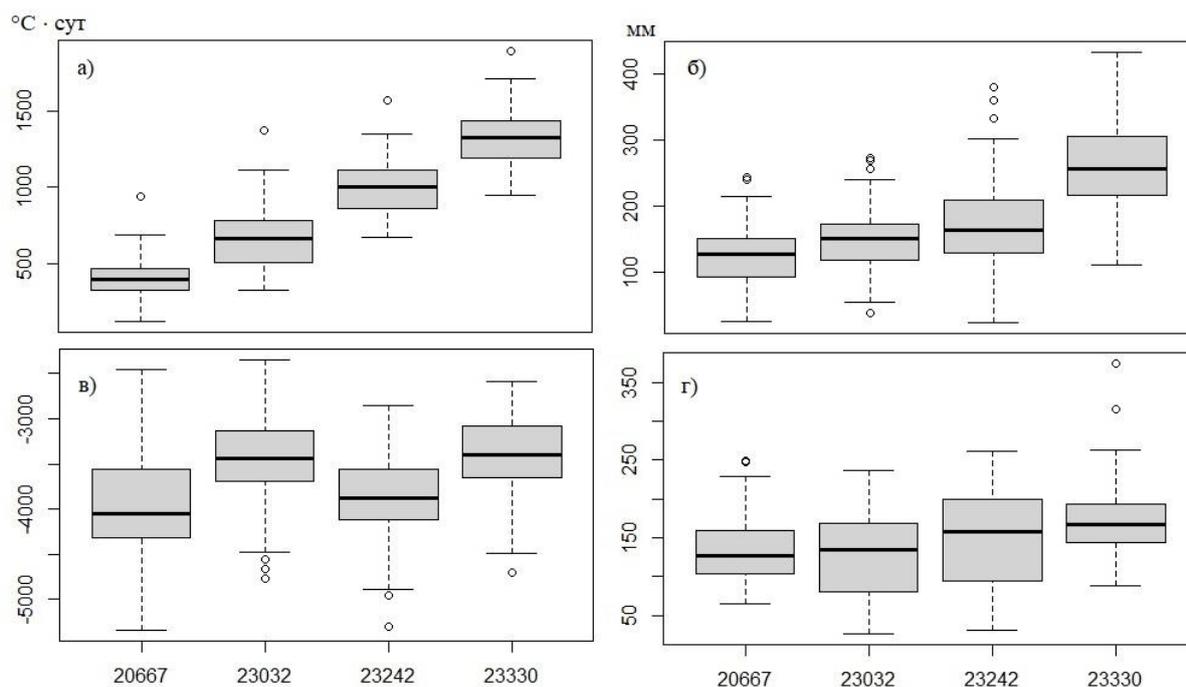


Рисунок 1. Вариации климатических параметров для метеостанций северо-западного сектора Западной Сибири: а – суммы положительных температур, б – суммы жидких осадков, в – суммы отрицательных температур, г – суммы твердых осадков; черные линии – средние значения; прямоугольники – величина стандартного отклонения.

При расчете параметров учитывалось наличие внутренней связанности рядов. В рядах сумм отрицательных температур и сумм жидких и твердых осадков наблюдается наличие внутренней связанности (коэффициент автокорреляции $r_1 \geq 0.2$) [6]. Поэтому расчет статистик выполнен по формулам, учитывающим внутрирядную корреляцию членов.

Период положительных температур в северо-западной части Западной Сибири начинается в мае–июне и заканчивается в октябре. Его длительность меняется из года в год – в среднем составляя 108 дня на о. Белом, 122 дней в Марре-Сале, 130 дней в Новом Порту и 147 день в Салехарде. Суммы положительных температур убывают с возрастанием широты (рис. 1а), тогда как для сумм отрицательных температур характерно пространственное уменьшение с северо-востока на юго-запад (рис. 1в) [7]. Распределение сумм жидких и твердых осадков подчиняются широтной зональности (рис. 1б и 1г).

Для оценки изменчивости были рассчитаны многолетние средние значения за десятилетия, двадцатилетия и тридцатилетия, проведен дисперсионный анализ и выполнены попарные сравнения. Дисперсионный анализ сумм положительных температур при разбиении по десятилетиям выявил статистически значимое отличие (уровень значимости $p\text{-value} = 0.00246$). При попарном сравнении этих периодов оказались статистически значимыми отличия между 2010-2019 и следующими периодами: 1930-1939, 1960-1969 и 1970-1979 гг. При разбиении на тридцатилетия (1930-1959, 1960-1989, 1990-2019) дисперсионный анализ также выявляет статистически значимые отличия с уровнем значимости $p\text{-value} = 0.0123$. Значимо от остальных отличается период 1990-2019 гг. (рис. 1а). При разделении на двадцатилетия дисперсионный анализ также выявляет статистически значимые отличия с уровнем значимости $p\text{-value} = 0.00371$. Также значимо от остальных отличается современный

период. Применение дисперсионного анализа для сумм отрицательных температур не выявило статистически значимых отличий. Для сумм жидких и твердых осадков также обнаружены статистически значимые различия (рис. 2 б, г).

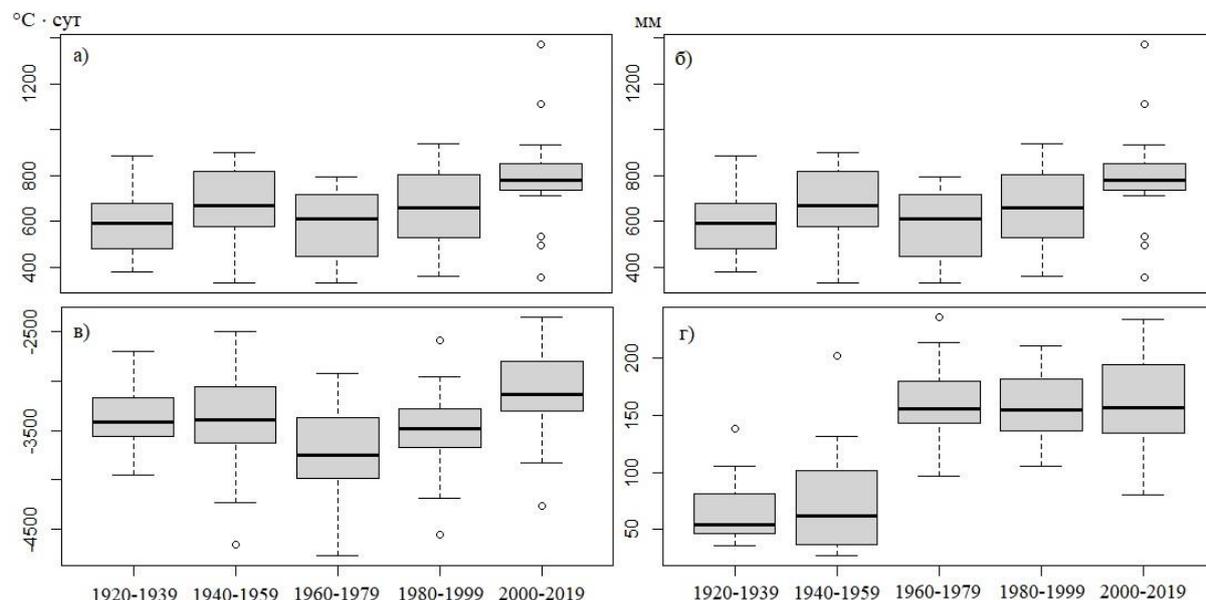


Рисунок 2. Средние значения климатических параметров для метеостанций северо-западного сектора Западной Сибири по периодам: а – суммы положительных температур, б – суммы жидких осадков, в – суммы отрицательных температур, г – суммы твердых осадков;

Литература

1. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
2. Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов // Арктика. XXI век. Естественные науки. 2015. № 2. С. 60–74.
3. Российский гидрометеорологический портал: электронная база метеорологических данных международного обмена ВНИИГМИ-МЦД. URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения 12.01.2021).
4. Руководство по специализированному обслуживанию экономики климатической информацией, продукцией и услугами 2008. / Под редакцией д-ра геогр. наук, профессора Н.В. Кобышевой. – СПб.– 336 с.
5. Дружинин В.С., Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. Учебное пособие. – СПб.: изд. РГГМУ. 2001. – 169 с.
6. Подрезов О.А. Методы статистической обработки и анализа гидрометеорологических наблюдений. – Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. –261 с.
7. Иванова А.А., Слагода Е.А. Моделирование пространственного распределения климатических параметров на севере Западной Сибири // Географический вестник = Geographical bulletin. 2020. Т. 53. № 2. С. 119–129.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ ЛЕСНЫХ МАССИВОВ ПРИ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

Пермяков П.П.^{1,2}, Винокурова Т.А.^{1,*}, Варламов С.П.¹, Скрыбин П.Н.¹

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

²Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, Якутск, Россия

*email: tatyana_umka91@mail.ru

Аннотация. Осуществлен долгосрочный численный прогноз температурного режима деятельного слоя лесного массива с учетом современного изменения внешней температуры, высоты снежного покрова в условиях Центральной Якутии. Результаты численного расчета достаточно хорошо согласуются с данными натурального наблюдения.

NUMERICAL MODELING OF SOIL THERMAL REGIME OF FOREST LANDS DURING CLIMATE WARMING

Permiakov P.P.^{1,2}, Vinokurova T.A.^{1,*}, Varlamov S.P.¹, Skriabin P.N.¹

¹Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

²Larionov Institute of Physical and Technical Problems of the North SB RAS, Yakutsk, Russia

*email: tatyana_umka91@mail.ru

Annotation. A long-term numerical forecast of the temperature regime of the active layer of the forest massif has been carried out, taking into account the current change in external temperature, the height of the snow cover in the conditions of Central Yakutia. The results of the numerical calculation are in good agreement with the data of field observation.

Оценка изменения теплового состояния ландшафтов при современном потеплении климата является актуальной задачей геофизиологии. Применение в исследованиях математического моделирования с использованием гидрометеорологической информации, данных теплобалансовых стационаров и мониторинговых полигонов позволяет оценить динамику термического состояния верхних горизонтов криолитозоны. Актуальность настоящей работы заключается в возможности получения новых достоверных данных по количественной оценке динамики термического режима многолетнемерзлых пород в слое годовых теплооборотов.

К настоящему времени накоплен значительный объем длительных наблюдений, не имеющих аналогов в Якутии. Информация, полученная на стационарах, показывает реакцию верхних горизонтов криолитозоны на климатические колебания последних десятилетий [2, 6].

Основными индикаторами тепловой эволюции грунтов при изменении климата являются: глубина сезонного протаивания (ξ), среднегодовая температура на подошве сезонного протаивания (t_ξ) и слоя годовых теплооборотов (t_0).

В начале нового столетия количественная оценка эволюции криолитозоны успешно реализуется на основе коррективного назначения верхних граничных условий (учет динамики температуры воздуха, снежного покрова и летних осадков), особенностей напочвенных покровов, литологического состава, теплофизических свойств отложений, температуры грунтов слоя годовых теплооборотов. Эволюция криолитозоны наиболее достоверно отражается на основе использования численных решений задачи Стефана.

Динамика промерзания и протаивания мерзлых грунтов основывается на математической модели переноса тепла с фазовыми переходами [7, 8]. Классическая постановка задачи, известная как задача Стефана, состоит из уравнения теплопроводности в талой (Ω_T) и мерзлой зонах (Ω_M) и два граничных условия на подвижной поверхности ($\xi(\tau)$) раздела фаз:

$$\rho_M c_M(T_M) \frac{\partial T_M}{\partial \tau} = \text{div}(\lambda_M(T_M) \nabla T_M), \quad x \in \Omega_M, \quad (1)$$

$$\rho_T c_T(T_T) \frac{\partial T_T}{\partial \tau} = \text{div}(\lambda_T(T_T) \nabla T_T), \quad x \in \Omega_T, \quad (2)$$

$$\left[\lambda_T \frac{\partial T_T}{\partial n} - \lambda_M \frac{\partial T_M}{\partial n} \right] = \rho L V_n, \quad x \in \xi(\tau), \quad (3)$$

$$T_T = T_M = T_\phi, \quad (4)$$

На верхней границе исследуемой области задается граничное условие III-го рода, для которого тепловой поток в грунт определяется конвективным теплообменом между поверхностью пород и воздухом:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = \alpha_{\text{кв}} (T_{\text{вз}} - T_n) \quad (5)$$

Здесь T – температура, °С; τ – время, с; $x = (x_1, x_2, x_3)$ – пространственная координата; c – удельная теплоемкость, Дж/кг; ρ – плотность, кг/м³; λ – коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К); V_n – скорость перемещения поверхности $\xi(\tau)$ по направлению к нормали n ; T_ϕ – температура кристаллизации поровой влаги, °С; $T_{\text{вз}}$, T_n – температура воздуха и поверхности грунта соответственно; $\alpha_{\text{кв}}$ – коэффициент конвективного теплообмена, Вт/(м²·К).

Численная реализация поставленной задачи (1) – (5) осуществлена с применением неявной разностной схемы, которая абсолютно устойчива [8]. Математическая модель учитывает, как внутренние (удельная теплоемкость, плотность, коэффициент теплопроводности, удельная теплота фазового перехода и т.д.) так и внешние (коэффициент конвективного теплообмена, температура воздуха и т.д.) параметры, определяющие формирование температурного режима грунтов. Внутренние параметры грунтов определяются с детальным учетом литологического разреза данных изысканий.

Исходную информацию о температурном режиме воздуха (внешний параметр) за летний ($T_\tau^{\text{л}}(\tau)$) и зимний ($T_\tau^{\text{з}}(\tau)$) периоды по данным метеостанций аппроксимировали стандартной тригонометрической функцией [11]:

$$T_\tau^{\text{з}}(\tau) = \frac{\pi \Omega_{\text{з}}}{2\tau_{\text{з}}} \sin\left(\frac{\pi \tau}{\tau_{\text{з}}}\right),$$

$$T_\tau^{\text{л}}(\tau) = \frac{\pi \Omega_{\text{л}}}{2\tau_{\text{л}}} \sin\left(\frac{\pi \tau}{\tau_{\text{л}}}\right),$$

Значения $\Omega_{\text{з}}$, $\Omega_{\text{л}}$ для долгосрочных расчетов каждый год меняются в зависимости от внешней температуры и задаются по данным метеостанции. Эффективный коэффициент теплоотдачи учитывает высоту снежного покрова, растительности, скорости ветра и т.д. Термическое сопротивление $\alpha_{\text{эф}}$ с учетом среднемесячной высоты снежного покрова задается по данным метеостанции Якутск (табл. 1):

$$\alpha_{\text{эф}} = \frac{1}{\left(\frac{1}{\alpha_0} + \frac{h_{\text{сн}}}{\lambda_{\text{сн}}}\right)}$$

где $\alpha_{\text{эф}}$ – эффективный коэффициент теплоотдачи, Вт/(м²·К); α_0 – коэффициент теплоотдачи; $h_{\text{сн}}$ – высота снежного покрова, м; $\lambda_{\text{сн}}$ – теплопроводность снега, Вт/м·К).

Геотемпературные наблюдения организованы на участке, расположенном на территории Института мерзлотоведения СО РАН в низкотеррасовом типе местности с абсолютными отметками 104-105 м в толочнянковом сосняке (1970 г.) в настоящее время с разнотравным покровом. Возраст леса 100-120 лет, сомкнутость крон 0,3-0,4, средняя высота 10-12 м. Лесная подстилка состоит из хвои, мха, корней сгнивших остатков и имеет толщину 2-3 см. Литологический разрез: до 0,6 м – легкий суглинок; с 0,6 до 8,4 м – песок мелкозернистый вначале с прослоями супеси, затем растительного детрита; с 8,4

м – песок мелкозернистый с галькой. Сезоннопротаивающий слой мощностью 1,72-1,90 м имеет среднюю весовую влажность 4-13 %. Влажность нижнего многолетнемерзлого слоя до глубины 15 м составляет 21-24%.

Таблица 1. Термическое сопротивление $\alpha_{эф}$ с учетом толщины снега $h_{сн}$, Вт/(м²·К)

| | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|
| $h_{сн}$, м | 0,0 | 0,05 | 0,10 | 0,15 | 0,20 | 0,25 |
| $\alpha_{эф}$, Вт/(м ² ·К) | 12,3 | 5,44 | 1,84 | 1,15 | 0,67 | 0,52 |
| $h_{сн}$, м | 0,30 | 0,35 | 0,40 | 0,45 | 0,50 | 0,55 |
| $\alpha_{эф}$, Вт/(м ² ·К) | 0,42 | 0,37 | 0,31 | 0,27 | 0,21 | 0,19 |

Литологию грунтов и их теплофизические характеристики на участках определяли на основе инженерно-геокриологических работ. Начальные температуры грунтов, суммарные влажности (воды и льда) задавались с данных натуральных наблюдений. Плотность грунта, теплофизические характеристики (теплопроводность, удельная теплоемкость), незамерзшая вода и термическое сопротивление снежного покрова определяли по экспериментальным и литературным данным [1, 3, 4, 6, 9-13].

Метеорологические наблюдения в г. Якутске выявляют два периода с отчетливо выраженным повышением температур воздуха: с конца XIX в. до 30-40-х годов XX в. (“потепление Арктики”) и с середины 60-х годов XX в. по настоящее время. Между этими периодами отмечалось некоторое похолодание. Средняя температура воздуха по месяцам, представленная в таблице 2, позволяет оценить ее изменчивость за различные периоды. Период 1961-1990 гг. в настоящее время рекомендован Всемирной метеорологической организацией в качестве нормы (реперного) при оценке текущих климатических изменений. Последний период: 2001-2019 гг. показателен с позиции современного потепления, поскольку именно эти годы стали наиболее теплыми за последние десятилетия.

Таблица 2

Средняя месячная и средняя годовая температура воздуха за различные периоды (°С) в

г. Якутске [2]

| I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|---------------|-------|-------|------|-----|------|------|------|-----|------|-------|-------|--------------|
| 1882-1960 гг. | | | | | | | | | | | | |
| -43,2 | -35,9 | -22,2 | -7,4 | 5,7 | 15,4 | 18,7 | 14,8 | 6,2 | -7,9 | -28,0 | -39,8 | -10,3 |
| 1961-1990 гг. | | | | | | | | | | | | |
| -41,1 | -35,8 | -21,7 | -6,2 | 6,7 | 15,4 | 18,7 | 14,9 | 5,7 | -8,6 | -29,2 | -38,8 | -10,0 |
| 1991-2000 гг. | | | | | | | | | | | | |
| -37,0 | -32,3 | -21,8 | -5,1 | 7,2 | 16,5 | 19,5 | 15,2 | 5,8 | -7,2 | -27,8 | -37,9 | -8,7 |
| 2001-2019 гг. | | | | | | | | | | | | |
| -37,2 | -33,4 | -18,0 | -3,1 | 8,3 | 17,2 | 19,9 | 15,9 | 6,5 | -6,8 | -25,3 | -36,4 | -7,7 |

В последние 3 десятилетия в Якутске отмечается заметное повышение среднегодовой температуры воздуха, вследствие потепления зимних периодов. За весь период наблюдений (1990 – 2020 гг.) самые низкие температуры воздуха отмечены в 1994 и 2004 гг. и высокие – 2017 и 2020 гг. (рис. 1).

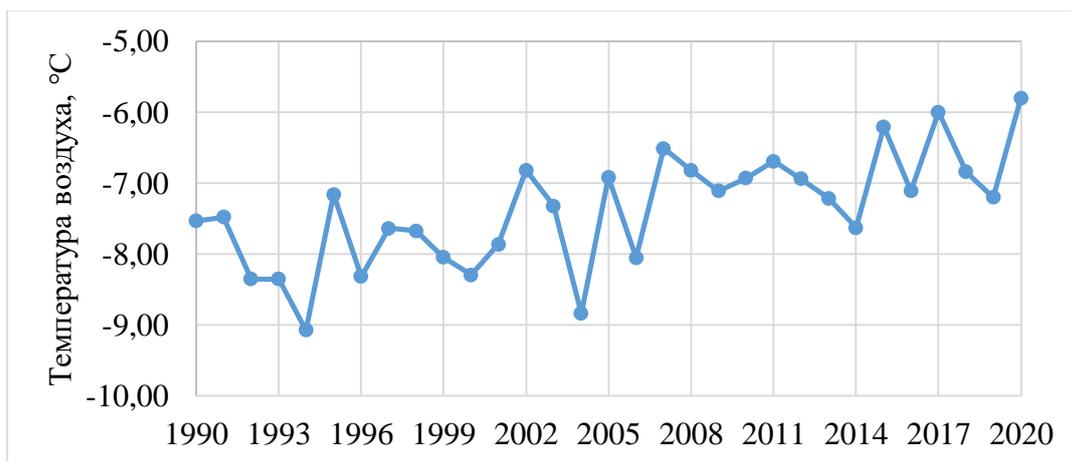


Рис. 1. Динамика среднегодовой температуры воздуха в Якутске

Одним из определяющих факторов формирования термического режима грунтов являются атмосферные осадки. Минимальные суммы летних осадков отмечались в 2001 (82 мм), 2002 (89 мм) и 2020 (88) годы, максимальные – в 2003 (243 мм), 2006 (255 мм) и 2013 (244 мм) годы (рис. 2).

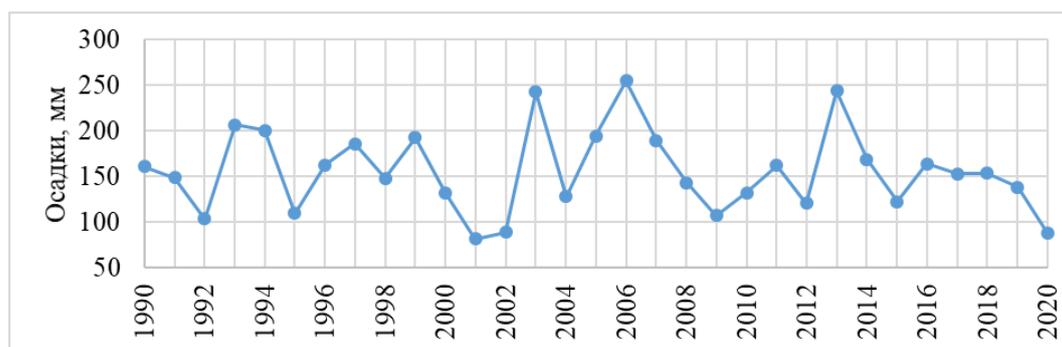


Рис. 2. Динамика суммы осадков за летний период в Якутске

Многолетняя динамика снежного покрова по данным метеостанции Якутска представлена на рис. 3. Аномально высокие осадки снега наблюдаются в зимы 1999/2000, 2004/2005 гг., аномально низкие – в зимы 2002/2003, 2008/2009 и 2009/2010 гг.

Осуществлена оценка динамики температурного режима грунтов за последние тридцать лет, используя исходные данные стационара Якутск с 1995 по 2021 гг. [2]. Показана динамика межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания, которая характеризуется максимальными и минимальными значениями в зависимости от высоты снежного покрова и летних атмосферных осадков, а пиковые значения четко отражаются в аномальные годы.

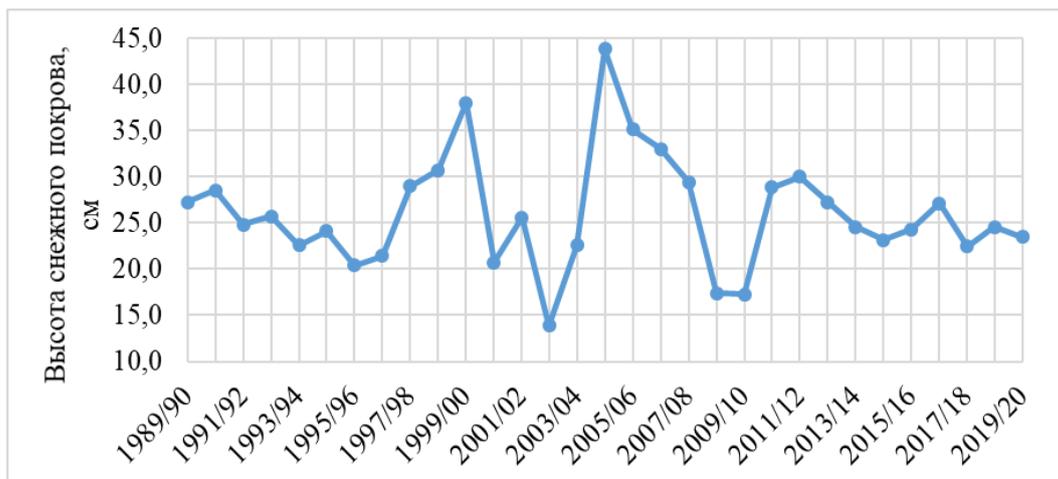


Рис. 3. Динамика средней зимней высоты снежного покрова в Якутске

Установлено удовлетворительное совпадение данных натуральных наблюдений и результатов численного эксперимента (рис. 4). Общий ход динамики ξ и t_0 по неоднозначности свидетельствует о влиянии современного потепления климата на термический режим грунтов. По данным геотемпературного мониторинга и численного моделирования на стационаре Якутск установлено, что в естественных лесных ландшафтах мерзлые грунты слабо реагируют на потепление климата.

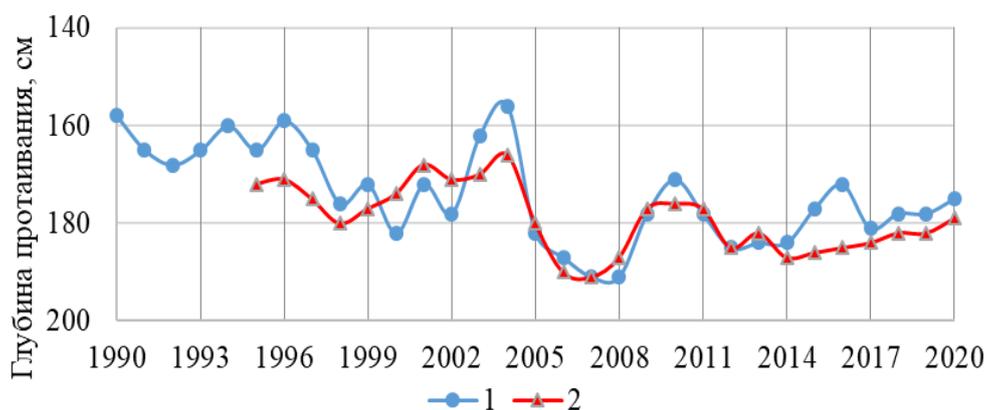


Рис. 4. Динамика глубины протаивания грунтов в сосняке:
1 – расчетные значения; 2 – натурные замеры

Заключение

1. Осуществлен долгосрочный прогноз температурного режима грунтов лесного массива с учетом современного потепление климата, высоты снежного покрова и летних осадков в условиях Центральной Якутии. Результаты моделирование глубины сезонного протаивания и среднегодовых температур грунтов хорошо согласуются с натурными данными.

2. Предложенный алгоритм можно применить для прогноза температурного режима грунтов слоя годовых теплооборотов при изменении климата в лесных ландшафтах криолитозоны.

Литература

1. Абельс Г.Ф. Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью. Спб., 1893. 65 с. (Метеорол. сб., т. IV. Прил. к т. 72. Зап. Рос. Акад. Наук).
2. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Мониторинг теплового режима грунтов Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2021. – 156 с.
3. Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. – 280 с.
4. Кириллин А.Р. Влияние снежного покрова на температурный режим многолетнемерзлых пород Эльконского горста // Материалы IV Всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием «Реакция криолитозоны на изменение климата». Якутск. Изд-во: ИМЗ СО РАН, 2015. С. 21.
5. Лыков А.В. Теоретические основы строительной теплофизики. – Минск: изд-во АН БССР, 1954. – 296 с.
6. Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. – Якутск: Книжное изд-во, 1975. – 304 с.
7. Пермьяков П.П., Аммосов А.П. Математическое моделирование техногенного загрязнения в криолитозоне. – Новосибирск: Наука, 2003. – 224 с.
8. Самарский А.А., Гулин А.В. Устойчивость разностных схем. – М.: Едиториал УРСС, 2005. – 384 с.
9. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах
10. Справочник физических констант горных пород / под ред. Кларка мл.: М.: Мир. – 1969. – 543 с.
11. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И. и др. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии / Отв. ред. П.И. Мельников. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1988.
12. Чудновский А.Ф. Теплообмен в дисперсных средах. – М.: Гостехиздат, 1954. – 444 с.
13. Шендер Н.И. Рекомендации по прогнозу температурного режима грунтов. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1986. – 57 с.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ В ЗОНЕ ПРЕРЫВИСТОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛОТЫ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Рожина М.С.¹, Гулый С.А.²

¹ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677013, г.Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия maria-rozhina@gmail.com

²Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, Россия, guly-57@mail.ru

Многолетнемерзлые породы в прибрежной части Охотского моря в XX-XXI вв. подверглись существенным внешним воздействиям. Повышение температуры ММП, вслед за климатическими изменениями, привело к сокращению площади ММП сливающегося типа и увеличению несливающегося. Анализ текущих климатических изменений в прибрежной части Охотского моря за последние 13 лет свидетельствует о постепенном потеплении климата. Его пространственно-временные изменения оказывают влияние на перестройку температурного режима многолетнемерзлых пород, увеличение слоя сезонного протаивания и сокращение глубины подошвы годовых теплооборотов. Для оценки современных климатических изменений рассматриваемого региона проанализирована динамика среднегодовой температуры воздуха и индексов протаивания (сумма положительных температур) и промерзания (сумма отрицательных температур) по метеостанции Магадан с 2008 по 2019 гг. С помощью корреляционного анализа определена степень влияния климатических изменений на временную и пространственную динамику глубины сезонного протаивания и промерзания на ключевых участках Магаданской области.

THE EFFECT OF AIR TEMPERATURE ON SEASONAL FREEZING AND THAWING DEPTH IN THE ZONE OF DISCONTINUOUS PERMAFROST OF THE MAGADAN REGION

Rozhina M.S.¹, Gulyi S.A.²

¹Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 677013, Yakutsk, Merzlotnaya 36, Russia, *mariarozhinaa@gmail.com*

²North-Eastern permafrost station of Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 685000, Magadan, Portovaya 16, Russia, *guly-57@mail.ru*

Permafrost in the coastal part of the Sea of Okhotsk was subjected to great external influences in the XX-XXI centuries. The increase in permafrost temperature led to a reduction in the area of permafrost of the continuous type and an increase of the residual thaw layer. The analysis of current climatic changes over the past 13 years indicates a gradual warming of the climate, a restructuring of the permafrost temperature regime, an increase in the seasonal thawing layer and a reduction in the depth of zero annual amplitude. The dynamics of the average annual air temperature and the degree days of thawing (the sum of positive temperatures) and freezing index (the sum of negative temperatures) at the Magadan weather station from 2008 to 2019 were analyzed to assess the current climatic changes in the region. Correlation analysis has been used to determine the degree of influence of climatic changes on the temporal and spatial dynamics of seasonal freezing and thawing depth in key areas of the Magadan region.

Введение

Толщина сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев является важным интегральным параметром, который может отражать влияние климатических изменений в районах вечной мерзлоты [1]. Характеристикой тёплого периода является индекс протаивания (degree days of thawing – DDT), представляющий собой сумму положительных среднесуточных температур [3]. Индекс промерзания (freezing index) является ключевой характеристикой холодного времени года и рассчитывается как сумма среднесуточных температур за все дни с температурой ниже нуля [2]. Цель работы – оценить влияние среднегодовой температуры воздуха и индекса протаивания на глубину СТС и СМС методом корреляционного анализа для Магаданской области, которая отличается наличием сезонно-мерзлых и многолетнемерзлых пород прерывистого и островного распространения.

Район исследований

Рассматриваемый район расположен в Центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Территория отличается разнообразием морфологии рельефа - характерно сложное чередование горных хребтов различной высотности, на котором развит аккумулятивный ледниковый рельеф.

В пределах района оборудовано две наблюдательные площадки на водораздельном участке «Ольский перевал» на высотах 339 и 447 м (рис. 1). Несмотря на схожие микроклиматические условия, литологический состав и территориальную близость обе площадки участка «Ольский перевал» имеют существенные различия в температурных режимах. Если на площадке 2, где полностью отсутствует растительный покров, отмечены температурные колебания на глубине 3 м, и на более глубоких горизонтах до 14,5 м температура не превышает 0 °С, то площадка 1 с кустарниково-древесной растительностью имеет полностью талый горизонт до 14,5 м (на глубине 10 м грунты перестали промерзать с 2010 г, а на 14,5 м - с 2019 г) [4]. Мощность ММП по фоновым материалам в 1990 г. на площадке без растительности составляла 160 м, с растительностью – 65 м.

Материалы и методы

В качестве основного источника метеорологических данных использован массив среднесуточных значений температуры воздуха с сайта «Расписание погоды». Объёмные характеристики температурного режима грунта площадки оценивались по данным датчиков температуры на поверхности и на глубинах от 3 до 14,5 метров.

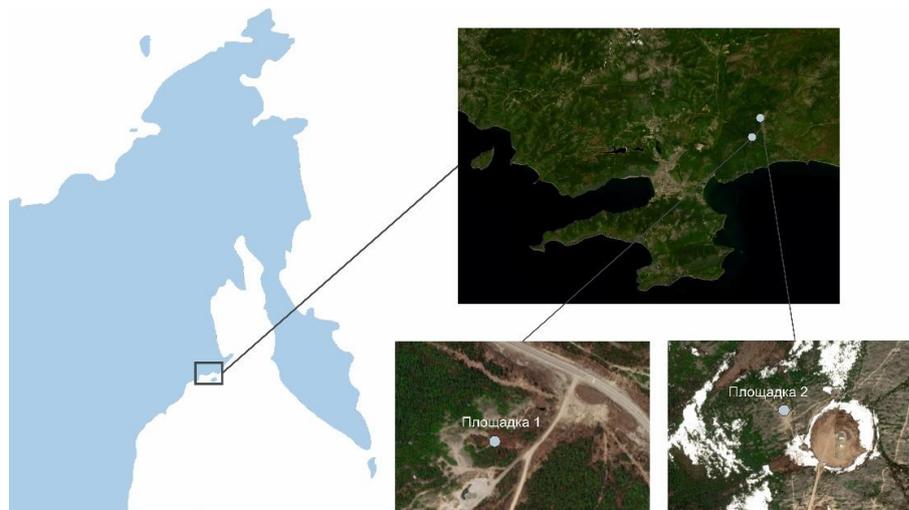


Рис. 1 Участки исследований в Магаданской области

Так как глубина СТС и СМС на площадках не определялась, то их значения были получены расчетным путем на основании массива данных о температурах грунта на разных глубинах с учетом геотермических градиентов. Влияние климатических изменений на временную и пространственную динамику мощности СТС и СМС оценивалось при помощи корреляционного анализа.

Результаты

За период наблюдений 2008-2019 гг. температура воздуха имеет устойчивый тренд на повышение (рис. 1). Индекс протаивания в 2008-2010 гг. варьируется в пределах значений в 1400-1450 градусо-дней. После резкого перепада в 2011 г. в последующие годы происходит стремительное увеличение до 1450 градусо-дней. Длительность теплого периода меняется из года в год, в среднем составляя 150 дней. Индекс промерзания с 2015 по 2019 гг. определяется в близких значениях. Период с отрицательной температурой воздуха длится 179-212 дней.

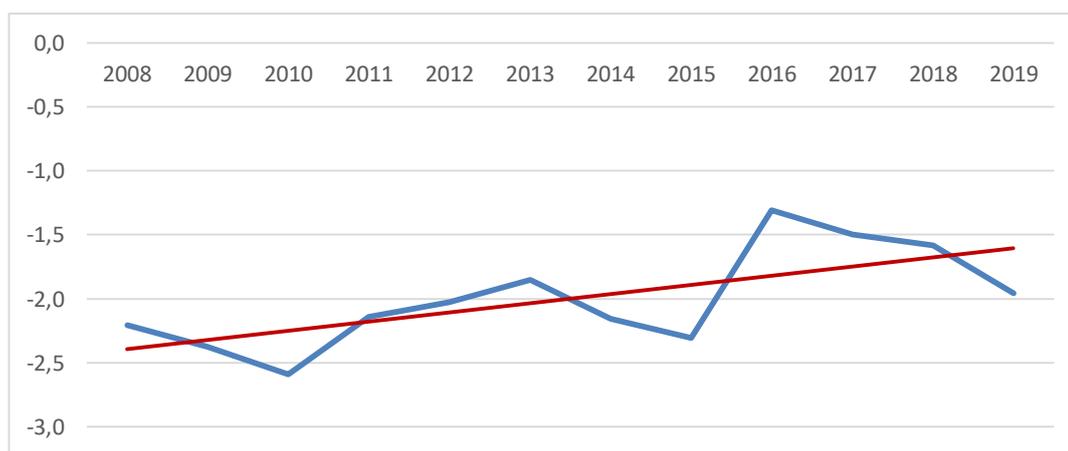


Рис. 1 Межгодовая динамика температуры воздуха по данным м/с Магадан с 2008 по 2019 гг.

Сезонно-талый слой на водораздельном участке «Ольский перевал» без растительности

На площадке без растительности были рассчитаны значения глубины сезонно-талого слоя в период с 2008 по 2021 год, которые составили 60-67 см. Максимальные

значения глубин СТС в 67 сантиметров установлены в 2009, 2016 и 2017 гг., минимальные в 2012 г. (60 см) и 2013 г. (61 см) (рис. 2).

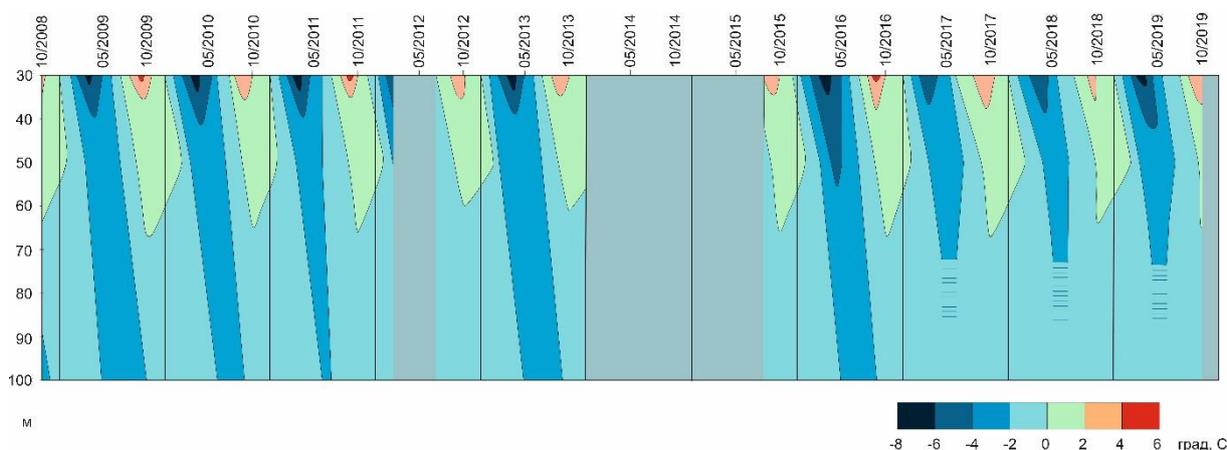


Рис. 2 Термоизоплеты за период 2008-2019 гг. по данным скважины на водораздельном участке Ольский перевал без растительности

Сезонно-мерзлый слой на водораздельном участке «Ольский перевал» с растительностью

На площадке с кустарниково-древесной растительностью, на которой грунты перестали промерзать до глубины 14,5 м с 2017 г., значения сезонно-мерзлого слоя лежат в 10-25 см. Минимальная глубина 10 см отмечена в 2018 г., максимальная 25 см в 2019 г (рис. 3).

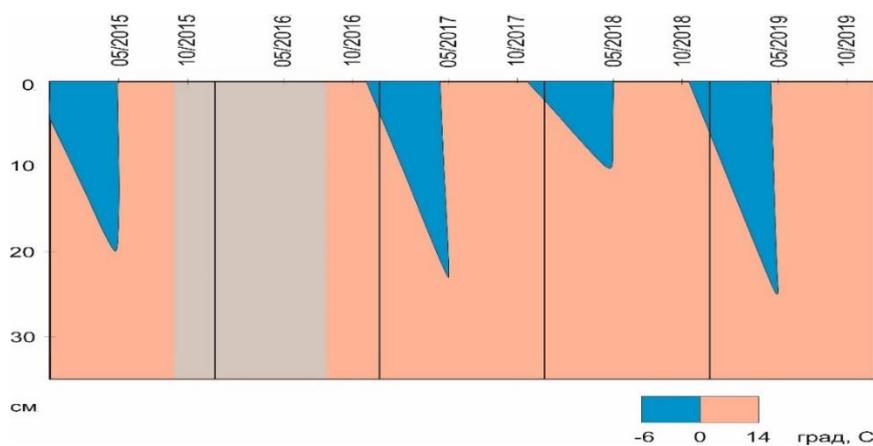


Рис. 3 Термоизоплеты за период 2015-2019 гг. по данным скважины на водораздельном участке Ольский перевал с растительностью

Влияние климатических изменений на временную и пространственную динамику глубин СТС и СМС оценивалось при помощи корреляционного анализа. Коэффициенты корреляции рассчитывались за весь период наблюдений. Была выбрана метеостанция г. Магадан, которая находится в 14 км на юго-восток. Для сравнения выбраны следующие климатические параметры: среднегодовая температура за календарный год (T), среднегодовая температура за холодный период октябрь-сентябрь (T_{fr}), сумма положительных температур за теплый период (DDT), сумма отрицательных температур за холодный период (freezing index). Полученные результаты корреляции приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между температурой воздуха и глубиной СТС на водораздельном участке «Ольский перевал» без растительности

| Год | Глубина протаивания, см | Среднегод. температура (Т), °С | Индекс протаивания (DDT) | Коэффициент корреляции (Т) | Коэффициент корреляции (DDT) |
|------|-------------------------|--------------------------------|--------------------------|----------------------------|------------------------------|
| 2008 | 64 | -1,5 | 1419,5 | 0,002 | 0,7 |
| 2009 | 67 | -2,1 | 1459,3 | | |
| 2010 | 65 | -2,3 | 1407,2 | | |
| 2011 | 66 | -2,5 | 1250,4 | | |
| 2012 | 60 | -2,1 | 1261,7 | | |
| 2013 | 61 | -2,1 | 1258,2 | | |
| 2014 | | - | | | |
| 2015 | 66 | -2,1 | 1411,2 | | |
| 2016 | 67 | -2,3 | 1430,2 | | |
| 2017 | 67 | -1,3 | 1400,1 | | |
| 2018 | 64 | -1,4 | 1411,1 | | |
| 2019 | 65 | -1,5 | 1443,4 | | |

Наиболее высокий коэффициент корреляции выявлен между глубиной сезонного протаивания и суммами положительных температур за теплый период (DDT) и составил 0,7. Данное значение интерпретируется как заметная сила корреляционной связи, но не значимая.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между температурой воздуха и глубиной СМС на водораздельном участке «Ольский перевал» с растительностью

| Год | Глубина промерзания, см | Температура за октябрь-сентябрь (Т _ф), °С | Индекс промерзания (freezing index) | Коэффициент корреляции (Т) | Коэффициент корреляции (freezing index) |
|-----------|-------------------------|---|-------------------------------------|----------------------------|---|
| 2014-2015 | 20 | -1,8 | -2096,55 | 0,8 | 0,6 |
| 2016-2017 | 23 | -1,1 | -1755,34 | | |
| 2017-2018 | 10 | -2,1 | -2119,2 | | |
| 2018-2019 | 25 | -1,5 | -1986,15 | | |

Корреляционные связи между глубиной сезонного промерзания и температурой воздуха, и суммами отрицательных температур существуют. Статистически значимый коэффициент корреляции отмечается между глубиной промерзания и среднегодовой температурой воздуха за период октябрь-сентябрь, и составляет 0,8.

Выводы

1. Среднегодовая температура воздуха за период с 2008 по 2019 гг. имеет устойчивый тренд на повышение.

2. Индекс протаивания в зоне сливающейся мерзлоты с 2011 г. повышается, как и длительность теплого периода.

3. Влияние современного потепления практически не сказывается на изменении глубины сезонно-талого слоя.

4. Индекс промерзания в зоне несливающейся мерзлоты имеет самый высокий коэффициент корреляции со среднегодовой температурой воздуха за период октябрь-ноябрь, что свидетельствует о значимой корреляционной связи.

Литература

1. Fraunfeld O.W, Zhang T., Barry R.G, Gilichinsky D. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia // Journal of geophysical research, vol. 109 – 2004 – D05101 1-12
2. Permafrost Subcommittee. National Research Council of Canada. Glossary of permafrost and related ground-ice terms. // Technical Memorandum, 142 – 1988.
3. Маслаков А.А. Результаты исследований сезонного протаивания пород в районе пос. Лорино (Восточная Чукотка) // Арктика и Антарктика, № 1 – 2017 – С. 127-139.

4. Рожина М. С., Сысолятин Р. Г., Железняк М. Н., Гулый С. А. Динамика геоэкологических условий в континентальной и прибрежной территориях южной части Северо-Востока Азии // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне» (28-30 сентября 2020 г., г. Якутск). – Якутск: ФГБУН Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2020

АКТИВИЗАЦИЯ ТЕРМОКАРСТА КАК ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИМЕРЕ ЯКУТИИ

**Федоров А.Н.¹, Константинов П.Я.¹, Башарин Н.И.¹, Федоров Н.А.¹, Васильев Н.Ф.¹,
Йижима Й.², Сайто Х.³, Хияма Т.⁴, Пак Х.⁵, Ивахана Г.⁶**

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; *fedorov@mpi.ysn.ru*

²Graduate School of Bioresources, Mie University, Mie 514-8507, Japan; *yijima@bio.mie-u.ac.jp*

³College of Economics, Kanto Gakuin University, 1-50-1, Kanagawa 236-8501, Japan; *hsaito@kanto-gakuin.ac.jp*

⁴Inst Space Earth Environm Res ISEE, Nagoya University, Nagoya, Aichi 4648601, Japan; *hiyama@nagoya-u.jp*

⁵JAMSTEC, Inst Arct Climate & Environm Res, Yokosuka, Kanagawa, Japan; *park@jamstec.go.jp*

⁶Int Arct Res Ctr, Univ Alaska, Fairbanks, AK 99508 USA; *giwahana@alaska.edu*

Активизация термокарста в Якутии наблюдается в последние три десятилетия. Термокарсту подвержены ландшафты ледового комплекса, которые были подвергнуты нарушениям или были освоены. Это в первую очередь пашни, территории поселений, гари, вырубки и техногенные инфраструктуры. Нами изучены темпы просадок при развитии термокарста, водный баланс молодых термокарстовых озер, особенности площадного и вертикального расчленения рельефа при развитии термокарста, а также прогноз уязвимости мерзлотных ландшафтов к термокарсту. Развитие термокарста является индикатором глобальных изменений климата в мерзлотных ландшафтах.

THERMOKARST ACTIVATION AS AN INDICATOR OF GLOBAL CLIMATE CHANGE ON THE EXAMPLE OF YAKUTIA

**Fedorov A.N.¹, Konstantinov P.Y.¹, Basharin N.I.¹, Fedorov N.A.¹, Vasylyev N.F.¹, Iijima Y.²,
Saito H.³, Hiyama T.⁴, Park H.⁵, Iwahana G.⁶**

¹Melnikov Permafrost Institute, 36 Merzlotnaya Str., 677010 Yakutsk, Russia; *fedorov@mpi.ysn.ru*

²Graduate School of Bioresources, Mie University, Mie 514-8507, Japan; *yijima@bio.mie-u.ac.jp*

³College of Economics, Kanto Gakuin University, 1-50-1, Kanagawa 236-8501, Japan; *hsaito@kanto-gakuin.ac.jp*

⁴Inst Space Earth Environm Res ISEE, Nagoya University, Nagoya, Aichi 4648601, Japan; *hiyama@nagoya-u.jp*

⁵JAMSTEC, Inst Arct Climate & Environm Res, Yokosuka, Kanagawa, Japan; *park@jamstec.go.jp*

⁶Int Arct Res Ctr, Univ Alaska, Fairbanks, AK 99508 USA; *giwahana@alaska.edu*

The activation of thermokarst in Yakutia has been observed in the last three decades. The landscapes of the ice complex, which have been disturbed or reclaiming lands, is a subject to thermokarst. These are, first, arable lands, territories of settlements, burnt areas, cuttings and man-made infrastructures. We have studied the rate of surface subsidence during the development of thermokarst, the water balance of young thermokarst lakes, the features of areal and vertical dissection of the relief during the development of thermokarst, as well as the forecast of the vulnerability of permafrost landscapes to thermokarst. The development of thermokarst is an indicator of global climate change in permafrost landscapes.

Изучение, мониторинг и прогнозирование ледового комплекса в настоящее время является актуальной научной проблемой. Его динамика и эволюция в условиях прогнозируемого потепления климата, проблемы адаптации населения к изменениям окружающей среды становятся необходимостью современного дня.

Ледовый комплекс и термокарст. Термин ледовый комплекс впервые в научную литературу был введен П.А. Соловьевым [1], который трактуется как «...особый горизонт, насыщенный жилами льда, более или менее единый и плащевидно залегающий на обширных участках, но неоднородный по возрасту, составу, генезису и мощности» (с. 49).

Распространение и районирование территории ледового комплекса в Якутии и современные мерзлотно-ландшафтные особенности районов. Специальные карты распространения на отдельные районы Якутии были составлены П.А. Соловьевым [1] и М.С. Ивановым [2]. В последнее время по изучению ледового комплекса серьезно

работает группа под руководством Й. Штрауса [3], основной целью которой является определение запасов углерода в многолетнемерзлых породах.

Нами составлена предварительная Карта ледового комплекса Якутии масштаба 1:1 500 000 [4] на базе Мерзлотно-ландшафтной карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1 500 000 [5], на которой было выделено 8 районов с однородными природными условиями (табл. 1). Целью районирования было создание мерзлотно-ландшафтной основы для оценки наиболее уязвимых к глобальному потеплению климата криогенных ландшафтов. По предварительным данным эти ландшафты занимают около 335 тыс. кв. км, что составляет примерно 11% территории Республики Саха (Якутия). Около 35% ледового комплекса Якутии представлены тундровыми, 8% - притундровыми редколесными, 37% - северотаежными и 20% - среднетаежными ландшафтами. Активизация озерного термокарста в конце XX – начале XXI века, мониторинговый полигон Юкэчи. Проблема изучения термокарстовых ландшафтов и озер в контексте современных изменений климата весьма актуальна. В области вечной мерзлоты в настоящее время почти везде наблюдается активизация термокарста [6-8]. Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН начиная с 1992 г. ведет наблюдения за динамикой молодых термокарстовых понижений на участке «Юкэчи», что находится в 50 км к юго-востоку от г. Якутска на правом берегу р. Лены. Основное внимание было уделено изучению темпов просадок поверхности и эволюции термокарстовых озер на заброшенных пашнях [9-10].

Таблица 1. Основные характеристики криогенных ландшафтов с ледовым комплексом

| Район ледового комплекса | Кол-во станций | Средняя годовая температура воздуха, °С | Средняя максимальная декадная мощность снежного покрова, см | Средняя годовая температура грунтов, °С | Мощность деятельного слоя, м | Глубина залегания ПЖЛ, м |
|----------------------------------|----------------|---|---|---|------------------------------|--------------------------|
| Новосибирские острова, тундровый | 6 | -14,7±0,4 | 24,8±4,8 | -12,8±0,3 | 0,09±0,01 | 0,4-0,6 |
| Анабаро-Ленский тундровый | 8 | -14,1±0,8 | 26,3±5,9 | -12,2±0,7 | 0,27±0,10 | 0,8-1,0 |
| Яно-Колымский тундровый | 10 | -13,9±0,7 | 27,6±3,6 | -11,6±0,6 | 0,33±0,09 | 0,8-1,0 |
| Колымо-Индигирский северотаежный | 9 | -12,9±0,9 | 47,7±5,2 | -7,4±1,5 | 0,68±0,12 | 1,6-1,8 |
| Верхоянский северотаежный | 8 | -15,0±0,8 | 24,2±2,4 | -10,6±0,8 | 0,91±0,09 | 1,6-1,8 |
| Вилуйский, среднетаежный | 8 | -8,9±1,1 | 33,9±5,1 | -3,4±1,2 | 1,42±0,06 | 2,0-2,2 |
| Лено-Амгинский среднетаежный | 11 | -11,2±0,7 | 33,0±4,6 | -4,5±0,9 | 1,40±0,07 | 2,0-2,2 |
| Среднеленский среднетаежный | 4 | -8,3±1,2 | 43,8±5,9 | -1,5±0,0 | 1,65±0,10 | 2,2-2,4 |

ПЖЛ на межлассных пространствах имеют повсеместное распространение. Они залегают на глубине 2-2,5 м. Ширина верхних частей ПЖЛ изменяется от 1-1,5 м до 2,5-3 м. Поперечные размеры грунтовых блоков между ледяными жилами в плане обычно не превышают 5-6 м. Средняя объемная льдистость этих отложений в долях единицы составляет 0,5. Температура грунтов на глубине 10-15 м в коренном лиственничном лесу составляет -3°C, на разнотравно-злаковом лугу – -2°C. Глубина сезонного протаивания в этих ландшафтах составляет 1,3 и 2 м соответственно.

Наши наблюдения на участке Юкэчи за 1992-2021 гг. показывают, что темпы развития термокарста достаточно интенсивны. Так, на основных наблюдаемых термокарстовых понижениях за эти годы средние темпы просадок поверхности составили 5-10 см в год, а когда понижения обводнялись, темпы просадок достигли 13-18 см в год.

Изучение водного баланса молодых термокарстовых озер была выполнена на основе обобщения данных комплексного мониторинга криогенных ландшафтов на участке Юкэчи в Центральной Якутии (1992-2008 гг.) и оценочных расчетов. При расчетах использованы методики, принятые в геофизиологии, гидрологии, гидрогеологии и гидромелиорации [11-13].

Для оценки тенденции развития и преобразования криогенных ландшафтов и усиления мерзлотно-гидрологических процессов нами было использовано уравнение водного баланса растущего термокарстового озера, учитывающее климатические, геофизиологические, гидрогеологические, гидрологические, ландшафтные и другие условия и факторы:

$$W_{\text{оз}} = (P_{\text{ос}} + W_{\text{лк}} + S_{\text{п}} + W_{\text{нм}} + C) - (E_{\text{о}} + E_{\text{сн}}) \quad (1)$$

где $W_{\text{оз}}$ – водный баланс растущего термокарстового озера; $P_{\text{ос}}$ – количество осадков; $W_{\text{лк}}$ – воды от вытаивания ледового комплекса; $S_{\text{п}}$ – поверхностный сток; $W_{\text{нм}}$ – надмерзлотный сток; C – конденсация; $E_{\text{о}}$ – испарение с водной поверхности; $E_{\text{сн}}$ – испарение влаги с поверхности снега.

Расчет водного баланса нами проводился через значение объема воды в озере. Регулярные измерения за динамикой поверхности просадки и днища термокарстового озера и уреза воды в озере позволили рассчитать объем воды на определенное время. Результаты нивелировки обрабатывались в программе SURFER8 и рассчитывались значения площади и объема воды в озере.

Были рассчитаны ежегодные объемы воды от осадков, объем воды от вытаивания подземного льда, объем воды за счет поверхностного и надмерзлотного стока, и объемы испарения [14]. Полученные расчеты позволили оценить структуру водного баланса молодого термокарстового озера – приходную и расходную части, а так же водный баланс в определенные периоды времени. Ввиду замкнутости чаши протаивания подток меж- и подмерзлотных вод отсутствует.

В приходной части водного баланса доля атмосферных осадков составляет 39-46%, вытаивания подземных льдов – 24-34%, общий сток – 19-37%. Роль вытаивания подземного льда в формировании водного баланса молодого термокарстового озера в Центральной Якутии достаточно значительна, что подтверждается расширением и углублением молодых термокарстовых озер почти по всей Центральной Якутии.

Пространственная динамика молодых термокарстовых озер. Для изучения динамики термокарстовых озер нами были проанализированы три участка около с. Чурапча по шести космическим снимкам: 3 изображения высокого разрешения спутников Corona 1967 г. и GeoEye 2009 и 2014 гг., а также 3 изображения Landsat7 и Landsat8 1999, 2002 и 2013 гг.

Начало активного потепления многолетнемерзлых пород в Центральной Якутии относится к началу 1990-х годов. К 1999 году площади зеркал молодых термокарстовых

озер (дюдэя и тымпы) в среднем увеличились на 10% по отношению к 1965 году. К 2002 году их площади увеличились на 47%. К 2009 году площади зеркал озер в среднем увеличились на 200%.

Динамика термокарстового расчленения ледового комплекса. В целях изучения степени расчленения ледового комплекса при развитии термокарста были изучены термокарстовые озера на участке Чаран в районе с. Табага и участка Юкэчи близ с. Беке Мегино-Кангаласского района Республики Саха (Якутия). Оба участка расположены на Абалахской террасе р. Лены с ледовым комплексом и отличаются развитием молодых термокарстовых озер.

Исследования на мониторинговом полигоне Юкэчи показали, что средние темпы просадок в молодых термокарстовых понижениях с озерами, составляют в среднем от 4,3 до 6,6 см/год. При этом глубина талика достигает 11-12 м с поверхности межталсы. Результаты наблюдений за развитием термокарстовых озер на участке Чаран близ с. Табага в Мегино-Кангаласском районе Республики Саха (Якутия) показали, что примерно за 120-130 лет средние темпы просадок поверхности составили 4,7-4,9 см/год.

Высокие темпы просадок указывают на достаточно быструю деградацию ледового комплекса при современных климатических условиях. При этом наиболее уязвимыми являются антропогенные ландшафты – сельскохозяйственные угодья с посевными площадями, селитебные участки, дороги, а также нарушенные участки под воздействием лесных пожаров и лесных вредителей.

Роль рельефа в развитии термокарста. Рельеф имеет большое значение в развитии криогенных процессов. Анализ распространения начальных форм термокарста на пашнях системы Кердюген в районе с. Табага близ г. Якутска показал, что 90% площади с бугристо-просадочным полигональным микрорельефом приурочены на поверхностях с углом наклона до 0,5°, а 10% - на слабонаклонных участках с наклоном до 2°. Анализ распространения аласов в районе мониторингового полигона Юкэчи, в основном образовавшихся в голоценовый оптимум, также показал, что 80% площади аласов развиты на плоских поверхностях с наклоном до 0,5°, а 20% - на слабонаклонных поверхностях с наклоном до 2°. Плоские и слабонаклонные участки идеальны для развития термокарста из-за аккумуляции поверхностных и надмерзлотных вод, которые активизируют этот процесс.

Прогнозная оценка изменения температуры грунтов. Нами было произведена оценка изменения температуры грунтов в районах с ледовым комплексом по методике Г.М. Фельдмана [15]. При повышении средней годовой температуры воздуха на 2°C повышение температуры грунта ожидается в среднем на 1-1,5°C. Повышение средней годовой температуры воздуха на 2°C вызовет критическую ситуацию для ландшафтов ледового комплекса с температурой грунта 0°C в зоне средней тайги Средленского района, а на 3°C – уже в средней тайге Вилюйского и Лено-Амгинского районов. Любые антропогенные вмешательства на ландшафты ледового комплекса могут вызвать развитие термокарста и других негативных криогенных процессов практически везде с учетом небольшой глубины залегания повторно-жильных льдов в северотаежных и тундровых ландшафтах. При повышении средней годовой температуры воздуха на 4°C в средней тайге будет деградация вечной мерзлоты, что согласуется с прогнозными оценками А.В. Павлова и Г.Ф. Грависа [16], и В. Романовского и др. [17].

Литература

1. Соловьев, П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 144 с.
2. Иванов, М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. – 125 с.

3. Strauss, J., Laboor, S., Schirrmeister, L., Fedorov, A.N., Fortier, D., Froese, D., Fuchs, M., Günther, F., Grigoriev, M., Harden, J. et al. Circum-Arctic Map of the Yedoma Permafrost Domain. *FRONTIERS IN EARTH SCIENCE*, 2021. DOI: 10.3389/feart.2021.758360
4. Shestakova A.A., Fedorov A.N., Torgovkin Y.I., Konstantinov P.Y., Vasilyev N.F., Kalinicheva S.V., Samsonova V.V., Hiyama T., Iijima Y., Park H., Iwahana G., Gorokhov A.N. Mapping the main characteristics of permafrost on the basis of a permafrost-landscape map of Yakutia using GIS. *Land*, 2021, 10(5), 462. DOI: 10.3390/land10050462.
5. Fedorov A.N., Vasilyev N.F., Torgovkin Y.I., Shestakova A.A., Varlamov S.P., Zheleznyak M.N., Shepelev V.V., Konstantinov P.Y., Kalinicheva S.V., Basharin N.I., et al. Permafrost-landscape map of the Republic of Sakha (Yakutia) at scale 1:1,500,000. *Geosciences* 2018, 8, 465; doi:10.3390/geosciences8120465.
6. Jorgenson M.T. and Shur Y. 2007. Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S17. doi:10.1029/2006JF000531.
7. Jones B.M., Grosse G., Arp C.D., Jones M.C., Walter Anthony K.M. and Romanovsky V.E. 2011. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 116, G00M03. doi:10.1029/2011JG001666.
8. Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V. et al. 2016. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9, 4, 312-318. DOI: 10.1038/NGEO2674.
9. Fedorov A.N., Konstantinov P.Y. 2003. Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, Yukechi site, Central Yakutia. In *Permafrost Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*, Phillips M, Springman SU, Arenson LU (eds.). A.A. BALKEMA Publishers: Lisse; 239-243.
10. Fedorov A.N., Konstantinov P.Y. 2008. Recent changes in ground temperature and the effect on permafrost landscapes in Central Yakutia. In *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, June 29–July 3, 2008*, Kane DL, Hinkel KM (eds). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks; 433-438.
11. Чистяков, Г.Е. Водные ресурсы рек Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1964. – 256 с.
12. Буслаев, И.Г. Тепло-, влагообеспеченность и нормы гидромелиораций в Центральной Якутии. – Якутск, 1981. – 90 с.
13. Гаврильев, П.П. Мелиорация мерзлотных земель в Якутии. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. – 184 с.
14. Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y., Hiyama T., Iijima Y. and Iwahana G. 2014. Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia. *Ecohydrology*, Vol. 7, Issue 2, 188-196. (2013). DOI: 10.1002/eco.1378.
15. Фельдман, Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И., Гаврильев Р.И. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. – Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. – 239 с.
16. Павлов, А.В., Гравис, Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат. *Природа* 2000, №4, 10-18.
17. Romanovsky, V.E., Kholodov, A.L., Marchenko, S.S., Oberman, N.G., Drozdov, D.S., Malkova, G.V., Moskalenko, N.G., Vasiliev, A.A., Sergeev, D.O., and Zheleznyak, M.N. Thermal State and Fate of Permafrost in Russia: First Results of IPY. In: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Vol. 2, Fairbanks, Alaska, 28 June–3 July 2008*, edited by: Kane, D. L. and Hinkel, K. M., Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008, 1511-1518.

ВЛИЯНИЕ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА НА ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ НА РАЗНЫХ ЕЕ ГЛУБИНАХ

Шполянская Н.А.¹, Осадчая Г.Г.¹, Малкова Г.В.²

¹Ухтинский государственный технический университет. г. Ухта, Россия

²Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН. г. Тюмень, Россия
nellashpol@yandex.ru

Климатический ход на Земле – это циклически повторяющееся чередование теплых и холодных периодов разной длительности. Современный климат – это период потепления. Температура грунтов формируется путем проникновения в них колебаний температуры воздуха с запаздыванием во времени. Перестройка температурного поля мерзлой толщи занимает несколько тысяч лет. Поэтому современное потепление в обозримое время не коснется глубоких слоев мерзлой толщи. Верхние слои толщи по-

разному в разных районах и разных типах ландшафтов реагируют на потепление – от регрессии мерзлоты вслед за потеплением до ее нарастания в противовес потеплению.

IMPACT OF A CHANGING CLIMATE ON PERMAFROST AT ITS DIFFERENT DEPTHS

Shpolyanskaya N.A.,¹ Osadchaya G.G.,¹ Malkova G. V.²

¹Ukhta State Technical University, Ukhta, Russia

²Earth's Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia,
nellashpol@yandex.ru

The climatic course on Earth is a cyclical alternation of warm and cold periods of different duration. The current climate is a warming period. The soil temperature is formed by the penetration of air temperature fluctuations into them, moreover, with a delay in time. The restructuring of the permafrost temperature field takes several thousand years. Therefore, modern warming in the foreseeable future will not affect the deep layers of the frozen strata. The upper layers of the stratum react to warming differently in different regions and different types of landscapes – from permafrost regression following warming to its growth in opposition to warming.

В связи с современным потеплением климата предвидятся большие нарушения в состоянии вечной мерзлоты как непосредственно производной климата. Прогнозируется таяние мерзлоты, разрушение газогидратов, содержащихся в мерзлоте, высвобождение метана и его эмиссия в атмосферу, изменение состояния грунтов до непригодности их к использованию, и многое другое. Поэтому анализ реакции мерзлой толщи в целом на изменение климата является важной актуальной задачей.

Климат Земли на протяжении всей ее истории 4,5 млрд лет неоднократно менялся, обнаруживая циклический колебательный характер. Холодные эпохи чередовались с теплыми. Для последних геологических этапов – плейстоцена и голоцена, такое чередование связано, преимущественно, с неравномерным поступлением тепла от Солнца – главного для Земли источника тепла. Циклические изменения элементов земной орбиты в ходе движения Земли вокруг Солнца обуславливают длиннопериодные циклические изменения с периодами в тысячи, десятки и сотни тысяч лет. Меняющееся излучение самого Солнца формирует короткопериодные циклы – 11-летние, 22–24-летние, 30- и 60-летние, вековые в ~100 лет, 300-летние циклы. Все эти колебания, объединяясь в единую разнопериодную циклическую систему и составляют климатический ход на Земле (рис. 1).

За последнее тысячелетие прослеживались колебания климата, обусловленные ритмами в излучении солнца (рис. 2, см. рис 1e, f, g). Четко прослеживается «малый ледниковый период», начавшийся в XVI веке и совпадающий с минимумом солнечной активности (минимум Маундера), и сменившее его потепление, начавшееся в самом конце XVIII века и продолжающееся поныне. Оно совпадает с ростом солнечной активности после минимума Маундера (см. рис. 2 Б).

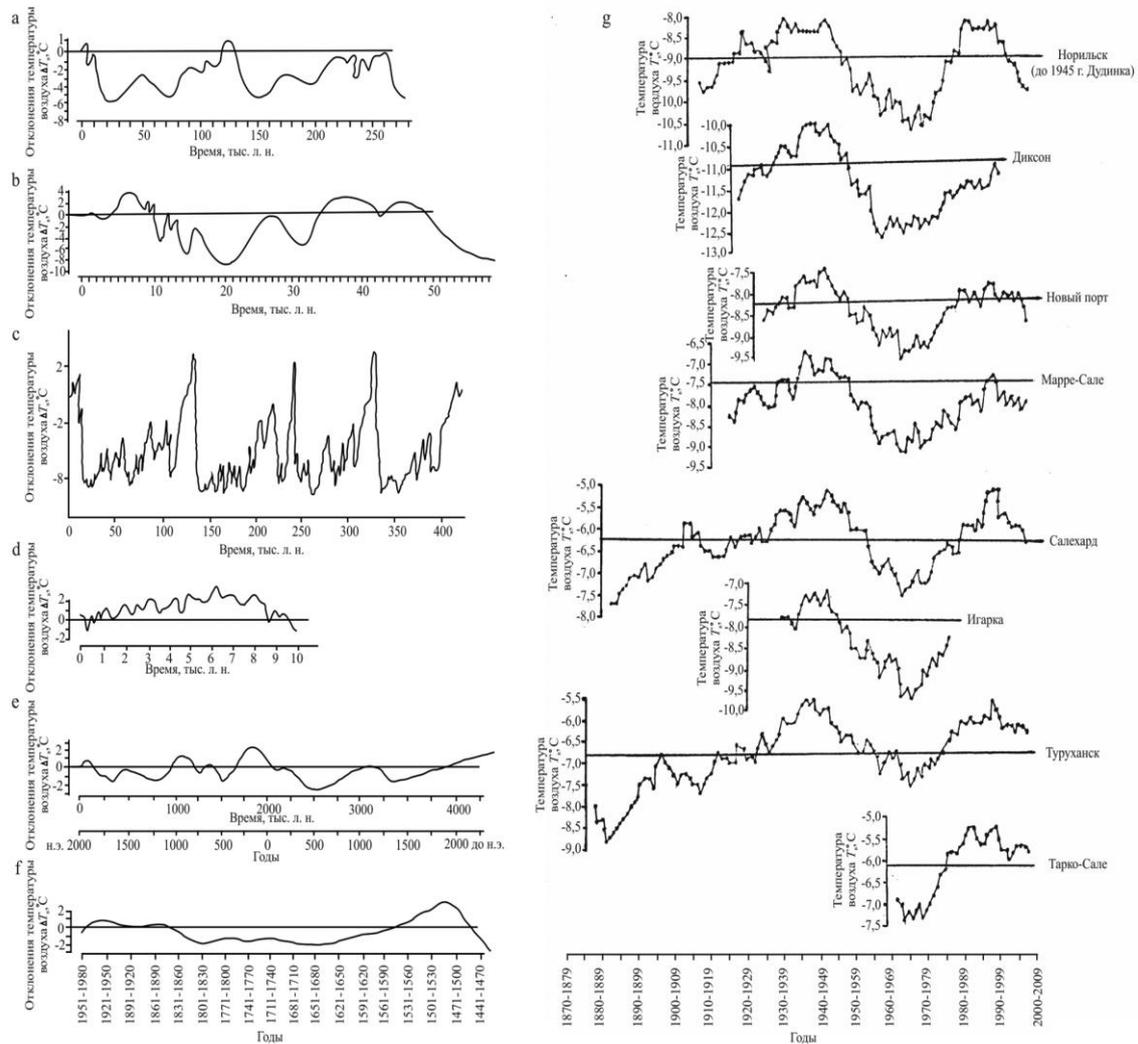


Рис. 1. Разнопериодные колебания климата [12]: а-г — отклонения температуры воздуха в прошлом от современных значений ($\Delta T_{\text{в}}$) по разным авторам: а — средний неоплейстоцен-голоцен (северная Атлантика) [Emiliani, 1970]; б — поздний неоплейстоцен-голоцен (Западная Сибирь) [Кинд, 1974]; в — средний неоплейстоцен-голоцен (Антарктида, ст. Восток) [Котляков, Лориус, 2000]; д — голоцен (Европейская территория России) [Хотинский и др., 1991]; е — за последние 4 тыс. лет (Европейская территория России) [Кинд, 1974; Климанов, 1988; Полозова, 1988]; ф — за последние 500 лет (средние тридцатилетние) [Чернавская, 1988]; г — современный многолетний ход температуры воздуха ($T_{\text{в}}$) в рамках векового цикла по метеостанциям Западной Сибири за период от начала наблюдений до 2008 г. (скользящие средние десятилетние).

Составлено Н.А. Шполянской

Проследив динамику климата можно выявить определенную тенденцию в его развитии, неодинаковую для разных циклов общего колебания. В рамках длиннопериодных колебаний климат развивается в сторону похолодания. Сейчас мы находимся в середине 41-тысячелетнего цикла: начало цикла – последний ледниковый период 18–20 т. л. н., пик цикла – климатический оптимум 4–8 т. л. н., соответственно, через 15–20 т. л. должен наступить новый ледниковый период, т.е. дальнейшее развитие климата пойдет по нисходящей оси, поэтому все более короткие циклы будут проходить при более низких температурах (рис. 3).

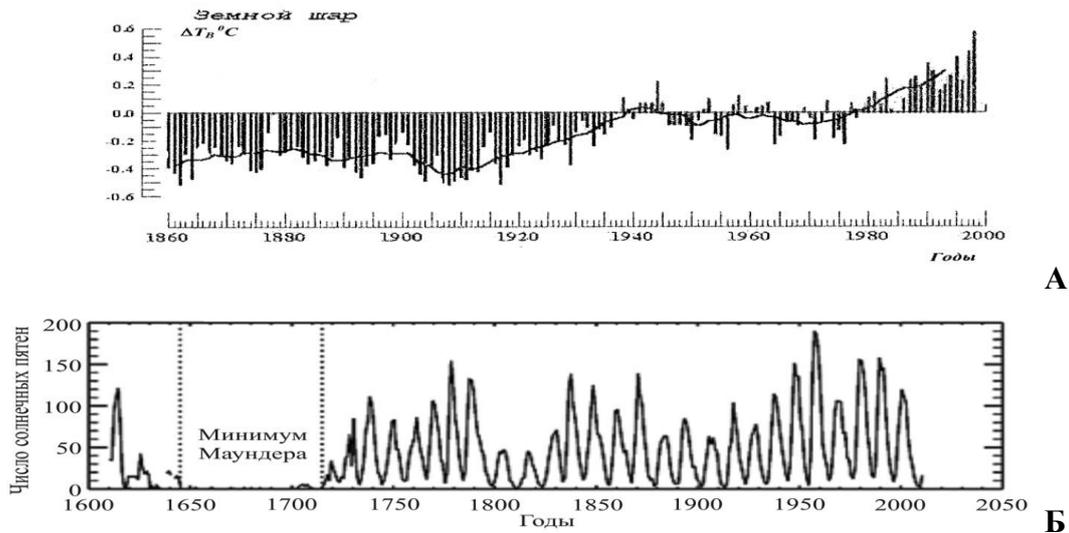


Рис. 2. Колебательный ход температуры воздуха

А – временные ряды аномалий средней годовой температуры приземного воздуха, осредненной по территории Земного шара. Аномалии вычислены как отклонения от средней за 1961–1999гг. [2]. Б – колебания солнечной активности: ход изменения количества пятен (чисел Вольфа) за 400 лет [8]. Видно похолодание XVI–XVIII вв.–минимум Маундера, соответствующий “малому ледниковому периоду”, и последующее усиление солнечной активности, соответствующее современному потеплению



Рис.3. Отклонения температуры воздуха (ΔT_B) от современных значений за последние 10000 лет и прогноз ее дальнейшего хода. 1 – предполагаемая нисходящая ветвь колебаний температуры 41000-летнего цикла, 2 – предполагаемые короткопериодные колебания температуры (как продолжение колебаний в исторический период) [11]

Что касается тренда современных короткопериодных колебаний климата, то картина здесь более сложная (рис.4). Хорошо прослеживается вековой цикл 1910–2009 гг., завершение которого фиксируется вековым циклом солнечной активности (см. рис. 2Б), и начало нового векового цикла (пунктирная линия). На приведенных графиках видно, что вековые циклы колебания температуры находятся на восходящей оси более длинного цикла потепления (примерно, 300-летнего), начавшегося с конца «малого ледникового периода». Современное потепление является «выходом» из этой холодной эпохи. Можно предвидеть в ближайшем будущем продолжающееся потепление и рост температуры воздуха, который, находясь на нисходящей ветви длинного цикла, будет небольшим.

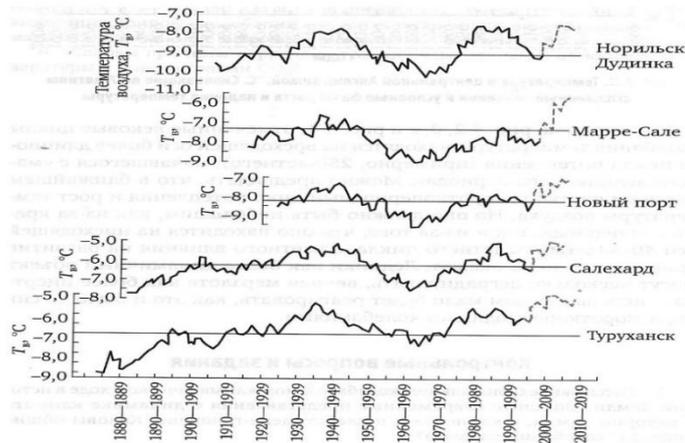


Рис. 4. Короткопериодные колебания температуры воздуха в XX–XXI веке. Западная Сибирь. Данные метеостанций. Продолжение рис. 1g с 2009 до 2021 г. (пунктирные линии). Прослеживается вековой климатический цикл 1910–2009 и начало нового векового цикла после 2009 года. Составлено Н.А. Шполянкой

Криолитозона в своей динамике проявляет те же ритмы, что и климатический ход – ледниковые эпохи, когда криолитозона расширялась, чередовались с межледниковыми, когда она деградировала, а местами исчезала.

Известно, что формирование температуры грунтов происходит путем проникновения в них температурных колебаний воздуха. При этом, амплитуда колебания температуры с глубиной постепенно уменьшается и колебания затухают, а сам ход температуры воздуха проявляется в грунтах с большим запаздыванием. Поэтому, чем больше длина периода и амплитуда колебания, тем на большую глубину проникает температура воздуха, и чем глубже, тем больше запаздывание. В результате на всю мощность мерзлой толщи проникают только длиннопериодные колебания. Короткопериодные колебания (а это и есть колебания XX и XXI веков) затрагивают лишь самую верхнюю часть мерзлой толщи.

Автором вместе с А.В. Сашовым [10] было проведено компьютерное моделирование по Программе «WARM», разработанной на кафедре геоэкологии геологического факультета МГУ Л.Н. Хрустальевым, Г.П. Пустовойтом, Н.В. Емельяновым и С.В. Яковлевым (Свидетельство N 940281РосФПО). Расчет велся для условий южного острова архипелага Новая Земля, где планировалось захоронение радиоактивных отходов. Данные по геологии, температуре и мощности вечной мерзлоты получены по скважине, расположенной на водораздельной поверхности южного острова архипелага с абсолютной высотой 120–160 м, из Материалов ВНИИПромтехнология Минатома РФ. Геологический разрез однороден, представлен скальными породами с близкими теплофизическими характеристиками: теплопроводность λ равна 1,8 Вт/мК, объемная теплоемкость C_p — 2220 кДж/м³·К, температуропроводность a — 0,0029 м²/ч. Температура горных пород равна –5 °С, мощность мерзлой толщи — 400 м, Для района характерны пониженный внутриземной тепловой поток (22 мВт/м²)[7] и малый вертикальный температурный градиент (1,2°/100 м), свойственный коренным кристаллическим породам. Моделирование проводилось, исходя из существующих прогнозов [1], для четырех сценариев потепления — на 1, 2, 3 и 4 °С по сравнению с современной температурой воздуха. Результат представлен на рис. 5.

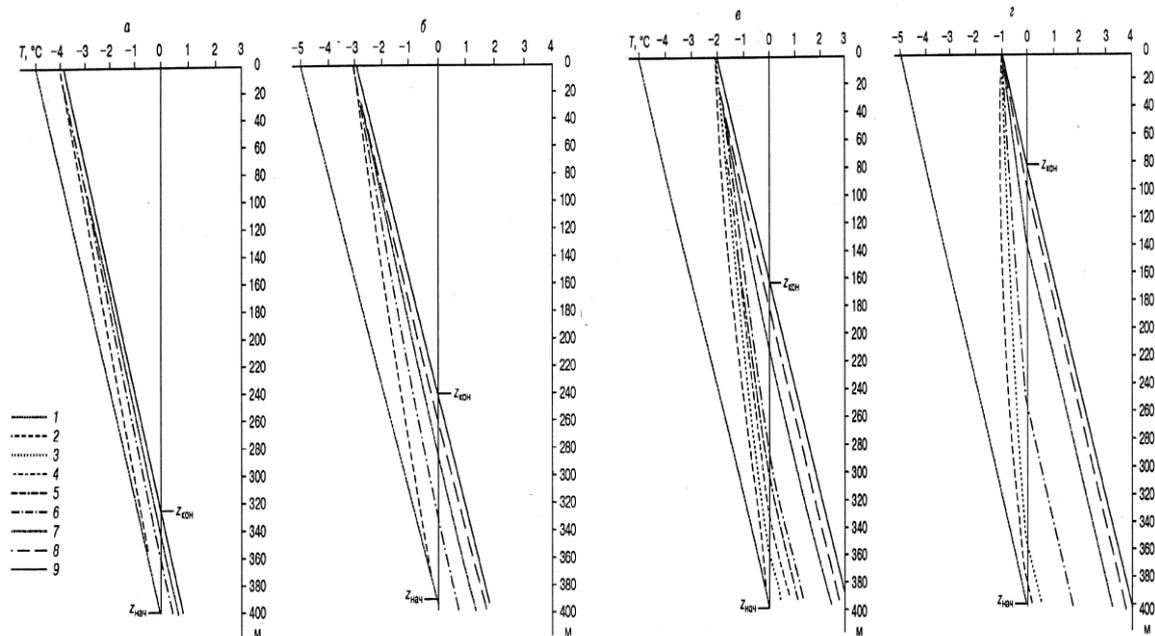


Рис. 5. Изменение во времени температуры и мощности вечномёрзлых пород Новой Земли при потеплении на 1, 2, 3 и 4°С (до установления нового близкого к стационарному температурного поля). Расчет велся по Программе WARM [10]. а – на 1°С ($T_0 = 1$), б – на 2°С ($T_0 = 2$), в – на 3°С ($T_0 = 3$), г – на 4°С ($T_0 = 4$). 1 – современная температура мерзлой толщи мощность. 400 м. 2–9 – распределение температуры в толще горных пород через: 2 – 1000 лет, 3 – 2000 лет, 4 – 3000 лет, 5 – 4000 лет, 6 – 5000 лет, 7 – 10000 лет, 8 – 15000 лет, 9 – 20000 лет

После повышения температуры поверхности грунтов, как известно, в толще мерзлых пород возникает два процесса: во-первых, происходит изменение температуры грунта сверху вниз с запаздыванием во времени; во-вторых, начинается оттаивание снизу и перемещение снизу вверх подошвы мерзлоты за счет глубинного теплового потока до тех пор пока начальная глубина залегания современной подошвы $Z_{нач}$ не переместится на новую конечную глубину, соответствующую изменившемуся климату $Z_{кон}$. Видно, что для установления стационарного состояния мерзлой толщи, соответствующего новому более теплему климату, требуется не менее 20 тыс. лет.

Этот результат полностью соответствует расчетам более ранних авторов. Так, по расчетам А.А. Шарбатяна [9] для северных районов Западной Сибири, при достижении температуры поверхности грунта 0°С толща мерзлоты мощностью 500 м протаивает за счет теплового потока снизу за 30–40 тыс. лет. Для Американского сектора имеются расчеты А. Лахенбрука [13] и Т. Остеркампа [14], согласно которым мощность криолитозоны в арктических районах приходит в новое стационарное состояние при изменении климата не ранее, чем через 20 – 40 тыс. лет.

Мерзлые толщи обладают большой тепловой инерцией.

Это выявляется и программой WARM. Программа показывает не только изменение температуры грунта на разных глубинах как реакцию на изменившуюся температуру дневной поверхности, но и изменение доли объема талой фазы на подошве толщи при уже установившейся нулевой температуре. Выявилось, что движение вверх подошвы

мерзлой толщи при потеплении заметно отстает от движения температуры у подошвы. Например, при сценарии, когда температура воздуха повысилась на 1 °С (см. рис. 5а), через 15 тыс. лет нулевая температура на подошве мерзлой толщи переместилась с глубины 400 м (современное ее положение) на глубину 330 м (потенциальная глубина новой подошвы). Однако мерзлые породы на этой глубине еще не оттаяли, доля талой фазы на этой глубине составила лишь 0,16 (в долях единицы). Только через 5 тыс. лет (т. е. через 20 тыс. лет от начала потепления) на глубине $Z_{\text{кон}} = 330$ м при температуре по-прежнему 0 °С доля талой фазы была близка к единице (0,94). В то же время чуть выше, на глубине 325 м при температуре $-0,1$ °С породы оставались полностью мерзлыми (доля объема талой фазы была равна нулю). Моделирование до 24 тыс. лет не изменило подобного распределения. Это значит, что реальная новая нижняя граница криолитозоны установилась на глубине 330 м только через 5 тыс. лет после того, как температура пород на этой глубине достигла 0 °С.

Следует сказать, что за столь длительный срок направленность климата может измениться с потепления на похолодание, и оттаивание мерзлой толщи затормозится. Такой эффект наблюдается в Западной Сибири (рис.6).

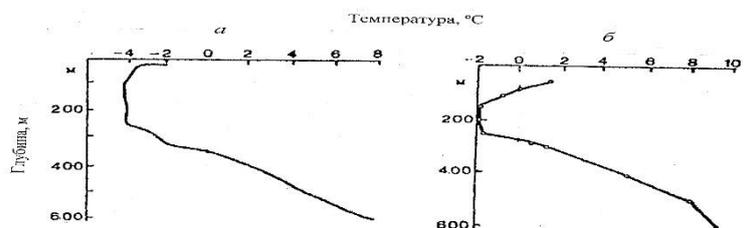


Рис. 6. Температурный разрез по скважинам на севере Западной Сибири. Газовое месторождение Медвежье [11]

На рисунке видно, что отрицательная температура горных пород, сформировавшаяся в ледниковый период (18–20 т.л.н.) стала повышаться в верхней части разреза в межледниковый голоценовый период, особенно интенсивно в эпоху климатического оптимума, но не успела еще проникнуть на полную мощность мерзлой толщи, а под влиянием последующего похолодания затормозилась и к настоящему времени дошла только до глубины примерно 250 м. Создалось нестационарное температурное поле, при котором только в верхней части разреза прослеживается повышение температуры, а в глубоких слоях мерзлой толщи сохранился еще не измененное близкое к стационарному температурное поле сартанского времени.

Все это позволяет сделать вывод, что современное потепление в обозримое время не затронет нижние слои мерзлой толщи и не вызовет новые негативные процессы в них, например, растепление газогидратов, расположенных обычно вокруг нижней границы мерзлоты, или интенсивную эмиссию метана из оттаявших грунтов.

Верхние слои мерзлой толщи окажутся в полной мере под влиянием короткопериодных колебаний температуры, к которым относятся колебания XX–XI вв. Мерзлые грунты должны оттаивать из-за потепления климата. Однако имеющиеся материалы показывают, что нет прямой связи между потеплением климата и

повышением температуры грунтов. Ландшафт, как посредник в теплообмене между грунтами и атмосферой, может изменить влияние климата на прямо противоположное.

В этом отношении различается влияние ландшафтов крайнего севера с малоразвитой растительностью и ландшафтов южных районов криолитозоны с хорошо развитой растительностью. В северных ландшафтах [3,6] температура грунтов непосредственно следует за изменением температуры воздуха, притом, тем активнее, чем ниже общая температура пород. В южных ландшафтах, преимущественно торфянисто-моховых (с их охлаждающими свойствами), несмотря на потепление мерзлота накапливается и имеют место новообразования мерзлоты [4,5].

В заключение можно сказать, что потепление климата, скорее всего, не вызовет заметных негативных последствий в развитии криолитозоны. В глубоких слоях мерзлой толщи потепление климата еще долго не проявится. В верхних слоях влияние потепления будет проявляться по-разному в разных ландшафтах. В ландшафтах северных областей криолитозоны потепление вызовет повышение температуры грунтов. Но из-за низкой температуры грунтов в большинстве случаев это не приведет к их оттаиванию. В ландшафтах южных областей криолитозоны разросшийся из-за потепления моховой покров и нарастающие из-за осушения хасыреев торфяники обусловят стабильность мерзлых пород и новообразование мерзлоты.

Литература

1. Будыко М.И. Климат конца XX века // Метеорология и гидрология, 1988, № 10, с. 5–15
2. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Мониторинг климата и оценка климатической изменчивости по данным наблюдений // Глобальные изменения климата и их последствия для России. М.: Изд-во «Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики», 2002. С.9–39.
3. Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М. Геокриологические последствия современных климатических изменений – результаты комплексного мониторинга на геокриологических станциях в Ненецком автономном округе (доклад и презентация) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Комплексное изучение и освоение недр Европейского Севера России». Ухта, 2021.
4. Осадчая Г.Г. Особые случаи формирования многолетнемерзлых пород в Большеземельской тундре / Материалы Международной конференции «Приоритетные направления в изучении криосферы Земли» (25-28 мая 2005 г.). Пушино, 2005. С.40-41.
5. Осадчая Г.Г., Тумель Н.В. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (Европейский Северо-Восток) // Криосфера Земли. 2012. Том XVI. № 3. С.62-71.
6. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: ГЕО, 2008. 230 с.
7. Тамразян Г. П. Принципиальное различие теплового режима недр Европейской части России и сопредельных областей Азиатской части СССР // ДАН СССР. 1964. Т. 157, № 2. С. 251—254.
8. Что надо знать о солнечном цикле, 2011. RL: www.othereal.ru>chto-nadopznat-o-solnechnom-cikle/ (дата обращения: 22.12.2018).
9. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии. М.: Наука, 1974. 122 с.
10. Шполянская Н.А. Климатические ритмы и динамика криолитозоны // Криосфера Земли, 2001, Т.V, № 1. С. 3–14.
11. Шполянская Н.А. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 198 с.
12. Шполянская Н.А. Климат и его динамика в плейстоцене-голоцене как основа для возникновения разнообразных рисков при освоении районов криолитозоны // Геориск. 2019. Т. XIII. № 1. С. 5–24.
13. Lachenbruch, A. H., Sass J. H., Marshall B. V. and Moses T. H. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res., 1982, N 87(B11). P 9301–9316
14. Osterkamp T. E. and Gosink J. P. Variations in Permafrost Thickness in Response to Changes in Paleoclimate // Jr. of Geophysycal research, 1991, v.96, N 10, B3. P. 4423–4434, march 10

Секция 7

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ В КРИОЛИТОЗОНЕ

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЭКОНОМИЧЕСКОГО УЩЕРБА ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В КОНТЕКСТЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Бадина С.В.^{1,2}

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия;

² РЭУ им. Г.В. Плеханова, Москва, Россия; *e-mail*: bad412@yandex.ru

В статье приведены результаты расчетов стоимости зданий и сооружений по муниципальным образованиям Арктической зоны Российской Федерации (как жилищного фонда, так и фондов экономики), необходимые для прогнозирования вероятного прямого экономического ущерба от таяния многолетней мерзлоты ко второй половине 21 века. Представлена оценка отраслевой структуры основных фондов арктических муниципалитетов.

PREDICTION OF ECONOMIC DAMAGE IN THE CONTEXT OF CHANGING GEOCRIOLOGICAL CONDITIONS (CASE OF THE RUSSIAN ARCTIC)

Badina S.V.^{1,2}

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia;

² Plekhanov Russian University of Economics, Moscow, Russia; *e-mail*: bad412@yandex.ru

The article presents the results of calculations of buildings and structures values in the Russian Arctic municipalities (both housing and economic funds), necessary to predict the likely direct economic damage from permafrost thawing by the second half of the 21st century. The sectoral structure assessment of fixed assets of the Arctic municipalities is presented.

Наиболее общим индикатором природного риска (в данном исследовании речь идет о геокриологических рисках) считается математическое ожидание ущерба от опасного события за год:

$$R=Q(\Delta t) w,$$

где $Q(\Delta t)$ – вероятность наступления природной опасности, повлекшей за собой ущерб за интервал времени t ; w – величина ущерба [4]. Исходя из этого выражения, наряду с разработкой прогнозов климатообусловленных геокриологических изменений для оценки социально-экономических рисков деградации многолетней мерзлоты в регионах Российской Арктики необходимо также иметь возможность оценить величину потенциальных ущербов. Основные риски оттаивания многолетнемерзлых грунтов связаны с недвижимой частью основных фондов: зданиями и сооружениями, построенными на мерзлоте с использованием свайного типа фундаментов. Для целей данного прогноза первоначально важно оценить предельную величину вероятного ущерба, то есть совокупную стоимость зданий и сооружений в криолитозоне Российской Арктики, а также выявить межрегиональную дифференциацию по данному показателю. Необходимо также в контакте поставленных задач выделить две укрупненные категории: жилищный фонд и здания и сооружения ключевых отраслей экономики.

В предыдущих работах автора [5-6] по специально разработанной методике была оценена стоимость зданий и сооружений всех отраслей экономики и стоимость жилищного фонда муниципальных образований криолитозоны Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ).

Оценка стоимости жилищного фонда АЗРФ была проведена на основании открытых информационных ресурсов с применением необходимых дооценок отсутствующей информации. Была создана база данных в территориальном разрезе муниципальных образований регионов АЗРФ, включающая следующие показатели:

адрес жилого дома, год ввода в эксплуатацию, площадь. Всего в базу данных вошли 34 тыс. жилых домов общей площадью порядка 61 млн квадратных метров.

Общая стоимость жилищного фонда АЗРФ оценена в **2,7 трлн. рублей** (в ценах 2021 года). Максимальная оценочная совокупная стоимость жилищного фонда в ценах 2021 года в Ямало-Ненецком АО (782,4 млрд. руб.), Мурманской области (730,0 млрд. руб.), арктических территориях Красноярского края (136,1 млрд. руб.). При этом в контексте социальных рисков, а также рисков для местных бюджетов значимым показателем является среднедушевая рыночная стоимость жилого фонда, она максимальна в Чукотском АО (2250 тыс. руб. на душу населения), Ямало-Ненецком и Ненецком АО (1453 и 1261 тыс. руб. соответственно). Важно отметить, что в таких муниципальных образованиях, как, например, городской округ Воркута, необходимо учитывать миграционный отток населения, поскольку за счет долгосрочного действия этого фактора, наиболее сложных социально-экономических условий этого моногорода, при максимальной обеспеченности населения жилищным фондом (39 кв. м на душу населения) за счет пустующих жилых помещений минимальна душевая рыночная стоимость из-за низкого спроса (50 тыс. рублей на душу населения). В региональной структуре наиболее «молодой» жилищный фонд характерен для регионов нового ресурсного освоения – Ямало-Ненецкого и Ненецкого АО, (а также в арктических районах Якутии за счет того, что старый жилфонд там плохо отображен в статистике).

Важным фактором, требующим внимания при оценке ущербов для жилищного фонда, является фактор существенного удорожания строительства в АЗРФ. Высокие издержки строительства жилья (по данным Росстата в 2018 г. средняя фактическая стоимость строительства одного квадратного метра общей площади жилых помещений во введенных в эксплуатацию жилых и нежилых зданиях в регионах АЗРФ составляла 52,2 тыс. рублей, а в среднем по регионам России – 41,4 млн.) обусловлены не только сложностью технологий строительства в условиях криолитозоны, необходимостью применения особых морозостойких материалов, повышенными зарплатами в отрасли по сравнению с более южными регионами, но и во многом достаточно слабым развитием промышленности строительных материалов, не позволяющей в полной мере обеспечить собственные потребности арктических территорий. Согласно действующему российскому законодательству, переселение жителей из аварийных домов происходит за счет средств бюджетов всех уровней (федерального, региональных, местных) и (или) внебюджетных средств. Финансовые ресурсы по данной статье расходов в большинстве арктических регионов весьма ограничены, поэтому одновременное и массовое разрушение значительной доли жилищного фонда неизбежно повлечет за собой тяжелые социально-экономические последствия. Даже при условии мобилизации необходимых финансовых резервов, что при наиболее пессимистичном сценарии геокриологических прогнозов представляется весьма сложной задачей, возобновление жилого фонда – длительный процесс (от момента принятия решения о строительстве до ввода жилого дома в эксплуатацию). Даже в самом финансово самодостаточном арктическом регионе – Ямало-Ненецком АО – можно отметить следующее соотношение: вероятные предельные потери жилищного фонда оцениваются в величину порядка 800 млрд. рублей [3], в то время как общий размер расходов регионального бюджета в 2021 году составили лишь 246 млрд. рублей. В связи с этим возобновление системного и регулярного мониторинга свайных фундаментов жилищного фонда представляется первостепенно важной задачей, поскольку заблаговременное предупреждение негативных последствий, организация превентивных мер (установление термосифонов, приведение вентилируемых подполий в соответствие с нормами использования и пр.) ассоциируется с несоизмеримо меньшими издержками [2].

Вероятные ущербы для жилищного фонда от деградации многолетней мерзлоты связаны с высокими ожидаемыми негативными социальными последствиями и тяжелой нагрузкой на бюджеты всех уровней. Однако здания и сооружения основных отраслей экономики (промышленности, транспорта, сферы услуг и пр.) не в меньшей степени подвержены геокриологическому риску и их разрушение связано с еще более крупномасштабными ущербами, как прямыми (разрушение производственных зданий, дорог, мостов, электростанций, учреждений образования и здравоохранения и пр.), так и косвенными (создание инфраструктурных ограничений, снижение производства продукции по ключевым видам экономической деятельности, потеря рабочих мест населением и пр.). В связи с этим оценка ущербов по зданиям и сооружениям основных отраслей экономики также является чрезвычайно важным этапом данного исследования.

Ввиду отсутствия необходимой статистической информации на муниципальном уровне для проведения расчетов было принято допущение, что показатель стоимости основных фондов муниципального образования пропорционален объему валового производства по соответствующему виду экономической деятельности, а объем валового производства в свою очередь пропорционален фонду заработной платы с поправкой на среднеотраслевые коэффициенты, полученные для регионов России. В разрезе муниципальных образований в открытом доступе также отсутствует статистическая информация по объемам валового производства в стоимостном выражении по многим значимым отраслям экономики. Росстатом даны лишь следующие отрасли, формирующие добавленную стоимость: объем промышленного и сельскохозяйственного производства, оборот розничной торговли (те отрасли, по которым напрямую можно оценить стоимость основных фондов на основании прямой пропорции). Необходима дооценка остальных значимых видов экономической деятельности: строительства, транспорта и связи, операций с недвижимостью, государственного управления, здравоохранения и образования, которую предлагается произвести на основании данных о фонде заработной платы работников организаций по соответствующим отраслям. Обосновать рациональность такого подхода можно путем подтверждения корреляционных связей данного показателя со статистически доступными параметрами – объемом производства в обрабатывающей промышленности и в производстве и распределении электроэнергии, газа и воды и фондом зарплаты в соответствующих отраслях. Анализ данных по муниципальным образованиям регионов, чьи территории включены в состав АЗРФ, показал очень высокую степень корреляции этих двух показателей – от 0,7 до 1. При этом, несмотря на очевидную связь двух параметров, соблюдены условия применимости корреляции Пирсона: во-первых, проведена дополнительная проверка с исключением выбросов; во-вторых, проверено наличие нелинейных зависимостей между переменными (анализ диаграмм рассеяния).

Дооценка недостающих параметров произведена следующим образом: показатель оборота организаций по каждому виду экономической деятельности, данный по региону, распределяется по муниципальным образованиям пропорционально фонду заработной платы по соответствующей отрасли. Путем суммирования предоставленных Росстатом и рассчитанных показателей получено оценочное значение валового производства для каждого муниципального образования рассматриваемых регионов.

Фонды по видам экономической деятельности (согласно ОКВЭД) рассчитаны для каждого муниципального образования следующим образом: стоимость фондов по региону распределена пропорционально доле каждого муниципального образования в валовом производстве соответствующей отрасли. Основные фонды из категории «Прочие виды» были распределены для каждого муниципального образования пропорционально суммарному валовому производству по всем отраслям. Такая оценка

достаточно грубая, однако была проведена следующая процедура верификации: Росстатом даются значения стоимости основных фондов по некоторым крупнейшим городам. Таким образом, расчетные значения можно сравнить с фактическими. Далее, для повышения точности расчетов и снижения погрешности, из общерегионального значения стоимости основных фондов было вычтено значение, данное Росстатом для городов, и уже получившийся остаток распределяется по оставшимся муниципальным образованиям. Обычно доля регионального центра и крупнейших городов в основных фондах весьма велика. Например, для регионов Арктической зоны России доля столиц по этому показателю составляет: Анадырь – 49%, Мурманск – 22%, Красноярск – 25%, Архангельск – 21%, и т.д. что существенно снижает погрешность производимых дооценок [1].

В общей стоимости основных фондов важно понимать, какую их часть составляют здания и сооружения как наиболее восприимчивая к деградации многолетнемерзлых пород составляющая. В общей структуре основных фондов (среднероссийское значение) доля зданий и сооружений составляет 64% (остальное приходится на машины и оборудование, транспортные средства и прочие виды), таким образом, среднеотраслевой понижающий коэффициент будет равен 0,64. Коэффициенты также были рассчитаны для каждой отрасли: сельское хозяйство – 0,46; добыча топливно-энергетических полезных ископаемых – 77,6; добыча полезных ископаемых, кроме топливно-энергетических – 0,51; рыболовство – 0,1; обрабатывающие производства – 0,42; производство и распределение электроэнергии, газа и воды – 0,61; транспорт и связь – 0,61; туризм – 0,31. Общая оценочная стоимость зданий и сооружений по отраслям экономики составляет порядка **10 трлн. рублей** (в ценах 2021 года).

В контексте задач, связанных с прогнозированием ущербов, для лучшего понимания масштабов вероятных негативных последствий также важными уточняющими показателями могут служить показатель плотности зданий и сооружений на единицу площади хозяйственно освоенной территории (показатель – «Площадь застроенных земель муниципального образования») и отраслевая структура зданий и сооружений, их принадлежность к конкретным отраслям экономики. Результаты расчета этих показателей представлены на карте (рис. 1). Учет пространственных параметров весьма полезен, поскольку территория АЗРФ освоена крайне неравномерно и характерным является высокая концентрация основных фондов в городах и ареалах горнодобывающей промышленности на фоне практически пустого экономически неосвоенного пространства. При этом (за исключением зоны сплошного распространения) фактор мерзлоты также проявляется не повсеместно: в мелкомасштабных исследованиях в каждой точке пространства он определен лишь с некой степенью вероятности. Соответственно, согласно теореме об умножении вероятностей, в данном случае использование первой производной (пространственной) от показателя основных фондов является предпочтительным при оценке риска. В тех муниципальных образованиях, где концентрация основных фондов в пределах освоенных участков территории выше, там также выше вероятность их нахождения на многолетнемерзлых грунтах с риском растепления.



Рис. 1. Плотность и отраслевая структура зданий и сооружений

Наконец, следует отметить, что оценка последствий свершившихся крупных стихийных бедствий (ущербы) принято делать в показателях доли от ВВП страны (региона) для понимания сопоставимости нанесенных ущербов и конкретной экономики. Также эта доля косвенно характеризует потенциал противостояния природной опасности: в развивающихся странах (регионах) удельные показатели ущерба обычно выше, а абсолютные значения ниже, в развитых наблюдается преимущественно обратная закономерность. В связи с этим при оценке ущербов от растепления многолетней мерзлоты также чрезвычайно важно понимать, что уровень социально-экономического развития, масштаб экономик у регионов АЗРФ очень разный. Дифференциация муниципальных образований АЗРФ по показателю плотности валового производства, его отраслевая структура, рассчитанная по вышеупомянутой авторской методике, представлена на карте (рис. 2). На рисунке отчетливо видна промышленная (главным образом – добывающая) специализация большинства российских арктических муниципалитетов.

Таким образом, обобщая полученные результаты, если исключить из рассмотрения те муниципальные образования АЗРФ, где многолетняя мерзлота отсутствует, можно сделать вывод о том, что максимальная интегральная уязвимость жилищного фонда, а также зданий и сооружений по основным отраслям экономики характерна для в основных нефтегазодобывающих районов Ямало-Ненецкого автономного округа, крупнейших промышленных городов, таких как Норильск, Новый Уренгой, Ноябрьск и Воркута, а также Заполярного района Ненецкого автономного округа. Общая совокупная оценочная стоимость жилищного фонда, зданий и сооружений по отраслям экономики в криолитозоне АЗРФ, согласно результатам проведенных расчетов, составляет **6,6 трлн рублей** (в ценах 2021 года).



Рис. 2. Плотность и отраслевая структура валового производства

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ в рамках научного проекта № 21-77-00047 «Прогнозирование экономического ущерба для территории Российской Арктики в контексте изменения геокриологических условий» (<https://rscf.ru/project/21-77-00047/>).

Литература

1. Бадина С.В. Прогнозирование социально-экономических рисков в криолитозоне российской Арктики в контексте перспективных климатических изменений // Проблемы прогнозирования. 2020. № 4. С. 55–65.
2. Бадина С.В. Уязвимость населенных пунктов Российской Арктики к меняющимся инженерно-геокриологическим условиям // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике / Под ред. В.П. Мельникова и М.Р. Садуртдинова. – Салехард: Правительство Ямало-Ненецкого автономного округа, 2021. С. 30–33.
3. Мельников В.П., Осипов В.И., Брушков А.В. и др. Оценка ущерба жилым и промышленным зданиям и сооружениям при изменении температур и оттаивании многолетнемерзлых грунтов в Арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2021. № 1. С. 14–31.
4. Порфирьев Б.Н. Природа и экономика: риски взаимодействия. М: Анкил, 2011. – 352 с.
5. Badina S.V. Estimation of the value of buildings and structures in the context of permafrost degradation: The case of the Russian Arctic // Polar Science, 2021. Vol. 29. 100730.
6. Badina S.V., Pankratov A.A. The value of buildings and structures for permafrost damage prediction: The case of eastern Russian Arctic // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY, 2021. Vol. 14, no. 4. P. 83–92.

ВЛИЯНИЕ ИННОВАЦИОННЫХ ПРИЕМОМ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ СИЛЬНОЛЬДИСТОГО ГРУНТОВОГО ОСНОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ ТОММОТ – НИЖНИЙ БЕСТЯХ

Варламов С.П.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия, svarlamov@mpi.ysn.ru

Представлены результаты инженерно-геокриологического мониторинга железнодорожной линии Томмот–Нижний Бестях на участке распространения пород ледового комплекса, где использовано инновационное проектирование. Количественно оценена динамика теплового состояния грунтов основания и тела земляного полотна железной дороги разных конструкций при широком применении вертикальных сезонно-охлаждающих устройств (СОУ) и теплоизоляционных материалов.

INFLUENCE OF INNOVATIVE METHODS ON THE THERMAL REGIME OF THE ICE-RICH GROUND BASE OF THE TOMMOT - NIZHNY BESTYAKH RAILWAY (CENTRAL YAKUTIA)

Varlamov S.P.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, svarlamov@mpi.ysn.ru

The results of engineering-geocryological monitoring of the railway line Tommot – Nizhny Bestyakh on the area of distribution of rocks of the ice complex, where innovative design was used, are presented. The thermal dynamics of the subgrade and embankment soils were quantified associated of different designs with the wide use of thermosyphons and insulation materials.

Тепловое состояние грунтов является одним из основных факторов определяющих устойчивость природно-технических систем (ПТС) в криолитозоне. Железнодорожная линия Томмот – Нижний Бестях на 692–734 км пересекает участок распространения пород ледового комплекса, где суммарная объемная льдистость грунтов в слое годовых теплооборотов достигает 0,7-0,8 д.ед. Подземные льды залегают в интервале глубин 1,5–12,0 м [1, 6]. В условиях современного потепления климата обеспечение устойчивости ПТС является весьма актуальной задачей.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН с 2007 г. проводит здесь экспериментальные исследования теплового состояния грунтов основания земляного полотна и прилегающей территории (просека, лес). Исследования проведены методом многолетних теплофизических экспериментальных натуральных наблюдений с применением инновационных приемов.

В 2007–2010 гг. была организована наблюдательная сеть за термическим режимом грунтов основания и тела земляного полотна, грунтов прилегающей к дороге территории. Сеть охватила различные мерзлотные ландшафты, включающие поперечные профили, привязанные к пикетам (ПК) железной дороги: межаласья (ПК 7088, 7089, 7175 и 7179), ложбины стока (ПК 6926 и 7087) и склоны (ПК 6924, 6932 и 6934) (рис. 1). Бурение скважин и их оборудование для режимных температурных наблюдений под основания земляного полотна были проведены после вырубки просек трассы и до начала их отсыпки. В районе ПК 7179 – после возведения нулевой насыпи, а на прилегающей территории (просека, лес, марь) – во время возведения насыпи. Всего пробурена и оборудована для термометрических наблюдений 41 скважина глубиной 5–10 м.

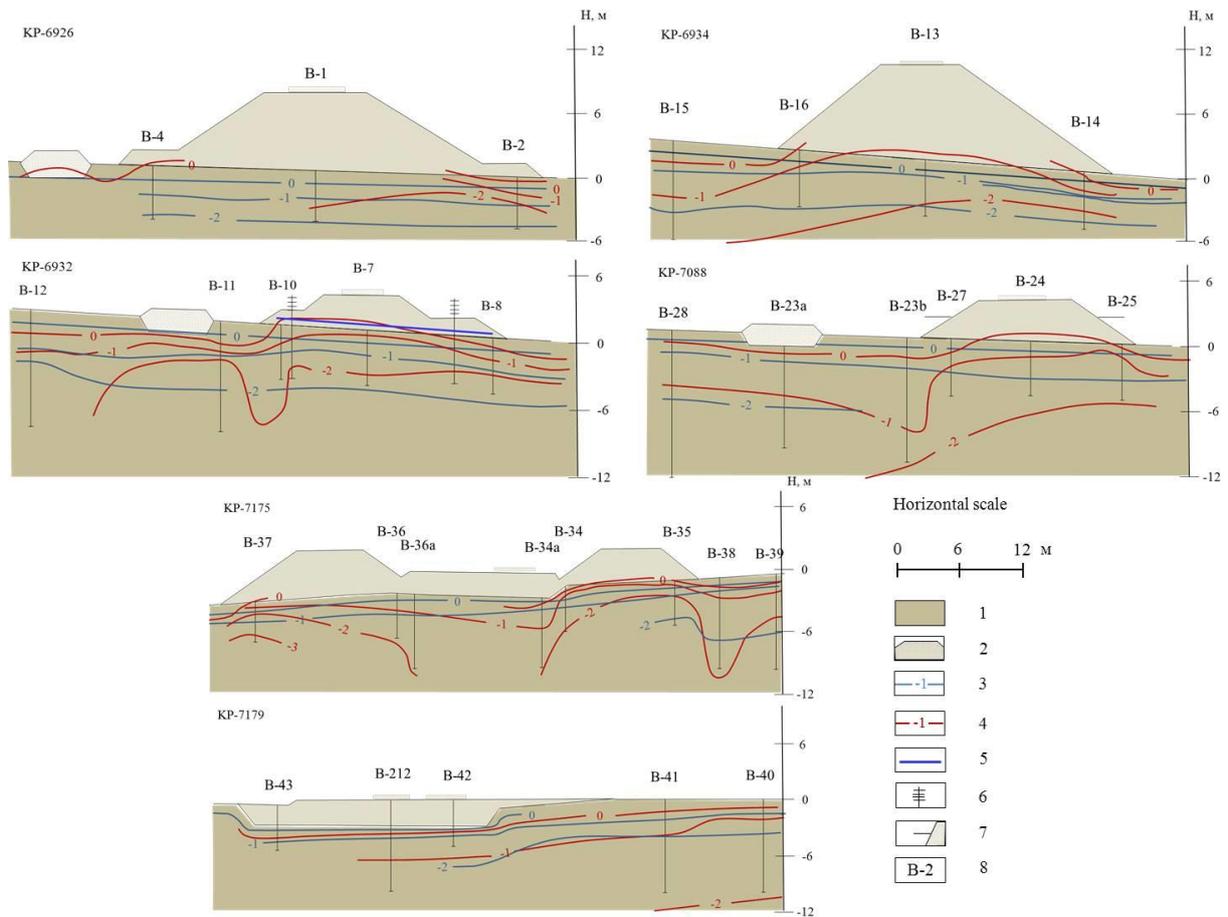


Рис. 1. Изменение теплового режима грунтов основания земляного полотна на участках железных дорог разной конструкции. 1 – грунты основания земляного полотна и вблизи нее; 2 – скальный грунт с заполнителем до 10%; термоизоплеты грунтов (нулевая изотерма представляет верхнюю границу ММП); 3 – до отсыпки земляного полотна в сентябре 2007 г., 4 – после отсыпки в 1 сентября 2017 г.; 5 – теплоизолирующий слой термоплекса; 6 – сезонно охлаждающее устройство (СОУ); 7 – солнцезащитный и снегоудерживающий навес; 8 – термометрическая скважина и ее номер.

Вырубка просек трассы проведена в зимние месяцы 2006-2008 гг., возведение насыпей – с апреля 2009 г. по сентябрь 2010 г., укладка шпалорельсов – в конце теплого периода 2010 г. Процессы отсыпки насыпей производились круглогодично. В итоге в теплый сезон 2010 г. строителями были сооружены из скального грунта насыпи разных конструкций (таблица).

Таблица. Экспериментальные наблюдательные площадки

| Местоположение площадок | Конструкция насыпи |
|-------------------------|--|
| ПК 6924, 7005 | Насыпи на выемках |
| ПК 6926 | Насыпь высотой 7 м с установкой на бермах вертикальных парожидкостных сезонно охлаждающих установок (СОУ) до глубины 4 м |

| | |
|---------|--|
| ПК 6932 | Насыпь высотой до 2,5–3,0 м с установкой на бермах СОУ и укладкой на основании бермы и насыпи теплоизоляционного материала из пеноплекса толщиной 5 см и шириной 8 м |
| ПК 6934 | Насыпь высотой 7 м |
| ПК 7087 | Насыпь высотой 2,5 м с субвертикальными охлаждающими откосами |
| ПК 7088 | Насыпь высотой 2,5–3,0 м с консольным солнцезащитным навесом на откосах |
| ПК 7089 | Насыпь высотой до 2,5 м с установкой на бермах СОУ и укладкой на основании бермы и насыпи теплоизоляционного слоя пеноплекса |
| ПК 7175 | Сооружено земляное полотно сложной конструкции. Насыпь высотой 2–2,5 м отсыпана с частичным удалением грунта деятельного слоя. Слева насыпи отсыпана высокая берма высотой до 5 м, справа – берма высотой до 3 м. Под бермами и в теле насыпью уложены гофрированные трубы для дренажа и охлаждения грунтов основания насыпи |
| ПК 7179 | Сооружена нулевая насыпь из скального грунта мощностью 2,2 м с заменой грунта сезоннопотаивающего слоя |

Объектами исследований являются грунты слоя годовых теплооборотов до глубины 10 м в естественных природных комплексах и на просеках, грунты основания и тела земляного полотна до глубины 5–10 м. В качестве регистраторов температуры грунтов используются полупроводниковые терморезисторы ММТ–4 с точностью измерений 0,1 °С. Замеры температуры грунтов в скважинах проводятся стационарно установленными терморезисторными гирляндами. В устройстве термической обсадки скважин и отводов термогирлянд из-под будущих насыпей железнодорожного полотна были использованы полипропиленовые трубы, уложенные на глубине 0,2–0,3 м.

Результаты исследований температурного поля грунтов основания насыпей в первые годы наблюдений были опубликованы в ранних работах [2–5, 7, 8]. В данной работе дается анализ теплового состояния грунтов основания земляного полотна по итогам 13–14 летних наблюдений.

В районе пикетов (ПК) 6926 и 6934 грунты основания под высокими (7–8 м) насыпями начали охлаждаться с первого года их отсыпки, где установлено поднятие верхней границы многолетнемерзлых пород на 1 м уже к концу теплого сезона 2009 г. По температурным данным за 14 лет после возведения насыпи верхняя кромка мерзлоты приподнялась на 3,5–4,5 м от уровня первоначального естественного залегания. Мерзлые грунты основания под этими насыпями находятся в устойчивом мерзлом состоянии. Среднегодовая температура грунтов основания на глубине 5 м под оси насыпи стабильны и находится около –2,0 °С, более освещенной и надсклоновой части, левой бермы она изменяется от –1,7 до –1,2 °С, на затененной и подсклоновой части правой бермы к 2013 г. грунты охладились до –4,4 °С, затем повысились до –2,5 °С (рис. 2 и см. рис. 1).

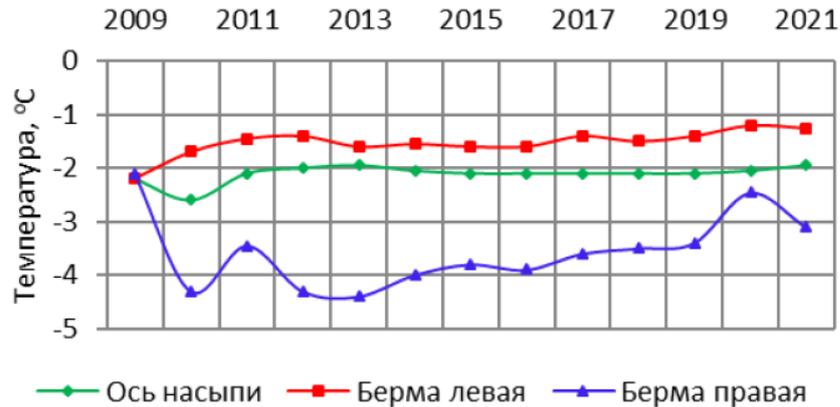


Рис. 2. Динамика среднегодовой температуры грунтов основания на глубине 5 м под высокими 7-метровыми насыпями в районе ПК 6934.

На участке ПК 6932 земляное полотно высотой 2–3 м возведено с установкой на бермах СОУ и укладкой на основании бермы и насыпи теплоизоляционного материала из пеноплекса. Здесь под основанием насыпи на глубинах 1,7–3,5 м залегает подземный лед мощностью до 6,5 м. Применение вертикальных парожидкостных СОУ на бермах в сочетании теплоизоляционным материалом из пеноплекса в основании земляного полотна до 2014 г. привело к стабильному охлаждению грунтов и поднятию верхней кровли многолетнемерзлых пород. Однако следует отметить, что последующие годы с преобладанием теплых и многоснежных зим и теплых летних сезонов, температуры грунта основания насыпи имеют тенденцию к повышению (рис. 3 и см. рис. 1).

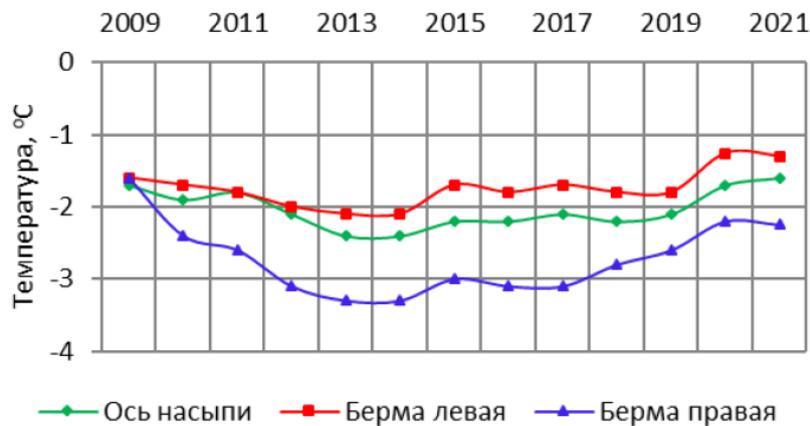


Рис. 3. Динамика среднегодовой температуры грунтов основания на глубине 5 м под низкими трехметровыми насыпями с применением СОУ в сочетании с теплоизоляционным материалом из пеноплекса на правой и левой бермах и по осевой линии насыпи в районе ПК 6932.

На участке ПК 7088 в основании земляного полотна высотой 2,5–3,0 м многолетнемерзлые грунты представлены супесями и суглинками текучей консистенции. Слева от земляного полотна на глубинах 2,3–3,0 м от поверхности залегает подземный лед мощностью 5,0–8,0 м. Конструкции консольных солнцезащитных навесов, расположенные на средней части откосов насыпи в первые зимние сезоны после возведения не оказали должного охлаждающего эффекта на грунты основания земляного полотна. В последующие зимы при быстром промерзании сезонноталого слоя, отмечен заметный охлаждающий эффект навесов на грунты основания земляного полотна. По оси насыпи интенсивное охлаждение грунтов

основания земляного полотна выявлено только в третью зиму. С 2010 по 2018 гг. грунты основания насыпи имели тенденции к охлаждению, последние 3 года отмечено повышение температуры (рис. 4 и см. рис. 1). Но одновременно между насыпью и левым валиком продолжается процесс деградации мерзлоты, обусловленный оттаиванием подземных льдов.

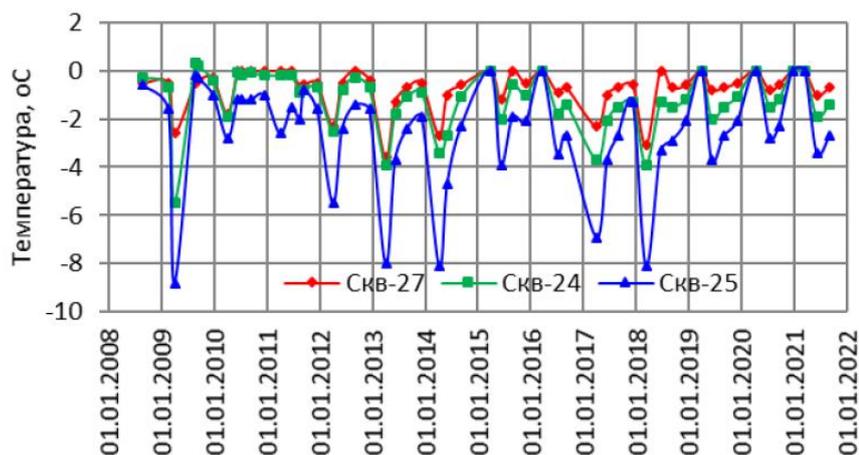


Рис. 4. Динамика температуры грунтов основания на глубине 1,5 м низких 3-метровых насыпей с солнцезащитными навесами ниже по оси (СКВ-24), ниже правого (СКВ-25) и левого (СКВ-27) откосов насыпи в районе ПК 7088.

На участке ПК 7175 в начале теплого сезона 2009 г. была начато возведение насыпи с частичным удалением грунтов деятельного слоя и заменой их скальными породами. К концу лета грунты основания насыпи до глубины 1 м были тальными, а на глубинах 3 и 5 м температуры грунтов по сравнению с осенью 2008 г. почти не изменились. В зимний сезон 2009/2010 гг. здесь была сооружена насыпь до проектного уровня со сложной конструкцией (высокими боковыми бермами). В августе 2010 г. по данным бурения верхняя граница многолетнемерзлых пород находилась на глубине 3 м от поверхности насыпи. В 2011 г. эта граница отмечена ниже (1,5 м). В 2011–2020 гг. верхняя граница многолетней мерзлоты колебалась по глубине в пределах 4,3–4,8 м. (рис. 5). Отмечено существенное понижение температуры грунтов основания высокой 5-метровой левой бермой. Незначительное понижение температуры зафиксировано под невысокой 3-метровой правой бермой. К 2017 г. под правой бермой верхняя кровля многолетней мерзлоты приподнялась до уровня естественной поверхности, а под левой мерзлые грунты отмечены уже в теле высокой бермы (см. рис. 1). По состоянию к 2020 г., грунты основания под высокими бермами характеризуются тенденциями к охлаждению, а под насыпью – к повышению температуры.

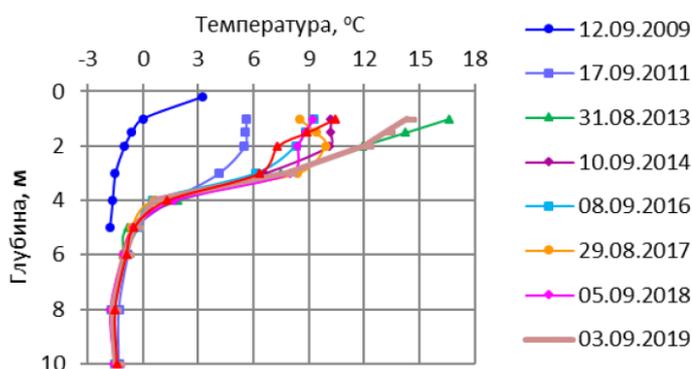


Рис. 5. Многолетняя изменчивость температуры тела и грунтов основания 2,8-метровой насыпи на участке ПК 7175.

На участке ПК 7179 была сооружена нулевая насыпь с удалением грунтов деятельного слоя и заменой его скальными грунтами. Бурение и оборудование термических скважин произведено в конце августа 2009 г. после возведения земляного полотна. При бурении скважин глубина протаивания от поверхности насыпи составляла 2,5–3,0 м при мощности скального грунта 2,2 м. Под осью земляного полотна на глубине 3,8 м встречается подземный лед мощностью до 1 м. Однако с первого года сооружения насыпи выявлено формирование многолетней чаши протаивания, угрожающая устойчивости земляного полотна. Следует отметить, что этот процесс деградации продолжается. Глубина протаивания уже превысила 4 м, температура грунтов основания земляного полотна сохраняет тенденцию к дальнейшему повышению (рис. 6 и см. рис. 1).

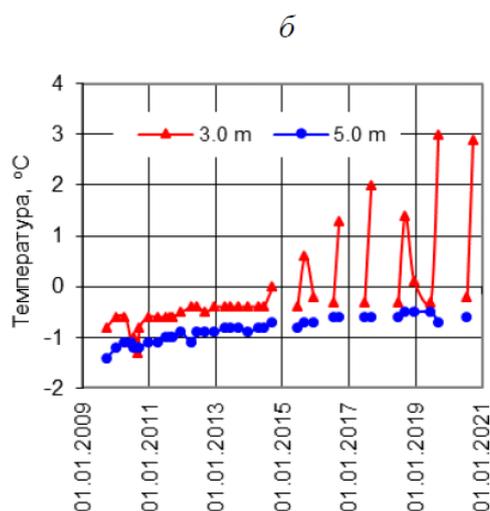
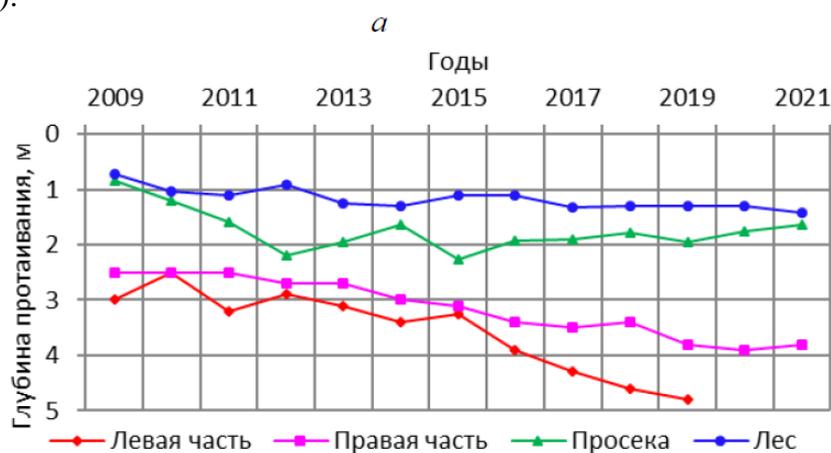


Рис. 6. Динамика глубины сезонного протаивания грунтов на просеке, в лесу и грунтов основания левой и правой части насыпи (а), температуры грунтов основания на глубине 3 и 5 м (б) нулевой насыпи в районе ПК 7179.

Геокриологический мониторинг в период эксплуатации железной дороги установил деградацию мерзлых пород ледового комплекса на откосах и днищах выемок. Слабым местом выемок, проложенных по сильнольдистым грунтам, являются откосы в местах контакта подстилаемых льдистых грунтов со скальными грунтами, особенно в его верхней части. На выемке после строительства земляного полотна динамика

температура грунтов основания показывает его изменения в сторону потепления, что угрожает его устойчивости. На бортах откосов выемки температура грунтов имеет тенденцию к повышению, но под валиками, к понижению.

Выводы.

Количественно оценена динамика теплового состояния грунтов на прилегающей к земляному полотну территории, грунтов основания и тела земляного полотна железной дороги различной конструкции при широком применении сезонно-охлаждающих устройств, теплоизоляционных материалов, снегоудерживающих и солнцезащитных навесов. Установлено поднятие верхней кровли многолетнемерзлых пород и охлаждение грунтов основания под высокими и низкими насыпями при совместном применении СОУ и теплоизоляционных материалов и при использовании снегоудерживающих и солнцезащитных навесов. Выявлено формирование многолетней чаши протаивания при отсыпке нулевой насыпи с удалением сезонноталого слоя в её основании. Отмечена деградация мерзлых пород ледового комплекса на откосах и днищах выемок.

Благодарности.

Организация наблюдательной сети осуществлены при финансовой поддержке Министерства транспорта Республики Саха (Якутия), многолетние режимные наблюдения за тепловым состоянием грунтов проведены в рамках приоритетных направлений и программ фундаментальных исследований СО РАН. Работа подготовлена при поддержке гранта ГФЕН_а 20-55-53036.

Литература

1. Варламов С.П. Льдистость грунтов северного участка проектируемой железной дороги Томмот – Кердем (ст. Олень – ст. Кердем) // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения: Материалы Международной конференции. Т. 2. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2006. С. 212-214.
2. Варламов С.П., Скрябин П.Н., Шендер Н.И. О тепловом состоянии оснований насыпей железной дороги Томмот-Кердем на участке распространения пород ледового комплекса. // Проблемы инженерного мерзлотоведения: материалы IX Международного симпозиума, 3-7 сентября 2011 г., г. Мирный, Россия. – Якутск: Изд-ва Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2011. С. 204-209.
3. Варламов С.П., Скрябин П.Н. Трансформация мерзлотных компонентов экосистем под влиянием природно-технических систем // Успехи современного естествознания. 2012. № 11. С. 74-76.
4. Варламов С.П. Натурные исследования температурного режима грунтов основания насыпей на участке развития ледового комплекса // Современные проблемы теплофизики и теплоэнергетики в условиях Крайнего Севера: материалы X научно-технической конференции памяти профессора Н.С.Иванова (7 декабря 2011 г., г. Якутск). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2013. С. 33-46.
5. Варламов С.П. Тепловое состояние грунтов выемок железной дороги Томмот-Нижний Бестях на участке развития ледового комплекса // Современные проблемы теплофизики и теплоэнергетики в условиях Крайнего Севера: материалы XI научно-технической конференции, посвященной памяти д.т.н., проф. Н.С.Иванова (Якутск, 7 декабря 2013 г.) [электронное издание] – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 90-98.
6. Позин В.А., Королев А.А., Наумов М.С. «Ледовый комплекс» Центральной Якутии как опытный полигон железнодорожного строительства в экстремальных инженерно-геокриологических условиях // Инженерная геология. 2009. № 1. С. 12-18.
7. Varlamov S. Temperature study of railway embankments on ice-rich permafrost in Yakutia. Journal of Engineering of Heilongjiang University. 2014. No5(3). Pp. 90-99.
8. Varlamov S.P. Thermal monitoring of railway subgrade in a region of ice-rich permafrost, Yakutia, Russia // Cold Regions Science and Technology. 2018. No 155. Pp. 184-192. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.06.016>.

ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГЕОТЕХНИКИ

Горбунова А.А.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
e-mail: GorbunovaAA@my.msu.ru

В докладе приводится обзор гипотез, сценариев и моделей глобального климатического потепления. Рассматривается прогноз температуры воздуха для целей геотехники методом авторетроспективного анализа метеорологических рядов наблюдений. Получена прогнозная формула для определения среднегодовой температуры воздуха в районе метеостанции Сковородино. Результаты работы могут быть использованы для дальнейшего прогноза теплового и механического взаимодействия зданий и сооружений с грунтами основания в Сковородинском районе с учётом глобального потепления климата.

AIR TEMPERATURE FORECAST FOR GEOTECHNICAL PURPOSES

Gorbunova A.A.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,
e-mail: GorbunovaAA@my.msu.ru

The report provides an overview of hypotheses, scenarios and models of global warming. A forecast of air temperature for geotechnical purposes is considered using the method of the autoretrospective analysis of meteorological series of observations. A forecast formula for determining the average annual air temperature in the area of Skovorodino weather station has been obtained. The results of the work can be used for further forecasting of the thermal and mechanical interactions of buildings with the ground at the foundation in Skovorodino region taking into account global warming.

Введение

В последнее время большой интерес вызывает проблема глобального потепления климата, которая имеет особое значение для районов распространения многолетнемерзлых грунтов. Климатическое потепление вызывает деградацию многолетнемерзлых пород, что приводит к активизации опасных для хозяйственной деятельности человека геокриологических процессов, таких как солифлюкция, термокарст, термоэрозия и др. Кроме того, при повышении температуры воздуха происходит уменьшение прочностных и увеличение деформационных характеристик многолетнемерзлых грунтов, которое может привести к деформациям и нарушению устойчивости зданий и сооружений в криолитозоне [8]. Все это свидетельствует о том, что выбор проектных решений и прогноз теплового и механического взаимодействия зданий и сооружений с грунтами основания должен выполняться с учётом глобального потепления климата.

Гипотезы глобального изменения климата

Анализ научных работ показал, что вопросы изменения климата являются чрезвычайно сложными и противоречивыми. До сих пор нет однозначного ответа на вопрос, что вызывает климатические изменения. В качестве причин глобального потепления выдвигается множество гипотез:

Гипотеза 1. Изменение солнечной активности. Активность Солнца влияет на процессы, происходящие как на Земле, так и в атмосфере. Есть основания считать, что именно с вариациями солнечной активности были связаны периоды похолоданий и потеплений, по крайней мере, в предыдущем тысячелетии. Мировой климат за последние 1000 лет испытывал изменения, довольно точно соответствовавшие вариациям солнечной активности: в XII–XIII вв. когда солнечная активность была высока, отмечался тёплый период («средневековый климатический оптимум»), а два чётких понижения температуры в малый ледниковый период (XVI–XVII вв.), соответствуют минимумам Маундера и Дальтона. Однако расчеты, проведенные в рамках глобальных климатических моделей, показывают, что изменения солнечной постоянной не могут внести значимый вклад в наблюдаемые вариации глобальной температуры. В то же время в рамках эмпирических моделей оценка вклада солнечной активности в наблюдаемые изменения глобальной температуры воздуха в XX в. составляет 60–70% [3].

Гипотеза 2. Изменение орбиты Земли и оси вращения. Причина кроется в периодическом изменении гравитационного поля солнечной системы, в результате чего Земля меняет свою орбиту – то приближаясь, то удаляясь от Солнца, а также меняя наклон своей оси вращения. Выделяются следующие астрономические периоды для Земли: 90 тыс. лет – изменение эксцентриситета земной орбиты; 41 тыс. лет – изменение наклона эклиптики; 21 тыс. лет – изменение прецессии вращения. Считается доказанным, что вариации этих характеристик, называемые циклами Миланковича, являются причинами длительных похолоданий и потеплений у земной поверхности [1]. В настоящее время Земля находится в периоде похолодания, который длится десятки и сотни тысяч лет и на ближайшие несколько сотен лет не окажет, сколько-нибудь заметного влияния.

Гипотеза 3. Влияние океана. Климатические изменения вызывает «дыхание» Мирового океана. В водах океана парниковых газов содержится в 60 раз больше, чем в атмосфере. Повышение температуры океанических вод приводит к их частичной дегазации и переходу части CO₂ из океана в атмосферу, и, наоборот, при похолодании увеличивается растворимость CO₂ в океанических водах и часть газа из атмосферы поглощается океаном, уменьшая парниковый эффект. С 1980 года температура океана повысилась примерно на 0,6°С, в связи с чем ежегодно в атмосферу выделяется 64*10¹⁰ тонн CO₂ [10].

Гипотеза 4. Вулканическая активность. При извержении вулканов в атмосферу выбрасываются аэрозоли (взвеси крошечных частиц жидкости или твердого вещества). Они способны существовать в стратосфере довольно длительный промежуток времени, при этом они отражают солнечные лучи обратно от Земли в космос. Из чего можно сделать вывод, что вулканическая активность, наоборот, способна охлаждать Землю.

Гипотеза 5. Деятельность человека. Глобальное потепление климата есть продукт хозяйственной деятельности человека. В настоящее время эта самая популярная гипотеза. Вступив в индустриальный период, человек интенсивно загрязняет атмосферу продуктами жизнедеятельности, усиливая парниковый эффект атмосферы. Самым долгоживущим растворенным в атмосфере газом является углекислый газ. По сравнению с доиндустриальной эпохой с 1750 года, концентрация CO₂ в атмосфере выросла с 280 до 410 ppm, причем основной рост пришелся на последние десятилетия XX века. Такой концентрации CO₂ в последние сотни тысяч лет не было. По мнению большинства ученых, этого не было и в последние 20 млн лет [2].

Вторым значимым парниковым газом является метан. Метан меньше CO₂ живет в атмосфере, но в 40 раз сильнее отражает длинноволновое излучение Земли. Одним из источников поступления метана в атмосферу, является деградирующая в результате климатических изменений подводная мерзлота. Возникает своего рода замкнутый круг: в результате выбросов метана повышается температура, а это ведёт к ещё большим выбросам метана [9].

Климатические сценарии и модели

Прежде чем приступать к моделированию климата, нужно иметь математическую модель и сценарий развития общества. Сценарии основаны на развитии экономики в будущем и соответствующем количестве выбросов углекислого газа. В данных сценариях принимается, что координальных изменений в устройстве мира не произойдет, то есть продолжит развиваться только то, что есть в мире на сегодняшний момент. Характеристика сценариев представлена в таблице 1.

Таблица 1. Основные сценарии глобального потепления [2, 4, 6]

| Сценарий | Концентрация | Характеристика | Повышение средней |
|----------|--------------|----------------|-------------------|
|----------|--------------|----------------|-------------------|

| | парниковых газов к 2100 году, ppm | | глобальной температуры к 2100 от доиндустриального уровня |
|--|--|---|--|
| A1 | 650 | Мир с быстро растущей экономикой, низким ростом населения и внедрением новых, более эффективных технологий. | 2,4°C |
| A2 | 800 | Быстрый рост популяции, а экономический рост и смена технологий происходят медленнее, чем по другим сценариям. | 3,4°C |
| B1 | 550 | Медленный рост популяции, быстрые изменения в экономике, соответствующие чистым технологиям и меньшим нагрузкам на природные ресурсы. | 1,8°C |
| B2 | 600 | Умеренный рост популяции и более диверсифицированные технологические изменения по сравнению с сценариями A1 и B1. | 2,1°C |
| RCP 2.6 | 421 | Выбросы CO ₂ начали снижаться к 2020 году и упали до нуля к 2100 году. | От 1,5 до 2°C |
| RCP 4.5 | 538 | Выбросы достигают пика в 2040 году, затем сокращаются | От 2,5 до 3°C |
| RCP 6 | 670 | Выбросы достигают пика около 2080 года, а затем снижаются | От 3 до 3,5°C |
| RCP 8.5 | 1300 | Выбросы продолжают расти в течение 21 века | 5°C |
| Примечание: в настоящее время в воздухе примерно 410 частей CO ₂ на миллион (ppm) | | | |

Эксперименты, на которых проводилось прогнозирование будущего состояния климата, организовывала команда CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). В каждом эксперименте использовались около 50 климатических моделей с разными сценариями. Основные климатические модели, участвующие в международных программах сравнения, представлены в таблице 2. От России участвовала модель INMC3.0, разработанная в Институте вычислительной математики РАН (Москва) [5].

Таблица 2. Основные климатические модели [5]

| Модель | Климатический центр | Страна |
|-------------------|---|----------------|
| BCC-CM1 | Beijing Climate Center | КНР |
| BCM2.0 | Bjerknes Center for Climate Research | Норвегия |
| CGCM3.1 T63 Res | Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis | Канада |
| MIROC3.2 high res | CCSR/NIES/FRCGC | Япония |
| CSIRO Mk3.0 | CSIRO Atmospheric Research | Австралия |
| HadCM3 | Hadley Centre for Climate Prediction, UK Met Office | Великобритания |
| INMC3.0 | Институт вычислительной математики РАН | РФ |
| CM4 V1 | IPSL/LMD/LSCE | Франция |

| | | |
|------------|--|----------|
| ECHO-G | Meteorological Institute of the University of Bonn | Германия |
| CGCM2.3.2a | Meteorological Research Institute | Япония |
| C4x3 | NASA Goddard Institute for Space Studies | США |
| PCM1 | NCAR | США |
| CM2.1 | NOAA GFDL | США |

Совпадение климатических моделей с реальностью было в лучшем случае посредственным из-за больших упрощений и учета слишком малого числа воздействующих на климат факторов. Кроме того, климатические модели в основном работают для глобальных оценок изменения климата и плохо работают для региональных. Причем чем меньше тот регион, для которого мы хотим применить эти данные, тем больше ошибка. Такие модели нельзя использовать для целей геотехники, где нужны конкретные цифры в конкретной точке земного шара и на короткий отрезок времени (период эксплуатации сооружений) для оценки будущей несущей способности оснований, строящихся в этой точке инженерных сооружений. Более точную информацию о повышении температуры воздуха следует получать непосредственно из температурных наблюдений путем сопоставления метеорологических рядов до 1970 г. с рядами после 1970 г. и их экстраполяции на будущее. Методика такого анализа среднегодовой температуры воздуха была разработана на кафедре геофизиологии МГУ в 2000 г. [7] и названа авторами методикой авторетроспективного анализа.

Прогнозирование температуры воздуха для целей геотехники (метод авторетроспективного анализа)

Методика авторетроспективного анализа основывается на двух важных допущениях:

1. Естественно – исторические изменения температуры воздуха являются периодическими, обусловленными суммой гармонических колебаний с различной амплитудой, периодом и фазой, которые неизменны как в период наблюдений, так и в период прогноза (в период прогноза вновь ничего не происходит).

2. Антропогенное повышение средней годовой температуры подчиняется линейному закону и отмечается не ранее 1970 г.

Таким образом, считается, что до 1970 г. изменения среднегодовой температуры воздуха были обусловлены известными природными циклами, а позже к природным циклам прибавился антропогенный фактор, обусловивший линейный тренд температуры. Интервал времени от начала наблюдений до 1970 г. считается базовым, после – текущим.

Периодические колебания температуры воздуха на базовом промежутке времени аппроксимируются тригонометрическим рядом Фурье вида:

$$T(t) = T_{cp} + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \varphi_j\right), \quad (1)$$

где t – время в календарных годах (например, 1951); T_{cp} – средняя многолетняя температура на базовом интервале, °С; A_j – амплитуды гармоник, °С; φ_j – фазы гармоник, рад; y_j – периоды, лет, N – количество гармоник [8].

Точность разложения определяется по остатку между фактическими значениями температуры воздуха и ее гармоническим разложением. Этот ряд называется рядом флуктуаций η . Флуктуации η должны представлять собой последовательность некоррелированных случайных величин с конечной дисперсией σ_η^2 и подчиняться

нормальному закону распределения. Такая последовательность в статистике называется "белым шумом".

Считается, что полученное разложение аппроксимирует природные колебания температуры на всем интервале времени (базовом и текущем). Однако на текущем интервале к ним добавляется еще и линейная составляющая g – антропогенный тренд.

Для выявления тренда текущий интервал разбивается на отрезки времени, определяющие частные выборки температуры. Эти выборки, с одной стороны должны быть достаточно большими (представительными) для оценки генеральной совокупности, а с другой – достаточно короткими для оценки момента начала антропогенного повышения температуры. Этим условиям отвечают выборки объемом $n = 7$ лет (скользящие семилетия). Для каждой частной выборки определяется ряд флуктуаций (остаток между фактическими значениями температуры воздуха на конкретном семилетнем интервале разбиения и ее гармоническим разложением, найденном на базовом интервале), который статистически сравнивается с рядом флуктуаций на базовом интервале. Если ряды относятся к одной генеральной совокупности, то считается, что в текущем семилетии происходят только природные изменения температуры, а антропогенный тренд отсутствует. В противном случае первый год семилетия принимается за начало антропогенного тренда (рубежный год). Величина тренда определяются подбором, исходя из условия, чтобы ряды флуктуаций на семилетнем и базовом интервале были статистически равны между собой, т.е. должны быть статистически равны между собой средние значения рядов и их дисперсии. Проверка нулевой гипотезы о равенстве средних осуществляется по критерию Стьюдента, о равенстве дисперсий – по критерию Пирсона.

В результате получаем прогнозную формулу (2), состоящую из суммы периодических составляющих, моделирующих естественный ход температуры воздуха, и одной линейной составляющей g (тренда), моделирующей антропогенные изменения температуры воздуха после рубежного года t_p .

$$T(t) = T_{cp} + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \varphi_j\right) + g \cdot (t - t_p), \quad (2)$$

Необходимо отметить, что полученная таким образом формула относится к числу экстраполяционных формул. Поэтому точность прогнозных расчетов по ней будет уменьшаться с ростом периода прогноза [8].

В качестве примера использования метода авторетроспективного анализа для целей геотехники рассмотрим составление прогноза температуры воздуха для одного из районов криолитозоны.

Прогноз температуры воздуха на ближайшие 50 лет в районе метеостанции Сковородино

Прогноз температуры воздуха проводился по описанной выше методике с использованием компьютерной программы, разработанной на кафедре геофизиологии А.В. Медведевым. При этом, вначале осуществлялось разложение данных наблюдений за среднегодовой температурой воздуха на метеостанции Сковородино на базовом периоде в ряд Фурье по компьютерной программе Analise, разработанной в институте Физики Земли. Далее установленные в программе Analise число и периоды гармоник, а также среднегодовые температуры воздуха закладывались в программу Медведева. В результате, получали амплитуды и фазы гармоник, которые представлены в таблице 3.

Таблица 3. Параметры тригонометрического ряда

| Номер (J) | Период (y_j), лет | Амплитуда (A_j), °C | Фаза (φ_j), рад |
|-----------|-----------------------|-------------------------|---------------------------|
|-----------|-----------------------|-------------------------|---------------------------|

| | | | |
|----|------|------|-------|
| 1 | 2.1 | 0.05 | 1.27 |
| 2 | 2.5 | 0.22 | 0.31 |
| 3 | 2.7 | 0.12 | 1.92 |
| 4 | 3.4 | 0.09 | 1.00 |
| 5 | 3.8 | 0.25 | 2.56 |
| 6 | 4.6 | 0.23 | 3.15 |
| 7 | 5.8 | 0.29 | 0.55 |
| 8 | 7.1 | 0.12 | 1.18 |
| 9 | 8.5 | 0.05 | -1.76 |
| 10 | 11.6 | 0.11 | 4.42 |
| 11 | 14.2 | 0.13 | 1.95 |
| 12 | 18.3 | 0.19 | -1.87 |
| 13 | 32.0 | 0.13 | 18.27 |

Затем по этой же программе устанавливался рубежный год и находился тренд среднегодовой температуры воздуха. Формула имеет вид:

$$T(t) = -4,53 + \sum_{j=1}^{13} A_j \sin\left(\frac{6,28}{y_j} t + \phi_j\right) + 0,0345 t (t - 1977), \quad (3)$$

где t - год прогноза, например, 2030; численные значения периода (y_j), амплитуды (A_j) и фазы (ϕ_j) гармоник, приведены в таблице 3.

Полученные значения среднегодовых температур воздуха до 2075 года, представлены на рисунке 1.

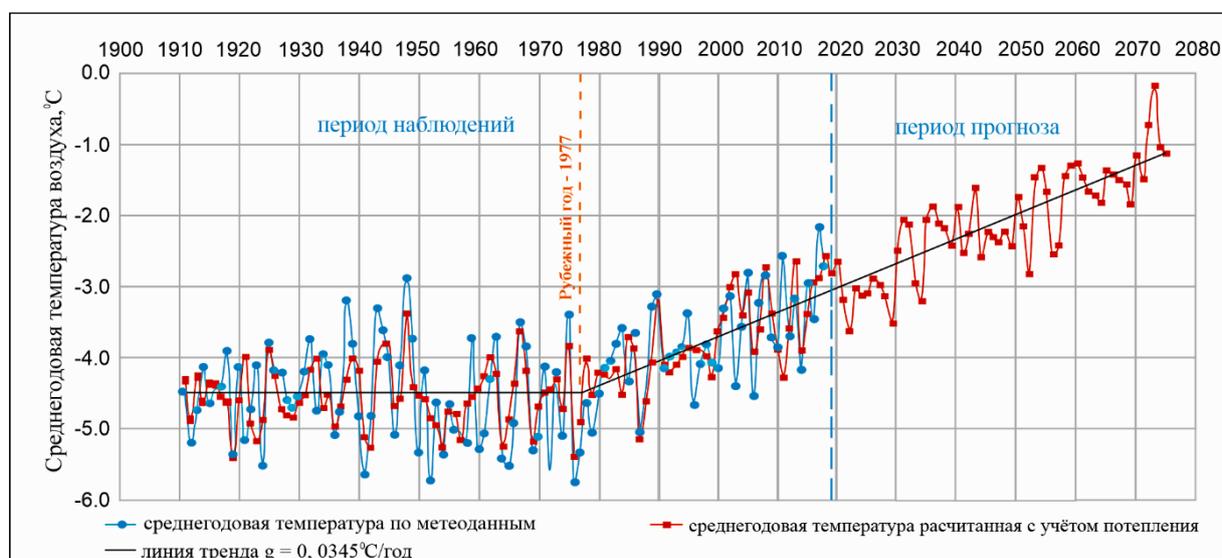


Рис 1. Динамика температуры воздуха в районе метеостанции Сковородино

Заключение

Анализ научных работ показал, что с началом индустриального периода на нашей планете началось потепление климата с темпами, не имеющими аналогов в истории человечества. Это потепление стало ярко выраженным после 1970 г. Начиная примерно с этого момента средняя глобальная температура воздуха стала расти по линейному закону.

На сегодняшний день существуют десятки климатических моделей, которые в виду масштабности нельзя использовать для целей геотехнического прогноза. Прогнозную температуру воздуха для целей геотехники рекомендуется получать непосредственно из температурных наблюдений по методике авторетроспективного анализа.

На основе анализа метеонаблюдений с использованием указанной методики определено, что в районе метеостанции Сквородино начиная с 1977 г. отмечается устойчивое повышение температуры воздуха с линейным трендом $0,0345^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и по расчётам, к 2075 году среднегодовая температура воздуха в данном районе составит $-1,1^{\circ}\text{C}$.

Литература

1. Брушков А.В. Глобальные изменения окружающей среды, реакция криолитозоны и устойчивость инженерных сооружений / Инженерные изыскания. – 2015. – № 14. – С. 4-17.
2. Глобальные климатические изменения: региональные эффекты, модели, прогнозы: Материалы международной научно-практической конференции / Под общ. редакцией С.А. Куролапа, Л.М. Акимова, В.А. Дмитриевой. – Воронеж: Из-во «Цифровая полиграфия», 2019. – Том 1. – 532 с.
3. Жеребцов, Г. А., Коваленко, В. А., Молодых, С. И., Рубцова, О. А. Закономерности климатических изменений в XX В. И основные физические процессы, ответственные за эти изменения. Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, 1, 87-108, 2011.
4. Репрезентативный путь концентрации (RCP). [Электронный источник] – https://hmong.ru/wiki/Representative_Concentration_Pathways. Дата обращения – 01.02.2022.
5. Сборник Росгидромета Результаты исследований изменений климата для стратегий устойчивого развития Российской Федерации. Росгидромет, 2005 г., 178 стр.
6. Специальный доклад МГЭИК об изменении климата, опустынивании, деградации земель, устойчивом управлении землями, продовольственной безопасности и потоках парниковых газов в наземных экосистемах, 2019.
7. Хрусталев Л.Н., Медведев А.В., Пустовойт Г.П. Многолетние измерения температуры воздуха и устойчивость проектируемых в криолитозоне сооружений // Криосфера Земли, т. IV, №3, 2000.
8. Хрусталев Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата. Москва, Университетская книга, 2011, 260 с.
9. Чувиллин Е.М., Соколова Н.С., Центр добычи углеводородов Сколтеха. Статья “Метановый выдох подводной мерзлоты”. [Электронный источник] – <https://goarctic.ru/work/metanovyy-vydokhpodvodnoy-merzloty/> Дата обращения – 25.01.2022.
10. Alex Nicolson and Dr. Lars Schernikau. Статья “CO₂ Beneficial to Earth, Impact on Global Warming Vastly Exaggerated”. [Электронный источник] – <http://www.dialogi.su/storage-/b/2017/06/05/2017-05-Nicolson-Schernikau-Benefits-of-CO2-Coal-Asia-mail.pdf>. Дата обращения – 28.01.2022.

ВЛИЯНИЕ ОБВОДНЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕРЗЛОГО ОСНОВАНИЯ НАСЫПИ ДОРОЖНОГО ПОЛОТНА

Горелик Я.Б.¹, Земеров И.В.¹, Хабитов А.Х.²

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, ²Гипротюменнефтегаз, Россия, gorelik@ikz.ru

Приведены результаты численного моделирования динамики температурного поля в мерзлом основании насыпи дорожного полотна при наличии неглубокого водоема вблизи одного из ее отко сов. Показано, что при интенсивном перемешивании водного слоя в летнее время происходит существенное отепление грунтов основания. Если же процесс перемешивания водного слоя в летний период предотвращен каким либо способом, то начальное температурное состояние в основании дороги может быть сохранено в течение всего срока ее эксплуатации.

Gorelik J.B.¹, Zemerov I.V.¹, Khabitov A.K.²

¹Earth Cryosphere Institute Tyumen SC SB RAS, ²Giprotyumenneftegaz, Russia, gorelik@ikz.ru

The mathematical modeling results of temperature field in the frozen base of the roadway which is in contact with shallow water basin are presented here. It is demonstrated that frozen ground base warms up

essentially if the water layer is intermixed intensively (by wind) in summer time. Initial temperature state may be saved during whole of the road exploitation period if the summer intermix process of water is blocked by some technical way.

Введение

При строительстве в северных регионах неглубокие, протяженные в одном направлении, либо в плане, водоемы достаточно часто возникают на равнинных участках местности вблизи насыпных сооружений [2,8,10,11] и существуют длительное время, оказывая неконтролируемое негативное воздействие на грунты мерзлого основания. Причиной обводнения могут быть недостатки проектирования и строительства водосборных и водопропускных конструкций возводимого сооружения.

Основным техническим мероприятием по устранению негативного влияния обводнения в настоящее время являются специальные водоотводные решения и ремонтно – восстановительные работы уже существующих конструкций, а также строительство новых. При этом эффективность этих работ оказывается низкой и требует выполнения дополнительных работ по укреплению основания дорожного полотна [1,12]. В итоге, этот способ устранения негативного влияния обводнения оказывается малоэффективным и трудозатратным.

В работе [3] показано, что установившаяся температура многолетнемерзлых грунтов (на глубине нулевых амплитуд) t_m под неглубокими водоемами (глубиной до 1 метра) существенно зависит от условий перемешивания слоя воды в летнее время года (при этом, в установившихся условиях теплообмена эта температура совпадает со среднегодовой температурой на подошве слоя сезонного протаивания под дном водоема). Этот результат поясняет Фиг. 1, на котором приведены результаты расчета этой температуры в зависимости от глубины водоема h . В отсутствии водоема ($h=0$ м)

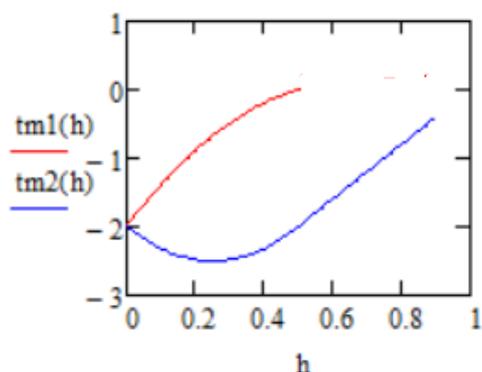


Рис.1. Зависимость среднегодовой температуры на глубине нулевых годовых амплитуд под водоемом в зависимости от его глубины: красная (t_{m1})- при полном перемешивания ($\lambda_{ef} \rightarrow \infty$); синяя (t_{m2}) – при отсутствии перемешивания ($\lambda_{ef} = \lambda_w$).

естественная температура грунта $t_m = -2^0$ С. При полном перемешивании (за счет ветрового воздействия и естественно-конвективного движения) температура грунта монотонно растет с увеличением глубины водоема (кривая 1). Этим могут быть объяснены факты интенсивного развития процесса термокарста на начальной стадии его развития [9, 13-15]. Если же в летнее время возникают условия, препятствующие перемешиванию водного слоя, то существует диапазон глубин, при которых слой воды оказывает охлаждающее влияние на подстилающие грунты (кривая 2). Можно, однако, видеть, что и в диапазоне глубин, при которых происходит разогрев грунта в отсутствие перемешивания ($h > 0,5$ м), температура грунта остается существенно ниже, чем при

перемешивании воды. Условия, препятствующие перемешиванию, могут возникать по естественным причинам – например, при зарастании водоема болотной растительностью или его заиливании путем обогащения органико-минеральным веществом, привносимым ветровым путем или сплывами со склонов. Этим объясняются известные факты затухания процесса термокарста при зарастании термокарстовых озер на определенной стадии развития этого процесса (что соответствует снижению теплопотока в льдистое основание), или охлаждающего влияния заболоченных участков (включающих значительную долю органико-минеральной компоненты) на температурный режим подстилающих грунтов [9, 13-15]. Однако, предотвратить перемешивание неглубокого водоема в летнее время года возможно и чисто техническими средствами [4]. Это возможно сделать применением следующих мероприятий: а) искусственным засевом болотными травами (в отличие от засева откосов полевыми видами для их укрепления); б) подсыпкой органико-минерального материала в необходимом количестве (например, заторфованным грунтом или торфом); в) размещением в этой зоне специальных легких сетчатых (или ячеистых) конструкций (например, в виде матов из тонких пластмассовых нитей или натуральных волокон). При необходимости маты могут быть закреплены ко дну водоема анкерными штырями. Возможно применение различных сочетаний способов, указанных в пунктах а) – в).

Основными требованиями к заполняющему водоем материалу являются: достаточно высокая влагоемкость (обеспечивающая необходимые затраты тепла на оттаивание в летнее время) и образование в воде жесткой или вязкой структуры, препятствующей перемешиванию воды под действием ветра и естественной конвекции.

В настоящей работе приводятся результаты расчета температурного поля в мерзлом основании дорожной насыпи в течение срока ее эксплуатации (30 лет) при наличии неглубокого водоема вблизи одного из откосов. Целью расчетов является оценка эффективности технических мероприятий по устранению перемешивания водного слоя в летнее время для стабилизации мерзлого состояния основания насыпи.

Характеристика расчетных условий

При проведении расчетов предполагается, что фильтрация воды сквозь тело насыпи отсутствует. Таким образом, во всех частях грунтового массива (включающего тело насыпи и естественные грунты основания) теплоперенос осуществляется только кондуктивным путем. Постановка задачи включает расчет динамики температурного поля в неоднородном по свойствам массиве грунтов (включающем поверхностный слой воды) с учетом сезонного изменения их фазового состояния. Границы расчетной области сверху образованы сочетанием внешней границы дорожного полотна и горизонтальной поверхностью естественного массива, образующего основание насыпи. Верхняя граница водного слоя у края откоса насыпи совпадает с уровнем горизонтальной поверхности основания (выемка произвольного генезиса). Система координат расположена в горизонтальной плоскости, совпадающей с поверхностью основания, ее центр совпадает с центром симметрии поперечного сечения насыпи. Ось Oz направлена вертикально вниз, оси Ox и Oy лежат в горизонтальной плоскости и направлены вдоль продольной и поперечной осей насыпи соответственно. Размеры расчетной области вдоль каждой из осей определяются радиусом теплового влияния [5], при расчете на 30-летний срок этот радиус составляет 95 м. Таким образом, границы расчетной области должны быть удалены на 95 м от границ контура насыпи в плане и на такое же расстояние в глубь массива по вертикали. На этих границах задается нулевое значение теплового потока. Теплообмен верхней границы массива основания с воздухом через почвенные покровы учитывается граничным условием 3-го рода с различными коэффициентами теплообмена в летнее и зимнее время. Летний и зимний коэффициенты теплообмена в

естественных условиях, обеспечивающие неизменность температуры на глубине нулевых амплитуд [5], равны (Вт/м^2): $\alpha_s=17,5$; $\alpha_w=0,93$. Теплообмен верхней границы насыпи с воздухом учитывается граничным условием 1-го рода с температурой, равной температуре воздуха (при регулярной очистке главной площадки). Теплообмен верхней границы откосов насыпи с воздухом в летнее время определяется граничным условием 1-го рода, а зимой (с учетом дополнительного снегонакопления за счет расчистки полотна) - граничным условием 3-го рода с зимним коэффициентом теплообмена $\alpha_w=0,55 \text{ Вт/м}^2$.

Теплофизические характеристики грунтов приняты кусочно – постоянными, различающимися для талого и мерзлого состояний. Кроме того, они отличаются для грунтов тела насыпи и естественного основания. Начальная температура грунтов на глубине нулевых амплитуд принята $t_0=-2^0 \text{ С}$. Данные по температуре воздуха в течение года приняты по метеостанции “Уренгой” (Таблица).

Таблица. Среднемесячные температуры воздуха для района метеостанции “Уренгой”.

| Месяц | Средняя температура воздуха, °С | Месяц | Средняя температура воздуха, °С |
|---------|---------------------------------|----------|---------------------------------|
| Январь | -26,4 | Июль | 15,4 |
| Февраль | -26,4 | Август | 11,3 |
| Март | -19,2 | Сентябрь | 5,2 |
| Апрель | -10,3 | Октябрь | -6,3 |
| Май | -2,6 | Ноябрь | -18,2 |
| Июнь | 8,4 | Декабрь | -24,0 |

Геометрические параметры поперечного сечения насыпи приняты следующими (сечение имеет трапециевидальную форму): высота насыпи – 3,5 м; ширина главной площадки (верх насыпи) – 7 м; ширина у основания – 20 м.

Глубина прилегающего к откосу водоема принята равной $h= 0,6$ м. Коэффициент теплопроводности слоя воды при условии его сильного перемешивания принят $\lambda_{ef}=300 \text{ Вт/м град}$, при обеспечении условия отсутствия перемешивания принято $\lambda_{ef}=0,5 \text{ Вт/м град}$ (кондуктивная теплопроводность воды). При зимнем замерзании водоема его теплофизические характеристики приняты идентичными аналогичным показателям льда.

Задача решается численно. Использованная здесь расчетная процедура неоднократно тестирована на различных задачах и описана ранее (см., например, [6,7]). Для проверочных расчетов использовалась также вычислительная программа Frost-3D (академическая версия, Лицензионный договор с ООО “НТЦ Симмэйкерс” № D 8/20-01), а также модифицированный авторами настоящей работы вариант учебной программы Q-Frost.

Результаты расчета

На рисунке 2 для последующего сравнения приведены результаты расчета температуры в основании насыпи при отсутствии вблизи нее водоема для тех же остальных исходных данных, которые указаны выше. Результаты приведены на конец летнего и зимнего периодов в первый и тридцатый год эксплуатации дорожного полотна. Из рисунков видно, что насыпь оказывает некоторое охлаждающее действие на основание.

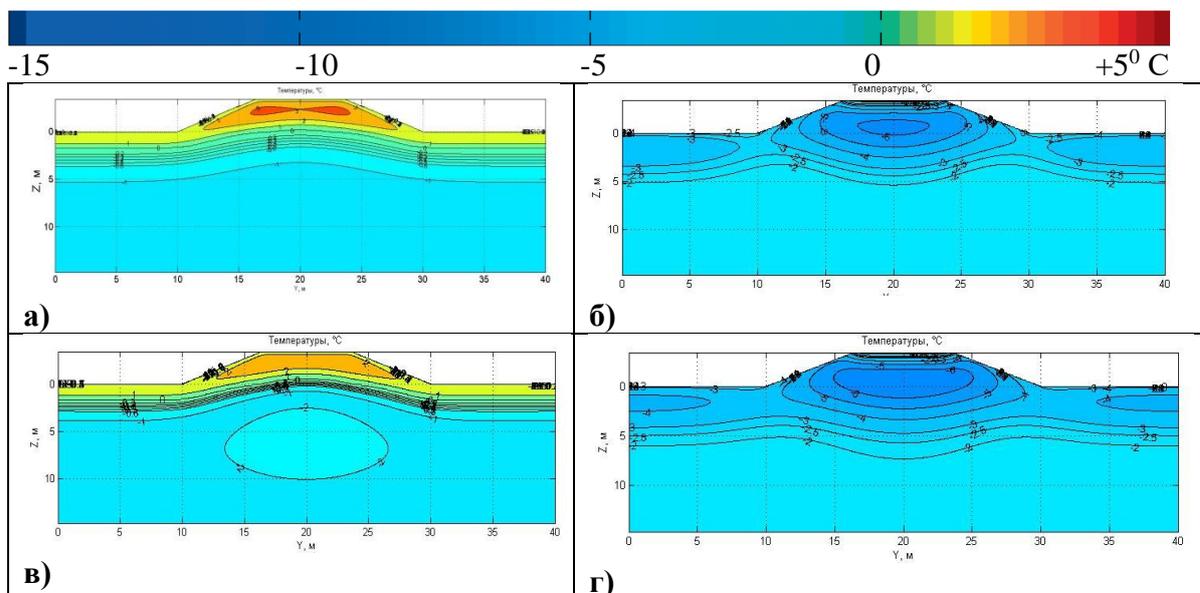


Рис.2. Температурное поле в основании насыпи при отсутствии обводнения. Первый год эксплуатации: а) – на 01.10.00; б) - на 01.06.01). Тридцатый год эксплуатации: в) – на 01.10.30; г) 01.06.31. В верхней части рисунка – шкала соответствия цвета и температуры.

На рисунке 3 приведены результаты расчета при наличии обводнения (показано в правой части рисунка) при сильном его перемешивании в летнее время. Результаты приведены на конец летнего и зимнего периодов в первый и пятнадцатый год эксплуатации дорожного полотна. По сравнению с Рис.2 результаты расчетов показывают значительные нарушения температурного режима основания на 15- год эксплуатации сооружения. На 30-й год эти нарушения проявляются еще более зримо (на рисунках не показано).

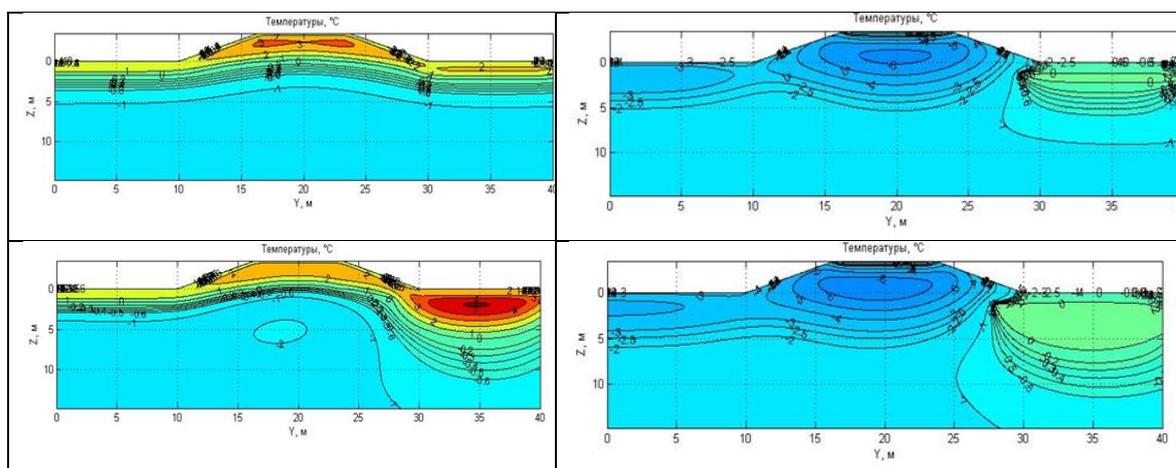


Рис. 3. Температурное поле в основании насыпи при наличии водоема в правой части в случае сильного перемешивания. Первый год эксплуатации: а) – на 01.10.00; б) - на 01.06.01). Пятнадцатый год эксплуатации: в) – на 01.10.15; г) 01.06.16.

На рисунке 4 приведены результаты расчета при наличии обводнения в случае отсутствия перемешивания слоя воды в летнее время. Видно, что в этом случае нарушения практически отсутствуют на 30-й год эксплуатации как в конце летнего, так и зимнего сезонов эксплуатации сооружения.

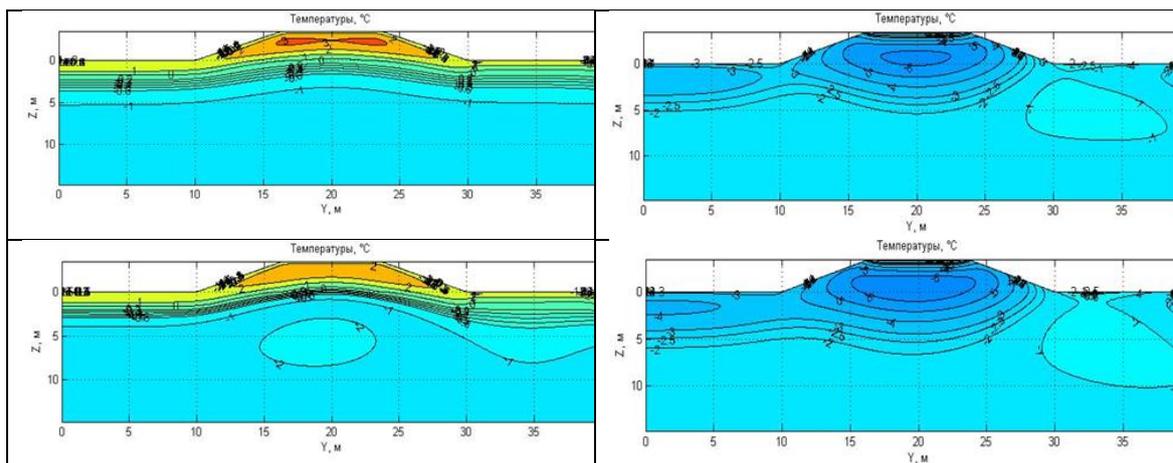


Рис. 4. Температурное поле в основании насыпи при наличии водоема в правой части в отсутствии перемешивания. Первый год эксплуатации: а) – на 01.10.00; б) - на 01.06.01). Тридцатый год эксплуатации: в) – на 01.10.30; г) 01.06.31).

Заключение

Приведенные здесь результаты математического моделирования процесса формирования температурного поля в мерзлом основании насыпи дорожного полотна при наличии обводнения одного из ее откосов позволяют сделать следующие выводы:

1. При интенсивном перемешивании слоя воды в летнее время года, которое, как правило, имеет место вследствие ветрового воздействия и влияния естественной конвекции происходит существенное отопление грунтов основания. Это отопление наступает задолго до завершения срока эксплуатации сооружения и может привести к частичному (и неравномерному) его оттаиванию.

2. Предотвращение процесса перемешивания водного слоя в летний период каким либо способом приводит к тому, что начальное температурное состояние в основании дороги может быть сохранено в течение всего срока ее эксплуатации.

3. Предотвращение процесса перемешивания может быть осуществлено относительно простыми техническими средствами [4], обеспечивающими в итоге устранение негативного влияния обводнения на состояние мерзлого основания в течение всего срока эксплуатации сооружения.

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания № 121041600047-2.

Литература

1. Андриянов А.И. Железная дорога на “вечной” мерзлоте. // Материалы международной научно – практической конференции по инженерному мерзлотоведению. ООО НПО “Фундаментстройаркос”, Тюмень, 2011, с. 77 – 79.
2. Воронцов В.В., Краев А.Н., Игошин М.Е. Стабилизация критических деформаций земляного полотна автомобильной дороги в криолитозоне // Вестник СибАДИ, вып. 6 (40), 2014, с. 67-72.
3. Горелик Я.Б., Земеров И.В. Влияние поверхностного обводнения на температурный режим мерзлых грунтов // Вестник Тюменского государственного университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. 2020. Том 6. № 1 (21). С. 10-40. DOI: 10.21684/2411-7978-2020-6-1-10-40
4. Горелик Я.Б., Земеров И.В. Способ защиты мерзлого основания насыпи дорожного полотна от негативного влияния обводнения // Патент РФ № 2753329, Зарегистрирован 13.08.2021.
5. Горелик Я. Б., Паздерин Д. С. Корректность постановки и решения задач по прогнозу динамики температурных полей в основании сооружений на многолетнемерзлых грунтах // Криосфера Земли, т. XXI, №3, 2017, с. 49-59.
6. Горелик Я.Б., Хабитов А.Х. Эффективность поверхностного способа охлаждения грунтов в связи с механизмом формирования температурной сдвижки // Криосфера Земли, 2021, Т. XXV, № 2, стр.24-39.

7. Горелик Я.Б., Хабитов А.Х., Земеров И.В. Эффективность поверхностного охлаждения мерзлых оснований с применением агрегата принудительной циркуляции хладагента // Криосфера Земли, 2021, Т. XXV, № 4, с. 36-46 (в печати).
8. Гребенец В.И., Исаков В.А. Деформации автомобильных и железных дорог на участке Норильск – Талнах и методы борьбы с ними // Криосфера Земли, т. XX, №2, 2016, с. 69-77.
9. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М., МГУ, 1967, 403 с.
10. Дыдышко П.И. Деформации земляного полотна железнодорожного пути и их устранение в условиях вечной мерзлоты // Криосфера Земли, т. XXI, №4, 2017, с. 43-57.
11. Кондратьев С.В. Деформации Забайкальской части федеральной автомобильной дороги “Амур” Чита – Хабаровск на участках льдистых многолетнемерзлых грунтов // Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н., Иркутск, 2016, 22 с.
12. Литовко А.В. Геокриологические условия пород “ледового комплекса” и их воздействие на ж/д АЯМ “Беркалит- Томмот- Якутск” // Материалы международной научно – практической конференции по инженерному мерзлотоведению. ООО НПО “Фундаментстройаркос”, Тюмень, 2011, с. 386 – 390.
13. Павлов А.В. Мониторинг криолитзоны, Новосибирск, ГЕО, 2008, 230 с.
14. Фельдман Г.М. Термокарст и вечная мерзлота, Новосибирск, Наука, 1984, 262 с.
15. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст, Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.

ОБЗОР МЕТОДИК ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛООБМЕНА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ В УСЛОВИЯХ ММГ

Грибовский Г.В., Шупляков М.Ю.

ООО «НТЦ «Симмэйкерс», Москва, Россия; info@simmakers.ru

В работе представлены различные методики оценки коэффициента теплообмена различных поверхностей с воздухом, взятые для анализа из специализированных источников литературы. Показаны условия, при которых были получены рассматриваемые зависимости. Сделан вывод о необходимости стандартизации и определения области применимости методик расчёта коэффициента теплообмена в рамках нормативной документации.

REVIEW OF METHODS FOR DETERMINING THE HEAT TRANSFER COEFFICIENT FOR VARIOUS SURFACES UNDER PERMAFROST CONDITIONS

Gribovskii G.V., Shupliakou M.Ju.

LLC STC Simmakers, Moscow, Russia; info@simmakers.ru

The study considers various empirical formulas to estimate the heat transfer coefficient of surfaces depends on air speed and shows their sources in the references. The paper shows the conditions under which formulas were obtained. Concluded that formulas for calculating the heat transfer coefficient are needed to standardize in the regulatory documents and determine the scope of their applicability.

Введение. Для проведения теплотехнических расчётов теплового влияния инженерных сооружений на многолетнемерзлые грунты (ММГ) в программных комплексах для численного моделирования [12], необходимо определить коэффициент теплообмена различных поверхностей с воздухом. Коэффициент теплообмена является важным параметром для описания граничного условия 3 рода (1) при численном решении уравнения теплопроводности:

$$q = \alpha \Delta T \quad (1)$$

1. где q – тепловой поток на граничном условии по закону Ньютона, Вт / м²; α – коэффициент теплообмена, Вт / (м² °С); ΔT – перепад температур между поверхностью и воздухом, °С.

Теплообмен поверхностей с воздухом зависит от скорости ветра, физических параметров среды и характера обдуваемой поверхности [11]. Для упрощения вычисления

коэффициента теплообмена для различных поверхностей, выведены упрощённые эмпирические методики, зависящие от скорости ветра. Выбор той или иной методики может значительно повлиять на результаты теплотехнического расчёта, в частности, на глубину сезонно-активного слоя. Целью данной работы является обзор таких методик для оценки коэффициента теплообмена α от скорости ветра v для различных поверхностей, а также определение условий, при которых они были получены.

Юргенс. Одной из распространённых методик в современной инженерной практике является формула Юргенса (2), которую используют для оценки теплообмена грунта α с воздухом [1,2,10], а также для системы растение–окружающая среда [5, 22]:

$$\alpha = 1,163 \times \begin{cases} 5,3 + 3,6 v & 0 < v \leq 5 \\ 6,5 v^{0,78} & 5 < v < 30, \end{cases} \quad (2)$$

2.

3. где v скорость ветра, м/сек.

Согласно [22], данная методика позволяет оценить коэффициент теплообмена при вынужденном движении воздуха у плоской шероховатой стенки. Также указывается, что основной недостаток этой методики заключается в том, что экспериментальные исследования производились на образцах небольших размеров и лишь при движении воздуха параллельно поверхности образца. Юргенс исследовал вертикально расположенную пластину размером 0,5х0,5 м при температуре пластины 46–60 °С, и температуре воздуха 20 °С. Скорость движения воздуха достигала 30 м/сек.

Франк. Похожие эксперименты на открытом воздухе проводил Франк [5, 22], где размеры пластины составляли 0,7х0,7 м, температура пластины изменялась от 30 до 50 градусов, температура воздуха от 5 до 20 °С, а скорость движения воздуха от 0 до 4,16 м/сек. Формула Франка имеет следующий вид (3):

$$\alpha = 1,163 \times (3,8 + 3,1v) = 4,42 + 3,61 v. \quad (3)$$

Значения по формуле Юргенса выше, чем по формуле Франка. Расхождения между ними объясняются различными условиями, в которых проводились испытания. При обработке этих данных методом теории подобия, М.А. Михеев вывел обобщающую их функциональную зависимость через критерии подобия, с которыми можно ознакомиться в [22].

Уточнённые формулы Франка (4) и Юргенса (5) имеют следующий вид:

$$\alpha = 1,163 \times (6,31 v^{0,656} + 3,25 e^{-1,91 v}) = 7,34 v^{0,656} + 3,78 e^{-1,91 v}, \quad (4)$$

$$\alpha = 1,163 \times (6,649 v^{0,784} + 5,03 e^{-0,6 v}) = 7,73 v^{0,784} + 5,85 e^{-0,6 v}. \quad (5)$$

Такой вид придан формулам с целью учесть вторым членом уравнения влияние естественной конвекции. Это влияние тем меньше, чем больше скорость ветра. Уточнённая формула Франка (4) также используется для определения α наружных поверхностей ограждающих конструкций [19,15].

Раман. Также стоит отметить формулу Рамана (6), которая использовалась для определения теплообмена грунта с воздухом [5]. Однако подробностей получения данной формулы не было найдено в открытых источниках. Формула имеет следующий вид:

$$\alpha = 1,163 \times (5,3 + 3,1 v) = 6,16 + 3,61 v. \quad (6)$$

Павлов. На основе данных измерений на геокриологических стационарах получена эмпирическая формула (7) по расчёту коэффициента теплообмена, которая учитывает как динамическую, так и термическую стратификацию атмосферы [8,9]:

$$\alpha = 1,163 \times \sqrt{v} \left(6 + \frac{3,1 \Delta T}{v^2} \right) = \sqrt{v} \left(6,98 + \frac{3,605 \Delta T}{v^2} \right). \quad (7)$$

На основании формулы (7) было получена приближённая зависимость коэффициента теплообмена от скорости ветра:

$$\alpha = \sqrt{v} \left(6,98 + \frac{7,21}{v^2} \right). \quad (8)$$

В формуле Павлова (8) принято $\Delta T = 2$ °С из тех соображений, что для открытого пространства с травянистой или тундровой растительностью средние за летний сезон значения dt изменяются от -0,3 до 4,4 °С. Также в формуле (7) и (8) должна быть задана скорость ветра, полученная на высоте 1 м. При наличии данных по скорости ветра на других высотах, их можно пересчитать по формулам, приведённым в [9].

В источнике [9] отмечается, что оголённая поверхность почвы характеризуется меньшими значениями коэффициента теплообмена, чем травянистая растительность. Приблизённо, α можно рассчитать по формуле (8), занизив результат на 5–10%.

СП 121.13330. В своде правил по проектированию аэродромных одежд и земляного полотна для них, а также по требованиям к инженерной подготовке территории [14,18,20,21], приведена формула (9) для расчёта коэффициента теплообмена на границе дневной поверхности насыпи с атмосферой:

$$\alpha = \begin{cases} 2,4 v + 2,3, & v \leq 4,6 \\ 3,7 (v - 1), & v > 4,6. \end{cases} \quad (9)$$

СП 447.1325800. В сводах правил по проектированию железнодорожных насыпей, мостов, и водопропускных труб в условиях ММГ [1517], представлена следующая формула (10) для определения α на поверхности грунта:

$$\alpha = 1,16 \times 10 \sqrt{v} = 11,6 \sqrt{v}. \quad (10)$$

Кухлинг. В справочнике по физике Кухлинга Х. [6] приведена формула (11) для определения коэффициента теплообмена для гладких поверхностей, контактирующих с воздухом:

$$\alpha = 5,6 + 4v. \quad (11)$$

Формула приведена совместно с коэффициентами теплоотдачи металлических поверхностей в различных условиях. Дополнительную информацию по особенностям получения и применения данной формулы в справочнике не приведено. Тем не менее, если обратится к [22] и взять формулу Юргенса для полированных покрытий и перевести размерность из ккал / (м² °С час) в Вт / (м² °С), то получится формула Кухлинга (11):

$$\alpha = 1,163 \times \begin{cases} 4,8 + 3,4 v \\ 6,12 v^{0,78} \end{cases} = \begin{cases} 5,58 + 3,95 v, & 0 < v \leq 5 \\ 7,12 v^{0,78}, & 0 < v < 30, \end{cases} \quad (12)$$

Таким образом, изначальная формула Кухлинга определена до 5 м/сек, а условия, при которых она получена, аналогичны формуле Юргенса для шероховатых поверхностей. приведённой в пункте выше.

Кузьмин. В работах [3,7] приводится формула (13), которая получена из работ Кузьмина [4] для расчёта коэффициента теплообмена между снегом и воздухом:

$$\alpha = 3,4 + 2,2v. \quad (13)$$

При изучении [4], формула (13) в явном виде не представлена и, видимо, получена из более сложных соотношений, приведённых в книге, а также с определёнными допущениями и упрощениями.

Заключение. В работе были рассмотрены упрощённые формулы по определению коэффициента теплообмена различных поверхностей в зависимости от скорости ветра. Для некоторых из формулы были показаны условия, при которых они были получены. Необходимы дальнейшие исследования литературы для выяснения особенностей получения формул Римана, СП 121.13330, СП 447.1325800, и Кузьмина. Также, при дальнейших исследованиях стоит обратить внимание на формулы, полученные методами теории подобия, которые позволяют более подробно оценить влияние свойств среды и характеристик обдуваемых поверхностей на коэффициент теплообмена [5,11,22]. Понимание особенностей получения упрощённых формул для расчёта коэффициентов теплообмена позволит улучшить качество проведение численных теплотехнических расчётов влияния инженерных сооружений на ММГ.

Также стоит отметить, что в нормативной документации [14–18] по проектированию инженерных сооружений на ММГ приведены разные формулы для оценки коэффициента теплообмена грунта с воздухом, а в инженерной практике могут использоваться совершенно другие подходы. Методики, применяемые для расчёта коэффициента теплообмена для поверхности грунта или насыпи, могут отличаться между собой до двух раз (рисунок). Это может приводить к недооценке либо переоценке теплового влияния на грунт в численных теплотехнических расчётах. Необходима стандартизация методов расчёта коэффициентов теплообмена в рамках нормативной документации и определение области применимости рассмотренных методик.

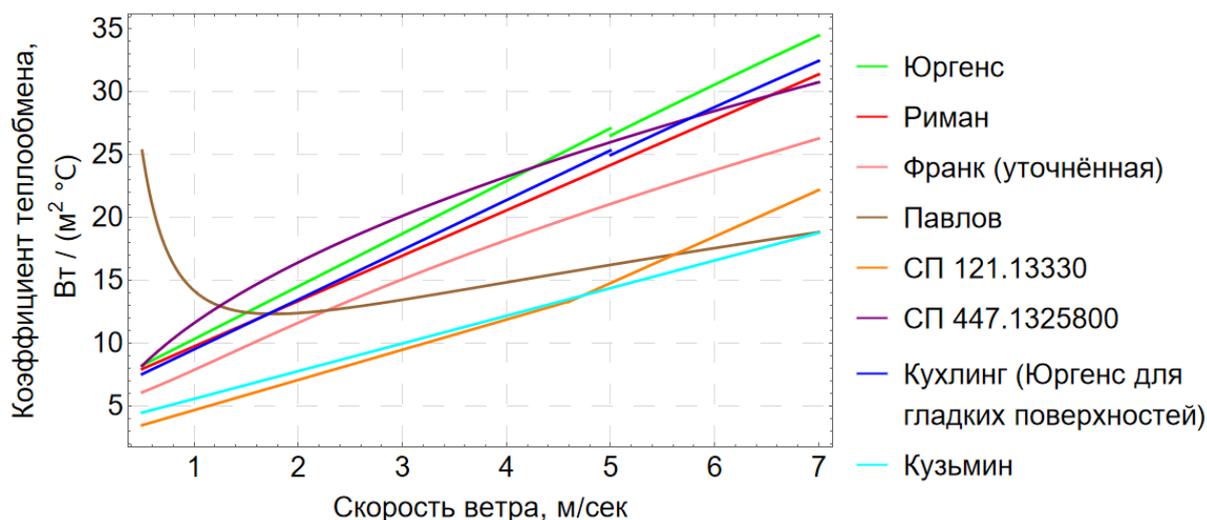


Рисунок. График изменения коэффициента теплообмена от скорости ветра по различным формулам

Литература

- Бровцин В.Н. Математическое описание процессов тепло- и влагопереноса в профилированной почве. / В.Н. Бровцин, А.А. Попов. // Технологии и технические средства механизированного производства продукции растениеводства и животноводства – 2015. Вып. 87., – С 163-176.
- Гишкелюк И. А. Прогнозирование оттаивания многолетнемерзлых грунтов вокруг подземного трубопровода большой протяженности / И. А. Гишкелюк, Ю. В. Станиловская, Д. В. Евланов // Наука и технологии трубопроводного транспорта нефти и нефтепродуктов. – 2015. – № 1 (17). С. 20-25.
- Котляков В.М. Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта / В.М. Котляков, А.В. Сосновский. // Лёд и Снег. – 2021. – Т. 61. – № 2. – С. 195-205.
- Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова / П.П. Кузьмин – Ленинград: Гидрометеорологическое изд-во. – 1961. – 345 с.
- Куртнер Д.А. Расчёт и регулирование теплового режима в открытом защищённом грунте. / Д.А. Куртнер, А.Ф. Чудновский. – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство. – 1969. – 299 с.
- Кухлинг Х. Справочник по физике / Х. Кухлинг. – М.: Изд-во "Мир". – 1985. – 470 с.

- Осокин Н.И. Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов / Н.И. Осокин, А.В. Сосновский // Лёд и Снег. – 2016. – Т.56. – №1. – С. 52-60.
- Павлов А.В. Мониторинг Криолитозоны / А.В. Павлов. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео». – 2008. – 229 с.
- Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов / А.В. Павлов. Новосибирск: Издательство «Наука», сибирское отделение. – 1979. – 284 с.
- Перльштейн Г.З. Теплообмен деятельного слоя с атмосферой: Теоретические и прикладные аспекты / Г.З. Перльштейн // Криосфера Земли. – 2002, – Т. VI. – № 1. – С. 25-29.
- Примаков С.С. Определение границ микроклиматических характеристик при расчёте параметров теплообмена в процессе адаптации геокриологической модели / С.С. Примаков, И.В. Забора // Вестник Тюменского государственного университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. – 2019. – Т. 5. – № 4 (20). – С. 79-97.
- Программный комплекс для тепловых расчетов грунтов FROST 3D: [Электронный ресурс]. URL: <http://www.frost3d.ru> (Дата обращения: 01.03.2022).
- СП 50.13330.2012 Тепловая защита зданий. Актуализированная редакция СНиП 23-02-2003 (с Изменениями № 1, 2) / Министерство регионального развития Российской Федерации. – Официальное издание. – Москва: Минрегион России, 2012. – 95 с.
- СП 121.13330.2019 Аэродромы. СНиП 32-03-96 / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 94 с.
- СП 354.1325800.2017 Фундаменты опор мостов в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. Правила проектирования и строительства / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2018. – 74 с.
- СП 445.1325800.2018 Водопропускные трубы и системы водоотвода в районах вечной мерзлоты / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 58 с.
- СП 447.1325800.2019 Железные дороги в районах вечной мерзлоты. Основные положения проектирования / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 36 с.
- СП 498.1325800.2020 Основания и фундаменты зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах. Требования к инженерной подготовке территории / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2021. – 35 с.
- Фокин Қ. Ф. Строительная теплотехника ограждающих частей зданий. Изд. 4-е, перераб. и доп. М., Стройиздат, 1973, с. 287
- Хрусталеv Л. Н. Основы геотехники в криолитозоне: Учебник. / Л. Н. Хрусталеv. – Москва: Изд-во МГУ, 2005. – 544 с.
- Хрусталеv Л. Н. Прогноз теплового и механического взаимодействия инженерных сооружений с многолетнемерзлыми грунтами в примерах и задачах: Учебное пособие. / Л. Н. Хрусталеv, Л.В. Емельянова – Москва; Берлин : Директ-Медиа. – 2019. – 162 с.
- Шкловер А.М. Основы строительной теплотехники жилых и общественных зданий / А.М. Шкловер, Б.Ф. Васильев, Ф.Б. Ушков. –Москва : Госстройиздат. – 1956. – 350 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ

Калабина М.В.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kalabina.mariya@yandex.ru

В статье приведена история исследований оттаивающих грунтов и современное состояние вопроса об их механических свойствах. Описаны специфические особенности оттаивающих грунтов, их связь с талыми и мерзлыми грунтами, причины их появления и области распространения, а также указаны возможные проблемы при не учете их свойств и состояний. Выделены основные направления современных исследований оттаивающих грунтов. Рассмотрены первоначальные и современные методики исследования свойств, выявлены их преимущества и недостатки. В статье обобщен российский и зарубежный опыт исследования физико-механических свойств оттаивающих грунтов.

STUDIES OF PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF THAWING SOILS

Kalabina M.V.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kalabina.mariya@yandex.ru

Abstract. The article presents the thawing soils studies history and the current state the study of mechanical properties of thawing soils. The article included description of thawing soils specific features, the connection between thawed and frozen soils, distribution areas and causes of appearance thawing soils. It is also important to know possible problems, which occur in the conditions when we do not take into account the specific properties. We are considered the main directions of modern research of thawing soils. We review the initial and modern methods of studying properties, underline their advantages and disadvantages. The article summarizes the Russian and foreign experience in the study of physical and mechanical properties of thawing soils.

1. История исследований физико-механических свойств оттаивающих грунтов и современное состояние вопроса.

Инженерная геокриология как самостоятельное направление в геологии выделилось сравнительно недавно - в начале 20 века, в связи с необходимостью строительства капитальных сооружений в области распространения многолетнемерзлых грунтов [13].

На начальном этапе исследований механических свойств грунтов использовались принципы теории сопротивления материалов. Но постепенно идет накопление и расширение знание в области механики мерзлых и оттаивающих грунтов. Создаются проектные организации, проводятся исследования осадок мерзлых грунтов при оттаивании, организовываются исследования по определению региональных особенностей грунтов, проводятся исследования по развитию методов прогноза и управления температурным режимом грунтов [6,15]. В это же время активно разрабатываются нормативные документы. Также начинаются активные исследования физико-механических свойств грунтов в криолитозоне. С 1950-х на кафедре геокриологии проводятся исследования в области тепломассопереноса, физико-химии и механики мерзлых грунтов. В результате устанавливаются общие закономерности, выявляются основные движущие факторы, составляются расчеты и прогнозы.

Однако выделение области оттаивающих грунтов как самостоятельного узкоспециализированного направления инженерной геокриологии происходит только сейчас. Долгое время свойства оттаивающих грунтов не изучались в связи с их не востребованностью. В расчетах и прогнозах использовались данные свойств мерзлых грунтов - принималось, что фундаменты опираются на мерзлое основание. Оттаивание грунтов при строительстве и эксплуатации сооружений в большинстве случаев означало недопустимые деформациям и поэтому конструктивно исключалось заменой грунта или сохранением мерзлоты [8]. Так оттаивающие грунты, залегающие в верхней части разреза, исключались из задачи.

Повышение интереса к проблеме оттаивающих грунтов связано с интенсивным и более углубленным освоением Арктики - развитием нефте-газовой промышленности и необходимостью транспортной сети [6, 7]. Ответственные промышленные сооружения часто расположены в областях со сложными инженерно-геологическими условиями (например промышленные объекты на шельфе). Кроме того, при строительстве протяженных объектов используются территории с различными инженерными условиями, где не всегда удастся избежать “опасных” участком, поэтому требуется комбинация инженерных решений и мероприятий. Таким образом реализация крупных национально значимых проектов в Арктике требует узкоспециализированных исследований в области инженерной геокриологии. Поэтому оттаивающие грунты с точки зрения механики грунтов являются актуальным направлением исследований.

2. Специфические особенности оттаивающих грунтов. Области распространения и причины появления.

Необходимость изучения процессов оттаивания определяется повсеместным распространением оттаивающих грунтов, даже вне областей криолитозоны (например

проявление процессов оттаивания в весеннее время на дорогах), а также резким ухудшением прочностных и деформационных свойств грунтов при их переходе из мерзлого состояния в талое. При этом непредвиденное оттаивание грунтов в основании инженерных сооружений может произойти в любой момент времени в период строительства или при эксплуатации сооружения в криолитозоне. Причинами могут быть любые, даже незначительные, техногенные воздействия, выражающиеся в утечках из коммуникаций, нарушениях теплоизоляции здания или разрушении естественных природных покровов [10].

При таянии льда существенно изменяются механические, физические, теплофизические и химические свойства грунта и водной компоненты, содержащейся в нем. Вследствие этих изменений происходят перестройка структуры грунта и резкое снижение прочностных и деформационных характеристик, что и определяет необходимость изучения процессов оттаивания.

Оттаивающие грунты представляют собой многокомпонентные системы со сложными непрерывными физико-химическими взаимодействиями между ними [13]. Такие грунты интегрируют в себе признаки мерзлых и талых грунтов, одновременно существенно отличаясь от них. Поэтому для определения характеристик оттаивающих грунтов не подходят уже существующие, нормативные методики, используемые для мерзлых и талых грунтов. Получаемые при их использовании данные не корректны и не отражают реальные свойства оттаивающих грунтов.

Среди факторов, влияющих на прочность, выделяют внутренние и внешние. К внутренним относятся: гранулометрический состав, минеральный состав, строение, физические характеристики грунта; к внешним - условия оттаивания (влияющие на скорость оттаивания) и условия испытаний (закрытая или открытая схема испытаний, наличие или отсутствие порового давления, режим нагружения). Влияние этих факторов на формирование механических свойств до сих пор полностью не изучено. Среди специфических особенностей, характерных для оттаивающих грунтов, выделены - пониженная плотность, повышенная влажность, высокая фильтрационная способность, наличие следов первичной криогенной текстуры, и избыточное поровое давление [14].

Следует отметить, что при переходе грунтов из мерзлого состояния в талое формирование несущей способности грунтов происходит в течение длительного времени при процессах уплотнения и оттока воды в грунтах. При этом важно знать изменение во времени прочностных характеристик грунтов. Без учета и изучения напряженно-деформируемого состояния и расчета прочностных и деформационных характеристик таких грунтов невозможно составить правильный прогноз поведения грунта, и тем самым гарантировать безопасность и долговечность сооружения.

Таким образом, изучение физико-механических свойств оттаивающих пород играет важную роль в инженерной геокриологии.

3. Основные направления исследований

Проблемы климата давно вышли за рамки национальных интересов. Не только научная, но и мировая политическая общественность признают необходимость и неотложность их изучения с целью выявления позитивных, неблагоприятных и катастрофических последствий глобального изменения климата для природной среды, экономики и социальной сферы, а также разработки экономических и политических стратегий адаптации к предстоящему потеплению. Изменение климата по регионам выражено по-разному [1, 2, 5, 12, 15]. В области инженерной геокриологии и механики грунтов рассматриваются вопросы реакции мерзлых грунтов на изменение температурных и влажностных условий и прогнозируются возможные негативные последствия. Особое значение придается определению их прочности и несущей

способности. Установлено, что повышение температуры грунтов способствует их переходу из твердомерзлого состояния в пластично-мерзлое и оттаявшее. Так изначально мерзлые грунты, обладающие высокими показателями прочности, благодаря льдо-цементационным связям между грунтовыми частицами, при оттаивании превращаются в разжиженные массы, не способные выдержать нагрузки от сооружений [15]. Изменения параметров природной среды при выходе за пределы расчетного диапазона, могут вызвать повреждение объектов инфраструктуры, их частичное или полное разрушение [1]. Уже сейчас для сооружений, спроектированных по 1 принципу и построенных в 1950-х во многих регионах (например, в Забайкалье), выявлено, что в процессе потепления климата большинство зданий претерпело значительные деформации [3]. Таким образом, изменение климата совместно с интенсивным техногенезом представляет серьезную опасность для функционирования природно-технических систем севера и поэтому активно изучается.

Еще одним направлением является изучение механических свойств грунтов в циклах промерзания и оттаивания. Процессы промерзания – оттаивания изменяют характеристики грунта, его плотность, пористость, содержание влаги. Уже установлено, что действие промерзания – оттаивания оказывает значительное влияние на физико - механические свойства грунтов - происходит разуплотнение плотного грунта и укрепление рыхлого, а также увеличивается влажность [20, 23], кроме этого происходит изменение структуры и текстуры [16]. Установлено, что основное изменение свойств происходит в течение первых 10 циклов (большее после 1-ого), затем наступает стабилизация [19].

В последнее время стали уделять пристальное внимание изучению порового давления, которое возникает при низко водопроницаемости грунтов, оказывающего разрушительное воздействие на грунт [21, 22].

Очень часто для локального улучшения свойств грунтов используют синтетические жидкости и гео-волокно. Данные вещества увеличивают прочность и снижают деформируемость [18].

Особое внимание в настоящее время уделяется математическому моделированию напряженного состояния грунтовых массивов. Для моделирования напряженного состояния грунтов-оснований и проведения геотехнических расчетов используются такие программные комплексы как Plaxis, FEM models, Abaqus, ZSOIL и т.д. Данные программные комплексы включают в себя сложные модели, позволяющие с различной степенью адекватности описывать реальную работу грунта при проведении численного моделирования. Основной трудностью при проведении расчетов является определение входных параметров [11].

Таким образом, исследования в области оттаивающих грунтов охватывают широкий круг достаточно сложных вопросов, решение которых необходимо при проектировании и строительстве инженерных объектов

4. Современные исследования оттаивающих грунтов. Проблемы и способы их решения.

В общем, исследования в области оттаивающих грунтов, как области инженерной геологии связаны с решением практических задач.

Примерно за 100 летний период накоплено большое количество данных по физико-механическим свойствам оттаивающих грунтов. Уже определено, что основными характеристиками, определяющими прочностные и деформационные свойства являются: плотность грунта, влажность, дисперсность, начальная температура, скорость изменения температуры [4]. Часто исследования проводятся в зависимости от одного или нескольких показателей свойств. Получены в большей степени качественные

зависимости. Вывод же корреляционной количественной зависимости показателей напряженно-деформированного состояния оттаивающих грунтов от комплекса физических свойств затруднен, в связи с их многочисленностью и широкому диапазону изменчивости. Кроме того, некоторые из факторов не поддаются количественному описанию. К таким относятся структура и текстура грунтов, набухание частиц грунта, физико-химические процессы, широкий диапазон дисперсности в пределах. Сложность также состоит в том, что для исследования физико-механических свойств оттаивающих грунтов нет комплексной и универсальной стандартной методики определения показателей свойств. Нормативные документы все еще находятся в стадии разработки. Все существующие расчеты и прогнозы опираются на данные о мерзлых или талых грунтах. Однако результаты, получаемые при использовании таких моделей в расчетах, не соответствуют реальным грунтовым обстановкам. Получаемые при этом данные не корректны и нет гарантий безопасности и надежности инженерных сооружений.

Для решения вопроса обеспечения безопасного функционирования инфраструктуры необходима разработка современных методик исследований свойств оттаивающих грунтов, с использованием новейших технологий и приборов, а также новых теоретических подходов.

Одной из особенностей современных методик исследований свойств грунтов является моделирование условий, максимально приближенных к реальным условиям, т.е. в полевых и лабораторных условиях максимально воссоздаются природные естественные грунтовые условия, с обязательным математическим описанием происходящих процессов.

В полевых условиях для установления характера деформирования оттаивающих грунтов проводят испытания горячими штампами. При этом деформирование грунтов описывается теорией линейно-деформируемой среды.

Все чаще наблюдается переход от простого напряженного состояния к сложному, где наблюдения за деформированием и разрушением грунтовых образцов происходит в трехмерном пространстве.

В лабораторных условиях для создания сложного напряженного состояния используют метод трехосного сжатия. Для оттаивающих грунтов проводят быстрые консолидированные недренированные испытания, когда уплотнение грунтов происходит без оттока влаги. При этом используются такие схемы, как оттаивание вблизи поверхности при минимальных напряжениях; оттаивание и уплотнение под собственным весом на некоторой глубине; оттаивание и уплотнение под нагрузками от предполагаемых сооружений [9].

В дополнении совершенствуются приборная база, происходит переход на полностью автоматические системы, практически исключается персональное влияние, при этом увеличивается точность измерений и расширяется диапазон отслеживаемых параметров. В результате происходит конкретизация и специализация исследований. Такая методика позволяет понимать, что происходит в грунтах при оттаивании и полностью контролировать происходящие в грунтах процессы.

Все это также позволит обновить нормативные документы и государственные стандарты, расширив при этом область их применения.

Современная наука - это не только узко направленные исследования, но и интеграция разобщенных методов. Например, поиски решения интегрированных тепловых и механических задач [17, 24]

Таким образом, теоретические исследования в области механики грунтов направлены на сближение физикохимии, теплофизики и механики грунтов и на изучение строительных свойств грунтов в целях их более полного использования. В инженерном аспекте исследования сводятся к цели разработки и внедрения новых методов расчетов

и устройства грунтовых оснований. Новыми задачами являются: строительство сооружений больших размеров с повышенными нагрузками; использование новых материалов; отказ от выборочного использования строительных площадок и обеспечение эффективного строительства при любых мерзлотно-грунтовых условиях.

Принципиальной основой современных исследований в области инженерной геокриологии является разработка приемов направленного управления процессами, протекающими в мерзлых, оттаивающих и промерзающих грунтах с целью создания оснований с заданными и контролируемыми свойствами. Кроме этого исследования должны носить опережающий характер для реализации экономических проектов.

Выводы

Оттаивание грунтов является одним из основных нераскрытых вопросов при строительстве и эксплуатации сооружений в криолитозоне. Установление закономерностей формирования свойств оттаивающих грунтов позволит решать инженерные проблемы и управлять свойствами этих специфических грунтов. Что в свою очередь обеспечит гарантии устойчивости оснований, а также надежность и долговечность конструкций инженерных сооружений.

Литература

1. Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России // Метеорология и гидрология. – 2002. – №. 6. – С. 15-22.
2. Аржанов М. М. и др. Моделирование осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов северного полушария в XXI веке // Криосфера Земли. – 2010. – Т. 14. – №. 3. – С. 37-42.
3. Баулин В. В. и др. Результаты и задачи геокриологических исследований в России // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10. – №. 1. – С. 3.
4. Бондаренко Г.И. Исследование сопротивления сдвигу и влажности сезоннооттаивающих грунтов откосов и склонов // Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. Изд-во «Наука», М., 1982.
5. Брушков А. В. Глобальные изменения окружающей среды, реакция криолитозоны и устойчивость инженерных сооружений // Инженерные изыскания. – 2015. – №. 14. – С. 4-17.
6. Вялов С.С.. Проблемы инженерного мерзлотоведения / Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. М.: Изд-во «Наука», 1982. С. 118–126.
7. Гребенец В. И., Исаков В. А. Деформации автомобильных и железных дорог на участке Норильск-Талнах и методы борьбы с ними // Криосфера Земли. – 2016 – Т. 20 №. 2 – С. 69-77.
8. Гречищев С.Е. Физико-механические свойства оттаивающих ледогрунтов // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, №4. С. 47-52.
9. Кальбергенов Р.Г. Леонов А.Р. Современные методы исследования механических свойств оттаивающих грунтов // Промышленное и гражданское строительство – 2003 - № 10 – с.22-23.
10. Мельников П. И., Вялов С. С. (ред.). Оттаивающие грунты как основания сооружений: [Сб. статей] / АН СССР, Науч. совет по криологии Земли, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения; М. Наука, 1981 – 95 с.
11. Мельников Р. В. Компрессионные испытания грунта как способ определения параметров модели Hardening Soil // Академический вестник УралНИИПроект РААСН. – 2014. – №. 4
12. Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. Геогр., 2003, №6, с 22 – 29.
13. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. – М.: МАИК« Наука/Интерпериодика», 2002. – 426с.
14. Царапов М.Н. Закономерности формирования прочностных характеристик оттаивающих грунтов при сдвиге: дис. на соиск. учен. степ. канд. г.-м. наук (18.05.07); МГУ. – Москва, 2007. – 136 с.: 25.00.08 Москва, 2007 143 с.
15. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. Учебное пособие. – М.: «Высшая школа», 1973. – 448с.
16. Cui Z., He P., Yang W. Mechanical properties of a silty clay subjected to freezing–thawing // Cold regions science and technology, 2014. p. 26-34.
17. Dumais S., Konrad J. M. One-dimensional large-strain thaw consolidation using nonlinear effective stress–void ratio–hydraulic conductivity relationships // Canadian Geotechnical Journal. – 2018. – Т. 55. – №. 3. – С. 414-426.
18. Gullu H., Hazirbaba K. Unconfined compressive strength and post-freeze-thaw behavior of fine-grained soils treated with geofiber and synthetic fluid // Cold regions science and technology, 2010. p. 142 – 150.

19. Han Y. et al. Effect of freeze-thaw cycles on shear strength of saline soil //Cold Regions Science and Technology. – 2018. – Т. 154. – С. 42-53.
20. Howald E. P., Torche J. Global Warming and Loss of Bearing Capacity of Permafrost: An Experimental Study on the Effects of Freezing/Thawing Cycles on a Silty Soil //Global Journal of Earth Science and Engineering. – 2020. – Т. 7. – С. 1-21.
21. Shuvaev A. N., Smirnov A. P., Kartavy S. V. The construction of roadbeds on permafrost and in swamps from reinforced soils of increased strength //Civil Engineering Journal. – 2020. – Т. 6. – №. 10. – С. 1922-1931.
22. Yesuf G.Y., Hoff I., Vaslestad J. Development of excess pore-water pressure in thawing process of frozen subgrade soils: Based on analytical solutions and finite element method // Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norway, 2013. p. 857 – 860.
23. Wang L. et al. Structural changes of compacted soil layers in northeast china due to freezing-thawing processes //Sustainability. – 2020. – Т. 12. – №. 4. – С. 1587.
24. Zhao Y. et al. Modeling of coupled water and heat transfer in freezing and thawing soils, Inner Mongolia //Water. – 2016. – Т. 8. – №. 10. – С. 424.

ДЕФОРМАЦИИ ДОРОГ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Корнев А.Д.¹, Юров Ф.Д.¹, Марченко Н.А.²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии, *kornev_02@mail.ru*

²University Centre in Svalbard, Department of Arctic Technology, Longyearbyen, Norway

Архипелаг Шпицберген является «мировым лидером» в области глобального потепления, здесь фиксируются рекордные темпы роста температуры воздуха и мерзлых грунтов. Климатические факторы оказывают негативное воздействие на состояние объектов инфраструктуры, возникают деформации зданий и сооружений, вызванные изменением характеристик мерзлых грунтов и активизацией опасных криогенных процессов. Для обследования состояния дорог в г. Лонгйир был использован метода лазерного сканирования, позволяющий с высокой точностью выявлять возникающие деформации дорожного покрытия.

DEFORMATIONS OF ROADS IN WESTERN SPITSBERGEN UNDER CHANGES IN CLIMATE AND GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS

Kornev A.D.¹, Iurov F.D.¹, Marchenko N.A..²

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

²University Centre in Svalbard, Department of Arctic Technology, Longyearbyen, Norway

The Svalbard archipelago is the "world leader" in the field of global warming, record rates of growth in air temperature and frozen ground are recorded here. Climatic factors have a negative impact on the state of infrastructure facilities, there are deformations of buildings and structures caused by changes in the characteristics of frozen soils and the activation of dangerous cryogenic processes. To survey the state of roads in Longyearbyen, a laser scanning method was used, which makes it possible to detect emerging deformations of the road surface with high accuracy.

Введение

Архипелаг Шпицберген расположен в зоне распространения вечной мерзлоты, свойства которой оказывают значительное влияние на природу архипелага. Состояние вечной мерзлоты особенно изменчиво в последние десятилетия в связи с непрерывным ростом среднегодовых температур воздуха в Арктике. Потепление воздуха влечет за собой увеличение температур грунтов, что приводит к их оттаиванию и активизации процессов, оказывающих деструктивное воздействие на объекты инфраструктуры на Шпицбергене, в частности, дороги, о которых и будет идти речь в дальнейшем. Темпы потепления климата на Шпицбергене являются высокими даже для Арктики. Температуры, наблюдаемые на архипелаге в последние годы, оказываются наибольшими за всю историю метеонаблюдений и продолжают расти. В связи с наблюдаемыми

темпами потепления климата и повышения температур грунтов остро встает вопрос о мониторинге объектов инфраструктуры, устойчивость которой напрямую связана с состоянием вечномёрзлых грунтов в основании. Методом, который может помочь эффективно отслеживать состояние инфраструктуры городов Арктики и выявлять деформации, является лазерное сканирование. В частности, на Шпицбергене исследования с помощью этого метода проводились в 2017-2019 гг. в городе Лонгйир.

Климатические и мерзлотные условия района исследований

Изменяющийся климат играет ключевую роль в активизации деструктивных для объектов инфраструктуры криогенных процессов. Шпицберген расположен на пути основного переноса атмосферного и океанического тепла в Центральную Арктику [5]. Потоки тепла и влаги из Атлантики, проходящие вдоль западного побережья архипелага по Шпицбергенскому течению, оказывают существенное влияние на климат Шпицбергена и прилегающей акватории, из-за чего он значительно более мягкий, чем средний для его широт [1].

В последние десятилетия среднегодовая температура на Шпицбергене неуклонно растет. Согласно данным с метеостанций [1], расположенных на архипелаге, рост среднегодовых температур за последние 50 лет составил порядка 4° (рис. 1). Существующие климатические модели прогнозируют дальнейший рост температуры воздуха на архипелаге, и к периоду 2071-2100 гг. ожидается повышение среднегодовой температуры Западного Шпицбергена на 4-10° по сравнению с периодом 1971-2000 гг. в зависимости от используемого сценария RCP.

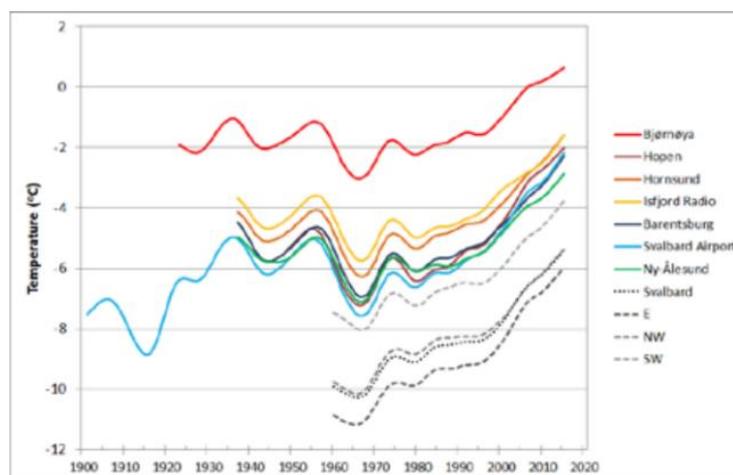


Рис. 1. Графики среднегодовых температур для метеостанций и регионов Шпицбергена. Город Лонгйир обозначен голубым цветом [1].

Климатические условия в Лонгйире мягкие для архипелага, так как город расположен на западном побережье, влияние на которое оказывает теплое Шпицбергенское течение. В связи с этим и вечная мерзлота Лонгйира обладает относительно высокой температурой (порядка -4° C) [4] и малой мощностью – в прибрежных долинах она составляет около 100 м [3]. Из-за изменчивости параметров Шпицбергенского течения вечная мерзлота Шпицбергена более уязвима к изменениям климата, чем мерзлота Сибири, Северной Канады и Аляски [2].

Данные измерений температур мерзлых пород свидетельствуют об их повышении с годами на глубине 10-20 метров. С момента Международного Полярного года (2008-2009) до гидрологического года (2016-2017) тренд роста температуры мерзлых грунтов

составил 0,06-0,15°C в год на глубине 10 метров [1]. Стоит отметить, что на Шпицбергене также наблюдается заметное увеличение мощности сезонно-талого слоя. Так, на площадке CALM в Анвендалене за период 2000-2017 гг. средний прирост мощности составил 0,6 см в год [1]. Результаты моделирования по различным сценариям RCP показывают, что средняя мощность сезонно-талого слоя в районе Лонгйира вырастет с 1,5 м до 2,5 м к 2100 году, а температуры на глубинах 5 и 10 метров приблизятся к 0°C [1]. Общий тренд для Шпицбергена – деградация вечной мерзлоты и увеличение мощности сезонно-талого слоя.

Деформации дорог и их исследование

В результате изменения геокриологических условий в связи с потеплением климата под опасностью находятся здания, дороги, трубопроводы и прочие антропогенные сооружения в населенных пунктах Арктики, многие из которых проектировались под другие параметры нижележащих грунтов без поправки на столь значительные изменения. Наиболее уязвимы линейные объекты, в частности дороги. Из-за их протяженности порой невозможно не проложить дорогу по потенциально опасному участку территории с «плохими» геокриологическими условиями. Большую опасность также представляет неравномерность процессов пучения и осадки грунтов при оттаивании, приводящих к неравномерным деформациям дорожного полотна. Кроме того, свою роль играют особенности эксплуатации дорог – из-за постоянной очистки их от снега они лишаются теплоизолирующего слоя, что способствует более сильному промерзанию грунтов под ними, росту годовых амплитуд их температур и активизации опасных процессов, например, морозобойного растрескивания.

Исследования дорожных деформаций можно проводить с помощью перспективного метода лазерного сканирования. В нашем случае используется сканер Riegl VZ-1000 (рис. 2). Данный прибор имеет высокую точность измерений – порядка 5-8 мм. Сканер позволяет проводить съемку на расстоянии до 800 метров, обладает углом обзора в 360° по горизонтали и 100° по вертикали. Затраты времени на съемки небольшие – на сканирование с одной точки уходит от 5 до 15 минут.



Рис. 2. Лазерный сканер Riegl VZ-1000 (фото: Юров Ф.Д.).

Сканирование производится несколько и с разных точек для получения большего объема данных (рис. 3). После завершения сканирования его результаты обрабатываются в специализированном ПО.



Рис. 3. Расположение точек сканирования на территории г. Лонгйир.

Результатом измерений является так называемое «облако точек» (рис. 4), формирующее облик отсканированной местности в трехмерном пространстве. В зависимости от модели сканера количество точек в результате варьируется от нескольких тысяч до миллионов. Плотность «облака» различна в разных его участках и зависит от расстояния до места расположения сканера.



Рис. 4. «Облако точек» - результат сканирования в г. Лонгйир.

Обработка данных и выявление деформаций

В нашем случае обработка полученных данных производилась в программе CloudCompare. Программа предоставляет большой набор инструментов для работы с полученными облаками точек. К примеру, выбранный участок дороги можно окрасить по высоте (рис. 5) для получения представления о характере рельефа территории и перепадов высоты.

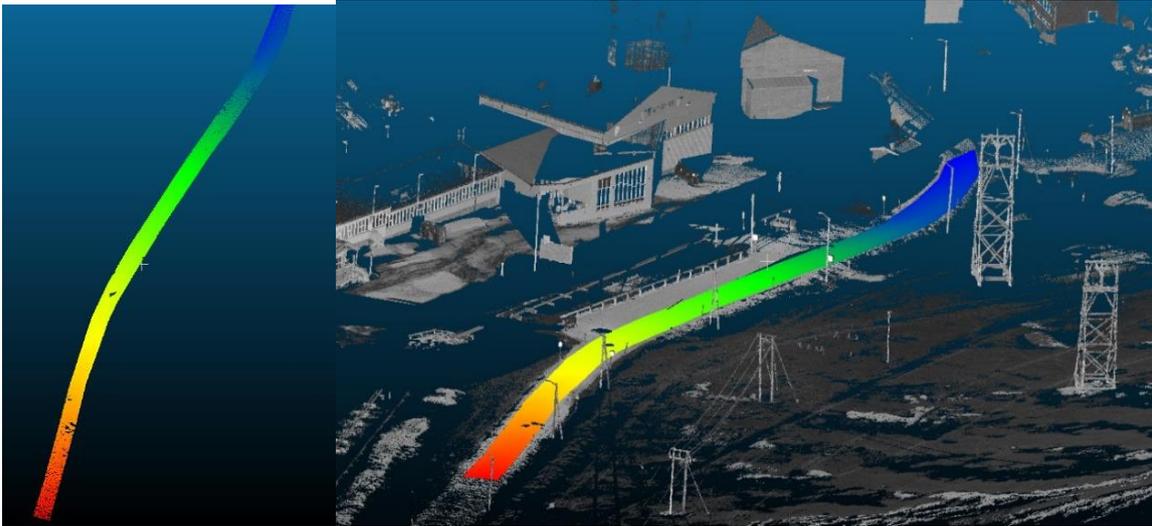


Рис. 5. Окраска по высоте участка дороги г. Лонгйир.

В некоторых случаях метод окраски по высоте может быть использован даже для выявления небольших деформаций. На рис. 6 представлена дорожная деформация, сразу заметная еще в облаке точек, которую видно и при окраске части дороги по высоте.

Иногда плотность точек, полученных при съемке, может оказаться избыточной. В таком случае можно проредить облако точек при помощи инструмента 2,5D Raster. При использовании инструмента облако точек разбивается на квадратную сетку с заданной стороной (на рис. 7 сторона равна 0,1 м). Таким образом, облако чистится от лишнего «мусора», не теряя своей информативности.

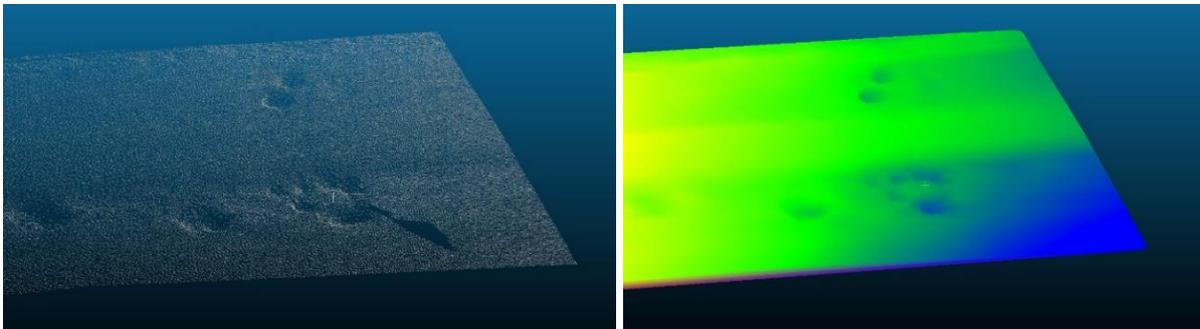


Рис. 6. Деформация, заметная и в облаке точек, и при окраске по высоте.

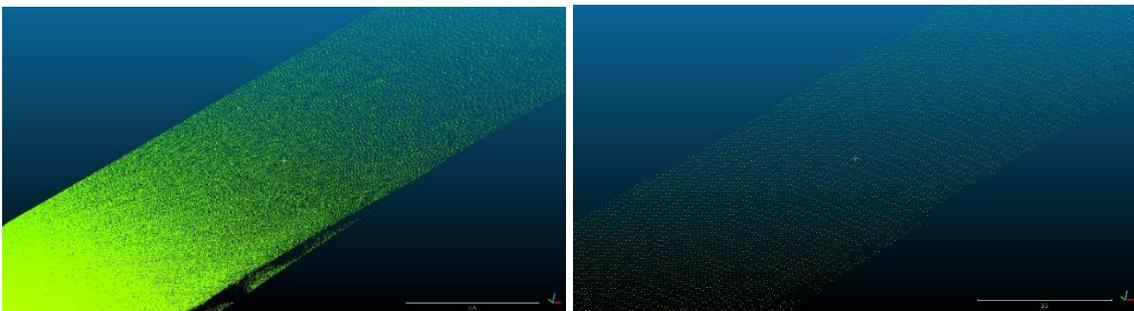


Рис. 7. Облако точек до и после прореживания

Наиболее удобный метод выявления деформаций, возникающих на дорожном покрытии – сравнение разновременных сканов. Эта процедура позволяет достаточно быстро выявлять возникающие неровности размером от первых сантиметров. При помощи данного метода было произведено сравнение участка дороги в городе Лонгйир, отснятого в мае и сентябре 2019. На рис. 8 представлен результат сравнения двух сканов, на котором цветом отображена разница в высоте дорожного полотна в сентябре 2019 относительно мая того же года. Участки зеленого цвета деформациям не подверглись. В двух местах между осевой частью дороги и обочиной образовались просадки глубиной более 3 см, которых не было в мае (отмечены синим цветом), что, вероятно, связано с протаиванием и осадкой грунта под дорогой. Большое количество просадок дорожного покрытия обусловлено особенностями строения верхней толщи мерзлых грунтов на территории города, представляющих собой высокольдистые суглинистые отложения морских террас. На одном участке у обочины дороги отмечено повышение уровня дорожного полотна.

Обнаруженные деформации объясняются активизацией криогенных процессов в летний период, вызванных высокими температурами воздуха, а также воздействием техногенных нагрузок. Для зимнего периода в большей степени характерны процессы морозного пучения, а для летнего – процесс проседания грунта из-за его протаивания. Процессы распределяются неравномерно по поверхности и зависят от характеристик грунта на конкретном участке.

Однако, помимо возникновения неравномерных осадок мерзлых грунтов при оттаивании (вызванных в том числе климатическими изменениями), значительную роль играет техногенное воздействие. Нами был зафиксирован ряд просадок обочин дорог и дорожного покрытия, причиной которых стало антропогенное подтопление. Глубина данных просадок составляет в среднем 7-20 см. Подтопление возникает в результате недостаточной проработки водопропускных сооружений под насыпями дорог. Водопропускные трубы расположены несколько выше уровня земной поверхности, что препятствует полному стоку вод весеннего снеготаяния. Кроме того, через водопропускные трубы проложены инженерные коммуникации, которые препятствуют стоку воды и способствуют формированию засоров из минеральных частиц и льда. Застой воды вдоль насыпей дорог приводит к отеплению мерзлых грунтов в основании насыпей и может стать причиной активизации процесса термокарста.

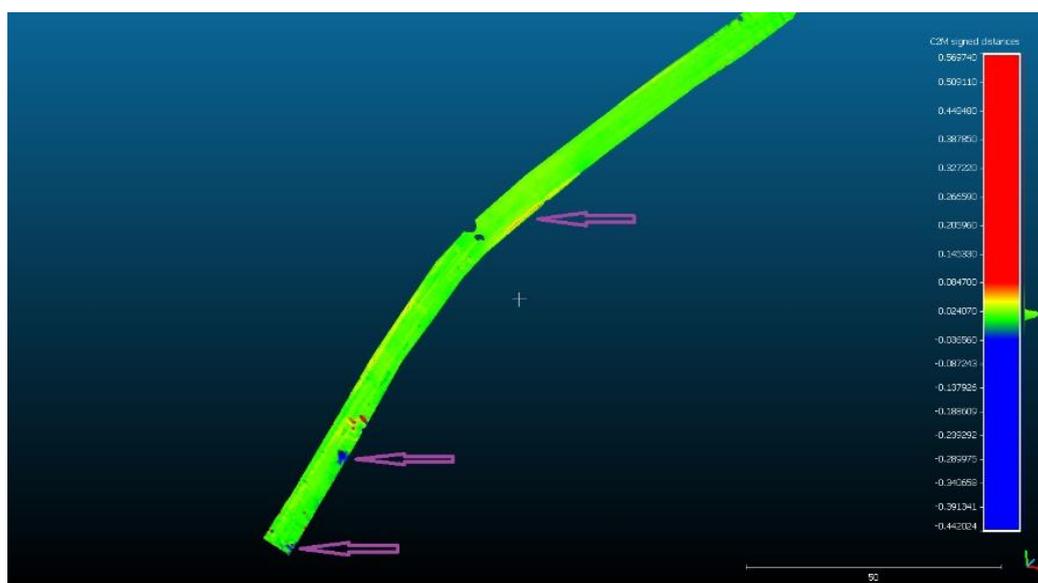


Рис. 8. Деформации участка дороги между маем и сентябрем 2019.

Заключение

Деформации дорог, спровоцированные изменениями климата, и как следствие, изменением состояния мерзлых грунтов, являются распространенной проблемой для Западного Шпицбергена. Серьезные деформации снижают качество дорог и требуют ремонта, при этом сохраняется риск их повторного возникновения на проблемном участке. Однако, негативный вклад в состояние транспортной инфраструктуры оказывает также и техногенное воздействие, например, формирование очагов техногенного подтопления вдоль насыпей дорог. Мониторинг с помощью метода лазерного сканирования показал высокую эффективность, что обусловлено как возможностью быстро произвести съемку необходимого участка, так и большим набором инструментов для выявления и анализа деформаций дорожного покрытия. Данный метод позволяет определять проблемные участки, что в будущем может помочь с прогнозированием мест возникновения новых деформаций.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 20-35-90009 «Особенности воздействия опасных криогенных процессов на транспортную инфраструктуру Арктического региона».

Литература

1. Hanssen-Bauer I. et al. Climate in Svalbard 2100—a knowledge base for climate adaptation. NCCS Report 1. – 2018.
2. Humlum O., Instanes A., Sollid J. L. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges //Polar research. – 2003. – Т. 22. – №. 2. – С. 191-215.
3. Liestøl O (1977). Pingos, spings, and permafrost in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifter, 141
4. Romanovsky VE, S Smith and HH Christiansen (2010) . Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. Permafrost Periglac. Process., 21, 106-116.
5. Wickström S. et al. Present Temperature, Precipitation, and Rain-on-Snow Climate in Svalbard //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2020. – Т. 125. – №. 14.

ЭНЕРГИЯ ФАЗОВОГО ПЕРЕХОДА ВОДЫ ДЛЯ ОТОПЛЕНИЯ НЕЖИЛЫХ ПОМЕЩЕНИЙ

Куваев В.А. Кузьмин Г.П.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск ул. Мерзлотная 36, Россия, e-mail vak-89@bk.ru

Вода при фазовых переходах способна поглощать и выделять определенное количество тепла. В теплое время года в воде аккумулируется солнечное тепло, которое можно использовать в холодное время года для обогрева помещений. В Институте мерзлотоведения СО РАН в 2018 г. построено опытное помещение (гараж), оборудованное устройствами для обогрева в зимнее время теплотой фазового перехода воды. В работе кратко изложено устройство и параметры опытного помещения и представлены основные результаты испытания опытного объекта.

ENERGY OF WATER PHASE TRANSITION FOR HEATING NON-RESIDENTIAL PREMISES

Kuvaev V.A. Kuzmin G.P.

*Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk
e-mail: vak-89@bk.ru*

Water during phase transitions is able to absorb and release a certain amount of heat. In the warm season, solar heat is accumulated in the water, which can be used in the cold season to heat the premises. In the Institute of Permafrost in 2018, an experimental room (garage) was built, equipped with devices for heating in winter with

the heat of the phase transition of water. The paper briefly outlines the design and parameters of the experimental room and presents the main results of testing the experimental object.

Опытное помещение представляет собой стояночный гараж шириной 9,0, длиной 12,0 и высотой 3,5 м и толщиной стены около 0,36 м. Общая площадь ограждающих конструкций помещения, соприкасающихся с наружным воздухом, составляет 255 м². Площадь пола равна 92 м². Гараж построен из металлического каркаса. Перекрытие и стены утеплены полистиролом толщиной 35 см. и пенофолом толщиной 8 мм.

Обогрев помещения в холодное время года осуществляется за счет теплоты, выделяемой при замерзании воды, находящейся в специальных емкостях, названных водяными аккумуляторами тепла. В летнее время лед в водяных аккумуляторах под действием тепла солнечной радиации тает и в воде аккумулируется определенное количество тепла. В помещении в зимнее время поддерживаются высокие отрицательные температуры, близкие к температуре замерзания воды[2].

Теплотехнический расчет помещения включает расчеты суммарных потерь тепла из помещения в холодное время года и притока тепла в помещение в теплое время года, расчеты необходимого количества воды в водяных аккумуляторах и площади поверхности теплообмена аккумуляторов с помещением. Суммарные потери тепла из помещения в заданных климатических условиях складываются из потерь тепла через ограждающие конструкции помещения и ворота помещения, периодически открывающиеся для выезда и въезда автомобилей, притока тепла от нагретого двигателя автомобилей и оттока тепла на нагрев охлажденного корпуса автомобилей, а также теплопередачи через полы помещения в грунты основания. Расчетное необходимое количество воды для обогрева опытного помещения – гаража в климатических условиях г. Якутска составило 45 м³. Однако, в аккумуляторы было залито 50 м³ воды, что на 11 % больше расчетного количества[1].

Водяные аккумуляторы (рисунок 1) были изготовлены из стальных листов толщиной 3,0 мм. Высота аккумуляторов принята равной 1,8 м. Ширина их по низу, равная 1,5 м. Суммарная длина аккумуляторов равна 22 м. Водяные аккумуляторы занимают около 34 % площади помещения. Небольшое уменьшение потери площади помещения можно добиться уменьшением ширины с одновременным увеличением высоты аккумуляторов.

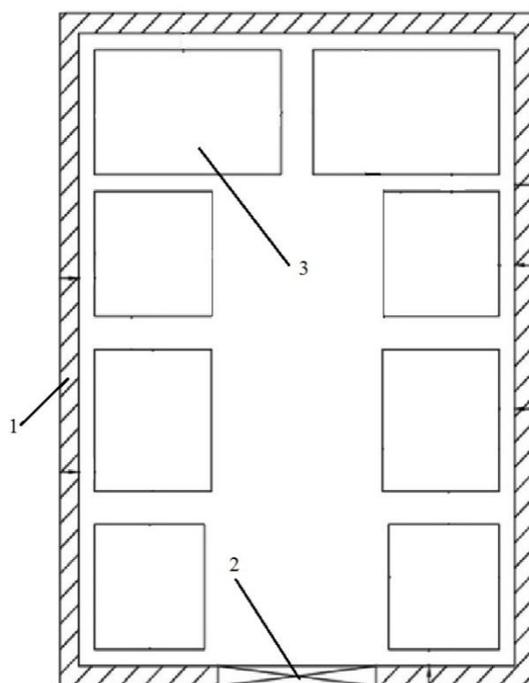


Рисунок 1. Схема расположения водяных аккумуляторов в опытном помещении. 1-ограждающие конструкции- стены, 2 – ворота, 3- аккумуляторы

Проведены 3 цикла испытания опытного помещения. На рисунке 2. представлены результаты испытания опытного помещения в зимний период 2020-2021 гг.

Необходимое количество воды в аккумуляторах в климатических условиях г. Якутска определялось потерями тепла из помещения в зимнее время с учетом размеров помещения, термического сопротивления ограждающих конструкций и технологических потерь тепла.

Средние значения температуры составляют: наружного воздуха в зимнее время минус 24,6 °С, в летнее время 12,8° С. Средняя продолжительность периодов с отрицательной и положительной температурой воздуха равны соответственно 5088 и 3672 ч. Средняя скорость ветра, от величины которой зависит теплообмен наружной поверхности ограждающих конструкций помещения с окружающим воздухом, равна в зимнее время 1,2 , в летнее время 2,0 м/с. Низкие зимние температуры воздуха в течение длительного времени приводят к большим потерям тепла из помещения. В летнее время суммарный приток тепла в помещение ограничен вследствие невысоких температур воздуха и относительно небольшой продолжительности теплого периода. Однако, в летнее время более высокая скорость ветра, чем зимой способствует теплоотдаче воздуха к поверхности ограждающих конструкций помещения. Кроме того, в водяных аккумуляторах при высоких отрицательных температурах воздуха в помещении образуется лед меньшей толщины, чем при значительно низких температурах наружного воздуха. Вследствие этого лед в аккумуляторах в летнее время неизбежно полностью тает и происходит зарядка аккумуляторов[1].

Суммарное расчетное количество потерь тепла составляет 15093399кДж. Необходимая средняя площадь теплообменной поверхности водяных аккумуляторов равна 165м². Необходимый объем воды в аккумуляторах составил 45 м³.

Третий цикл испытания опытного помещения (2020-2021гг) выполнен при объеме воды в аккумуляторах 50 м³.

На рисунке 2 представлены температуры наружного воздуха и воздуха в помещении в период 1.10.2020 - 31.04.2021гг.

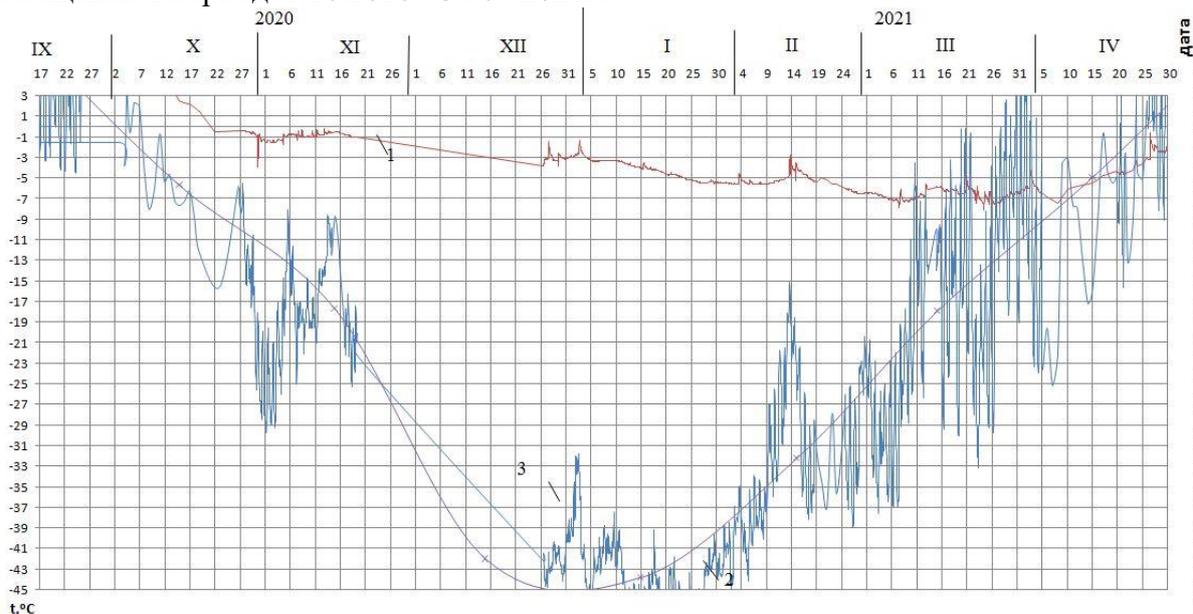


Рисунок 2. Графики изменения температуры наружного воздуха и воздуха в помещении за зимний период 2020–2021 гг.; 1 – t воздуха в помещении; 2 –t наружного воздуха; 3 –t воздуха, среднемесячная

Наиболее устойчивые низкие температуры наружного воздуха (-45°C) наблюдались с конца декабря до конца января. В этот температура в помещении опустилась до до -8°C , а средняя температура составила $-3,6^{\circ}\text{C}$, что ниже расчетной средней зимней температуры, равной $-1,5^{\circ}\text{C}$. В период повышения температуры наружного воздуха с февраля месяца температура внутри помещения продолжала незначительно падать и только в апреле начала повышаться. Продолжающееся понижение и стабилизация температуры помещения в период повышения температуры наружного воздуха можно объяснить уменьшением теплообменной поверхности льда с водой в аккумуляторах.

На рисунке 3 приведены графики температуры в помещении в зимнее время 2018-2019гг с объемом воды в аккумуляторах 45 м^3 , 2019-2020 гг с начальным объемом воды 45 м^3 , а с 20 октября – 50 м^3 и 2020-2021 гг – с объемом воды 50 м^3 , а высокая температура в помещении была во второй цикл, при объеме воды 50 м^3 . В зимний период 2020-2021гг при том же объеме воды 50 м^3 показал средний результат. Это объясняется тем, что в зимний период 2019-2020 в начале испытания объем воды составлял 45 м^3 , еще 5 м^3 воды были долиты в 20-х числах октября 2019г, что хорошо видно на красном графике резким подъемом температуры в помещении. Хотя до 20-х чисел октября температура в период 2020-2021гг (зеленый график) выше в тот же период 2019-2020гг (красный график). Кроме этого, в зимний период 2020-2021г температура наружного воздуха в декабре и январе были ниже нормы табл. 1.

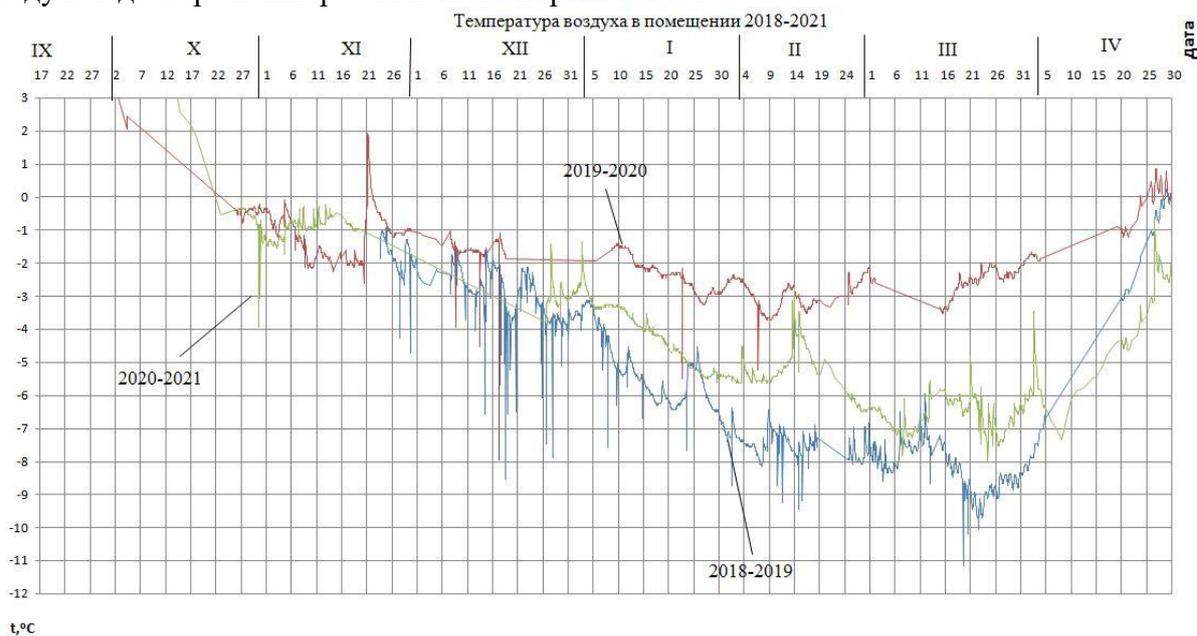


Рисунок 3. Графики изменения температуры воздуха в помещении в режиме разрядки за весь период эксплуатации 2018–2021 гг.

Температурные замеры также проводились в грунтовом основании под экспериментальным гаражом. Скважина расположена на расстоянии 10м. от входа, между двумя емкостями. Съемка значений температур производилась раз в неделю, т.к. грунт менее чувствительно реагирует на перепады температуры воздуха. Первый датчик расположен на поверхности пола, далее через 1м. по глубине скважины. На рис. 4 приведен график изменения температуры воздуха на поверхности пола, на глубине 1м, 3м. и 10м от поверхности пола, на границе слоя сезонного протаивания и на границе годовых теплооборотов.

Таблица 1

Среднемесячная температура воздуха внутри и снаружи опытного помещения в зимний период

| месяц | 2018-2019 | | 2019-2020 | | 2020–2021 | |
|-----------|--|---|--|---|--|---|
| | Средняя температура воздуха внутри помещения, °С | Средняя температура наружного воздуха, °С | Средняя температура воздуха внутри помещения, °С | Средняя температура наружного воздуха, °С | Средняя температура воздуха внутри помещения, °С | Средняя температура наружного воздуха, °С |
| 10 | | | -0,4 | -7,7 | 3,1 | -5,7 |
| 11 | -1,8 | -24,4 | -1,2 | -23,4 | -0,9 | -17,7 |
| 12 | -3,0 | -32,5 | -1,6 | -37,8 | -3,0 | -42,0 |
| 01 | -5,3 | -35,4 | -2,4 | -32,0 | -4,1 | -43,8 |
| 02 | -7,5 | -30,5 | -3,0 | -28,0 | -5,4 | -32,2 |
| 03 | -8,2 | -17,5 | -2,6 | -13,2 | -6,6 | -17,9 |
| 04 | -3,4 | 0,3 | -1,8 | -7,2 | -4,9 | -4,9 |
| Ср. Знач. | -5,2 | -26,5 | -1,8 | -22,0 | -3,6 | -21,9 |

Как видно из рис. 4, несмотря на сильные колебания (от -9,0 до +12,0°С) температуры воздуха в помещении (синий график), температура грунта на 10м на границе годовых теплооборотов (зеленых график) изменяется от -3,3 до -2,8 °С. Кроме этого, слой сезонного протаивания поднялся с глубины 3м (красный график) в естественном сложении грунта до глубины 1м (фиолетовый график).

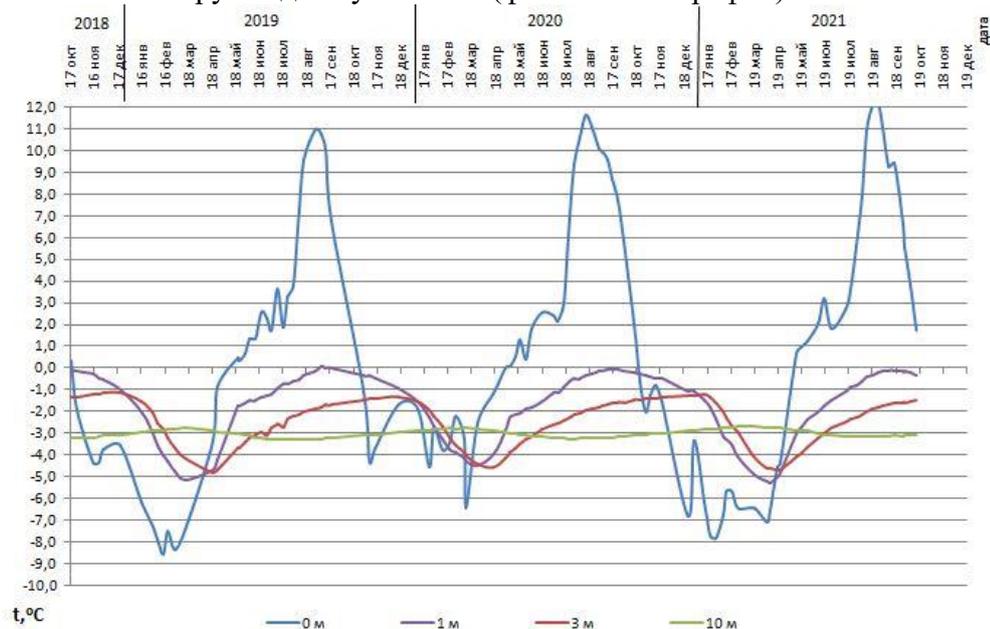


Рисунок 4. Графики изменения температуры воздуха на поверхности пола и температуры грунта на глубинах 1м, 3м и 10м за период эксплуатации опытного помещения 2018-2021 гг.

Из выше перечисленного можно сделать следующие выводы и заключения:

1. Испытания опытного помещения с устройством для обогрева теплотой фазового перехода воды в климатических условиях г. Якутска показали практическую применимость технологии, экономический эффект, надежность и безопасность.

2. Анализ трех циклов испытания опытного помещения позволяет рекомендовать следующее:

– размещать водяные аккумуляторы целесообразно, если позволяют геокриологические условия, в подпольном пространстве, обеспечивающем полное использование площади помещения по назначению, уменьшение глубины воды в аккумуляторах, увеличение площади поверхности теплообмена и уменьшение давления льда на стенки аккумуляторов;

– проводить расчеты притока тепла в помещение и таяния льда в аккумуляторах в летнее время нет необходимости, так как лед на стенках аккумуляторов меньшей толщины, чем лед, образующийся при более низкой температуре наружного воздуха, несомненно переходит в талое состояние.

Анализ результатов испытания технологий обогрева помещения в зимнее время до высоких отрицательных околонулевых температур показали применимость их практически без изменения разработанных технологий и методики теплотехнического расчета.

Испытания в течение 3-х лет опытного помещения с обогревом в зимнее время теплотой фазового перехода воды также показали обоснованность технологии и методики расчета водяных аккумуляторов тепла.

Разработанная технология могут найти применение на обширной территории холодных районов России.

Список литературы

1. Кузьмин Г.П., Куваев В.А. Вода как аккумулятор солнечной энергии // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. -2019. -№9. –с. 80-84.

2. Патент № 2617579 Российская Федерация, МПК «Устройство для поддержания околонулевой температуры в закрытых помещениях» Кузьмин Г.П., заявитель и патентообладатель Учреждение РАН – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (RU).Опубл.25.04.2017.

ТЕХНОЛОГИЯ ТЕРМОСТАБИЛИЗАЦИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕПЛООВОГО НАСОСА ПИТАЕМОГО ОТ СОЛНЕЧНЫХ БАТАРЕЙ

Локтионов Е. Ю.¹, Шараборова Е. С.², Клоков А.В.³

¹ МГТУ им. Н. Э. Баумана, Москва, Россия; *yagor@bmsu.ru*

² МГТУ им. Н. Э. Баумана, Москва, Россия; *sharaborovaes@student.bmsu.ru*

³ МГТУ им. Н. Э. Баумана, Москва, Россия; *klokovav@student.bmsu.ru*

Предложена технология, использующая солнечные батареи (экраны для излучения и осадков, а также источник энергии) и тепловые насосы для охлаждения приповерхностного слоя грунта, запирающего проникновение тепла вглубь. Положительная обратная связь солнечного излучения и холодопроизводительности гарантирует отведение тепла в жаркую погоду, что доказано экспериментально. Стоимость реализации этой технологии (ок. 200 \$/м²) сопоставима с уже существующими на рынке при лучшем техническом эффекте. Дополнительной особенностью является возможность генерации доходов (до 75 \$/(м²*год)) за счет реализации электрической и тепловой (35-60 °С) энергии. Технология может быть использована для любых зданий и сооружений (в т.ч. мерзлотников); стабилизации береговых обрывов и ледников; предотвращения химического и биологического

загрязнения из верхних слоев грунта, а также развития термокарстовых явлений и газовых выбросов; улучшения условий для сельского хозяйства на крайнем Севере (обогрев теплиц).

PERMAFROST THERMAL STABILIZATION TECHNOLOGY BASED ON THE SOLAR-POWERED HEAT PUMP.

Loktionov E. Yu.¹, Sharaborova E. S.², Klokov A. V.³

¹Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia; *yagor@bmstu.ru*

²Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia; *sharaborovaes@student.bmstu.ru*

³Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia; *klokovav@student.bmstu.ru*

A suggested technology is based on solar powered heat pump. PVs protect the soil from solar radiation and liquid precipitation and poweres the system; heat-pump cools near-surface layer and provides barrier layer. The positive feedback of solar radiation and cooling capacity in this case makes it possible to guarantee heat dissipation in hot weather that has been proven experimentally. The system's cost (approx. 200 \$/m²) is comparable to those already existing on the market but technical effect of the system is better. An additional distinctive feature is the ability to generate income (up to \$ 75/(m²*year)) due to the realization of electric and thermal (35-60 °C) energy. The technology can be used for any buildings and structures (including ice cellars); stabilization of coastal cliffs and glaciers; prevention of chemical and biological pollution from the upper soil layers; improvement of conditions for agriculture in the Far North (heating greenhouses).

В мире многолетнемерзлые грунты подстилают 35 млн. кв.км суши, на этой территории проживает 35 млн. человек. Вечная мерзлота встречается на всей территории Антарктиды, 85% Аляски, 65% России, 55% Канады. Кроме приполярных областей, вечная мерзлота распространена (3,5 млн. кв.км) и в горах, где ее таяние приводит к камнепадам, оползням, селям и наводнениям. Как показал последний доклад ИРСС реальность климатических изменений и ответственность человечества за них неоспорима. Проведенные исследования по оценке скорости деградации вечной мерзлоты показали, что эти изменения влияют на инфраструктуру – снижается несущая способность оснований зданий и сооружений [2, 14]. Выполненные оценки показывают, что к 2050 г. суммарный ущерб, который может быть нанесён при отсутствии мониторинга и своевременного реагирования на таяние вечной мерзлоты может составить не менее 5 трлн. руб. Причем учитывался только ущерб зданиям и сооружениям гражданского назначения.

Однако, как показал недавний разлив нефтепродуктов в Норильске, экологический ущерб (150-200 млрд.руб.) для хрупких северных экосистем может быть на 2 порядка больше суммарного материального (ок. 1,5 млрд.руб.), а последний также на 2 порядка больше стоимости разрушенного объекта инфраструктуры (ок. 20 млн. руб.). В 2009 г. затраты на ликвидацию последствий аварий, вызванных деформациями многолетнемерзлых грунтов на нефтегазовых месторождениях и продуктопроводах, по оценкам Гринпис, составляли ок. \$1,7 млрд (ок. 56 млрд. руб.).

С тех пор ситуация с деградацией вечной мерзлоты только усугубилась. При этом климатические изменения в Арктике происходят в 2-3 раза быстрее, чем в среднем на планете. На данный момент, по данным глобальной системы мониторинга, скорость увеличения температуры воздуха составляет 0,075 °C/год, а грунта до 0,1 °C/год [Ошибка! Источник ссылки не найден., 11, 15]. Данные изменения приводят к тому, что глубина активного слоя уменьшается на треть, а граница вечной мерзлоты может сместиться на 50-600 км уже в ближайшее время.

Большая часть добычи природных ресурсов (углеводородов, драгоценных металлов, алмазов) в России находится в зоне вечной мерзлоты, зачастую, в зоне наиболее уязвимых высокотемпературной и прерывистой. Защиты от деформации многолетнемерзлых грунтов требуют здания и сооружения на месторождениях, технологические трубопроводы, дороги, береговая инфраструктура, взлетно-посадочные полосы и т.д. Проблема деформации грунтов особенно актуальна для линейных объектов

инфраструктуры: автомобильных [17] и железных [10] дорог, взлетно-посадочных полос, трубопроводов [**Ошибка! Источник ссылки не найден.**], ЛЭП [16], обеспечивающих зачастую единственную связь с цивилизацией для жилых и промышленных объектов в ненаселенной местности и, в силу своей протяженности, проходящих через участки с самыми различными геологическими и микроклиматическими условиями.

Необходимость в проведении мероприятий по защите многолетнемерзлых грунтов неизбежна, поскольку большинство аварий приведет к нанесению ущерба окружающей среде. Все существующие и активно применяемые на данный момент решения, уже хорошо изучены и испытаны, к тому же их реализация обеспечена нормативно-правовой базой, однако применение этого ограниченного набора мер в условиях изменяющегося климата уже недостаточно. Для раннего выявления потенциально опасных ситуаций, в России на государственном уровне была объявлена необходимость форсирования мониторинга состояния вечной мерзлоты. К сожалению, при этом не объявлено никаких мер по систематизации опыта, выявлению и развитию лучших практик по предупреждению, предотвращению развития и ликвидации последствий таких ситуаций.

Стоит отметить, что проблема таяния вечной мерзлоты до сих пор оставалась интересной очень ограниченному кругу стран, среди которых Россия всегда являлась безусловным лидером как в фундаментальном мерзлотоведении, так и в создании технологий строительства на многолетнемерзлых грунтах. В связи с потеплением климата появляются новые угрозы в связи с таянием мерзлоты и ледников в горах, которые ведут к возрастанию риска оползней, селей, возрастания нагрузки на плотины и изменение сезонных режимов работы ГЭС, повреждения другой крайне дорогой инфраструктуры. Появлением новых возможностей в освоении природных богатств Арктики и возникновением проблем в ранее благополучных районах значительно расширило круг заинтересованных стран (прежде всего, КНР) в последнее время.

Кроме снижения несущей способности оснований сооружений, таяние вечной мерзлоты способствует высвобождению парниковых газов (за что с предприятий, в связи с деятельностью которых это происходит, могут взиматься экологические сборы), а также ртути, законсервированных вирусов и архей [**Ошибка! Источник ссылки не найден.**, 4]. Причем эти явления наиболее выражены для слоев грунта 0-40 (СО₂, грибы, архей) и 40-80 см (СН₄), сохранению которых в мерзлом состоянии существующие технологии термостабилизации практически не способствуют климатическими условиями.

В настоящее время наиболее распространенным способом термостабилизации грунтов в России является использование сезонных охлаждающих устройств (СОУ) на основе термосифонов. Способ безусловно удобен своей простотой и тем, что при работе не требует энергии. Однако в связи с изменением климата СОУ начинают работать на нерасчетных режимах, поскольку их способность замораживать грунт зимой снижается, а тепловые нагрузки летом растут. По некоторым данным, фактическая холодопроизводительность СОУ за сезон уже в 2 раза ниже расчетной, а интенсивность отказов составляет ок. 50%/10 лет. Вообще говоря, СОУ не препятствуют оттаиванию грунта, а лишь несколько уменьшают глубину протаивания (охлаждается слой грунта на глубине ок. 10 м) и длительность пребывания грунта в талом состоянии [**Ошибка! Источник ссылки не найден.**]. Проблема наращивания числа термосифонов на объекте заключается в том, что делать это приходится кратно для сохранения однородности температурного поля. Т.к. при образовании разрывов в нем значительно ускоряется движение грунта через возникшее "бутылочное горлышко". В данном случае отсутствие источника энергии сказывается негативно – не обеспечены возможности автоматического мониторинга работоспособности СОУ и состояния грунта, а

регулирование холодопроизводительности невозможно в принципе. В отдельных сложных случаях организуют охлаждение конденсационной или транспортной зоны СОУ холодильными машинами, что приводит к значительным эксплуатационным затратам.

В Китае было предложено питать парокompрессионные машины для СОУ от солнечных батарей [5]. Подобное решение сложно признать энергоэффективным, так как в нем отсутствуют меры по снижению тепловой нагрузки на грунт. Также стоит отметить, что охлаждение больших объемов грунта в летний период на больших глубинах, дает слабый и медленный эффект.

Широко распространенные на Циньхай-Тибетской железной дороге экраны от солнечного излучения и жидких осадков [12] в наших климатических условиях (соотношение лучистой и конвективной составляющих) не дают достаточного эффекта. Покрытие грунта теплоизоляционным [10] или водоупорным [17] слоем не только уменьшает тепловую нагрузку летом, но и ухудшает промораживание грунта зимой, изменяет его влажность и, следовательно, другие свойства. Было предложено даже выпасать скот на защищаемом участке для вытаптывания снега, что способствует лучшему промораживанию грунта зимой [1].

Исходя из опыта применения существующих технологий, новых вызовов и современного уровня развития техники, нами и был предложен новый способ. Его развитие опирается на бурное развитие солнечной энергетики, распределенной генерации, энергетических и транспортных систем на постоянном токе, тепловых насосов, наблюдаемое в последние годы. Бум потребления систем кондиционирования в юго-восточной Азии наглядно показал преимущества их использования в сочетании с солнечными батареями. Поскольку температура воздуха хорошо коррелирует с освещенностью, в отличие от солнечных отопительных систем, существует положительная обратная связь между потребностью в энергии и ее производством [6]. Значительная тепловая инерция грунта избавляет систему от главной проблемы альтернативной энергетики – необходимости поддержания баланса нестабильной генерации и приоритетного потребления – здесь энергия может использоваться по мере выработки без специальных накопителей. При этом всегда нужно опираться на современные подходы в строительстве и энергетике: прежде чем проектировать активную (потребляющую энергию) систему, нужно максимально снизить нагрузки для нее пассивными методами (используя, например, теплоизоляционные и экранирующие материалы).

Основная особенность предлагаемой технологии – совмещение активных методов термостабилизации с пассивными. При этом наблюдается положительная обратная связь: чем выше уровень солнечной радиации, тем сильнее можно охладить грунт. Принцип действия предлагаемой технологии представлен на рисунке 1.

Суть предлагаемого способа заключается в следующем [18]. Солнцезащитные навесы со встроенными в них фотоэлектрическими или тепловыми преобразователями солнечного излучения, монтируются над поверхностью защищаемого участка и/или вблизи него. Такие навесы выполняют роль пассивной защиты грунта от проникающего тепла, кроме того они препятствуют накоплению снега, что способствует лучшему промораживанию грунта в зимний период. На рисунке 2 показаны графики распределения температуры по глубине при применении предлагаемой технологии.

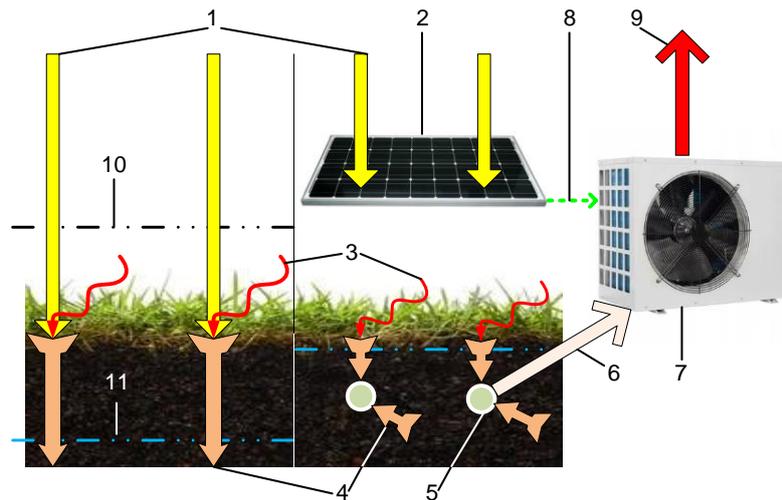


Рисунок 1. Принцип действия (1 – солнечное излучение; 2 – преобразователь; 3 – конвекция; 4 – теплопроводность; 5 – грунтовые зонды; 6 – сток тепла; 7 – охладитель; 8 – преобразованная солнечная энергия; 9 – сброс тепла; 10 – высота снега; 11 – оттаявший слой)

Тепловой насос, используемый для охлаждения приповерхностного слоя грунта, питается от солнечных батарей. Грунтовые зонды теплового насоса располагаются на глубине 20-50 см, они создают запирающий слой, который препятствует проникновению тепла в грунт (рисунок 3). Благодаря этому, уже на глубине в несколько дециметров температуры грунта держатся ниже нуля даже в самые жаркие летние месяцы. Возможен вариант замены теплового насоса «снежной пушкой». Подобная замена особенно актуальна для крупнообломочных и скальных грунтов, для ледников, продления срока эксплуатации зимников и ледовых переправ.

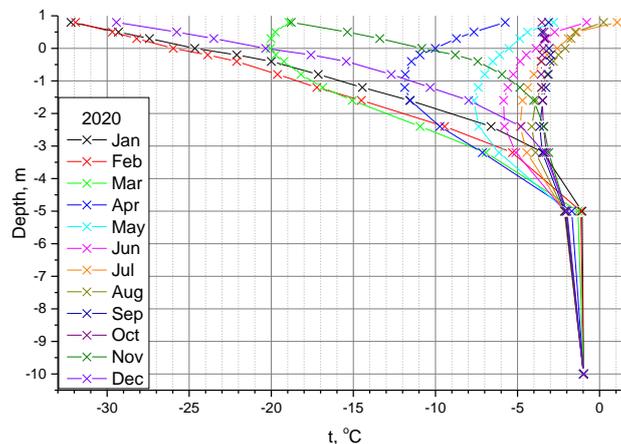


Рисунок 2. Результаты расчета теплового состояния грунта при использовании предлагаемого способа для Якутска.

Подобный способ, с созданием запирающего слоя, дает значительно лучший технический эффект, чем использование термосифонов, замораживающих грунт на больших глубинах. Дополнительным положительным эффектом от системы является создание распределенного источника электроэнергии. Данный эффект снижает капитальные и эксплуатационные затраты систем контроля и мониторинга, которые позволяют также оптимизировать распределение холодильной мощности по защищаемой поверхности. Побочный продукт в виде низкопотенциального тепла (35–

60°C) предлагается использовать в технических процессах, для теплоснабжения, а также в теплицах.

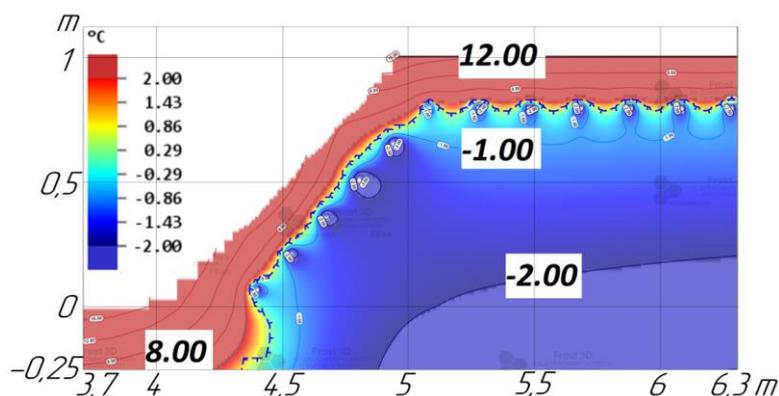


Рисунок 3. Иллюстрация работы запирающего слоя для Якутска в июле.

При отсутствии прямой солнечной радиации, когда тепловой поток извне минимален, реализуется пассивный режим, а при ясной погоде реализуется активный режим с положительной обратной связью: с ростом интенсивности солнечного излучения увеличивается производительность холодильной машины. Такая связь также устраняет проблемы для склонов и откосов южной экспозиции, на которые в естественных условиях увеличивается поток солнечного излучения. Вертикальные поверхности зданий и сооружений, при расположении преобразователей солнечного излучения на них, во многих случаях обеспечат больший подвод энергии, чем с горизонтальных поверхностей, так как на широтах севернее 60-й параллели солнце поднимается выше 45 градусов над горизонтом в течение очень небольшого времени, а площадь стен обычно больше площади основания. Следует особо подчеркнуть, что во время полярной ночи, предлагаемой системе не нужно энергоснабжение, т.к. зимой отсутствует потребность в ее работе.

Проведено численное моделирование с использованием программного пакета Frost 3D, специализированного для геокриологических расчетов, показывающее реализуемость данной технологии для многолетнемерзлых грунтов на всей территории России (рисунки 2, 3) [9].

Создана экспериментальная установка [13] (рисунок 4 а, б), доказывающая реализуемость данного способа для поддержания грунта в замороженном состоянии даже при повышенных по сравнению с зоной вечной мерзлоты тепловых нагрузках – в течение одного из самых жарких летних периодов в Средней полосе России (рисунок 5).



а



б

Рисунок 4. Экспериментальная установка (а – общий вид; б – грунтовые зонды)

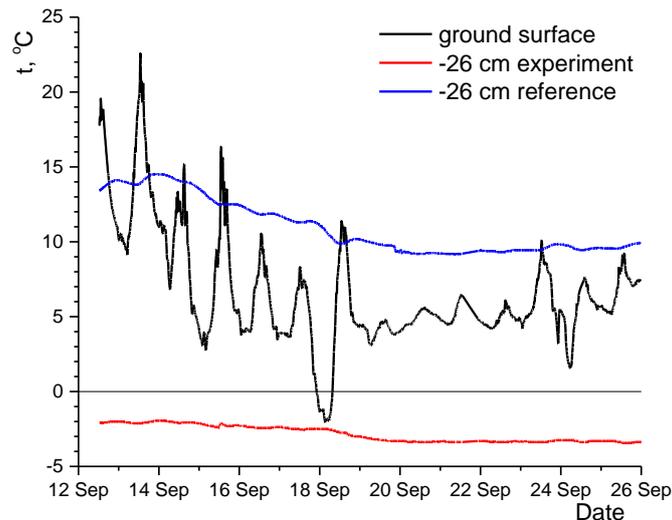


Рисунок 5. Изменение температуры грунта на поверхности и на глубине 26 см для экспериментальной и контрольной площадок в сентябре 2021 г.

Внедрение предлагаемого решения должно способствовать значительному сокращению затрат на термостабилизацию многолетнемерзлых грунтов и ликвидацию последствий просадок грунта (реконструкция, компенсация ущерба, простой); снижению затрат на создание систем удаленного контроля и мониторинга; снижению затрат на электро- и теплоснабжение; предотвращению экологического ущерба; сокращению эмиссии углекислого газа и метана, риска биологических инвазий из грунта на защищаемой площади вследствие существенного сокращения глубины деятельного слоя; а также позволит накопить необходимые компетенции, связанные с неизбежным энергетическим переходом.

Направления дальнейшего развития нашей технологии следующие. Фотоэлектрические модули генерируют постоянный ток, для питания почти любого оборудования требуется переменный ток 230 В (380 В)/50 Гц. Для необходимого преобразования используются солнечные инверторы, стоимость которых (особенно автономных и гибридных) составляет значительную часть затрат (до половины) на оборудование солнечных электростанций. При этом наиболее прогрессивные холодильные машины используют инверторную технологию, позволяющую плавно регулировать производительность в диапазоне до 16-130% от номинальной, избегать многократных пусков-остановов и связанных с ними высоких пусковых токов, кратного резервирования мощности и износа электротехнического оборудования. В этой технологии необходимо изменять частоту тока, питающего асинхронный привод, для чего используются специальные преобразователи (также дорогостоящие), сначала выпрямляющие переменный ток, а затем обеспечивающие ток частоты, отличной от промышленной. Такие многократные преобразования значительно снижают эффективность и надежность системы, увеличивают ее стоимость. Логично перейти если не к приводу постоянного тока, то хотя бы к однократному преобразованию постоянного тока от солнечных батарей в ток нужной асинхронному приводу в данный момент частоты. До недавнего времени привод постоянного тока, особенно бесщеточный, был дорогой экзотикой, однако, развитие электротранспорта значительно снизило стоимость BLDC-моторов и продвинуло управление ими в широком диапазоне. Тепловые насосы (холодильные машины) с питанием от постоянного тока хотя и востребованы для теплохладоснабжения автономных домов, на данный фактически производятся лишь в качестве автомобильных устройств.

Проект реализуется при поддержке “Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере” № 4341ГС1/70539 (программа “Старт-1”).

Литература

1. Beer C. et al. Protection of Permafrost Soils from Thawing by Increasing Herbivore Density // *Scientific Reports*. 2020. V. 10, № 1. P. 4170.
2. Biskaborn B. K., et al. Permafrost is warming at a global scale // *Nature Communications*. 2019. V. 10, №1. P. 264.
3. Chen L. et al. Numerical simulation on the performance of thermosyphon adopted to mitigate thaw settlement of embankment in sandy permafrost zone // *Applied Thermal Engineering*. 2018. V. 128. P. 1624-1633.
4. Ci Z. et al. Permafrost Thaw Dominates Mercury Emission in Tibetan Thermokarst Ponds // *Environmental Science & Technology*. 2020. V. 54, № 9. P. 5456-5466.
5. Hu T.-f et al. Design and experimental study of a solar compression refrigeration apparatus (SCRA) for embankment engineering in permafrost regions // *Transportation Geotechnics*. 2020. V. 22. P. 100311.
6. Jakob U. *Solar Cooling Technologies*, 2016. P. 119-136.
7. Jiang L. et al. Effects of warming on carbon emission and microbial abundances across different soil depths of a peatland in the permafrost region under anaerobic condition // *Applied Soil Ecology*. 2020. V. 156. P. 103712.
8. Li G. et al. Field observations of cooling performance of thermosyphons on permafrost under the China-Russia Crude Oil Pipeline // *Applied Thermal Engineering*. 2018. V. 141. P. 688-696.
9. Loktionov E. Y., Sharaborova E. S., Shepitko T. V. A sustainable concept for permafrost thermal stabilization // *Sustainable Energy Technologies and Assessments*. 2022. V. 52. P. 102003.
10. Luo J. et al. Field experimental study on long-term cooling and deformation characteristics of crushed-rock revetment embankment at the Qinghai–Tibet Railway // *Applied Thermal Engineering*. 2018. V. 139. P. 256-263.
11. Post E. et al. The polar regions in a 2°C warmer world // *Science Advances*. 2019. V. 5, № 12. P. eaaw9883.
12. Qin Y. et al. An experimental study of reflective shading devices for cooling roadbeds in permafrost regions // *Solar Energy*. 2020. V. 205. P. 135-141.
13. Sharaborova, E.S., Shepitko, T.V., Loktionov, E.Y. Experimental Proof of a Solar-powered Heat Pump System for Permafrost Thermal Stabilization. Preprints 2021, 2021120288
14. Streletskiy D. A. et al. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14, № 2. P. 025003.
15. Thawing Permafrost: Permafrost Carbon in a Warming Arctic. / Van Huissteden K., 2020.
16. Wang T. et al. Influence of hydration heat on stochastic thermal regime of frozen soil foundation considering spatial variability of thermal parameters // *Applied Thermal Engineering*. 2018. V. 142. P. 1-9.
17. Yinfei D. et al. Cooling permafrost embankment by enhancing oriented heat conduction in asphalt pavement // *Applied Thermal Engineering*. 2016. V. 103. P. 305-313.
18. Локтионов Е.Ю. и др. «Способ термостабилизации многолетнемерзлых грунтов». Патент РФ на изобретение № 2 748 086.

НЕКОТОРЫЕ ИННОВАЦИОННЫЕ ПРОЕКТЫ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Хрусталеv Л.Н.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,
Кафедра геокриологии, Москва, Россия; e-mail: lev_kh@rambler.ru

В докладе рассматриваются проблемы, возникающие при хозяйственном освоении континентального шельфа арктических морей с целью разработки углеродных месторождений. Предлагаются некоторые способы решения этих проблем с помощью ледовых и ледогрунтовых островов. Эти острова обеспечивают высокую надежность добычных работ и позволяют осваивать участки акватории на глубинах, доселе недоступных для стационарных стальных и железобетонных буровых платформ.

SOME INNOVATIVE PROJECTS OF ECONOMIC DEVELOPMENT OF THE ARCTIC SHELF

Khrustalev L.N.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow, Russia; e-mail: lev_kh@rambler.ru

The report considers the problems arising during the economic development of the continental shelf of the Arctic seas in order to develop carbon deposits. Ways of solving these problems with ice and ice-ground islands are proposed. These islands provide high reliability of exploitation and allow to develop areas of the water area at till-today inaccessible depths for stationary steel and reinforced concrete drilling platforms.

Введение

Хозяйственное освоение шельфа арктических морей прежде всего осложняется наличием льда, надводного и подводного. Надводный лед, дрейфуя под действием ветра и течений, оказывает давление на гидротехнические сооружения, превосходящее штормовые давления волн при ураганных ветрах. Так, например, измеренные значения давлений на гидротехнические сооружения, расположенные в открытом море составляют: ветра 2 кПа, волны 96-144 кПа, перемещающихся ледяных полей 2880 кПа. Известны случаи переворота буровых стационарных платформ из-за навалов льда. Подводный лед формирует особые свойства породы, зависящие от ее температуры и засоленности. А поскольку добываемый из Земли флюид (нефть или газ) имеет высокую положительную температуру, то со временем происходит растепление мерзлых грунтов оснований гидротехнических сооружений, которое в сочетании с действием надводного льда приводит к потере их устойчивости.

Самыми устойчивыми сооружениями на шельфе являются грунтовые острова, используемые для бурения на нефть и газ. Они состоят из трех частей: подводной, надводной и защитного парапета. Чаще всего подводная часть создается односторонним намывом и имеет незакрепленный пляжный откос крутизной от 1:15 до 1:20; надводная – насыпным способом с закрепленным откосом крутизной от 1:3 до 1:5; защитный парапет возводится из камня или мешков с песком в виде призмы с крутизной откоса 1:2. Комбинированные откосы (сочетание намывных и насыпных откосов) имеют преимущества над остальными, ибо малые глубины на пологих подводных откосах летом способствуют разрушению морских волн, которые по пути вдоль откоса уменьшают высоту и теряют большую часть энергии, зимой - разрушению наползающих на остров ледяных полей, с образованием защитного пояса из битого льда.

В качестве крепления откоса надводной части обычно используются синтетические полипропиленовые мешки с песком или гравием объемом 0,4-2,0 куб. м, иногда мешки с цементным раствором (одна часть цемента и 4 части инертных), поверх которых укладывается стальные тросовые сети для удержания мешков на откосе. Под крепление укладывается фильтр (геотекстиль) [4].

1. Грунтовые острова по своему назначению подразделяются на разведывательные и эксплуатационные. Разведывательные острова имеют относительно небольшой срок службы, до 3 лет, эксплуатационные – до 30 лет. Конструктивные параметры островов зависят от климатических, гидрографических, гидрологических, геологических и мерзлотных условий района их расположения и определяются расчетом [7]. В качестве примера приведем некоторые цифры для островов, расположенных в море Бофорта на глубинах до 10 м, где они впервые были возведены.

Разведывательный остров:

- принимается круглая форма острова в плане с диаметром рабочей площадки 122 м;

- возвышение территории острова над уровнем моря 3,4 м;

- высота защитного парапета не менее 1,5 м.

Эксплуатационный остров:

- размеры острова в плане определяются оборудованием и технологией работ, обычно диаметры островов назначаются равными 183 м (в общем случае в диапазоне 183-305 м);

- возвышенно территории острова над уровнем моря 4,6 м;

- высота защитного парапета не менее 2,4 м.

Несмотря на высокую надежность грунтовые острова из-за большого объема строительного материала получили распространение только на мелководье. С увеличением глубины моря они по своим экономическим показателям уступают стальным и железобетонным стационарным платформам. Граница раздела проходит примерно на глубинах 10 м. По нашему мнению, эту границу можно существенно сдвинуть в сторону моря, если использовать в качестве строительного материала островов материал, которого в Арктике в избытке, а именно морской и континентальный (пресноводный) лед.

Лед является хорошим строительным материалом, но обладает и отрицательным свойством – пластическими деформациями, которые проявляются даже при малых нагрузках, в том числе под действием собственного веса [1]. В результате этого большинство конструкций из льда непрерывно деформируются и, не разрушаясь, изменяют очертания. Эти деформации обычно не дают возможности полностью использовать прочность льда, обуславливая то, что основным критерием устойчивости конструкций из таких материалов становятся не их прочностные характеристики, а параметры ползучести и уплотняемости. Конструкции из льда считаются деформативно устойчивыми в том случае, когда их конечные деформации за расчетный период эксплуатации не превышают допустимых величин.

Несмотря на перечисленный недостаток льда, как строительного материала, он широко используется при возведении фортификационных сооружений и ледовых переправ через водные преграды. Что касается его применения при строительстве морских платформ, то это предложение, несмотря на его перспективность, пока не получило промышленного воплощения и находится на стадии опытного применения, проектной проработки или просто идеи. Некоторые из них, разработанные нами на уровне изобретений, рассматриваются ниже.

Использование морского льда.

Разработанный нами ледогрунтовый остров [3] состоит из замороженного на обрезанную по периметру буровой платформы льдину морской воды, укрытой грунтом на величину слоя сезонного оттаивания. Вокруг подводной части ледяного тела и частично надводной на величину набега волны и напоязания льда устроена грунтовая призма, в которую установлена замораживающая система в виде ряда сезонно-действующих охлаждающих установок (СОУ), погружаемых через грунтовую призму в дно моря. Высота призмы принята равной высоте надводной части грунтового острова, включая защитный парапет.

Сооружение острова осуществляется следующим образом. На ледяном покрове намечают контур будущего сооружения, по контуру обрезают лед и устанавливают майну. На вырезанную карту производят намораживание воды, которая образует ледяное тело. Под действием веса ледяного тела карта опускается на дно моря. Далее в майну насыпают песок, доставляемый с берега самосвалами по ледяному покрову или намываемый земснарядом, с образованием призмы, в центре которой устанавливают замораживающие колонки, с помощью которых призму смораживают с дном моря и поддерживают в мерзлом состоянии в период эксплуатации острова. Надводную часть

ледяного тела покрывают слоем песка, превышающим глубину его сезонного оттаивания. На откос грунтовой призмы, если он не пляжный укладывают крепление. Пляжный откос не крепится. Ледогрунтовый остров возводят за один морозный период.

Намороженное ледяное тело острова не имеет положительной плавучести, это означает, что его надводная часть превышает глубину моря (с учетом наката волны) не менее, чем на 1/6. В остальном ледогрунтовый остров удовлетворяет тем же требованиям, которые предъявляются к грунтовым островам. Дополнительно производится только расчет на деформативную устойчивость ледяного тела.

Экономические расчеты показывают, что ледогрунтовый остров будет дешевле стальной платформы при глубинах моря до 38 м. Однако глубина моря, осваиваемая ледогрунтовым островом, соответствует не только экономической целесообразности этой технологии, но и возможностям естественного намораживания ледяного тела нужной высоты в конкретных метеорологических условиях за один морозный период.

Интенсивность тонкослойного намораживания льда из пресной воды обычно оценивают по формуле В.А. Бобкова [8]. Проведенные по этой формуле расчеты показали, что возможности намораживания льда за один морозный период на западе арктического побережья России составляют от 15 до 35 м, на востоке – от 35 до 55 м. Интенсивность намораживания морской воды на 20 % меньше. Из этих цифр следует, что описанный ледогрунтовый острова технически возможно возводить в акваториях, где глубина моря не превышает 10 – 23 м на западе Арктики и 23 – 37 м на востоке.

Подводя итог отметим, что рассмотренная конструкция позволяет: перекрывать глубины в 2-3 больше глубин, перекрываемых грунтовыми островами; в пределах перекрываемых глубин быть более дешевой конструкцией, чем стальные стационарные платформы; обеспечить высокую надежность в течении всего срока эксплуатации; обеспечить восстановление нарушенных природных условий после окончания эксплуатации за счет снятия волновой защиты острова и его уничтожения морем естественным путем.

Использование континентального льда

Предлагаемый нами ледяной остров представляет собой посаженный на дно моря айсберг. Айсбергом принято называть сползший в море отколовшийся от ледника массив пресноводного льда, выступающий над водой не менее 5 м. В северных морях не редко встречаются айсберги как на открытой воде, так и в дрейфующем льду и припае. Первые из них представляют большую опасность для гидротехнических сооружений и их часто называют «убийцами морских платформ». Идея превратить айсберг из противника хозяйственной деятельности человека в союзника зрела давно. И впервые о ней заговорили в 1942 г. во время Второй мировой войны. Тогда был разработан проект военного аэродрома на айсберге, который широко обсуждался в английских военных кругах, однако не был реализован.

В 1982 г. В.Д. Смирновым, С.Э. Городецким и Л.Н. Хрустальевым была предложена идея посадить айсберг на дно моря и использовать в качестве буровой платформы. Эта идея была признана изобретением [5]. Учитывая, что отношение подводной части к надводной массива пресноводного льда в морской воде составляет 87%, глубины которые можно будет перекрывать с помощью айсбергов будут более 33,5 м. Вопрос заключается лишь в том, где найти нужный айсберг, как его переместить к месту установки и как его посадить на дно моря. При этом для буровой платформы нужен будет не просто айсберг, а только столовый, линейные размеры которого должны превышать линейные размеры технологической площадки по крайней мере в 1.5 раза (запас на разрушение за время эксплуатации краев ледяного тела на воздухе и в воде).

На Земле имеется несколько районов образования айсбергов: Гренландия, Новая Земля, Шпицберген, Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, острова Канадского Арктического архипелага, Антарктида. Ежегодно выводные ледники Гренландии образуют 10-15 тыс. айсбергов от 0,4 до 1,6 млн. т. каждый. Наибольшие из них достигают длины до 2 км при общей толщине 300 м. Нужный айсберг находится с помощью спутника или самолета.

Следующая проблема – доставка айсберга к месту установки. В настоящее время в Канаде имеется практический опыт буксировки айсбергов с маршрутов судоходства и линий дрейфа, пересекающих места расположения морских платформ. Самый большой из отбуксированных айсбергов был длиной 112 м, шириной 85 м и общей толщиной 182 м. Его буксировал обычный грузовой корабль со скоростью 1 миля в час. В России буксировка айсбергов началась в 2016 г. Осенью этого года в Карском море был проведен эксперимент по буксировке айсбергов. По сообщению агентства РИА Новости от 10 октября 2016 г. ледоколом «Капитан Драницын» было отбуксировано 18 айсбергов, при этом самый крупный из них превысил миллион тонн.

Последняя проблема - посадка на дно моря. Для этого айсберг должен иметь осадку в воде несколько меньшую, чем глубина моря в месте установки. После буксировки его нагружают балластом и он садится на дно. Величина балласта должна обеспечивать не только отрицательную плавучесть айсберга, но и его устойчивость на действие горизонтальных нагрузок. В качестве балласта может использоваться лед, послойно намораживаемый из морской воды или грунт со дна моря. Посадка айсберга на дно и его устойчивость могут быть достигнуты за счет изменения его плавучести с помощью направленного взрыва [6]. Эта идея реализуется следующим образом. На месте обнаружения направленным взрывом откалывается некоторый объем надводной части – айсберг всплывает, на месте установки – подводной – айсберг теряет часть плавучести и садится на дно. При этом независимо от способа посадки на дно моря, дневная поверхность айсберга во избежание оттаивания ледяного тела летом покрывается слоем грунта на величину сезонного оттаивания. Что касается боковых сторон айсберга, то их защита от разрушения на воздухе и в воде в результате процессов термоденудации и термоабразии практически не возможна, поэтому айсберг должен быть существенно больше технологической площадки на величину этих разрушений. Последняя зависит от метеорологических и гидрологических условий района посадки айсберга на дно и времени его эксплуатации. Эта величина определяется расчетом [1].

Преимущество айсберга в качестве буровой платформы по сравнению со всеми другими очевидно. Огромный массив пресноводного льда для своего создания не требует капитальных вложений, достаточно однороден по своему составу и строению, сохраняет прочность даже тогда, когда окружающий ледовый покров теряет ее вследствие летнего таяния. Благодаря огромной массе и запасу холода сидящий на дне айсберг за счет гравитационных сил и сил смерзания с дном моря сохраняет устойчивость при всех нагрузках и воздействиях, включая ледовые, ветровые и волновые. Так наблюдения, проведенные С.Э. Городецким в Антарктиде, показали [3], что даже в летние месяцы, в период таяния и наиболее интенсивных ледовых подвижек, посаженные морским течением на мель айсберги хорошо противостоят внешним воздействиям. Главной причиной является то обстоятельство, что они состоят из пресноводного льда, который значительно прочнее морского. Что касается естественного таяния, то в высоких широтах оно незначительно: ледяные массивы обладают большим запасом холода. Измерения, проведенные в Антарктиде на базе «Дружная 1», показали, что температура айсберга, образованного из шельфового льда ледника Фильхнера, достигает минус 30⁰С.

Большим преимуществом платформы из айсберга является еще и то, что она позволяет осваивать глубины до 200 и более метров.

Таким образом, на сегодняшний день известно, где и как находить айсберги нужных размеров, как их буксировать и как осаживать на дно моря. Это, на наш взгляд, открывает широкие возможности для решения проблемы хозяйственного освоения арктического шельфа.

Заключение

Хозяйственное освоение Арктики требует больших усилий и материальных затрат, которые можно существенно сократить, если на службу поставить саму суровость Арктики, а именно мороз и лед. Предложения, как сделать это, изложены в настоящем докладе. Они позволят значительно сократить затраты на строительный материал для гидротехнических сооружений и его транспортировку, а также обеспечить высокую надежность сооружений. Внедрение этих предложений в практику явится новым шагом технического прогресса в деле освоения природных ресурсов арктических морей.

Литература

1. *Войтковский К.Ф.* Расчет сооружений из льда и снега. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 136 с.
2. *Городецкий С.Э., Хрусталева Л.Н., Садовский А.В.* Способ возведения ледяной платформы. № 1092241, Бюл. № 18, 1984.
3. *Городецкий С.Э., Хрусталева Л.Н.* Айсберг – буровая платформа // Наука в СССР, № 3, 1991. С. 93-97.
4. *Джефриз М.Дж., Роджерз Б.Т., Стьюарт Х.Р.* Строительство островов в канадской шельфовой зоне моря Бофорта // Труды 17-й ежегодной конференции по морским технологиям, 6-9 мая 1985 г., Хьюстон, США, 1985, С. 131-140.
5. *Смирнов В.Д., Городецкий С.Э., Хрусталева Л.Н.* Способ создания ледяной опоры. А.С. № 914712, Бюл. № 13, 1982.
6. *Смирнов В.Д., Городецкий С.Э., Хрусталева Л.Н.* Способ создания ледяной опоры. А.С. № 1084364, Бюл. № 13, 1984.
7. *Соколов В.Ф.* Морские инженерные сооружения. Ч. I. Морские буровые установки: Учебник. СПб.: Судостроение, 2003. 535 с.
8. *Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Физико-географические закономерности формирования искусственных фирново-ледяных массивов // Лёд и Снег · 2014 · № 2 (126), с 113-119.

ДЕФОРМАЦИИ ЗДАНИЙ НА ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ В ПОСЕЛКЕ АМДЕРМА

Черняк Ю.В.¹, Брушков А.В.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1,
М

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1,
М

Аннотация. Рассмотрены особенности строительства и текущее состояние инженерных сооружений на Арктическом побережье. Собраны данные по климатическим и мерзлотным условиям и их динамике для исследуемой территории. Проведена характеристика зданий поселка и выделены типы деформаций оснований. Обозначены основные причины деформации зданий в поселке Амдерма.

DEFORMATIONS OF BUILDINGS ON SALINE FROZEN SOILS IN AMDERMA

Cherniak Y.V.¹, Brouchkov A.V.²

¹Federal State Budget Educational Institution of Higher Education M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow, 1 Leninskiye Gory, yuchernyak@mail.ru

²Federal State Budget Educational Institution of Higher Education M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow, 1 Leninskiye Gory, brouchkov@hotmail.com

Annotation. The features of construction and the current state of engineering structures on the Arctic coast are considered. Data were collected on climatic and permafrost conditions and their dynamics for the study area. The characteristics of the buildings of the settlement are carried out and the types of deformations of the bases are distinguished. The main reasons for the deformation of buildings in the village of Amderma are indicated.

В настоящее время в поселке Амдерма большинство зданий деформировано. Состояние пригодных для эксплуатации объектов с каждым годом ухудшается.

Начало исследований засоленных мерзлых грунтов как оснований сооружений относится к 1958 г., когда при анализе причин деформации зданий в пос. Амдерма Ю.Я.Велли обратил внимание на то, что грунты оснований при температуре $-3,0 - 4,5^{\circ}\text{C}$ внешне мерзлые с наличием кристаллов льда легко "мялись" руками, находясь в пластично-мерзлом состоянии. При этом было отмечено, что на территории площадки, подвергавшейся трансгрессии моря, не могло не остаться его "следов", в том числе солей. Это легло в основу выдвинутой автором гипотезы, что одной из причин деформации зданий может быть наличие в вечномерзлых грунтах легкорастворимых солей. Разработка гипотезы в плановом порядке началась на Амдерминской мерзлотной станции в 1959 г [2].

Экспериментальные работы по изучению физико-механических и прочностных свойств засоленных мерзлых грунтов (включая реологические характеристики), всех аспектов взаимодействия этих грунтов с фундаментами, а также разработка методики исследований проводились в Амдерминской мерзлотной лаборатории [2]. Были отмечены повышенная сжимаемость засоленных вечномерзлых грунтов под нагрузкой, снижение величин эквивалентного сцепления и сопротивления сдвигу по боковым поверхностям с фундаментом.

Проведем обзор имеющихся данных по деформациям зданий поселка на основе отчетов Амдерминской мерзлотной станции.

Здание ДЭС построено по 2 принципу строительства, с допущением оттаивания (Провести исследования и разработать рекомендации по обеспечению устойчивости здания ДЭС). Из-за образования чаши оттаивания в основании и перехвата надмерзлотных вод в зимний период происходило значительное переувлажнение основания и подъем их уровня.

После начала эксплуатации произошло оттаивание подсыпки с ее сильной осадкой и уплотнением, что привело к деформациям полов. Оттаивание скального трещиноватого, выветренного и, вероятно, содержащего лед массива известняков привело к его разуплотнению и осадкам, следствием которых были деформации и разрушения стен и фундаментов. Наиболее активно процессы деформирования происходили в период оттаивания подсыпки и верхнего, наиболее трещиноватого слоя известняков. Далее деформации практически не фиксируются, однако возможны дальнейшие небольшие деформации (Провести исследования и разработать рекомендации по обеспечению устойчивости здания ДЭС).

Исследованиями лаборатории АНИМС в 1988-89 году прочности смерзания с бетоном засоленных грунтов п-ва Ямал показана их слабая смерзаемость (Комплексные инженерно-геологические исследования для строительства пристройки к школе в п. Амдерма).

Весной 1989 г. на территории летного поля проведена снегомерная съемка. Высота снежного покрова определялась более чем в 380 точках в различных ПТК. Выполнено более 80 определений плотности снежного покрова. Полученный материал позволил установить закономерности распределения снежного покрова по ПТК. Установлено, что величина мощности снежного покрова зависит в основном от его ветрового и техногенного перераспределения. Исследовались пучинистые свойства грунтов и их загрязненность нефтепродуктами. Составлена инженерно-геологическая карта

Амдерминской песчаной косы (территория аэропорта) масштаба 1:5 000. Для каждого генотипа отложений измерена засоленность (Изучить свойства мерзлых пород и разработать прогноз развития криогенных процессов Амдерминского района).

Амдерминской научно-исследовательской мерзлотной станцией ПНИИС Госстроя СССР в марте 1987 проведено предварительное инженерно-геологическое обследование под перспективное строительство территории БПО «Синькие Нос». На исследуемой территории, учитывая перспективное строительство бани, столовой и дизельной АНГРЭ, а также полное отсутствие сведений по инженерной геологии, было пробурено 10 скважин (Предварительное инженерно-геологическое обследование территории БПО Синькин Нос АНГРЭ).

АНИМС в мае 1986 года проведено инженерно-геологическое обследование площадки строительства прачечной Амдерминской поселковой больницы. При инженерно-геологическом обследовании территории строительства установлено, что находящееся в аварийном состоянии старое здание прачечной деформировалось в результате растепления грунтов основания в процессе ее эксплуатации. Под зданием, вероятно, залегают талые (растепленные) грунты. Распространение их в плане ограничено размерами здания. Сведения о глубине растепленного слоя грунтов основания, их температуры, влажности и засоленности можно получить при бурении центральной скважины после разборки здания (Инженерно-геологическое обследование площадки строительства прачечной поселковой больницы пос. Амдермы).

Амдерминской НИМС ПНИИС Госстроя СССР в декабре 1987 г. проведено инженерно-геологическое обследование площадки строительства КБО Амдерминской НГРЭ. Даны следующие рекомендации: «Строительство КБО следует осуществлять по I принципу, на свайном фундаменте, с проветриваемым подпольем. Глубина заложения свай должна быть не менее 4 м от поверхности грунта. Высота подполья должна приниматься не менее 1 м от поверхности спланированного грунта в подполье до низа выступающих конструкций перекрытия. Для планировки рекомендуется использовать подсыпки. Ввиду существенного засоления грунтов, помимо расчета свай по несущей способности, необходим расчет по деформациям. Рекомендуется проведение контрольных испытаний свай» (Заключение по инженерно-геологическому обследованию площадки строительства КБО Амдерминской НГРЭ).

В книге А.В. Брушкова [1] подробно рассмотрены деформационные и реологические свойства мерзлых засоленных грунтов. В отдельной части подробно рассматривается несущая способность засоленных многолетнемерзлых грунтов, а также даются практические рекомендации для проектирования и строительства инженерных сооружений на Арктическом побережье. Автор указывает на то, что опыт строительства на засоленных мерзлых грунтах Арктического побережья ограничен и касается в основном небольших поселков с легкими, часто временными зданиями и сооружениями. Застройки этих поселков начались в 30-е - 50-е годы 20 века. Автор приводит несколько примеров строительства зданий в п. Амдерма и подводит итоги. Среди причин деформаций - неточная оценка несущей способности оснований.

Проведем анализ современного состояния вопроса для других территорий распространения мерзлых засоленных пород.

В работе [8] авторы связывают недопустимые осадки трехэтажного здания, построенного в 1986 г. в Барроу (Аляска), с содержанием в мерзлых грунтах солей до 35 частей на тысячу. Здание возведено на стальных трубчатых сваях, средняя глубина составила около 4,7 м. Исследование грунтов показало, что слой насыпи из илистого песка имеет мощность около 1,5 м и перекрывает слой льда и льдистого ила мощностью 1 м. Ниже льдистых грунтов залегает илисто-песчаный грунт с умеренной льдистостью.

Данные обследования показали, что темпы оседания тесно связаны с температурой грунта. Оседание сваи было эффективно остановлено путем размещения слоя изоляции на поверхности земли. Изоляция уменьшила амплитуду сезонных температур грунтов и обеспечила более низкие температуры в конце лета, что, по мнению авторов, остановило осадку. Авторы приходят к выводу, что содержание солей необходимо учитывать при проектировании свайных фундаментов в условиях вечной мерзлоты. Ползучесть мерзлых грунтов заметно зависит от солености порового флюида и незначительных перепадов температуры [8].

Согласно В.Т. Трофимову [4] своеобразие инженерно-геологических особенностей мерзлых засоленных грунтов определяется большим содержанием по сравнению с другими мерзлыми грунтами количества незамерзшей воды и ухудшением в связи с этим их физико-механических свойств.

Авторы [7] провели изучение влияния типа грунтов, температуры и засоленности на прочность трех различных мерзлых грунтов в условиях испытаний без ограничений с постоянной скоростью деформации. Для измерения прочности засоленных мерзлых грунтов использовались три разных по гранулометрическому составу грунта: однородный мелкий песок; илистый песок, и очень мелкий илистый песок. На протяжении всей программы испытаний изучались три варианта засоления (5, 10 и 30 ppt) и незасоленный случай. Этот диапазон солености был выбран, чтобы представить естественную соленость, встречающуюся в арктических прибрежных сообществах; варианты 5 ppt представляют собой почвы с низкой засоленностью, а случаи 30 ppt представляют собой почвы с высокой засоленностью, соленость которых близка к солености морской воды при 35 ppt. Испытания на сжатие проводили при постоянной скорости деформации и различных температурах (-12, -10, -7, -5°C). Было установлено, что повышение температуры и солености вызывает значительную потерю прочности.

В работе [9] испытывался мерзлый засоленный ил при трехосном сжатии с высокими скоростями деформации при температурах, близких к замерзанию порового раствора (-3,9°C и -2,4°C.). Было установлено, что прочность на сдвиг τ_{\max} замороженного солевого ила увеличивается с понижением температуры.

В статье [5] рассматриваются факторы, относящиеся к проектированию и испытаниям свай в засоленных мерзлых грунтах, а также описываются результаты испытаний с постоянной скоростью смещения на модельных сваях. К факторам, влияющим на несущую способность свай, авторы относят температуру грунта, засоленность грунта, шероховатость поверхности свай, материал обратной засыпки свай, диаметр свай и др. Авторы утверждают, что несущая способность свай снижается не менее чем на 50 % при солености до 5 ppt, на 65-85 % при 10 ppt и на целых 90 % при 115 ppt.

Результаты испытаний на модельных сваях показали, что для условий, когда поверхность свай не контактировала с засоленными грунтами, увеличение засоленности грунтов резко снижает ее прочность на сдвиг, что приводит к сопутствующему снижению несущей способности свай. Однако при солености до 10 ppt несущая способность свай, засыпанных песком, по-прежнему зависела от их способности к смерзанию. Также показано, что влияние засоления на несущую способность свай двоякое: оно резко снижает прочность смерзания при низких значениях засоления, а также снижает прочность естественного грунта. Было показано, что соленость засыпки из илистого песка (шламовой породы) снижает прочность смерзания примерно на 80 и 99% при солености 10 и 30 частей на тысячу соответственно. Испытания, проведенные с разной засоленностью естественной почвы при одной и той же температуре, показали снижение напряжения сдвига (при заданном смещении) на 25–50%, 80–70% и 95% при увеличении засоления естественной почвы до 10, 20 и 30 ppt соответственно [5].

При решении геотехнических задач следует помнить, что для ряда районов Арктики характерно наличие криопэгов. Так, по данным [10] в долине Адвентдален на Шпицбергене (Норвегия) по данным геофизики и бурения под слоем мерзлого грунта мощностью 3-10 м и до максимальной глубины 20 м обнаружены криопэги. Ниже залегает немерзлый грунт.

Согласно [6] разрез грунтов на участке Адвентдален (в Долине Адвента ок. 5 км к востоку от поселка Лонгйир) состоит из песчано-глинистого ила (0–3 м; D3), подстилаемого илистым песком (3–16 м; D2) и глиной или илистой глиной (16–30 м; D1). Верхние 2–3 м вечной мерзлоты обогащены линзами сегрегированного льда. Разрез второго исследуемого в статье участка под названием UNIS East (к востоку от Университетского центра на Шпицбергене (UNIS)) состоит из гравийно-алевритового песка (от 0 м до 3 м; U3), подстилаемого алевритовой глиной (U2), перекрывающего диамиктон (U1). В приповерхностном крупнозернистом грунте на участке UNIS East ярко выраженной льдистой зоны не выделяется. На обоих участках обнаружена засоленная вечная мерзлота. Минерализация поровых вод колеблется от 1,0 до 79 ppt.

Согласно профилям солености поровой воды на участке Адвентдален минимальная соленость была в слое D3, где она колебалась от 1,0 до 4,8 ppt. Соленость обычно увеличивалась в направлении вниз по керну в пачке D2, достигая максимальных значений 72 ppt при глубине 16 м. Эта закономерность, вероятно, объясняется вытеснением растворенных веществ поровой воды вниз перед продвигающимся фронтом замерзания во время роста вечной мерзлоты. Минерализация в блоке D1 варьировалась между скважинами и колебалась от 32 до 79 ppt [6].

Профили солености поровых вод для буровых площадок UNIS East показали следующее. Самые низкие значения (от 1,0 до 14 ppt) были обнаружены на объекте U3 с более высокими значениями на большей глубине. В целом соленость увеличивалась в направлении вниз по керну через пачку U2 к основанию, где она достигла значений от 40 до 54 ppt. Значения солености от 30 ppt до 32 ppt характерны для пачки U1 [6].

На участке Адвентдален полевые исследования выявили наличие криопегов (карманов криотизированного незамерзшего грунта) между ок. 12 м и глубиной 18 м. Считается, что криопэги также присутствуют на площадке UNIS East [6].

В статье [3] обосновывается необходимость применения легких проветриваемых фундаментов (взамен массивных) на компрессорных станциях на территории месторождений полуострова Ямал. Автор отмечает, что повышение температуры приводит к изменению несущей способности засоленных мерзлых грунтов полуострова даже в отрицательном диапазоне температур.

Обзор показал, что в настоящее время существует небольшое количество данных о деформации инженерных сооружений на засоленных мерзлых грунтах на Арктическом побережье. Многие аспекты, связанные с особенностями и типами деформаций сооружений, а также с причинами их вызвавшими в данный момент неизвестны.

Литература

1. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. Москва: Изд-во МГУ, 1998.
2. Велли, Ю.Я. Исследования засоленных вечномерзлых грунтов Арктического побережья (обзор) / Ред. С.С. Вялов. М.: Наука, 1990. С. 9-20.
3. Козлов С. И., Тюрин М. А. Применение легких проветриваемых фундаментов под ГПа на компрессорных станциях в сложных геологических условиях Ямальской группы месторождений // Территория Нефтегаз. 2013. №10.
4. Трофимов В.Т., Красилова Н.С. Засоленные мерзлые грунтовые толщи Арктического побережья России и их инженерно-геологические особенности // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. №4. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/zasolennye-merzlye-gruntovye-tolschi-arkticheskogo-poberezhya-rossii-i-ih-inzhenerno-geologicheskie-osobennosti>.

5. Biggar, Kevin & Segó, David. (2011). The strength and deformation behaviour of model adfreeze and grouted piles in saline frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*. 30. 319-337. 10.1139/t93-027.
6. Gilbert Graham L., Instanes Arne, Sinitsyn Anatoly O., Aalberg Arne. Characterization of two sites for geotechnical testing in permafrost: Longyearbyen, Svalbard[J]. *AIMS Geosciences*, 2019, 5(4): 868-885. doi: 10.3934/geosci.2019.4.868
7. Hivon, E.G. & Segó, David. (1995). Strength of frozen saline soils. *Canadian Geotechnical Journal*. 32. 336-354. 10.1139/t95-034.
8. Miller, D.L., and Johnson, L.A. 1990. Pile settlement in saline permafrost: a case history. *Proceedings, 5th Canadian Permafrost Conference, Quebec, Que.*, pp. 371-378.
9. Sinitsyn, Anatoly & Løset, Sveinung. (2011). Strength of frozen saline silt under triaxial compression with high strain rate. *Soil Mechanics and Foundation Engineering*. 48. 10.1007/s11204-011-9148-2.
10. Tavakoli Saman, Gilbert Graham, Kydland Lysdahl Asgeir Olaf, Frauenfelder Regula, Forsberg Cathinka Schaanning. Geoelectrical properties of saline permafrost soil in the Adventdalen valley of Svalbard (Norway), constrained with in-situ well data, *Journal of Applied Geophysics*, Volume 195, 2021. 104497, ISSN 0926-9851, <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104497>.

ОЦЕНКА НЕГАТИВНОГО ВЛИЯНИЯ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТРАНСПОРТНУЮ ИНФРАСТРУКТУРУ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

Юров Ф.Д.¹, Гребенец В.И.¹

1 - Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия; vgreb@inbox.ru

Тренды к потеплению климата оказывают негативное воздействие на состояние транспортной инфраструктуры в Арктическом регионе, что во многом связано с активизацией опасных криогенных процессов. Объекты линейной транспортной инфраструктуры при этом являются наиболее уязвимыми, что обусловлено их большой протяженностью и непрерывностью. Для территории Западного сектора Арктики была произведена оценка риска для объектов инфраструктуры от активизации шести основных групп криогенных процессов (морозобойного растрескивания, наледеобразования, морозного пучения, склоновых процессов, термоэрозии и термоабразии берегов, термокарста) и рассчитана интегральная оценка риска.

ASSESSMENT OF THE NEGATIVE IMPACT OF CRYOGENIC PROCESSES ON THE TRANSPORT INFRASTRUCTURE OF THE WESTERN SECTOR OF THE ARCTIC

Iurov F.D.¹, Grebenets V.I.¹

1 – Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia; vgreb@inbox.ru

Trends towards climate warming have a negative impact on the state of transport infrastructure in the Arctic region, which is largely due to the activation of dangerous cryogenic processes. At the same time, the objects of linear transport infrastructure are the most vulnerable, due to their large length and continuity. For the territory of the Western sector of the Arctic, an assessment was made of the risk for infrastructure facilities from the activation of six main groups of cryogenic processes (frost cracking, icing, frost heaving, slope processes, thermal erosion and coastal thermoabrasion, thermokarst) and an integral risk assessment was calculated.

Введение

Западный сектор Российской Арктики является стратегически важным и перспективным для развития регионом. Здесь расположены крупные месторождения топливных ресурсов и населенные пункты, требующие для своего функционирования обширной сети транспортной инфраструктуры (газо- и нефтепроводы, автомобильные и железные дороги, аэропортовые комплексы и др.). Однако, данная территория весьма дифференцированные мерзлотно-геологические условия в различных типах ландшафтов. Подобная мозаичность значительно осложняет обеспечение устойчивости инфраструктуры. Кроме того, освоение новых производственных площадок, строительство и эксплуатация транспортных объектов зачастую активизирует опасные криогенные процессы. Ситуация с состоянием арктической инфраструктуры ухудшается

в связи с изменениями климата в высоких широтах, прежде всего, повышением температуры наружного воздуха и увеличением снежности [1, 3] – оба фактора негативно влияют на состояние вечной мерзлоты, в том числе, на несущую способность вмороженных фундаментов.

Методика

Для оценки риска для инфраструктуры был произведен отбор наиболее опасных криогенных процессов: морозобойное растрескивание, наледи, морозное пучение, склоновые движения, термоэрозия и термоабразия берегов, термокарст. По результатам полевых наблюдений, изучения литературных и фондовых источников, а также при анализе космических снимков разного разрешения была произведена оценка степени риска по трем основным показателям: степень пораженности криогенным процессом территории муниципальных образований (для небольших населенных пунктов в радиусе 8-10 км), продолжительности воздействия и вероятности их проявления (раз в 10-20 лет). Производство этих показателей позволило получить относительную степень риска для инфраструктуры от воздействия криогенных процессов. Для оценки негативных изменений мерзлых оснований на устойчивость транспортных систем был проведен расчет изменения несущей способности вмороженного свайного фундамента (для сваи длиной 6 м и диаметром 210 мм) и касательных сил морозного пучения, изменение которых связано с увеличением сезонного оттаивания мерзлых пород.

Результаты и обсуждение

Основной результат исследований – получение серий таблиц, отображающих геокриологическую опасность на хозяйственно освоенных ареалах Арктики. Для каждой из геокриологических опасностей определена градация риска по 6 уровням. В таблице 1 в качестве примера приведены результаты оценки негативного воздействия термокарста. Как видно из этой таблицы, территории населенных пунктов в Западном секторе Арктики подвержены воздействию термокарста в различной мере: низкая степень риска характерна для Тарко-Сале; средняя – для Харпа и Лабытнангов; повышенная – для Нового Уренгоя, Салехарда и Надыма; чрезвычайно высокая – для Ямбурга и Нового Порта.

Таблица 1

Результаты оценки негативного воздействия термокарста на инфраструктуру Западного сектора Арктики (населенные пункты, относящиеся к нему выделены жирным шрифтом) и сравнение с другими районами Российской Арктики

| Муниципальное образование, 2014 | Распространение | Продолжительность | Повторяемость | Оценка степени риска |
|---------------------------------|-----------------|-------------------|---------------|----------------------|
| городской округ Анадырь | | | | |
| Певек* | | | | |
| Билибино | | | | |
| Мыс Шмидта* | | | | |
| Лорино* | | | | |
| Белая гора* | | | | |
| Чокурдах* | | | | |
| Черский * | | | | |

| | | | | |
|---|--|--|--|--|
| Кюсюр* | | | | |
| Жиганск* | | | | |
| Хонуу* | | | | |
| Оленёк* | | | | |
| Среднеколымск* | | | | |
| Верхоянск* | | | | |
| Нижнеянск* | | | | |
| Зырянка* | | | | |
| Депутатский* | | | | |
| Казачье* | | | | |
| Тикси | | | | |
| Игарка | | | | |
| Дудинка | | | | |
| Диксон* | | | | |
| Хатанга* | | | | |
| Норильск | | | | |
| Волочанка* | | | | |
| Тазовский* | | | | |
| Тарко-Сале* | | | | |
| Новый Уренгой | | | | |
| Надым | | | | |
| Ямбургское газ.- конд.месторожд. | | | | |
| Новый Порт* | | | | |
| Салехард | | | | |
| Лабытнанги | | | | |
| Харп* | | | | |
| Елецкий* | | | | |
| Воркута | | | | |
| Амдерма* | | | | |

На рис.1 (в качестве примера) по подобным показателям (см. табл. 1) произведено ранжирование степени риска для инженерных объектов от негативного воздействия морозного пучения, в том числе касательных сил, развивающихся в деятельном слое, а также сравнение этого показателя для Западного сектора Арктики и криолитозоны России в целом. Очевидно, что на территории исследуемого региона проблема развития морозного пучения особенно актуально, что обусловлено, вероятно, большой глубиной сезонного промерзания и протаивания и наличием пучинистых грунтов в верхней части мерзлой толщи.

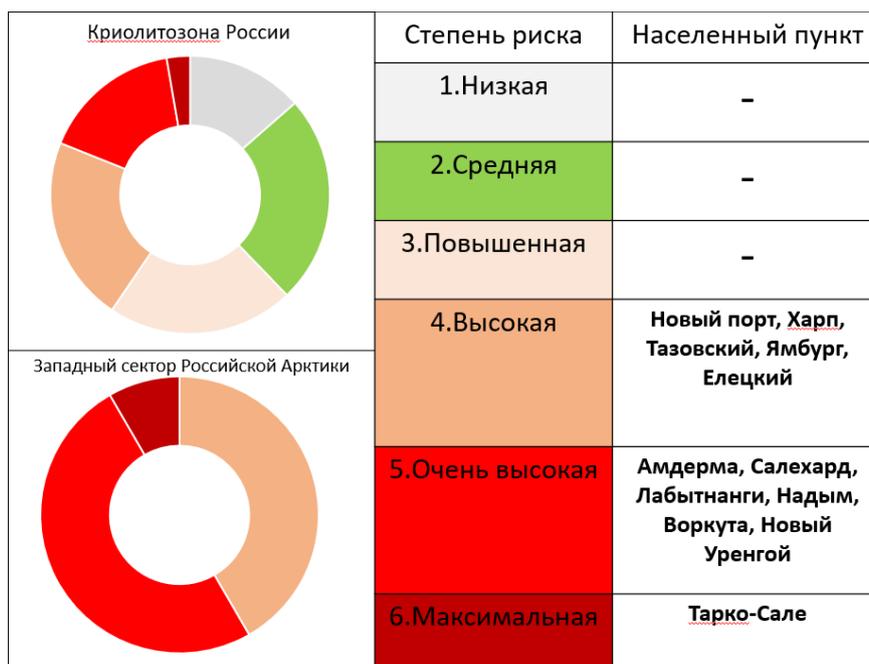


Рис 1. Пример ранжирования степени риска морозного пучения для населенных пунктов Западного сектора Арктики

Исследования показали, что комплекс криогенных процессов, опасных для транспортной инфраструктуры, напрямую связан с ландшафтно-мерзлотными и инженерно-геологическими условиями территории. Например, термокарст наиболее опасен для линейных объектов в северной части полуострова Ямал, где распространены сильнольдистые грунты. Там уровень риска оценивается в 0,08 (высокий риск), в то время как в предгорных районах, где скалы залегают близко к поверхности (например, в районе поселка Харп), этот показатель составляет всего 0,0006. В свою очередь, в районе Полярного Урала опасность для линейной инфраструктуры чрезвычайно высока при активизации склоновых процессов (0,003 для поселков Харп и Елецкий), а на равнинных территориях (Тарко-Сале, Лабытнанги, Новый Уренгой и др.), показатель риска активизации криогенных оползней и курумов фактически равен 0.

Объекты инфраструктуры, расположенных в различных геолого-географических условиях, были оценены с позиции устойчивости оснований к проявлению тех или иных геокриологических опасностей и проранжированы на 3 группы по т.н. «интегральному показателю», суммирующему риски от воздействия опасных процессов, которые существенно ухудшают стабильность обстановки. Результаты этой оценки приведены в таблице 2 (зеленым выделены населенные пункты Западного сектора Арктики).

Таблица 2
Интегральная оценка риска активизации криогенных процессов
(зеленым выделены населенные пункты Западного сектора Арктики)

| | Населенный пункт | |
|---------------------------------|------------------|----|
| Относительно удовлетворительный | Тарко-Сале | 11 |
| | Анадырь | 12 |
| | Новый Уренгой | 14 |
| | Лабытнанги | 15 |
| | Надым | 17 |

| | | |
|---------|---------------|----|
| | Харп | 17 |
| Средний | Белая Гора | 18 |
| | Елецкий | 18 |
| | Тикси | 18 |
| | Зырянка | 19 |
| | Тазовский* | 19 |
| | Дудинка | 20 |
| | Игарка | 20 |
| | Лорино | 20 |
| | Новый Порт | 20 |
| | Салехард | 20 |
| | Верхоянск | 21 |
| | Кюсюр | 21 |
| | Мыс Шмидта | 21 |
| | Чукурдах | 21 |
| | Ямбург | 21 |
| | Амдерма * | 22 |
| | Оленек | 22 |
| | Певек | 22 |
| | Воркута | 23 |
| | Диксон | 23 |
| Жиганск | 23 | |
| Казачье | 23 | |
| Хонуу | 23 | |
| Черский | 23 | |
| Высокий | Билибино | 24 |
| | Волочанка | 24 |
| | Депутатский | 24 |
| | Нижнеянск | 24 |
| | Хатанга | 25 |
| | Среднеколымск | 28 |
| | Норильск | 28 |

Тенденции к повышению температур наружного воздуха вызывают увеличение глубины сезонного оттаивания грунтов, что приводит к уменьшению площади смерзания в замороженных фундаментах, а также и к повышению температуры вмещающих их грунтов, что снижает силы смерзания. Проблема усугубляется техногенным воздействием, которое интенсифицирует негативные изменения в мерзлой толще. Был проведен расчет изменения несущей способности в замороженных свайных фундаментах (рис.2) на территории Севера Западной Сибири к 2050 году для различных типов грунтов (песок, глинистые грунты, торф) с учетом трендов к росту температур мерзлых грунтов и увеличению мощности активного слоя. Детальные расчеты были проведены для трассы магистрального нефтепровода «Ванкор-Пурпе». Расчеты показали, что к 2050 г., при сохранении текущих темпов потепления климата, произойдет значительное ухудшение инженерно-геокриологической ситуации. Наибольшие негативные изменения коснутся южной части криолитозоны Западной Сибири (в Тазовском, Новоуренгойском и Надымском районах), где снижение несущей способности превысит 50 %. В более северных районах (на территории Ямала) прогнозируемые к 2050 г. изменения несущей

способности вмороженных свайных фундаментов будут не столь критичны (не более 20%). Однако, рост мощности активного слоя может спровоцировать активизацию процесса термокарста, что обусловлено близким залеганием к поверхности мощных пластовых льдов, а также других деструктивных криогенных процессов.

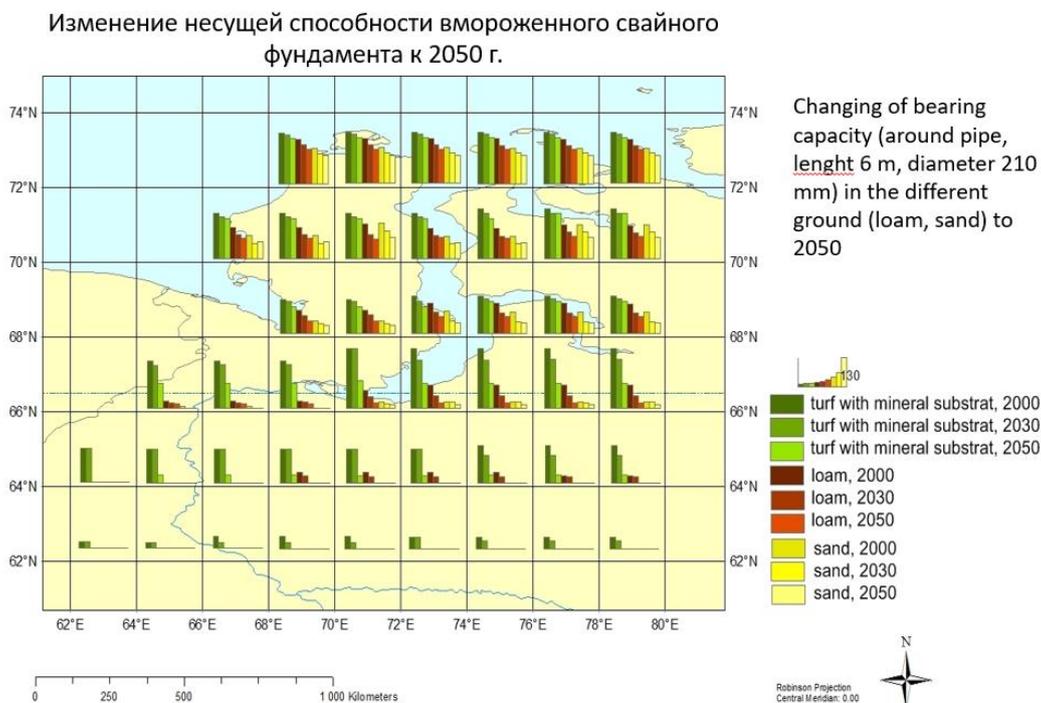


Рис 2. Прогноз изменения несущей способности вмороженного свайного фундамента (с длиной сваи 6 м и диаметром 210 мм) к 2050 году

Стоит отметить, что значительная часть магистральных и внутрипромысловых трубопроводов на исследуемой территории оборудованы системами термостабилизации грунтов. Активное применение сезонных охлаждающих устройств (СОУ) значительно повышают стабильность линейных транспортных объектов, однако, визуальное обследование трассы магистрального нефтепровода «Ванкор-Пурпе» выявило плохое состояние СОУ (происходит выпучивание термостабилизаторов, их коррозия, разрыв защитных гильз, на некоторых СОУ отсутствуют защитные колпачки и т.д.). Было проведено численное моделирование несущей способности вмороженного свайного фундамента, которое показало, что в случае прекращения работы систем термостабилизации современные тренды к увеличению температур воздуха и грунтов могут привести к колоссальным потерям несущей способности (порядка 30%) в ближайшие 30 лет [2], что может катастрофически сказаться на состоянии трубопровода.

Заключение

Большую опасность для объектов транспортной инфраструктуры представляют криогенные процессы, активизирующиеся в последние десятилетия как в следствие трендов к изменениям климата, так и в следствие техногенной нагрузки. Полевые наблюдения, расчеты и анализ литературных источников показали, что для Западного сектора Арктики наиболее характерны такие процессы как термокарст, термоэрозия пылеватых, льдистых мелко-тонкозернистых песков и супесей. Повсеместно развито морозное пучение в сезонно-талом слое, которое наносит вред объектам

инфраструктуры, в т.ч. линейным, основной причиной деформаций является неравномерность его проявления. Только исследование и учет региональной специфики позволят правильно выбрать методы обеспечения устойчивости и защиты линейных техногенных систем в условиях криолитозоны.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 20-35-90009 «Особенности воздействия опасных криогенных процессов на транспортную инфраструктуру Арктического региона»

Литература

1. Павлов А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на Севере России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 3. С. 22-27.

2. Юров Ф.Д., Гребенец В.И. Несущая способность вечномёрзлых грунтов оснований объектов в нефтегазоносном Таз-Хетско-Енисейском регионе при потеплении климата // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019. № 1. с. 74-81

3. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

GEOCRYOLOGICAL TEST SITES: A CASE STUDY APPLIED FOR THE EUROPEAN NORTH OF RUSSIA

Kioka Arata², Isaev Vladislav^{1,*}, Kotov Pavel¹, Sergeev Dmitrii³, Uvarova Alexandra^{1,4}, Koshurnikov Andrey¹, Komarov Oleg¹ and Rossi Mara⁵

1 Department of Geocryology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotovpi@mail.ru (P.K.); aleksandra.uvarova.95@mail.ru (A.V.U.); koshurnikov@msu-geophysics.ru (A.K.); spml@list.ru (O.K.)

² Department of Earth Resources Engineering, Kyushu University, Japan; kioka@mine.kyushu-u.ac.jp

³ Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Science, Moscow, Russia; sergeevdo@mail.ru

⁴ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, Russia; aleksandra.uvarova.95@mail.ru

⁵ University of Parma, Italy; mara.rossi@unipr.it

* Correspondence: tpomed@rambler.ru; Tel.: +7-926-255-01-33

An increase in air temperature and the duration of the thermal season leads to a significant transformation of the relief and landscapes of the Arctic. The rate of degradation of permafrost, which causes profound changes in the Arctic landscape, depends on air temperature, vegetation cover, soil type, surface and groundwater. The existing international circumpolar programs dedicated to monitoring the temperature state of permafrost TSP (Thermal State Permafrost) and the thickness of the active layer CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) are insufficient for a comprehensive characterization of geocryological conditions. In this study, we consider examples of integrated studies on geocryological test sites created by the Department of Geocryology of Moscow State University named after M.V. Lomonosov in the European North of Russia.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ОПЫТНЫЕ ПЛОЩАДКИ: ПРИМЕР ПРИМЕНЕНИЯ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРЕ РОССИИ

Киока Арата², Исаев Владислав^{1,*}, Котов Павел¹, Сергеев Дмитрий³, Уварова Александра^{1,4}, Кошурников Андрей¹, Комаров Олег¹ и Росси Мара⁵

1 Кафедра Геокриологии, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotovpi@mail.ru (П.К.); aleksandra.uvarova.95@mail.ru (А.В.У.); koshurnikov@msu-geophysics.ru (А.К.); spml@list.ru (О.К.)

² Факультет Инженерного освоения земельных ресурсов, Университет Кююши, Япония; kioka@mine.kyushu-u.ac.jp

³ Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; sergeevdo@mail.ru

⁴ ГЕОХИ РАН имени В.И. Вернадского, Москва, Россия
aleksandra.uvarova.95@mail.ru

⁵ Пармский университет, Италия; mara.rossi@unipr.it

* Correspondence: tpomed@rambler.ru ; Tel.: +7-926-255-01-33

Повышение температуры воздуха и продолжительности теплового сезона приводит к существенному преобразованию рельефа и ландшафтов Арктики. Скорость деградации вечной мерзлоты, вызывающая глубокие изменения арктического ландшафта, зависит от температуры воздуха, растительного покрова, типа почв, поверхностных и грунтовых вод. Существующие международные циркумполярные программы, посвященные мониторингу температурного состояния вечной мерзлоты TSP (Thermal State Permafrost) и мощности активного слоя CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring), недостаточны для комплексной характеристики геокриологических условий. В данном исследовании мы рассматриваем примеры комплексных исследований на геокриологических тестовых площадках, созданных кафедрой геокриологии МГУ имени М.В. Ломоносова на Европейском Севере России.

1. Introduction

Permafrost covers 21 million km², accounting for 22% of the exposed land area in the Northern Hemisphere [1]. The distribution and characteristics of permafrost are not uniform. They are influenced by various factors, including air temperature, snow and vegetation covers, geomorphological position, and soil properties [2]. The evaluation of each parameter should be in the monitoring protocol. Over the past few decades, the polar and high-altitude regions have warmed faster than elsewhere, leading to permafrost warming (ground temperature increased by 0.39 ± 0.15 °C over the past decade [3,4]) and thawing. Permafrost degradation due to climate change impacts the local environment [5], Arctic people [6,7], and infrastructure [8–10]. In addition, permafrost thawing can encourage global warming via the emission of greenhouse gases [11,12].

The permafrost monitoring is available at different spatial levels: global, national, regional, and local levels. However, protocols of observations in different levels should be grounded in a single methodological basis. At the global level, the World Meteorological Organization (WMO) and International Permafrost Association (IPA), including Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) and Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) programs, provide some protocols [13–16]. A national permafrost monitoring network is provided in Norway (Thermal State of Permafrost in Norway and Svalbard) and Switzerland (Swiss Permafrost Monitoring Network). An integrated earth systems science framework on diverse aspects related to thawing permafrost conditions in the Canadian Arctic will develop according to the Arctic Development and Adaptation to Permafrost in Transition program [17]. The Russian national permafrost monitoring system will start in 2023 according to the Decree of Russian Federation President No. 204 “On the national goals and strategic objectives of the development of the Russian Federation for the period until 2024” (7 May 2018) and the “National Action Plan for the first stage of adaptation to climate change for the period until 2022”, approved by the order of the Government of the Russian Federation. There are different local protocols for permafrost monitoring near infrastructure facilities for roads in Canada [18], pipelines in Alaska [19], and Qinghai-Tibet Railway [20]. The monitoring at Gazprom’s engineering facilities in Russia is carried out following company standards [21].

This work focuses on two natural test sites in the European part of the Russian Arctic: the Yary site along the coast of the Baydaratskaya Bay in the Kara Sea within the continuous permafrost area and the Khanovey site within the discontinuous permafrost one. The coastal area along the Baydaratskaya Bay of the Kara Sea is strongly influenced by the maritime climate, resulting in the change in the activity of coastal denudation processes [22]. The Khanovey area in the Komi Republic locates near the southern border of the tundra zone having high permafrost temperatures. The monitoring of ground temperatures started near Vorkuta in the European north of the Russian Arctic in 1960 [23]. Mean annual ground temperatures in the

western Russian Arctic have increased by 0.03 to 0.06 °C/yr, and the permafrost table has subsequently lowered by up to 8 m in the discontinuous permafrost zone [24]. The permafrost temperature has increased by -0.02 °C to -0.68 °C (maximum) near Vorkuta [25]. Thus, understanding the natural dynamics of landscapes and permafrost in these areas is necessary for the precise interpretation of the significance of the anthropogenic impact on the environment in the European part of the Russian Arctic area because the area is within zones of active industrial and economic activity [26].

Thus, the most significant observable characteristics of permafrost monitoring are the temperature and thickness of the active layer. However, this information alone is not sufficient for a comprehensive characterization of geocryological conditions. Given this, we propose a new multi-parameter monitoring protocol and implement it for the two test sites, which allows obtaining a set of characteristics of the permafrost environment, including air temperature, snow and vegetation cover parameters, permafrost distribution, composition and properties of active layer soil and frozen soil, mean annual temperature, the depth of zero annual temperature fluctuations, the morphology of taliks, the thickness of the active layer, and geocryological processes.

Geocryological monitoring includes “general” and “specific” methods. The general method can characterize the natural components of the landscape and geocryological conditions, allowing to study the dynamics of the main factors that determine the temperature regime of frozen soils. Monitoring cryogenic processes or infrastructure facilities attributes to the specific method. The choice of the special method depends on the geocryological conditions (determined by the general method) and the type of geocryological process (e.g., thermokarst, frost heave, coastal abrasion, solifluction). For example, various geodetic and remote sensing methods are used to monitor coastal retreat in the permafrost coast region [22]. Infrastructure monitoring depends on the type of infrastructure (road, railway, pipeline, building) and the principle of building construction [27]. This paper proposes only a general method that can be applied to all the test sites in natural conditions other than those studied in this paper. Electrical tomography refers to electrical geophysical methods, where rocks are investigated and differentiated by electrical properties. As a rule, the electrical properties of frozen rocks differ significantly from the electrical properties of thawed rocks, which allows to be confidently differentiated by methods using semi-direct current. Electrical tomography is widely used to solve problems of finding and mapping taliks inside of permafrost, as well as, on the contrary, identifying frozen areas inside of thawed grounds in areas of continuous and discontinuous permafrost, respectively.

2. Study areas

2.1. Location

Since 2014, our team led by the Department of Geocryology of Lomonosov Moscow State University (MSU) has performed field campaigns for studying geocryological conditions and the dynamics of their changes at two test field stations in the European part of the Russian Arctic (Figure 1). The Khanovey educational and scientific field station locates in the Vorkuta region in the north-east of the Komi Republic and stretches along the Kotlas-Vorkuta railway line (near the Khanovey station). The second educational and scientific field station is the coast of the Ural part of the Baydaratskaya Bay, near the Yarynskaya compressor station. The cofferdam of the Bovanenkovo-Ukhta gas pipeline system is within the research area.

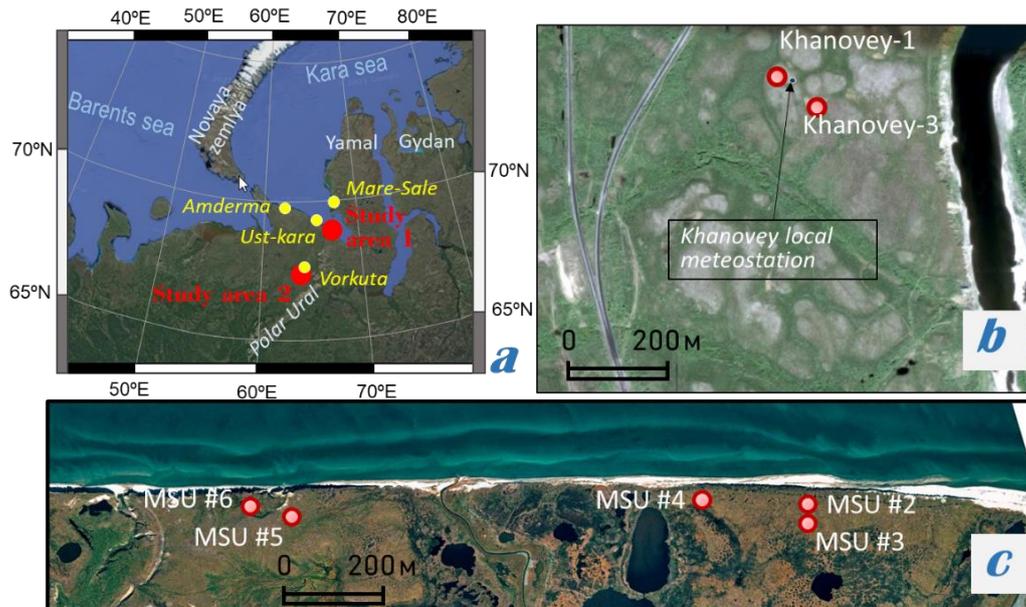


Figure 1. Location of the research area: (a) satellite image of Russian Arctic segment within Barents and Kara sea regions (from [28]) (meteorological stations—yellow circles); (b) satellite image of in the Khanovey area with boreholes (red circles); (c) satellite image of coastal zone in the Baydaratskaya Bay section with boreholes (red circles) [29].

3. Methods

3.1. Air Temperature

Air temperature measurements were made at the meteorological stations of Vorkuta (40 km from Khanovei test site), Mare-Sale (100 km from Baydara test site, east cost of Baydara bay), and Ust-Kara (90 km from Baydara test site, west cost of Baydara bay), Amedrma (230 km from Baydara test site, west cost of Baydara bay). A temperature sensor at a height of 2 m from the surface is located at each polygon to assess the impact of microclimate.

3.2. Snow Cover

The thickness of the snow cover for the test sites in different months was determined at meteorological stations. Snow surveys were also carried out at the sites in April 2021. The frequency of observation points is determined by the areal variability of the snow cover thickness.

Each point is tied to the terrain using GPS. The snow cover study included:

- Determining the degree of coverage of the test site by snow cover;
- Determination of the nature of the occurrence of snow cover on the ground;
- Measuring the thickness of the snow cover;
- Assessment of the condition of the soil under the snow cover;
- Measurement of snow density;
- Calculation of the snow water content;
- Photo documentation.

The determination of the main characteristics of the snow cover was carried out at various geomorphological levels.

At each observation point, an instrumental determination of the thickness and density of the snow cover is made by a mass method, using a snow gauge VS-43. The measuring cylinder of VS-43 was pressed into the snow cover down to the soil surface. Snow cover thickness was read out on the cylinder scale. The snow inside the cylinder was pressed with the piston, to prevent the sampled snow from getting out while pulling the cylinder out from snow cover.

Then, the content of the cylinder was weighed. The obtained data on snow cover depth and weight were used for the calculation of snow density and snow water content [38].

3.3. Vegetation Cover

The thermal properties of vegetation covers are necessary parameters for any kind of geocryological assessments and predictive calculations. In fieldwork, it is possible to determine the thermal insulating characteristics of vegetation, and its influence on the temperature regime of soils, by using the temperature wave method. The temperature wave method is based on observations of the reduction in the amplitude of daily temperature fluctuations in different points along the depth of the layered vegetation-earth medium. The mobile thermal conductivity meter (MIT-1) device is used to measure the thermal conductivity vegetation cover and soil. This method is one of the non-stationary methods of measuring the heat transfer coefficient of substances, based on the laws of the initial stage of the temperature field development in a semi-continuous body heated by a constant power source [39].

3.4. Lithology, Composition, and Physical Properties of Soils

Parametric boreholes at different landscape types at the two study sites were drilled: at the Khanovei test site, the total drilled depths of boreholes were about 5 m, at the Baydara test site, they ranged from 5 m to 25 m. The boreholes were located at different landscapes: the top of a hillock and the center of a thermokarst depression in Khanovei, low and high terrace in Baydara (Figure 1). All the boreholes were equipped with the temperature logger strings extending from the deep depths to the annual temperature fluctuation depth, allowing to record changes in the ground soil temperature and the thickness of the active layer.

We obtained 30 and 200 samples from the drill cores at the Khanovey and Baydaratskaya Bay study sites, respectively. We analyzed the samples to study their lithology, composition, and physical properties in the studied areas. The grain size of the soils was analyzed using standard methods (the hydrometer analysis and sieve analysis [40]) to determine lithology at the respective borehole. The water content of frozen soils W_{tot} (%) was determined by drying at a temperature of 105 °C to constant weight [41]. Soil density ρ_t (g/cm³) in the laboratory and field conditions was determined by the cutting ring method [41]. The liquid limit and plastic limit were determined by the Vasiliev balance cone method and rolling out a thread of the fine portion of soil, respectively [41]. The relative content of organic matter I_r (%) was determined by the gravimetric method based on determining the weight loss of the sample after calcination at a temperature of 525 °C [42]. The degree of salinity of sediments D_{sal} (%) was determined from the chemical analysis of water extracts [43]. The freezing point T_{bf} (°C) was measured in the cooler box by the Tbf-8 controller consisting of the DS18620 digital temperature sensors and the software connecting the sensors and computer by the microlane adapter [43].

3.5. Ground Temperature Measurements

The temperature logger strings installed in the boreholes recorded the temperature of soils at depths of 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0 and 5.0 m. The temperature recording was every 12 h. The recorded periods at the respective boreholes were: September 2015–January 2019 at Khanovey-1, September 2015–July 2019 at Khanovey-3, September 2016–December 2018 at the MSU #2, September 2016–December 2018 at the MSU #3, June 2013–September 2015 at the MSU #4, June 2014–January 2018 at the MSU #5, and June 2014–July 2019 at the MSU #6.

We estimated the mean annual ground temperature and the amplitude of surface temperature fluctuations at the respective boreholes in the Khanovey and Baydaratskaya Bay areas. Here, we calculated the mean annual ground temperature at the given borehole t (°C) by averaging the temperature values recorded at the deepest sensor of the borehole:

$$t = \sum_{i=1}^n t_i(z_d) / n \quad 1)$$

where $t(z_d)$ is the temperature ($^{\circ}\text{C}$) at the deepest sensor z_d of the given borehole recorded at the time i , and n is the number of temperature measurements over the period from late August to early September next year (12.5 months). The amplitude of surface temperature fluctuation (A) at the given borehole was calculated by:

$$A = \left(\max_{0 \leq i \leq n} t_i(z_0) + \left| \min_{0 \leq i \leq n} t_i(z_0) \right| \right) / 2 \quad 2)$$

where $t_i(z_0)$ is the temperature ($^{\circ}\text{C}$) recorded at the first sensor on the ground surface z_0 at the time i . We could compute the amplitude of surface temperature fluctuation A only at the boreholes Khanovey-1, Khanovey-3, MSU #4, and MSU #6 in which their shallowest sensors of thermal strings are set close to the ground surface (0–0.1 m).

Using our ground temperature data, we also estimated the thickness of the active layer of permafrost. The thickness of the active layer by thermometry is estimated by determining the depth at which the temperature is equal to the ground freezing start temperature. At the near-surface depths, because the rocks within the borehole are most likely washed and non-saline, we assumed that the temperature at the onset of ground freezing for silty clays and clays is -0.25°C and for sands and clay silts -0.1°C (Figure 2). This method is successfully used to estimate the temperature at other experimental test sites [44].

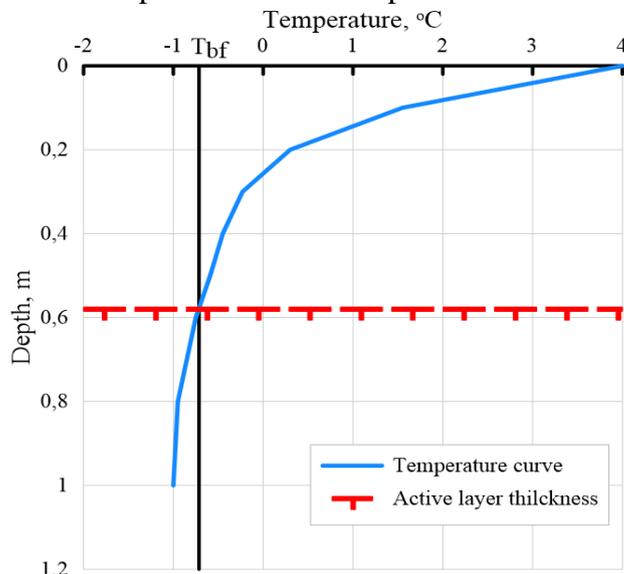


Figure 2. Determination of the thickness of permafrost active layer for silty clays (T_{bf} —the temperature of beginning of ground freezing).

3.6. Electrical Resistivity Tomography (ERT)

We carried out the ERT measurements using Russian-made equipment SKALA-64 (NEMFIS, Russia) and SYSCAL Pro 48 (IRIS Instruments, France) at the Khanovey and Baydaratskaya Bay coast study sites. The set of equipment includes an ERT station, electrical prospecting streamers, electrodes, and streamer-electrode connectors. We used the measurement protocol of the three-electrode combined setup AMN-MNB (forward and reversed pole-dipole sequence) during the work [45]. The infinity electrode was located perpendicular to each profile at a distance of about 600–800 m, which excluded its influence. The measurements were made at a current of 30–70 mA and a generator voltage of 75 mV. Positioning geophysical profiles and referencing physical observation points were done using differential GPS receivers Trimble R8.

Calibration of electrical tomographic stations is carried out once a year in laboratory conditions on a specialized bench of calibration resistances. In the field, before the research, a control measurement of transient resistances at the electrode-ground contact was carried out. Measurements were made only after reaching acceptable values of transient resistances (about

0.5–1 kOhm). It was done taking into account the dependencies of electric resistivity of rock and sediments on temperature [46].

We processed the ERT data using the two programs X2ipi and Res2dInv (GEOTOMO SOFTWARE, Malaysia), which provide straightforward processing and interpretation of the results. We used the X2ipi program for processing field data, filtering from noise and random emissions, and integrating the relief data [47]. We used the Res2dInv program for interpreting the two-dimensional data with a semi-automatic mode, taking into account vertical and horizontal inhomogeneities.

4. Results

4.1. Air Temperature

The average annual air temperature drops below freezing, generally falling within -5 and -10 °C. However, the annual air temperatures at all meteorological stations have increased gradually since 2001 (Figure 3). The annual mean air temperature in the Khanovey area is -3.5 °C, which is around 3.5 °C higher than in the Baydaratskaya Bay coast area (-7.0 °C).

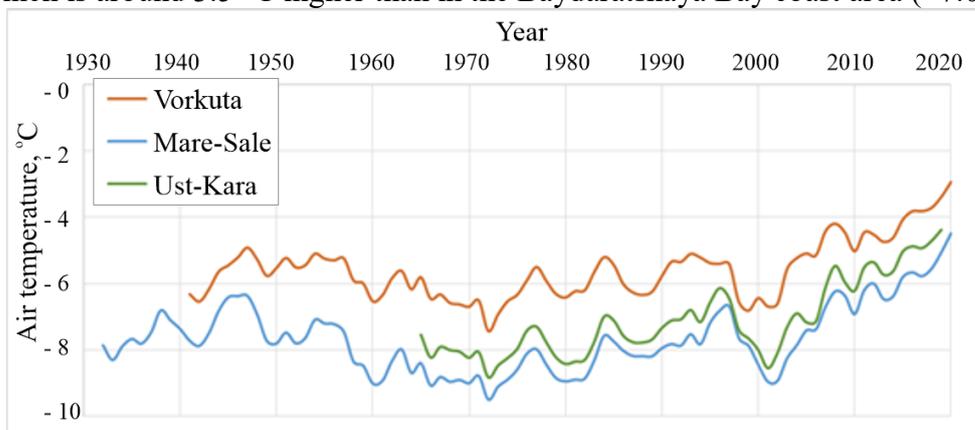


Figure 3. Annual mean air temperature (5-year averaging) at three meteorological stations: Vorkuta, Mare-Sale, and Ust-Kara (see Figure 1 for their locations).

The microclimate of the test sites is very close to meteorological station data (Figure 4).

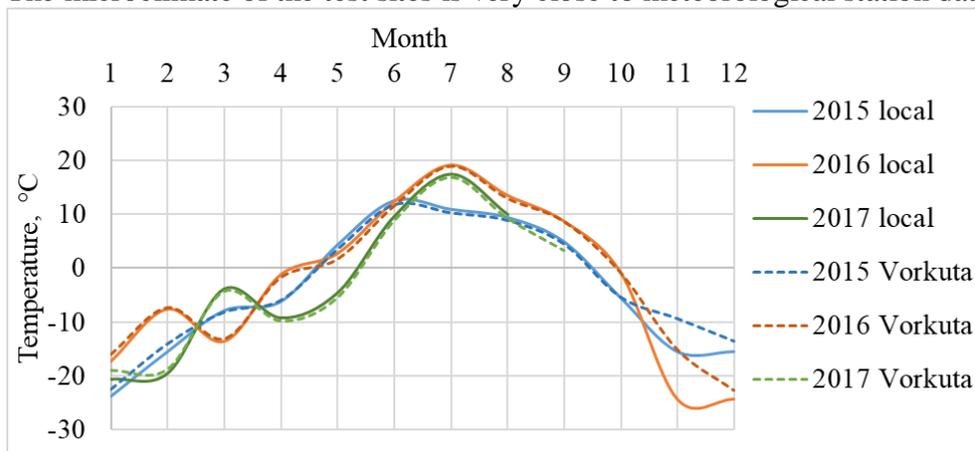


Figure 4. Comparison of the variation of mean monthly air temperatures according to the data of Vorkuta weather station and microclimatic observations at the Khanovey test site.

4.2. Snow Cover

In 2013–2020, the mean thickness of snow cover near the coast of the Kara Sea was only about 5 cm, and its maximum did not exceed 30 cm (Figure 5). A strong gusty wind prevails in

this region, which prevents the gradual accumulation of snow near the coast, and lingering snow on the steep slopes and the surface of sea terraces. According to a snow survey, snow accumulates on the surface of the block-mounds (0 to 0.3 m). Snow cover density varies from 0.35 to 0.45 kg/m³.

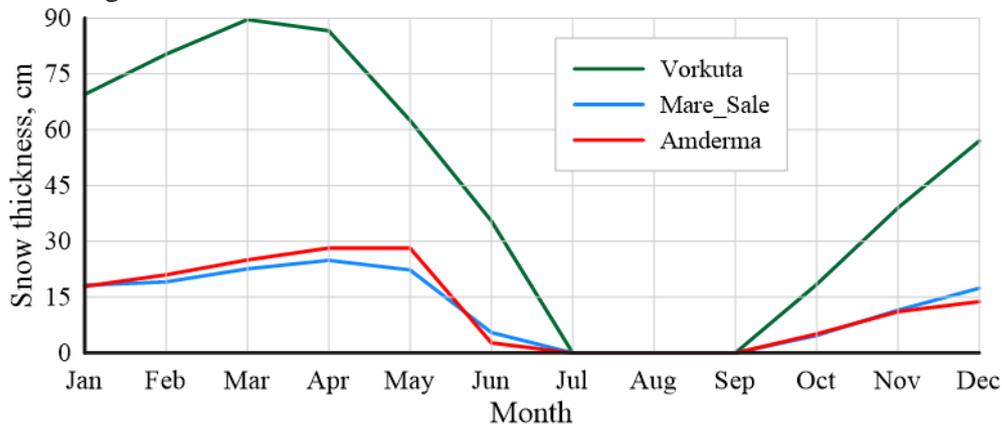


Figure 5. Annual snow cover thickness (average for 2013–2020) at three meteorological stations: Vorkuta, Mare-Sale, and Amderma.

At the Khanovey site, located far south of the coast, the snow thickness is much greater than 90 cm (Figure 5). The higher snow accumulation is present typically in depressions in the relief, runoff troughs, and stream mouths, and its maximum thickness often reaches several meters according to records at the Vorkuta meteorological station. According to a snow survey, snow accumulates on the surface of the block-mounds (0.2 to 0.5 m). However, even here, the difference of air and earth surface temperatures reaches 3 degrees. In shallow depressions, there is relatively little snow due to the possibility of it being blown out by powerful winds; the difference of air and earth surface temperatures here reaches 4 degrees. In the interblock-extended depressions, snow accumulation is significantly greater and the earth surface temperature is close to zero. In waterlogged areas, with a snow cover thickness of more than one meter, seasonal freezing may not take place. Snow cover density varies from 0.22 to 0.41 kg/m³.

4.3. Vegetation Cover

At the Khanovey site, vegetation is represented by yernik and willow-yernik shrubby-mossy tundras—characteristic communities of the yernik band of the southern tundra. The river valley is dominated by low yernik shrub-lichen tundra, with dwarf semiboreal shrubs (dwarf birch is 20–30 cm tall) and shrubs, combined with small areas of shrub-lichen tundra with Arctic-alpine shrubs, mosses and lichens in the highest parts of the terrain. In the river valley, there are isolated small, mostly overgrown sedge-sphagnum bogs in inter-hilly depressions, and isolated small thermokarst lakes, merging towards the zone of influence of the railroad facilities. Vegetation cover thickness varies from 5 to 20 cm, thermal conductivity ranges from 0,13 to 0,35 W/(m·K).

At the Baydaratskaya Bay site, vegetation is represented by peat. Vegetation cover thickness varies from 20 to 80 cm, thermal conductivity ranges from 0,55 to 0,74 W/(m·K).

4.4. Lithology, Composition, and Physical Properties of Soils

At the Baydaratskaya Bay site, we could describe the following units, from top to bottom in meters below the surface (mbs):

Unit 1 (0–0.5 mbs): Peat. The water content W_{tot} ranges between 200 and 270%, and the soil density ρ_t ranges between 1.10–1.22 g/cm³. The stratum is heterogeneous, and there is a clear separation in color. The relative content of organic matter I_r is 65%.

Unit 2 (0.5–3 mbs): Brown loam. The water content W_{tot} ranges between 33 and 42%, and the soil density ρ_t ranges between 1.60–1.65 g/cm³ (Figure 6). The plastic limit and liquid

limit are 19% and 23%, respectively. Silt particles (0.05–0.002 mm) prevail in grain size (60%). The relative content of organic matter I_r is 5%.

Unit 3 (3–4.5 mbs): Brown silty medium (fine) sand. The water content W_{tot} ranges between 20 and 23%, and the soil density ρ_t ranges between 1.80–1.84 g/cm³ (Figure 6). Sand particles (0.25–0.5 mm) prevail in grain size (40%).

Unit 4 (4.5–9 mbs): Grey silty clay. The water content W_{tot} ranges between 23 and 28%, and the soil density ρ_t ranges between 1.65–1.67 g/cm³ (Figure 6). The plastic limit and liquid limit are 17% and 28%, respectively. Silt particles (0.05–0.002 mm) prevail in grain size (62%).

Unit 5 (9–16.5 mbs): Grey silty medium (fine) sand. The water content W_{tot} ranges between 19 and 27%, and the soil density ρ_t ranges between 1.80–1.94 g/cm³ (Figure 6). Sand particles (0.25–0.5 mm) prevail in grain size (36%).

Unit 6 (16.5–25 mbs): Grey silty clay. The water content W_{tot} ranges between 17 and 22%, and the soil density ρ_t ranges between 1.78 and 1.87 g/cm³ (Figure 6). The plastic limit and liquid limit are 19% and 30%, respectively. Silt particles (0.05–0.002 mm) prevail in grain size (47%). This unit contains saline soils ($D_{sal} > 0.5\%$).

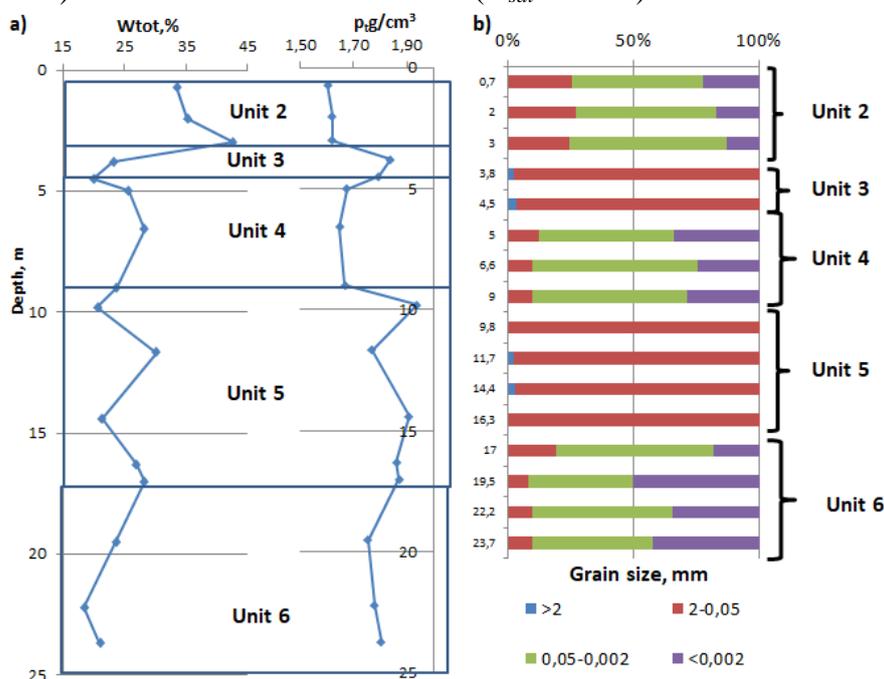


Figure 6. Characteristics of frozen soils at the Baydaratskaya Bay study site: a) water content W_{tot} and soil density ρ_t vs. depths, b) grain size vs. depth.

At the Khanovey study site, we could describe the following units, from top to bottom:

Unit 1 (0–0.2 mbs): Vegetation cover.

Unit 2 (0.2–2 mbs): Brown loam. The water content W_{tot} ranges between 20 and 28%, and the soil density ρ_t ranges between 1.70–1.75 g/cm³. The plastic limit and liquid limit are 14% and 20%, respectively.

Unit 3 (2–3 mbs): Brown fine sand. The water content W_{tot} ranges between 12 and 15%, and the soil density ρ_t ranges between 1.90–1.94 g/cm³.

Unit 2 (3–4.5 mbs): Brown loam. The water content W_{tot} ranges between 20 and 28%, and the soil density ρ_t ranges between 1.70–1.75 g/cm³. The plastic limit and liquid limit are 14% and 20%, respectively. There are lenses of fine sand (0.1–0.2 m).

4.5. Ground Temperature Measurements

Mean annual ground temperature t (°C) from all the boreholes calculated for the Khanovey and Baydaratskaya Bay test sites is shown in Figure 7. As for the seasonal amplitude

of the surface temperature fluctuation A ($^{\circ}\text{C}$), we could determine it only at the boreholes Khanovey-1, Khanovey-3, MSU #4, and MSU #6 that had their shallowest sensor close to the surface within the depths of 0–0.1 m.

The amplitudes of surface temperature fluctuation A ($^{\circ}\text{C}$) at the boreholes Khanovey-1, Khanovey-3, MSU #4, and MSU #6 were 39.3 $^{\circ}\text{C}$, 33.8 $^{\circ}\text{C}$, 23.9 $^{\circ}\text{C}$, and 36.4 $^{\circ}\text{C}$, respectively, representing no significant differences between the Khanovey and Baydarastkaya Bay study sites. On the other hand, the average annual ground temperatures t ($^{\circ}\text{C}$) at the boreholes MSU #4, and MSU #6 at the Baydaratskaya Bay study site were -3.5 $^{\circ}\text{C}$, -3.4 $^{\circ}\text{C}$, respectively (Table 1). The Khanovey study site showed the higher mean annual ground temperatures of -0.5 $^{\circ}\text{C}$ and -0.1 $^{\circ}\text{C}$ at the Khanovey-1 and Khanovey-3 boreholes, respectively (Table 1), indicating their close locations to the boundary of the permafrost zone. We also estimated the thickness of the seasonal thawing layer at the respective wells at the study sites in light of these ground temperature data (Figure 8).

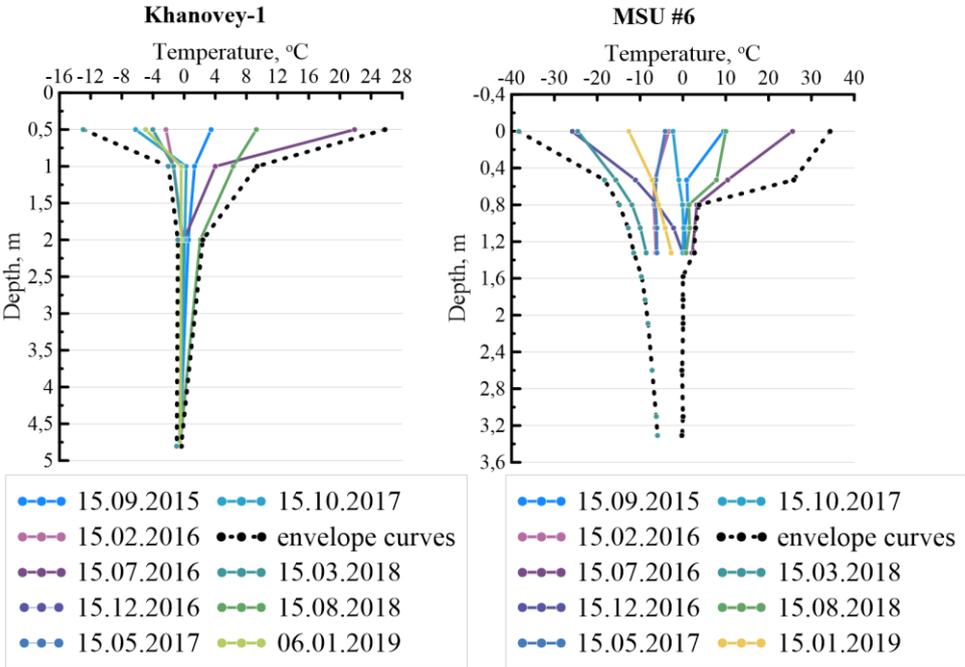


Figure 7. Ground temperature at the borehole Khanovey-1 at the Khanovey test site and the borehole MSU #6 at the Baydaratskaya Bay test site.

Table 1. Results of the mean annual temperature and amplitude of temperature fluctuation.

| Study Area | Type of Landscape | Number of Boreholes | Mean Annual Temperature ($^{\circ}\text{C}$) | Amplitude of Temperature Fluctuation ($^{\circ}\text{C}$) |
|------------------------------------|-------------------|---------------------|--|---|
| Western shore of Baydaratskaya bay | High coast | MSU #6 | -3.5 | 36.4 |
| | Low coast | MSU #4 | -3.4 | 23.9 |
| Khanovey railway station | Top of hillock | Khanovey-1 | -0.53 | 39.3 |
| | Thermo karst lake | Khanovey-3 | -0.09 | 33.76 |

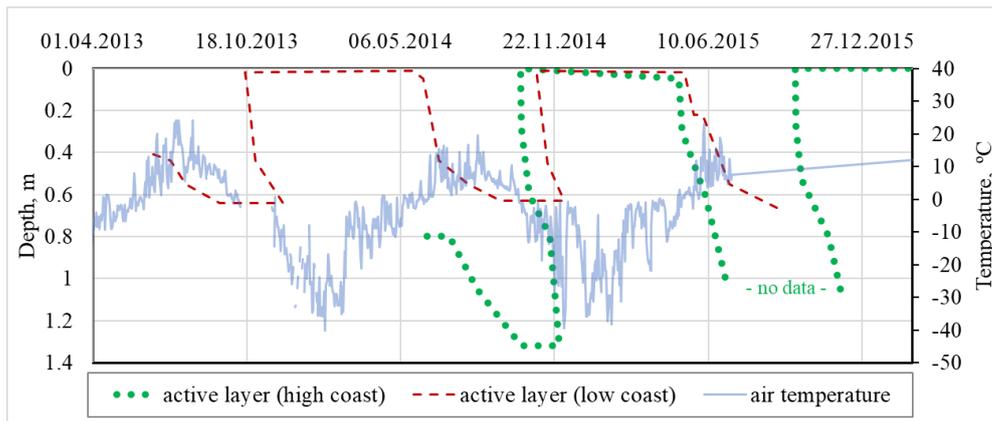


Figure 8. Changes of active layer thickness at the boreholes: MSU #4 and #6.

In the borehole MSU #6, at the high coast of the Baydaratskaya Bay study site, we could acquire the ground temperature data recordings during June 2014 and July 2019. We could also observe that the periods of the presence of the thawing active layer and its thickness in 2015, 2016, 2017, and 2018 at the MSU#6 site were 151, 159, 135 and 174 days, respectively. The active layer thickness varies from 50 to 130 cm (Figure 9). It indicates that the periods of the thawing active layer were extending year by year due to the steep extension of the warm-season period duration with preservation of air temperature annual amplitudes.

Ground temperature measurements have been made since June 2013 at the borehole MSU #4 located on the low coast in the Baydaratskaya Bay area. At the beginning of the temperature monitoring in 2013, the thickness of the active layer was 40 cm. It then increased by 64 cm around the 19th of September 2013. Our data suggested that freezing started in the second half of October (around 16 October), and the low coast area froze completely around the 4th of December 2013. The active layer began to form again on the 10th of May 2014. The active layer increased to 68 cm in summer 2015 (Figure 8). The borehole MSU#4 was subject to damage in 2015 due to the dramatically rapid coastal retreat.

The borehole Khanovey-1 locates on a damp, flat surface at the Khanovey test site. The vegetation is represented by lichen and dwarf birch up to 20 cm. The data acquisition at the Khanovey-1 well started on 8 September 2015 (Figure 9). The seasonal thawing layer at that time was 3.2 m. Then, when a cold snap came, it began to freeze from 1 October 2015. In addition, the active layer began to freeze from below from 13 October. It completely froze on 5 January 2016. In 2016, the soils began to thaw in mid-May. By 18 August, the active layer reached its maximum thickness of 4.5 m, as suggested by our ground temperature data. It began to shrink from both the top and bottom in the second half of October, and it completely froze on 6 January 2017 (Figure 9).

In 2017, the active layer began to thaw at the end of May 2017. It reached a depth of 1.8 m by 8 June, and this boundary was stable until the end of August (Figure 9). However, before the beginning of September, the thickness of the active layer increased to 4.0 m. Starting from 10 October, it began to freeze through on both sides, as seen in the preceding years. On 11 January, it completely froze. At the end of May 2018, the active layer again began to grow, and it reached its maximum thickness of 4.3 m by 5 September. In the second half of October, it began to freeze again. In November, its thickness reduced by more than half. It completely froze on 4 January 2019 (Figure 9).

The borehole Khanovey-3 was in an overgrown thermokarst lake with an underlying blind talik. Its depth varied depending on the season, shown by the temperature data. In contrast to the micro-district of the borehole Khanovey-1, seasonal freezing occurs here (Figure 10). Measurements of the temperature showed that the permafrost table could rise to 4 m in winter

and drop below 5 m in summer. At the same time, the upper layer froze from above only to a depth of 1.4 m. Thus, these results suggest that non-frozen soils constantly exist in this study area, with a thickness of 1.4–4 m.

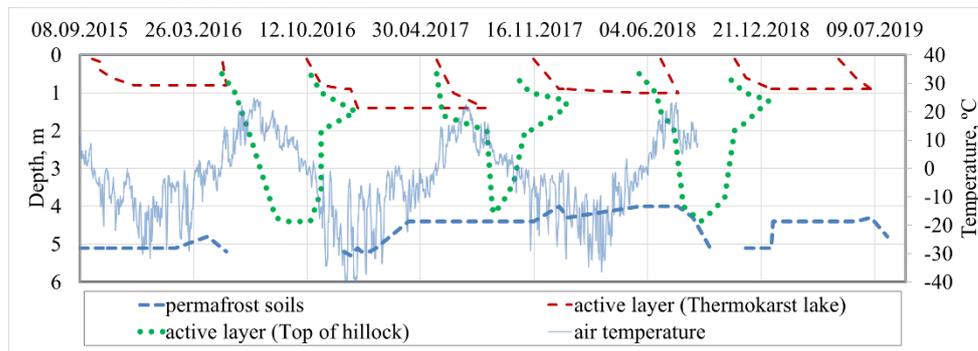


Figure 9. Changes of active layer thickness and depth of permafrost at the boreholes Khanovey-1 and 3 (air temperature was recorded from our local temperature sensor).

4.6. Electrical Resistivity Tomography (ERT)

When field work was performed, the following values were set in the instrumental settings for measurements: performing up to 6 iterations of measurements on each dipole until the error was less than 5%. Further, in the x2ipi data visualization and analysis program, points were discarded—so-called “outliers”. These measures made it possible to obtain smooth apparent resistivity sections (pseudo-section) with minimal errors. However, it should be noted that when performing a two-dimensional data inversion and obtaining a geoelectric cross-section, the root-mean-square deviation of the obtained geoelectric model had a specific electrical resistance (SER) up to a few tens of percentages. Despite such fairly high values, this is a common case, where the specific electrical resistance (SER) of the layers in the section differ from each other by several orders of magnitude. The 2D inversion algorithm does not have sufficient dynamic range to fit a smooth geoelectric model with such a high resistivity gradient. Nevertheless, it should be noted that just the areas where a sharp increase in recorded specific electrical resistance (SER) values clearly indicate a change in the state of the soil (thawed-frozen).

Our ERT measurements in the Baydaratskaya Bay area were carried out in the four Profiles #1–4 at the Cofferdam site in September 2017 (Figure 10). One longitudinal coastal Profile #1, located at 180–200 m landward from the sea, was 945 m long, consisting of 3 electro-tomography layouts of 315 m each. Profile #1 crosses the first sea terrace and laida. Profile #2 transects the beach, slope and the first sea terrace. Profile #3 runs through the laida (the height of the laida is 0.8–1 m) and the beach. Profile #4 crosses a small part of the beach, a high cliff (10 m high), and the first sea terrace. The distance between Profiles #3 and #4 was approximately 1 km. Specific electrical resistance in our ERT measurements in the Profiles #1–4 varied from 5 to 6000 $\Omega \cdot m$. The resistivities for permafrost and unfrozen soils (thawed and saline) ranged from 500 to 5500 $\Omega \cdot m$ and from 5 to 500 $\Omega \cdot m$, respectively. In general, the resistivity in the western area is considerably higher than that in the eastern one. It indicates that this area has thawed the saline soils, and that the thickness of the permafrost varies widely from the first 10's of meters to 100's meters. These interpretations may not be unique because there are saline soils and cryopegs in this coastal area, which significantly affect the resistivity and state of frozen soil [26,27].

We carried out the ERT measurement in the Khanovey field station in 2019. The profile runs for 280 m from northwest to southeast (Figure 11). Specific electrical resistance in the ERT profile varied from 5 to 3000 $\Omega \cdot m$. The permafrost thickness in this area is 40–90 m [16]. In this area, we observed the distribution of frozen soils in the upper part of the section

independent of the relief and the presence of water cover. From our ERT images, frozen soils locate under local rises. In the depressions, where water is stored and the greatest thickness of snow is observed, thawed soils or taliks can form [16]. We interpreted the zones with the resistivities showing lower than $300 \Omega \cdot m$, ranging between 300 and $500 \Omega \cdot m$, higher than $500 \Omega \cdot m$ as the zones of unfrozen ground, talik, and permafrost, respectively.

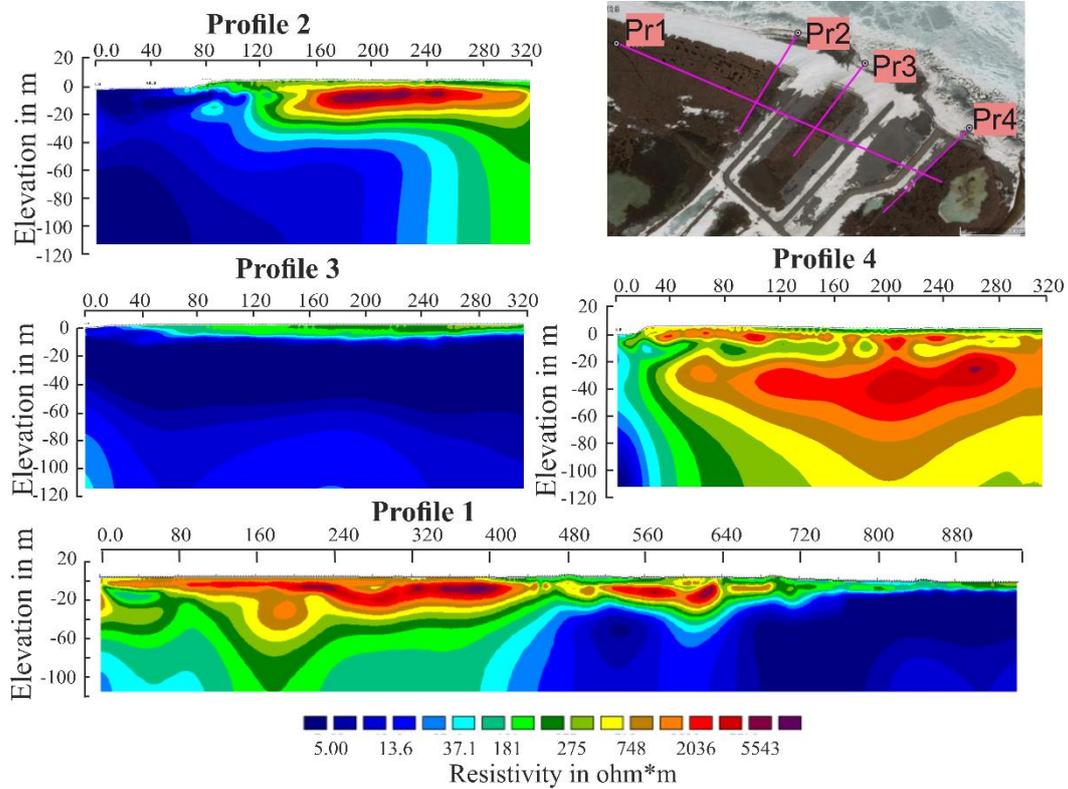


Figure 10. Results of ERT images in the Baydaratskaya Bay area: Profile #1; Profile #2; Profile #3; Profile #4 and lines of Profiles #1–4 (satellite image from [28]).

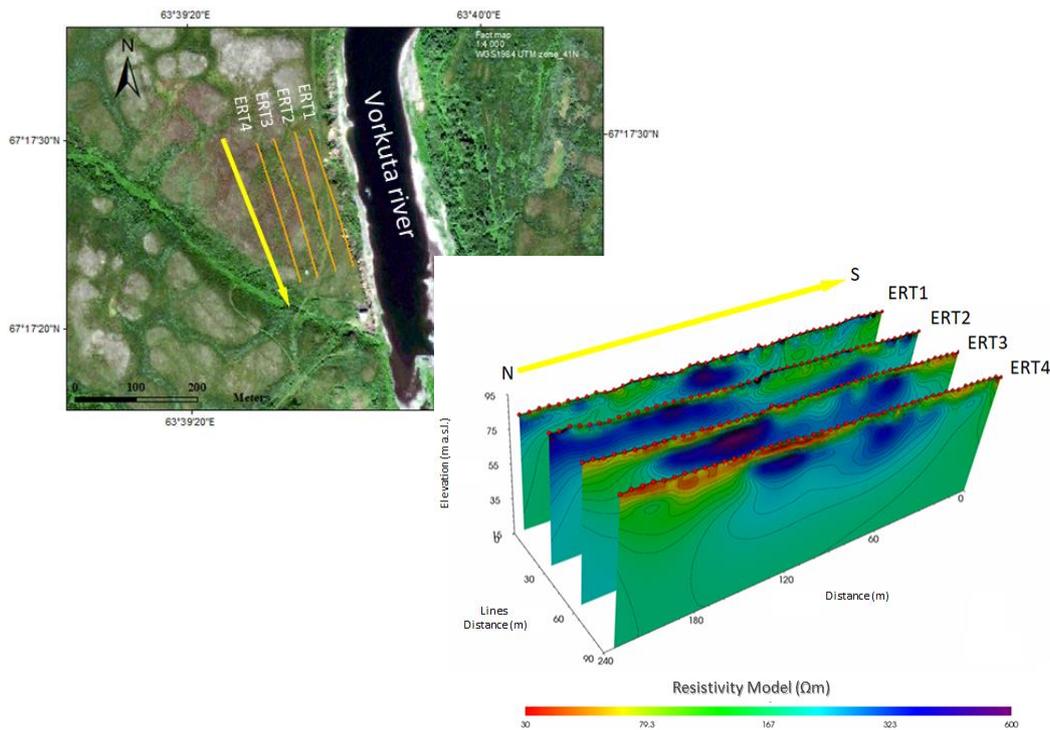


Figure 11. On the top: Site 1A location map with ERT1, ERT2, ERT3, ERT4 profiles position; orientation of the 3D view is shown by the yellow arrow. On the bottom: north-south 3D view of the four ERT profiles of site 1A (electrodes in red dots). Elevation meters above sea level is expressed in Z axis; distance between lines is represented on the Y axis and electrodes distance is shown on the X axis. Resistivity values of the models are expressed in Ωm referring to the log scale. Iso-resistivity lines are represented by grey contours. Moving to east, towards the Vorkuta river, thickness and spatial distribution of low resistivity layer ($< 80 \Omega\text{m}$) decrease.[27]

5. Discussion

5.1. Air Temperature

Air temperature is the main parameter for thermal modeling. Data of regional meteorological station can be used. Besides, a detailed archive of many hydro meteorological parameters with a spatial resolution of less than 5 km in the Russian Arctic allows us to obtain a regional non-hydrostatic model (COSMO-CLM). It can be used for microclimate evaluation [48]. However, it is necessary to have an air temperature sensor at the test site for comparison data.

5.2. Snow Cover

In addition to an increasing average annual air temperature, there is also an increasing quantity of precipitation, which in the permafrost leads to an increasing thickness of the snow cover, and as result, rising active layer depth and reduction of permafrost distribution. There are insignificant snow cover changes at the Baydara test site. However, at the Khanovey test site, the thickness of the snow cover is one of the main factors that must be taken into account in this region. So, in 2016, the average annual snow thickness was 131 mm (maximum 370 mm), and in 2017 almost 3 times more—368 mm (maximum 910 mm). At the same time, the average annual temperature in 2016 was 2 °C higher than in 2017. That is why the active layer depth changes not more than 20%.

5.3. Vegetation Cover

At the Baydara test site, the vegetation cover is uniform and is represented by peat (from 20 to 80 cm). At the Khanovey test site, the vegetation cover can be divided into four groups.

(1) The flat-topped hill surfaces are occupied by most cold-loving communities of the more northern territories shrub-lichen tundra with isolated occurrences of dwarf birch with the lowest height and foliage projective cover (15–25%, average—17%). Communities of shrub-lichen tundra, gravitate towards the most elevated, wind-exposed areas of flat-topped hill structures, with the greatest temperature fluctuations and are characterized by the lowest height of all layers of vegetation (lichens—2–4 cm, shrubs—15–20 cm, ground shrubs—2–4 cm).

(2) On the slopes of the flat-topped hill structures, low yernik shrub-lichen tundra dominates, being replaced, along the slope, by moss-lichen and lichen-moss tundra. There is an increase in the abundance (from 12–15% to 45–70%) and height (from 17–20 cm to 30–35 cm) of dwarf birch on the slopes of flat-topped hill structures in the low yernik shrub-lichen tundra.

(3) In the inter-hill depressions, there is a predominance of yernik shrubby-sedge-moss tundra with the highest projective cover of the shrub layer (70–85%) with a predominance of dwarf birch (50–90 cm, up to 120 cm in height) and maximum moss as ground cover (80–95%) of red-stemmed feathermoss and glittering wood moss 8–10 cm in height, which levels out temperature fluctuations and reduces penetration of daily fluctuations into the ground.

(4) In inter-hill depressions, there are isolated small areas (approx. 5×3 m) of sedge-sphagnum bogs.

The coefficient of thermal conductivity of the vegetation cover can differ by a factor of 4 for these two sites.

5.4. Lithology, Composition, and Physical Properties of Soils

Determination of the composition and properties of the soil is necessary for the verification and calibration of thermal modeling. In addition, the data are used for the interpretation of electrical resistivity tomography and ground temperature measurements. The next step is the determination the thermal properties of soils in frozen and thawed states [34]. However, it is also possible to use table values for the thermal properties depending on water content and density [49]. Temperature and salinity impact all properties of frozen soil [50]. That is why it is so important to have these data for the Baydara test site.

5.5. *Ground Temperature*

The average annual temperature of soils on the high and low coast of the Baydaratskaya Bay field station did not differ so much between the boreholes (Table 1). The amplitude of temperature fluctuation near the high coast was 36.4 °C, low coast was 23.9 °C. The temperatures of the soils are close to each other. This is due to their close locations to the edge of the slopes, where the thermal effect occurs both vertically and along the slope line. This coastal section retreated by 1.0–1.9 m per year in 2005–2016 [22].

The temperature of the soil at the Khanovey test site was much higher than that at the Baydaratskaya Bay study site (Figure 3). The hillocks had a soil temperature of –0.5 °C and an amplitude of temperature fluctuation in the surface temperature of 39.3 °C (Table 1). In the inter-mound depressions, and in particular, the thermokarst lake, the mean annual ground temperatures were close to the temperature at the onset of rock freezing of –0.1 °C. The amplitude of temperature fluctuation at the thermokarst lake was 33.8 °C. In general, the amplitude of temperature fluctuation at the Khanovey study site was higher than that at the Baydaratskaya Bay site, suggesting that the distance from the sea and the influence of the continental climate effect are primary factors.

At the Khanovey site, the layer of seasonal thawing was much larger, varying from 3.2 to 4.4 m, judged by the data from the Khanovey-1 borehole. In the Khanovey-3 borehole, the situation is different. It locates on an overgrown thermokarst lake with a suspected talik, and it thus did not freeze completely. Only seasonal freezing occurs here, and its depth was from 0.8 m to 1.4 m in the studied period. Due to the large active layer thickness, the standard probe method does not work at this test site. Only ground temperature data or electrical resistivity tomography can be used.

The time of the formation of the active layer and its subsequent decrease at both study sites was similar, ranging from May to October. The seasonal freezing layer forming at the borehole Khanovey-3 has a similar time frame, from October to May. However, the nature of freezing the seasonally thawed layer is very different between the study sites. At the Khanovey research site, closure occurred on average at a depth of 1.5 m, which was half of the entire thickness of the seasonally thawed layer. Contrastingly, at the Baydaratskaya Bay site, the seasonal thawing layer closes only due to freezing from above and at the same depth as the base of the seasonally thawed layer.

Mean annual ground temperature and amplitude of surface temperature fluctuation can be used for analytical calculations [51] and harmonic analyses [52].

5.6. *Electrical Resistivity Tomography (ERT)*

Very few publications report the subsurface ERT images along the permafrost coasts worldwide [53–55], and thus, the permafrost structure along the southwest coast of the Baydaratskaya Bay is poorly understood. In our ERT measurements, an inter electrode pitch of 5 m was chosen, with a total string profile length of 315 m. The maximum length of the ERT interpretation profile was about 280 m. The resulting vertical resolution in the upper part of the section was 1.5–2 m. Although it was difficult to estimate the active layer thickness, which is less than 1 m on average at the entire site well below the vertical resolution, it was possible to identify talik zones and the permafrost base.

Frozen soils are imperfect dielectrics and characterized by their high resistivity values. In the frozen state, the resistivity of dispersed soils is 10 to 100 times higher than that of the same soils in the thawed state [56]. In addition, the resistivity of frozen rocks is influenced by the lithological composition, moisture content, ice content, cryogenic structure, temperature and mineralization of the pore solution. For example, the resistivity in finely dispersed soils with a massive cryogenic texture increases by 10–100 times, up to 400–5000 times with the formation of a schlieren cryogenic texture and ice wedges [57].

Our interpretation of the electric exploration sections without considering the effect of salinity could be as follows: frozen soils with resistivity above $500 \Omega \cdot \text{m}$ and thawed soils with resistivity below $500 \Omega \cdot \text{m}$. However, we recognize that saline soils have a significant effect on their resistivity [58]. They are manifested in geoelectric sections by a sharp decrease in resistivity, and the dependence of resistivity on lithology and temperature acquires a specific character. Nevertheless, with a high degree of salinity of frozen soils, the resistivity values practically do not differ from the thawed ones [59]. In this regard, the interpretation of the results could have great uncertainty since the salinity at depths of more than 30 m is unknown.

Profile No. 1 is 945 m long, runs through the first sea terrace and laida, paralleling to the coast (Figure 7). On the side of the sea terrace, at the depth from 0.6–1 m to 30–45 m, we observed high resistivity values near the constituent rock strata. We concluded that the permafrost thickness here averages 30–40 m, and its maximum reaches locally 60 m in this study area. Based on Profiles No. 1 and No. 3, we suggest that permafrost is completely absent in the territory of the entire laida. The resistivity of the rocks here averages about $100 \Omega \cdot \text{m}$, indicative of the presence of thawed rocks or cooled saline soils. The low laidas in this area are often flooded, contributing to the saltwater infiltration and thawing of the ground.

Profile No. 2 locates perpendicular to the seashore and crosses Profile No. 1 (Figure 7). The resistivity of rocks beneath the beach and the adjacent slope varied from 5 to $40 \Omega \cdot \text{m}$ at the depths of 1 to 15 m. This result indicates a thawed state and/or the presence of cooled saline soils. The profile image further suggests that there is a permafrost boundary at a distance of approximately 170 m from the water's edge. The permafrost thickness is 20–25 m. The depth of the permafrost roof on the terrace varies from 3–3.5 m to 4–4.5 m, and then deepens slightly to 5.5 m associated with the presence of the lake.

Profile No. 4 crosses the beach, the slope (ca. 6 m high), and the sea terrace. High resistances in this area are observed, starting from the upper edge of the slope to further upward of the slope continuously (Figure 7). The position of the permafrost base reaches a depth of 85 m. Concurrently, we also observed a layer with low resistivity values at a depth of 13 m to 25 m, extending from the cliff to the terrace. The same low resistances are found throughout the section. This fact can be explained by the fact that this layer contains saline cooled dispersed soils. Our interpretation of permafrost suggested by ERT data is consistent with the ground temperature data representing temperatures below the freezing point.

Compared with the Baydaratsya Bay area, the interpretation of our ERT image in the Khanovei area can be unique because the soils are not saline.

Despite the difference in air temperature, snow cover thickness, soil properties, the thickness of the permafrost is almost the same for the two sites and varies from 0 to 90 m. However, the reasons for the formation of uneven permafrost distribution are completely different. At the Baydaratskaya Bay test site, taliks are located on the beach, where the sea has a warming effect. At the Khanovei test site, taliks were formed due to the uneven distribution of snow.

6. Conclusions

We have proposed a novel multi-parameter monitoring protocol, which consists of the following set of controlled parameters:

- Air temperature;

- Snow cover (thickness, density, thermal conductivity);
- Vegetation cover (classification, thickness, thermal conductivity);
- Soil properties (classification, grain size, water content, density, Attenberg limits, the relative content of organic matter, salinity, freezing point);
- Permafrost distribution (talik sizes);
- Mean annual ground temperature;
- Amplitude of surface temperature fluctuations;
- Thickness of the active layer;
- Type of cryogenic processes.

These parameters were compiled on the basis of the principles of a complete characterization of the geocryological conditions of the test site, functioning the monitoring system based on the developed protocol, and frequency of measurements. By integrating the study of the composition and properties of soils, soil temperatures, electrical resistance of frozen and thawed grounds, our work allowed us to fully characterize the studied sites, suggesting that it will help further monitoring in the future and in the modeling of the thermal state in the European north of Russia, and also assist in the calibration of remote sensing data such as Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) [60]. Our test sites made it possible to focus stationary observations on the typical areas in the European part of the Russian Arctic that were identified at the preliminary stage of the study. This will allow applying the received monitoring materials in territories with a similar set of conditions. Our general multi-parameter monitoring protocol may be supplemented with specific methods to monitor cryogenic processes or infrastructure facilities.

Author Contributions:

Funding: This research was funded by the grant RFBR, No 21-55-50012 and Japan-Russia Research Cooperative Program between JSPS and RFBR (JPJSBP120214811).

References

1. Obu, J.; Westermann, S.; Bartsch, A.; Berdnikov, N.; Christiansen, H.H.; Dashtseren, A.; Delaloye, R.; Elberling, B.; Etzelmüller, B.; Kholodov, A.; et al. Northern Hemisphere Permafrost Map Based on TTOP Modelling for 2000–2016 at 1 km² Scale. *Earth-Sci. Rev.* **2019**, *193*, 299–316. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023>.
2. Yershov, E.D. *General Geocryology (Studies in Polar Research)*; Williams, P., Ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, **1998**. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511564505>.
3. Biskaborn, B.K.; Smith, S.L.; Noetzli, J.; Matthes, H.; Vieira, G.; Streletskiy, D.A.; Schoeneich, P.; Romanovsky, V.E.; Lewkowicz, A.G.; Abramov, A.; et al. Permafrost is warming at a global scale. *Nat. Commun.* **2019**, *10*, 264. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>.
4. Romanovsky, V.E.; Smith, S.L.; Isaksen, K.; Nyland, K.E.; Kholodov, A.L.; Shiklomanov, N.I.; Streletskiy, D.A.; Farquharson, L.M.; Drozdov, D.S.; Malkova, G.V.; et al. Terrestrial Permafrost. In State of the Climate in 2019. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2020**, *101*, 265–271. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0086.1>.
5. Jin, X.-Y.; Jin, H.-J.; Iwahana, G.; Marchenko, S.S.; Luo, D.-L.; Li, X.-Y.; Liang, S.-H. Impacts of climate-induced permafrost degradation on vegetation: A review. *Adv. Clim. Change Res.* **2020**, *12*, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002>.
6. Stephen, K. Societal Impacts of a Rapidly Changing Arctic. *Curr. Clim. Change Rep.* **2018**, *4*, 223–237. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0106-1>.
7. Ramage, J.; Jungsberg, L.; Wang, S.; Westermann, S.; Lantuit, H.; Heleniak, T. Population living on permafrost in the Arctic. *Popul. Environ.* **2021**, *43*, 22–38. <https://doi.org/10.1007/s11111-020-00370-6>.
8. Hjort, J.; Karjalainen, O.; Aalto, J.; Westermann, S.; Romanovsky, V.E.; Nelson, F.E.; Etzelmüller, B.; Luoto, M. Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 5147. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4>.
9. Streletskiy, D.A.; Suter, L.J.; Shiklomanov, N.I.; Porfiriev, B.N.; Eliseev, D.O. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost. *Environ. Res. Lett.* **2019**, *14*, 025003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaf5e6>.
10. Melnikov, V.P.; Osipov, V.I.; Brouchkov, A.V.; Falaleeva, A.A.; Badina, S.V.; Zheleznyak, M.N.; Sadurtdinov, M.R.; Ostrakov, N.A.; Drozdov, D.S.; Osokin, A.B.; et al. Climate warming and permafrost

- thaw in the Russian Arctic: Potential economic impacts on public infrastructure by 2050. *Nat. Hazards* **2022**. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05179-6>.
11. Miner, K.R.; Turetsky, M.R.; Malina, E.; Bartsch, A.; Tamminen, J.; McGuire, A.D.; Fix, A.; Sweeney, C.; Elder, C.D.; Miller, C.E. Permafrost carbon emissions in a changing Arctic. *Nat. Rev. Earth Environ.* **2022**, *3*, 55–67. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00230-3>.
 12. Turetsky, M.R.; Abbott, B.W.; Jones, M.C.; Anthony, K.W.; Olefeldt, D.; Schuur, E.A.G.; Grosse, G.; Kuhry, P.; Hugelius, G.; Koven, C.; et al. Carbon release through abrupt permafrost thaw. *Nat. Geosci.* **2020**, *13*, 138–143. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>.
 13. Smith, S.; Brown, J. Assessment of the Status of the Development of the Standards for the Terrestrial Essential Climate Variables. Permafrost and Seasonally Frozen Ground. **2009**. Available online: <http://library.arcticportal.org/668/> (accessed on 17 January **2022**).
 14. Circumpolar Active Layer Monitoring Network (CALM). Soil Moisture Content. Available online: https://www2.gwu.edu/~calm/research/soil_moisture.html (accessed on 17 January 2022).
 15. Domine, F.; Belke-Brea, M.; Sarrazin, D.; Arnaud, L.; Barrere, M.; Poirier, M. Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic snowpack. *J. Glaciol.* **2018**, *64*, 990–1002. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.89>.
 16. Nelson, F.E.; Hinkel, K.M.; Humlum, O.; Matsuoka, N. (Eds.). A Handbook on Periglacial Field Methods. 2004. Available online: <https://ipa.arcticportal.org/publications/handbook> (accessed on 17 January **2022**).
 17. Arctic Development and Adaptation to Permafrost in Transition (ADAPT). ADAPT Standard Protocols. Available online: <http://www.cen.ulaval.ca/adapt/protocols/adapt.php> (accessed on 17 January **2022**).
 18. Doré, G.; Niu, F.; Brooks, H. Adaptation Methods for Transportation Infrastructure Built on Degrading Permafrost. *Permafr. Periglac. Process.* **2016**, *27*, 352–364. <https://doi.org/10.1002/ppp.1919>.
 19. Hart, J.D.; Powell, G.H.; Hackney, D.; Zulfiqar, N. Geometry monitoring of the Trans-Alaska pipeline. In *Cold Regions Engineering: Cold Regions Impacts on Transportation and Infrastructure*; **2002**; pp. 110–121.
 20. Ran, Y.; Li, X.; Cheng, G. Climate warming over the past half century has led to thermal degradation of permafrost on the Qinghai–Tibet Plateau. *Cryosphere* **2018**, *12*, 595–608. <https://doi.org/10.5194/tc-12-595-2018>.
 21. STO Gazprom 2-3.1-072-2006. “Regulations for Geotechnical Monitoring of Engineering Facilities of the Gas Complex in the Permafrost Zone” Gasprom, p. 61.
 22. Isaev, V.; Koshurnikov, A.; Pogorelov, A.; Amangurov, R.; Podchasov, O.; Sergeev, D.; Buldovich, S.; Aleksyutina, D.; Grishakina, E.; Kioka, A. Cliff retreat of permafrost coast in south-west Baydaratskaya Bay, Kara Sea, during 2005–2016. *Permafr. Periglac. Process.* **2019**, *30*, 35–47. <https://doi.org/10.1002/ppp.1993>.
 23. Oberman, N.G. Contemporary Permafrost Degradation of the European North of Russia Proc. Ninth Int. Conf. on Permafrost. **2008**; pp. 1305–1310.
 24. Vasiliev, A.A.; Drozdov, D.S.; Gravis, A.G.; Malkova, G.V.; Nyland, K.E.; Streletskiy, D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 045001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6f12>.
 25. The Ministry of Natural Resources and the Environment of the Russian Federation. An Informational Report with an Assessment of the Current State Natural and Technogenic Situation of the Russian Arctic [Including Mare-Sale and Vorkuta Test Sites]. **2019**. Available online: <https://geomonitoring.ru/download/pshz/arctic2018.pdf>. (In Russian)
 26. Kotov, P.I.; Khilimonyuk, V.Z. Building Stability On Permafrost In Vorkuta, Russia. *Geogr. Environ. Sustain.* **2021**, *14*, 67–74. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-043>.
 27. SP 305.1325800.2017; Buildings and Structures. Rules for Conducting Geotechnical Monitoring during Construction. Standardinform: **2017**; p. 86.
 28. Available online: <https://earth.google.com>.
 29. Available online: <https://earth.esa.int/eogateway/missions/quickbird-2>.
 30. Larin, S.I. (Ed.) *Atlas of the Yamal-Nenets Autonomous Region*; FSUE “Omsk Cartographic Factory”: Omsk, Russia, **2004**; p. 303.
 31. Ogorodov, S.; Arkhipov, V.; Kokin, O.; Marchenko, A.; Overduin, P.; Forbes, D. Ice Effect on Coast and Seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea. *Geogr. Environ. Sustain.* **2013**, *6*, 21–37. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2013-6-3-21-37>.
 32. Pavlov, V.A.; Lebedeva, E.S.; Lakeev, V.G. (Eds.), Kara Sea. In *Ecological Atlas*; Atlases of the Russian Arctic Seas; Arctic Research Center LLC: **2016**; p. 272. ISBN: 978-5-9908796-0-7. (In Russian)
 33. Ministry of Natural Resources of the Russian Federation; Federal Agency for Subsoil Use; The Department of Mineral Resources of Northwestern Federal District; FSBI VSEGEI Named after A. P. Karpinsky. State Geological Map of the Russian Federation Scale 1: 200,000 Second Edition, Series Polar-Ural Sheets R-42-XXV, XXVI (Yary), **2018**. Available online: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk200-2/polyarnouralskaya/r-42-xxv-xxvi.php.

34. The composition, structure and properties of frozen and thawed deposits on the Baydaratskaya Bay coast, Kara Sea. *Earth's Cryosphere* **2017**, 21, 11–22. [https://doi.org/10.21782/ec2541-9994-2017-1\(11-22\)](https://doi.org/10.21782/ec2541-9994-2017-1(11-22)).
35. Vladislav, I.; Pavel, K.; Dmitrii, S. Technogenic Hazards of Russian North Railway. In *Transportation Soil Engineering in Cold Regions*; Lecture Notes in Civil Engineering; Springer: Singapore, **2020**; Volume 1. https://doi.org/10.1007/978-981-15-0450-1_32.
36. Grigoriev N.F. *Cryolithozone of the Coastal Part of Western Yamal*; Permafrost Institute: Yakutsk, Russia, 1987; p. 111.
37. Williams, P.J.; Warren, M.T. *The English Language Edition of the Geocryological Map of Russia and Neighboring Republics*; Collaborative Map Project, Soft Cover: Ottawa, ON, Canada, **1999**; p. 32, ISBN 0-9685013-0-3. Map: 16 Sheets (95 × 66 cm per sheet), Scale 1:2,500,000. [https://doi.org/10.1002/1099-1530\(200007/09\)11:33.0.CO;2-C](https://doi.org/10.1002/1099-1530(200007/09)11:33.0.CO;2-C).
38. Hribik, M.; Vida, T.; Skvarenina, J.; Ivan, L. Hydrological effects of Norway spruce and European beech on snow cover in a mid-mountain region of the Polana mts. Slovakia/Hydrologický vplyv smreka obyčajného a buka lesného na snehovú pokrývku v stredohorských polohách pohoria poľana na slovensku. *J. Hydrol. Hydromech.* **2012**, 60, 319–332.
39. Isaev, V.S.; Kotov, P.I.; Khilimonjuk, V.Z. *Manual for Vorkuta Fieldwork Activities*; Kotov, P.I., Gordeeva, G.I., Eds.; KDU: Moscow, Russia, **2022**; p. 200.
40. GOST 12536-2014. Methods for Laboratory Determination of Particle Size (Grain) and Micro-Aggregate Composition. **2014**. Available online: <https://docs.cntd.ru/document/1200116022>.
41. GOST 5180-2015. Methods for Laboratory Determination of Physical Characteristics. **2015**. Available online: <https://docs.cntd.ru/document/1200126371>.
42. GOST 23740-2016. Methods for Determination of Organic Matter Content. **2016**. Available online: <https://docs.cntd.ru/document/1200143232>.
43. Roman, L.T.; Tsarapov, M.N.; Kotov, P.I.; Volokhov, S.S.; Motenko, R.G.; Cherkasov, A.M.; Stein, A.I.; Kostousov, A.I. *A Guide for Determining the Physical and Mechanical Properties of Freezing, Frozen and Thawing Dispersed Soils*; Publishing House Book House University: **2018**; p. 188.
44. Uvarova, A.V.; Komarov, I.A.; Isaev, V.S.; Tyurin, A.I.; Bolotyuk, M.M. The Dynamics of the Parameters of the Active Layer. *Mosc. Univ. Geol. Bull.* **2020**, 75, 268–276. <https://doi.org/10.3103/s0145875220030126>.
45. Hemeda, S. Electrical Resistance Tomography (ERT) Subsurface Imaging for Non-destructive Testing and Survey in Historical Buildings Preservation. *Aust. J. Basic Appl. Sci.* **2013**, 7, 344–357.
46. Vanhala, H.; Lintinen, P.; Oberman, N.; Jokinen, J. Monitoring Permafrost Degradation with Geophysical Methods. In *Report of Year 2009 Studies by the River Ko-Rotaikha, NW Russia*; **2010**. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29627.54560>.
47. Bobachev, A.A. ERT—The method of resistance and induced polarization. *Devices Syst. Explor. Geophys.* **2006**, 2, 14–17.
48. Platonov, V.; Varentsov, M. Introducing a New Detailed Long-Term COSMO-CLM Hindcast for the Russian Arctic and the First Results of Its Evaluation. *Atmosphere* **2021**, 12, 350. <https://doi.org/10.3390/atmos12030350>.
49. *State Standard 25 13330:2012*; Soil Bases and Foundations on Permafrost Soils. Standardinform: Moscow, Russia, 2012; p. 152.
50. Kotov, P.I.; Stanilovskaya, J.Y.V. Predicting changes in the mechanical properties of frozen saline soils. *Eur. J. Environ. Civ. Eng.* **2021**. <https://doi.org/10.1080/19648189.2021.1916604>.
51. Kudryavtsev, V.A. (Ed.). *Basics of Permafrost Forecast in Engineering-Geological Investigations*; Moscow University Press: Moscow, Russia, 1974. (In Russian)
52. Islam, M.A.; Lubbad, R.; Amiri, S.A.G.; Isaev, V.; Shevchuk, Y.; Uvarova, A.V.; Afzal, M.S.; Kumar, A. Modelling the seasonal variations of soil temperatures in the Arctic coasts. *Polar Sci.* **2021**, 30, 100732. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100732>.
53. Farzadian, M.; Vieira, G.; Santos, F.A.M.; Tabar, B.Y.; Hauck, C.; Paz, M.C.; Bernardo, I.; Ramos, M.; de Pablo, M.A. Detailed detection of active layer freeze–thaw dynamics using quasi-continuous electrical resistivity tomography (Deception Island, Antarctica). *Cryosphere* **2020**, 14, 1105–1120. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1105-2020>.
54. Pedrazas, M.N.; Cardenas, M.B.; Demir, C.; Watson, J.A.; Connolly, C.T.; McClelland, J.W. Absence of ice-bonded permafrost beneath an Arctic lagoon revealed by electrical geophysics. *Sci. Adv.* **2020**, 6, eabb5083. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb5083>.
55. Kim, K.; Lee, J.; Ju, H.; Jung, J.Y.; Chae, N.; Chi, J.; Kwon, M.J.; Lee, B.Y.; Wagner, J.; Kim, J.-S. Time-lapse electrical resistivity tomography and ground penetrating radar mapping of the active layer of permafrost across a snow fence in Cambridge Bay, Nunavut Territory, Canada: Correlation interpretation using vegetation and meteorological data. *Geosci. J.* **2021**, 25, 877–890. <https://doi.org/10.1007/s12303-021-0021-7>.

56. Zykov, Y.D. *Geophysical Methods for Studying the Permafrost*; Moscow University Publishing House: Moscow, Russia, 2007; p. 272.
57. Wu, Y.; Nakagawa, S.; Kneafsey, T.J.; Dafflon, B.; Hubbard, S. Electrical and seismic response of saline permafrost soil during freeze—Thaw transition. *J. Appl. Geophys.* **2017**, *146*, 16–26. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.08.008>.
58. Koshurnikov, A.V.; Kotov, P.I.; Agapkin, I.A. The Influence of Salinity on the Acoustic and Electrical Properties of Frozen Soils. *Mosc. Univ. Geol. Bull.* **2020**, *75*, 97–104. <https://doi.org/10.3103/s014587522001007x>.
59. Agapkin, I.; Kotov, P. Determination State of Frozen Saline Soils by Geophysical Methods. In Proceedings of the Tyumen, Tyumen, Russia, 22–26 March 2021; pp. 1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202150012>.
60. Rouyet, L.; Karjalainen, O.; Niittynen, P.; Aalto, J.; Luoto, M.; Lauknes, T.R.; Larsen, Y.; Hjort, J. Environmental Controls of InSAR-based Periglacial Ground Dynamics in a Sub-Arctic Landscape. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2021**, *126*, e2021JF006175. <https://doi.org/10.1029/2021jf006175>.

Секция 8
ИСТОРИЯ, МЕТОДОЛОГИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ В
ГЕОКРИОЛОГИИ

НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ ЕЛИЗАВЕТЫ ПЕТРОВНЫ ШУШЕРИНОЙ

Волохов С.С.

Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, каф. геокриологии, г. Москва, ssvolokhov@mail.ru

Краткий обзор работ выдающегося геокриолога-экспериментатора Е.П. Шушериной в области механики мерзлых грунтов.

SCIENTIFIC HERITAGE OF ELIZAVETA PETROVNA SHUSHERINA

Volokhov S.S.

Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow, Russia,
ssvolokhov@mail.ru

A brief review of the works of the outstanding experimental geocryologist E.P. Shusherina in the field of frozen soil mechanics.



Два года назад исполнилось 100 лет со дня рождения Елизаветы Петровны Шушериной (08.09.1920-13.01.2007) – выдающегося мерзлотоведа и исследователя в области экспериментальной механики мерзлых грунтов. К сожалению, это событие осталось практически незамеченным в научном геокриологическом сообществе и на кафедре геокриологии, которой Елизавета Петровна посвятила большую часть своей творческой научной жизни. Автор хочет восполнить этот пробел, сделав краткий обзор ее научной деятельности и публикаций.

Работы Е.П. Шушериной и ее сотрудников (научно-технические отчеты и печатные публикации) отличает четкость в постановке задач, подробное и точное описание методики экспериментов и характеристики исследуемых мерзлых и оттаивающих грунтов, получение результатов исследований в зависимости от различных факторов (состава и свойств грунтов, их строения и структурно-текстурных особенностей, условий испытания), научный анализ полученных результатов. Это делает опубликованные ею материалы воспроизводимыми и доступными для сравнения с результатами других исследователей. Публикации работ Е.П. Шушериной могут являться образцом для других ученых, особенно для молодых специалистов.

Направления научных интересов Елизаветы Петровны в области лабораторных исследований механических свойств мерзлых и оттаивающих грунтов весьма обширны. В настоящем обзоре ссылки на публикации приводятся в соответствии с докладом “Библиография Е.П. Шушериной”, приводим в этом сборнике. В нем все печатные работы распределены по основным направлениям исследований Елизаветы Петровны. В пределах каждого раздела публикации расположены в хронологической последовательности, что, по мнению автора, отражает развитие каждого направления и может быть удобно при работе с публикациями в рамках каждого научного направления.

Научные результаты Е.П. Шушериной обобщены в монографиях, учебниках, учебных пособиях и публикациях, посвященных общим вопросам механики мерзлых грунтов [1-13]. Уже в 1957 г. ее имя стоит рядом с такими выдающимися учеными, как Н.А. Цытович, З.А. Нерсесова, А.П. Боженова, И.А. Тютюнов, Б.А. Достовалов, П.А. Шумский, Ф.Г. Бакулин, Б.А. Савельев, В.Ф. Жуков, Г.А. Мартынов, С.С. Вялов, в работе, обобщающей достижения мерзлотоведения на тот период [2]. Если до 1956-го года Елизавета Петровна работала под руководством Н.А. Цытовича и С.С. Вялова, то при переходе на кафедру мерзлотоведения МГУ она, не теряя связи со своими учителями, создала научный коллектив из таких замечательных исследователей, как Л.В. Емельянова, Л.Н. Донцова, В.В. Шнейдерова, Г.П. Мартынова, Ю.П. Бобков, М.И. Заболотская, В.В. Врачев, И.Н. Иващенко, Ю.В. Кулешов, А.В. Брушков и других, работавших на кафедре мерзлотоведения в разные годы. При этом Елизавета Петровна сотрудничала и с известными специалистами из других организаций: С.Е. Гречищевым, В.П. Коноваловым, Н.К. Пекарской, Р.В. Максимьяк, С.Э. Городецким, В.Н. Голубевым, В.В. Роговым и другими.

В одной из публикаций, посвященной Елизавете Петровне, написано, что ее работы вошли в сокровищницу инженерного мерзлотоведения. Следует отметить, что основная часть научных результатов Е.П. Шушериной получена ею на кафедре мерзлотоведения (в последующем – геокриологии). Поэтому не случайно то, что один из разделов современного издания, посвященный изложению этих результатов [13], опубликован под ее именем.

Большая часть работ Е.П. Шушериной и ее сотрудников посвящена разработке и усовершенствованию методик и методов испытания мерзлых и оттаивающих грунтов на сжатие, растяжение, сдвиг, сдвиг по поверхности смерзания с материалами, осадку при оттаивании, сдвиг оттаивающих грунтов и других [14-24]. Будучи единомышленником Сергея Степановича Вялова, Елизавета Петровна разрабатывала методы механических

испытаний мерзлых и оттаивающих грунтов с позиций реологии грунтов. Ее разработки обобщены в кафедральном учебном пособии для студентов [24], которое, на взгляд автора, и на сегодняшний день является лучшим руководством по механическим испытаниям мерзлых грунтов. Современный ГОСТ на испытания во многом отражает ее методические разработки. Свои экспериментальные исследования Елизавета Петровна проводила, основываясь на них. Именно поэтому С.С. Вялов в своих теоретических исследованиях во многом опирался на экспериментальные результаты Е.П. Шушериной. Они полностью подтверждали его научные идеи.

Огромный пласт лабораторных экспериментальных работ Е.П. Шушериной – механические испытания мерзлых грунтов. Это действительно огромный вклад в сокровищницу инженерного мерзлотоведения, поскольку все исследования выполнены на безукоризненном методическом уровне, и ее результаты могут использовать все экспериментаторы и сопоставлять со своими результатами. Экспериментальные работы Елизаветы Петровны были основаны на исследовании реологических свойств мерзлых грунтов – их ползучести и длительной прочности – наиболее прогрессивном направлении механики мерзлых грунтов, введенном в нее С.С. Вяловым. Для этого Елизавета Петровна с сотрудниками использовала целый спектр методов испытаний мерзлых грунтов: одноосное сжатие и растяжение [25-29], трехосное сжатие [30,31], сдвиг [9,13], сдвиг по поверхности смерзания [32-37] и другие. Испытания выполнялись, а их результаты анализировались, в зависимости от влияния на ползучесть и длительную прочность мерзлых грунтов различных факторов – состава и свойств мерзлых грунтов, термодинамических условий и режима испытаний. Особое внимание уделялось влиянию на прочностные и деформационные свойства мерзлых грунтов их структурно-текстурных особенностей, что является большим вкладом в механику мерзлых грунтов кафедры мерзлотоведения (геокриологии).

Такой подход позволил Е.П. Шушериной выйти на анализ влияния отдельных факторов (состава, влажности, температуры грунтов, режима загрузки) на реологические свойства мерзлых грунтов [38-43]. Кроме этого, одним из научных интересов Е.П. Шушериной было исследование механических свойств льда, как одного из компонентов мерзлых грунтов и как мономинеральной породы, в сотрудничестве с известными гляциологами [44-47].

Пионерным направлением в исследованиях Е.П. Шушериной являлись ее работы по исследованию механических свойств мерзлых грунтов и льда в области низких (до -60 °С) температур [48-50, 54]. Полученные результаты могут быть актуальными и в настоящее время при активном изучении планет Солнечной системы и их спутников.

Исследования механических свойств мерзлых пород с позиций реологии позволили исследователям во главе с Е.П. Шушериной выйти на их изучение с точки зрения влияния на эти свойства строения и структурно-текстурных особенностей мерзлых пород [51-57]. Уникальным является исследование влияния вклада отдельных компонентов мерзлых пород в их прочностные свойства [55-56]. Таких исследований до последнего времени в Мире не проводилось.

Кроме исследования закономерностей, связанных с прочностью и деформируемостью мерзлых грунтов, Е.П. Шушерина с сотрудниками занималась и исследованием прочностных и деформационных свойств оттаивающих грунтов [58-61]. Эти исследования в настоящее время продолжаются М.Н. Цараповым и П.И. Котовым – сотрудниками кафедры геокриологии МГУ, ведущими исследователями в этой области в России.

Отдельным направлением научных и профессиональных интересов Е.П. Шушериной являлось изучение температурных деформаций мерзлых пород [62-69]. Экспериментальное изучение этого вопроса стало продолжением исследований И.Н.

Вотякова, С.Е. Гречищева, Т.Р. Бутковича и других. Развитием результатов предшественников явилось расширение температурного диапазона исследований в область низких температур (до $-165\text{ }^{\circ}\text{C}$) [64,65] и распространение полученных результатов на мерзлые породы в природных условиях [67, 69].

Публикации Е.П. Шушериной в международных изданиях, к сожалению, немногочисленны, результаты ее трудов малоизвестны мировому научному сообществу, при том, что ее вклад в Науку бесценен. Поэтому автор данного небольшого обзора и научной библиографии Е.П. Шушериной, которые он рассчитывает в будущем расширить, надеется, что его скромный труд позволит донести и до зарубежных ученых те результаты, которые были получены выдающимся советским и российским мерзлотоведом – Елизаветой Петровной Шушериной.

БИБЛИОГРАФИЯ Е.П. ШУШЕРИНОЙ

Волохов С.С.

Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, каф. геокриологии, г. Москва, ssvolokhov@mail.ru

В настоящем докладе приводится аннотация работ Е.П. Шушериной – выдающегося геокриолога-экспериментатора в области механики мерзлых грунтов.

BIBLIOGRAPHY OF E.P. SHUSHERINA

Volokhov S.S.

Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow, Russia,
ssvolokhov@mail.ru

A brief review of the works of the outstanding experimental geocryologist E.P. Shusherina in the field of frozen soil mechanics.

Работы выдающегося исследователя-экспериментатора в области механики мерзлых грунтов Елизаветы Петровны Шушериной публиковались в различных библиографических источниках, уже более 40-ка лет назад, поэтому современному исследователю, особенно молодому, они могут быть неизвестны. Автор задался целью составить полный библиографический свод трудов Елизаветы Петровны, поскольку считает, что они являются очень ценным вкладом в механику мерзлых грунтов и в геокриологию (мерзлотоведение). Кроме этого, автор убежден, что эти работы будут очень полезны молодым исследователям, специализирующимся в области механики мерзлых грунтов.

В настоящем докладе труды Е.П. Шушериной распределены по направлениям, которые являлись областями ее научных интересов. В пределах каждого раздела публикации расставлены в хронологической последовательности, что, по мнению автора, отражает развитие того или иного направления и может быть удобно при использовании их специалистами.

Приводимый здесь перечень работ Е.П. Шушериной является незаконченным, поэтому автор данной библиографии будет очень признателен своим читателям, которые располагают сведениями о других публикациях Елизаветы Петровны и пришлют ему ссылки на них.

Общие вопросы механики мерзлых грунтов

1. Шушерина Е.П. Исследование изменений физико-механических свойств грунтов в результате их промерзания и последующего оттаивания. Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 1955, 16 с.

2. Цытович Н.А., Нерсесова З.А., Боженова А.П., Тютюнов И.А., Достовалов Б.Н., Шумский П.А., Бакулин Ф.Г., Савельев Б.А., Жуков В.Ф., Мартынов Г.А., Вялов С.С., Шушерина Е.П. О физических явлениях и процессах в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах (некоторые обобщения). // Материалы по лабораторным исследованиям мёрзлых грунтов. Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 7-114.

3. Шушерина Е.П., Цытович Н.А. Некоторые опыты по изучению влияния промораживания и последующего оттаивания на прочность глинистых грунтов // Материалы по лабораторным исследованиям мёрзлых грунтов. Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 280-288.

4. Шушерина Е.П. Изменение физико-механических свойств грунтов под действием промерзания и последующего оттаивания. // В сб.: VII междувед. совещ. по мерзлотоведению. Мат-лы по физике и механике мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 48-55.

5. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 2, Инженерная геокриология. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 368 с.

6. Вялов С.С., Гмошинский В.Г., Городецкий С.Э., Григорьева В.Г., Зарецкий Ю.К., Пекарская Н.К., Шушерина Е.П., Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты ледогрунтовых ограждений. Под ред. С.С. Вялова. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 254 с.

7. Вялов С.С., Гречищев С.Е., Достовалов Б.Н., Шушерина Е.П. Современные проблемы механики мерзлых грунтов. // Мат-лы всесоюз. науч. совещания по мерзлотоведению 1970 года. М.: Изд-во Московского ун-та, 1972, с. 37-56.

8. Вялов С.С., Гречищев С.Е., Шушерина Е.П. Физика и механика мерзлых пород. // Мат-лы всесоюз. науч. совещания по мерзлотоведению 1970 года. М.: Изд-во Московского ун-та, 1972, с. 327-334.

9. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во Московского ун-та, 1974, 432 с.

10. Общее мерзлотоведение. Под ред. В.А. Кудрявцева. Изд-во Московского ун-та, 1978, 464 с.

11. Шушерина Е.П. О прогнозе прочности дисперсных мерзлых пород. // Тезисы докладов к междувед. совещанию “Геокриологический прогноз в осваиваемых районах Крайнего Севера”. 1982, М.: ВГЕГИНГЕО, с. 182-183.

12. Шушерина Е.П., Брушков А.В., Емельянова Л.В., Кулешов Ю.В., Мотенко Р.Г., Крылова Т.А., Коновалов В.П. Исследование механических свойств мерзлого песка для прогноза устойчивости ледогрунтовых ограждений. // Тезисы докл. научно-практич. конф. “Инженерно-геологические изыскания в области вечной мерзлоты”. Благовещенск, 1986, с. 333-334.

13. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова. М.: Изд-во “Геоинфо”, 2016, 512 с.

Методические вопросы механики мерзлых грунтов

14. Шушерина Е.П. К методике определения коэффициента оттаивания и коэффициента уплотнения мерзлых грунтов при оттаивании. // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, сб. № 1. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

15. Шушерина Е.П. Инструктивные указания по исследованию осадок мерзлых грунтов при оттаивании. // *Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов*, сб. № 2. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с.138-150.

16. Вялов С.С., Пекарская Н.К., Шушерина Е.П. Методика испытаний мерзлых грунтов на сжатие и сдвиг с учетом ползучести. // *Мерзлотные исследования*, вып. II. М.: Изд-во Московского ун-та, 1961, с. 165-188.

17. Шушерина Е.П. О методике определения сопротивления сдвигу оттаявших грунтов. // *Мерзлотные исследования*, вып. VII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1967, с. 258-263.

18. Zikov, Yu.D., Frolov, A.D., and Shusherina, E.P. Application of Ultrasonics for Evaluating the Phase of Frozen Soils. // *Proc. 2-nd Intern. Conf. on Permafrost, Yakutsk, 1973, USSR Contribution*, pp. 335-337.

19. Шушерина Е.П., Емельянова Л.В., Жаров А.А. К методике определения предельно длительной прочности мерзлых грунтов. // В сб.: *Инженерные изыскания в строительстве*, сер. 15, вып.2. М.: ЦИНИ Госстроя СССР, 1979, с 17-21.

20. Шушерина Е.П., Емельянова Л.В., Жаров А.А. О методике определения предельно длительной прочности мерзлых грунтов. // В сб.: «Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты». Тезисы докл. науч. семинара, вып. 3. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1977, с. 73-75.

21. Шушерина Е.П., Шнейдерова В.В., Жаров А.А., Николаев А.А. О методике определения сопротивления мерзлых грунтов сдвигу по поверхности смерзания с материалами. // В сб.: «Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты». Тезисы докл. науч. семинара, вып. 3, Якутск: Якутское книжное изд-во, 1977, с. 76-79.

22. Шушерина Е.П., Мартынова Г.П. О методике определения осадки мерзлых грунтов при оттаивании. // В сб.: *Инженерные изыскания в строительстве*, сер. 15, вып.2. М.: ЦИНИ Госстроя СССР, 1979, с 14-16.

23. Vrachev, V.V., Ivaschenko, I.N., and Shusherina, E.P. A New Technique for Determining the Static Fatigue of Frozen Ground. // *Proc. 4-th Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Vol. 2, 1983*, pp. 306-310.

24. *Лабораторные методы исследования мерзлых пород*. Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Московского ун-та. М.: Изд-во Московского ун-та, 1985, 350 с.

Прочность и деформируемость мерзлых грунтов

Одноосное сжатие и растяжение

25. Шушерина Е.П., Вялов С.С. Изучение длительной прочности замороженных грунтов при одноосном сжатии. // *Мерзлотные исследования*, вып. III. М.: Изд-во Московского ун-та, 1963, с. 314-347.

26. Шушерина Е.П., Зайцев В.Н., Рогов В.В., Абрамкина С.Б. Сопротивление разрыву многолетнемерзлых дисперсных пород и повторно-жидких льдов. // *Мерзлотные исследования*, вып. XVI. М.: Изд-во Московского ун-та, 1977, с. 219-229.

27. Шушерина Е.П., Емельянова Л.В., Заболотская М.И. Исследование вязкости мерзлого суглинка. // Тезисы докладов к межвед. совещанию «Геокриологический прогноз в осваиваемых районах Крайнего Севера». 1982, М.: ВГЕГИНГЕО, с. 183-184.

28. Шушерина Е.П., Емельянова Л.В., Заболотская М.И. Исследование вязкости мерзлого суглинка в области температуры от -0,5 до -5 °С. // *Мерзлотные исследования*, вып. XXI. М.: Изд-во Московского ун-та, 1983, с. 143-153.

29. Шушерина Е.П., Брушков А.В., Кулешов Ю.В., Емельянова Л.В., Мотенко Р.Г. Исследование деформационных свойств мерзлого крупного песка. // *Геокриологические исследования*. М.: Изд-во Московского ун-та, 1987, с. 227-237.

Трехосное сжатие

30. Вялов С.С. Шушерина Е.П. Сопротивление мерзлых грунтов трехосному сжатию. // Мерзлотные исследования, вып. IV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1964, с. 340-375.

31. Вялов С.С., Шушерина Е.П., Городецкий С.Э. Закономерности деформирования мерзлых грунтов при простом и сложном напряженном состоянии. // Тр. СО НИИОСП, вып. 3, Мерзлотные исследования и вопросы строительства. Сыктывкар: Коми книжн. изд-во, 1967, с. 61-69.

Сдвиг по поверхности смерзания с материалами

32. Донцова Л.Н., Шушерина Е.П. Исследование сопротивления мерзлых пылеватых грунтов сдвигу по поверхности смерзания с бетоном в области температур, близких к 0 °С. // Мерзлотные исследования, вып. XV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1976, с. 198-208.

33. Шушерина Е.П., Жаров А.А., Шнейдерова В.В., Николаев А.А. Зависимость прочности смерзания грунтов при сдвиге от шероховатости поверхности материала. // Инженерное мерзлотоведение. М.: "Наука", 1979, с. 30-39.

34. Шушерина Е.П., Жаров А.А., Николаев А.А., Емельянова Л.В. Прочность смерзания грунтов при отрыве // Мерзлотные исследования, вып. XIX. М.: Изд-во Московского ун-та, 1980, с. 178-194.

35. Шушерина Е.П., Донцова Л.П., Жаров А.А. Исследование прочности мерзлых грунтов и прочности их смерзания при сдвиге в области температур от 0 до -10 °С. // Тезисы докл. школы-семинара "Исследование состава, строения и свойств мерзлых, промерзающих и оттаивающих пород с целью наиболее рационального проектирования и строительства". М.: Изд-во Московского ун-та, 1981, с. 108-109.

36. Шушерина Е.П., Заболотская М.И., Жаров А.А. Изучение прочности смерзания песчаных и глинистых грунтов при отрыве. // Тезисы докладов и сообщений всесоюз. совещания "Опыт строительства оснований и фундаментов на вечномерзлых грунтах", Воркута. М.: НИИОСП, 1981, с. 245-246.

37. Шушерина Е.П., Жаров А.А., Заболотская М.И., Перельмитер А.Д., Момотова Т.С.. Прочность смерзания песчаных и глинистых грунтов при отрыве. // Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. М.: "Наука", 1982, с. 76-85.

Влияние различных факторов на прочность мерзлых грунтов

38. Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность. // Мерзлотные исследования, вып. IX. М.: Изд-во Московского ун-та, 1969, с. 122-137.

39. Шушерина Е.П. Зависимость мерзлых горных пород от их влажности. // Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 182-183.

40. Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. Исследование зависимости прочности мерзлых горных пород от температуры. // Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 183.

41. Шушерина Е.П. Об учете состава мерзлых горных пород при изучении механических свойств. // Мерзлотные исследования, вып. XI. М.: Изд-во Московского ун-та, 1971, с. 206-211.

42. Шушерина Е.П., Жаров А.А., Емельянова Л.В. О влиянии режима загрузки на механические свойства мерзлых грунтов. // Мерзлотные исследования, вып. XVII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1978, с. 227-235.

43. Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. Зависимость прочности мерзлых грунтов и льда от температуры. // "Тр. V совещ.-семинара по обмену опытом строит. в суровых климат. условиях". Тюмень, 1968, с. 94-106.

Деформируемость и прочность льда

44. Шушерина Е.П., Гуликов А.Е. Влияние строения льда на его механические свойства. // Мерзлотные исследования, вып. IV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1964, с. 376-390.

45. Шушерина Е.П., Гуликов А.Е. Механические свойства льдов различного строения. // Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. X. 1964.

46. Шушерина Е.П. Коэффициент поперечной деформации и объемные деформации льда в процессе ползучести. // Мерзлотные исследования, вып. VII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1967, с. 251-257.

47. Шушерина Е.П., Голубев В.Н. Исследование деформируемости и структурных изменений льда в условиях трехосного сжатия. // В сб.: Тр. 3-го Всес. симп. по реологии грунтов. Ленинград, 3-8 сентября 1979. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1980, с. 348-352.

Прочность мерзлых пород и льда при низких отрицательных температурах

48. Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. Исследование механических свойств мерзлых грунтов при низких отрицательных температурах (от -10 до -55 °С). // Мерзлотные исследования, вып. VIII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1968, с. 279-286.

49. Шушерина Е.П. Сопротивление мерзлых дисперсных пород и льда разрыву в области низких температур (до -60 °С). // Мерзлотные исследования, вып. XIV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1974, с. 179-189.

50. Шушерина Е.П., Врачев В.В., Иващенко И.Н. Новые данные по механическим свойствам мерзлых грунтов при низких температурах (до -55 °С). // Мерзлотные исследования, вып. XIV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1974, с. 190-195.

Структурные исследования

51. Шушерина Е.П. Анизотропия механических свойств слоистых горных пород после их замораживания. // Мерзлотные исследования, вып. III. М.: Изд-во Московского ун-та, 1963, с. 307-313.

52. Шушерина Е.П. О коэффициенте поперечной деформации и об объемных деформациях мерзлых грунтов в процессе ползучести. // Мерзлотные исследования, вып. V. М.: Изд-во Московского ун-та, 1966, с. 229-240.

53. Kudryavtsev, V.A., Poltev, N.F., Trush, N.I., and Shusherina, E.P. Basic Laws of the Formation of the Composition Engineering-Geologic Properties of Frozen Soils During Freezing and Thawing. // Proc. 2-nd Intern. Conf. on Permafrost, Yakutsk, 1973, USSR Contribution, pp. 234-238.

54. Шушерина Е.П., Рогов В.В., Заболотская М.И. Микростроение мерзлых глинистых пород при их охлаждении от -5 до -50 °С (по данным электронной микроскопии). // Вестник Моск. Ун-та, сер. Геология, 1975, № 6, с. 106-108.

55. Максимьяк Р.В., Шушерина Е.П., Рогов В.В., Заболотская М.И. О роли составляющих мерзлых глинистых грунтов в формировании прочности при различных температурах. // Proc. 3-rd Intern. Conf. on Permafrost, Edmonton, Vol. 1, 1978, pp. 687-692.

56. Maksimyak, R.V., Shusherina, E.P., Rogov, V.V., and Zabolotskaya, M.I. On the Role of the Components of Frozen Soils in the Development of Strength at Different Temperatures. // Proc. 3-rd Intern. Conf. on Permafrost, Edmonton, English Translations of the Soviet Papers, Part 2, 1978, pp. 169-183.

57. Шушерина Е.П., Рогов В.В., Заболотская М.И., Емельянова Л.В., Жаров А.А. Изучение механизма деформирования и разрушения мерзлых глинистых грунтов

области температур, близких к 0 °С. // Мерзлотные исследования, вып. XX. М.: Изд-во Московского ун-та, 1982, с. 136-151.

Деформируемость и прочность оттаивающих грунтов

58. Рачевский Б.С., Шушерина Е.П., Ананян А.А. Некоторые данные по сопротивлению мерзлых горных пород тепловому удару. // Мерзлотные исследования, вып. IX. М.: Изд-во Московского ун-та, 1969, с. 106-111.

59. Шушерина Е.П., Максимьяк Р.В., Мартынова Г.П., Кирхгоф Т.А. Исследование сопротивление сдвигу оттаявших глинистых грунтов. // Мерзлотные исследования, вып. XXI. М.: Изд-во Московского ун-та, 1983, с. 154-164.

60. Шушерина Е.П., Мартынова Г.П., Максимьяк Р.В. Сопротивление сдвигу оттаивающих грунтов. // Тезисы докладов и сообщений всесоюз. совещания “Опыт строительства оснований и фундаментов на вечномерзлых грунтах”, Воркута. М.: НИИОСП, 1981, с. 246-247.

61. Шушерина Е.П., Максимьяк Р.В., Мартынова Г.П. Сопротивление сдвигу многолетнемерзлых грунтов при оттаивании. // В сб.: Проблемы геокриологии. М.: Изд-во “Наука”, 1983, с. 100-108.

Температурные деформации мерзлых грунтов

62. Шушерина Е.П., Рачевский Б.С., Отрощенко О.П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород. // Мерзлотные исследования, вып. X. М.: Изд-во Московского ун-та, 1970, с. 273-283.

63. Рачевский Б.С., Шушерина Е.П., Отрощенко О.П., Макарец В.Н. Температурные деформации мерзлых горных пород и льда. // Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 167-168.

64. Рачевский Б.С., Шушерина Е.П. и др. Исследования температурных деформаций мерзлых горных пород при их охлаждении до -165. // Мерзлотные исследования, вып. XII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1972, с. 209-215.

65. Шушерина Е.П., Барковская Е.Н., Ревина Л.А. Исследование температурных деформаций дисперсных мерзлых пород в зависимости от их состава и температуры в диапазоне от -0,5 до -55 °С. // Мерзлотные исследования, вып. XIII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1973, с. 212-227.

66. Шушерина Е.П., Зайцев В.Н. Температурные деформации многолетнемерзлых дисперсных пород и повторно-жильных льдов. // Мерзлотные исследования, вып. XV. М.: Изд-во Московского ун-та, 1976, с. 187-197.

67. Шушерина Е.П., Рогов В.В., Емельянова Л.В., Жаров А.А., Крылова Л.С. Прочность и температурные деформации мерзлых суглинков района Усть-Илимска. // Тр. ПНИИИС, вып. 12, “Геокриологические исследования”. М.: ПНИИИС, 1976.

68. Шушерина Е.П., Крылова Л.С. Исследование температурных деформаций мерзлых глин // Мерзлые породы и снежный покров. М., Наука, 1977, с. 70–81.

69. Шушерина Е.П., Крылова Л.С., Заболотская М.И., Ткачева Л.А. Температурные деформации и коэффициенты линейного расширения мерзлых суглинков севера Западной Сибири. // Тезисы докл. науч. конф. “Проблемы геокриологии Забайкалья”. Чита, 1981, с. 45.

МЕРЗЛОТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТАДЖИКИСТАНА В КОНЦЕ XX-ГО И НАЧАЛЕ XII-ГО ВЕКА (ОБЗОР)

Додобоев Э.И., Манский В.Н.

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра Геокриологии, магистрант: Москва, Россия, edi.dodoboev@mail.ru, parhelia1997@gmail.com.

В настоящей статье представлен краткий обзор работ конца XX -го и начала XXI-го века российских и таджикских исследователей по изучению горной криолитозоны Таджикистана и представлена степень их изученности. В научных трудах мерзловедов можно найти исследования по нескольким направлениям: геокриологическое картографирование, геофизические исследования криолитозоны, погребенные льды Восточного Памира, режимные наблюдения за температурным состоянием грунтов и др.

HISTORY OF GEOCRYOLOGICAL RESEARCH OF THE REPUBLIC OF TAJIKISTAN (REVIEW)

Dodoboev E.I, Manskiy V.N.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, master's student:
Moscow, Russia, edi.dodoboev@mail.ru, parhelial1997@gmail.com

This article presents a brief overview of the works of the late XX-th and early XXI-th century by Russian and Tajik researchers on the study of the mountain cryolithozone of Tajikistan and presents the degree of their study. Research papers of scientists studying permafrost focus on several areas: geocryological mapping, geophysical studies of the cryolithozone, buried ice of the Western Pamirs, regime observations of the temperature of soils.

Введение

Практически вся территория Таджикистана, а точнее 93% общей площади, находится в горах. При этом половина всей страны лежит на высоте более 3000 метров над уровнем моря [11], где среднегодовые температуры воздуха в течении нескольких десятков лет остаются отрицательными (от -2°C и ниже), что говорит о возможности существования мерзлоты в горных районах страны.

Горы Таджикистана относятся к горным системам Тянь-Шаня, Гиссаром – Алая и Памира. По вопросу криолитозоны Таджикистана были рассмотрены материалы XVI Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации» за 2021 г, статьи в журналах «Арктика и Антарктика» за 2020 г, «Криосфера Земли» за 2018 г, «Материалы пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2016 г», научная и учебная библиотека за 1989 г (см. список литературы).

Анализ литературных и электронных источников показали, что по Таджикистану изучены только мерзлые грунты Гиссарского хребта и Восточного Памира.

В работах по Южному Тянь-Шаню приводятся результаты методов геокриологических и геофизических исследований, включающие в себя бурение инженерно-геокриологических скважин с отбором образцов и определением строения и состава грунтов, термометрию в скважинах, проведение геофизического профилирования с построением геоэлектрических разрезов и карты температурных полей.

Для Восточного Памира был посчитан общий объем эвидентных подземных льдов. Первые подсчеты осуществлялись на основе геокриологической карты масштаба 1:1 000 000 [2], описаны мерзлые осыпные отложения в долине Северный Акбайтал [4].

Обзор журнальной и учебной литературы

В журналах «Криосфера Земли» есть статьи:

- Деградация оледенения и криогенез на современных моренах Северного Тянь-Шаня;
- Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня;
- Оценка объемов подземных льдов в горной системе Тянь-Шаня.

В этих работах показаны в основном результаты исследования криогенных процессов и подземных льдов Северного Тянь-Шаня (Казахстан) и малая часть

посвящена мерзлым породам территории Восточного Памира. Были установлены условия формирования сегрегационных, инъекционных, жильных и других подземных льдов котловины оз. Зоркуль (абс. высота 4126 м), базируясь на выявлении региональных структур высотной геокриологической поясности [8], но нет конкретных данных о глубине залегания подошвы многолетнемерзлых пород, температурного режима и развития мерзлотных процессов котловины оз. Зоркуль, возможно, из-за слабой геокриологической изученности этого горного региона.

Первая попытка определения объема подземных льдов в Тянь-Шане сделана Б.И. Втюриным в 1975 г [3]. по первичным материалам А.П. Горбунова [6]. В статье [2] говорится, что оценки запасов подземных льдов по Тянь-Шаню и Памиру, приведенные Б.И. Втюриным, существенно занижены. Он определил общий объем эвидентных подземных льдов в Тянь-Шане в пределах территории СССР в 45 км^3 , на Памире – 15 км^3 , в то время как по подсчетам Казахстанской высокогорной геокриологической лабораторией Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН, на основе геокриологической карты масштаба 1:1 000 000 объем подземных льдов в Тянь-Шане составляет 412 км^3 . Позже оценка по карте масштаба 1:500 000 с привлечением некоторых уточняющих материалов позволила снизить эту величину до 320 км^3 .

Рассчитаны запасы подземных льдов по Тянь-Шаню, но как менялся объем подземных льдов на Памире (15 км^3), рассчитанным Б.И. Втюриным, после поправки Казахстанской высокогорной геокриологической лабораторией Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН, к сожалению, нет ответа.

«Материалы пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова». В сборнике трудов конференции размещена статья [9] в которой приведены результаты исследований высокогорной криолитозоны Тянь-Шаня, проведенные в 2016 г. Исследования проводились в районе северного Тянь-Шаня (хребет Заилийский Алатау) и Южного Тянь-Шаня (Гиссарский хребет). В этом обзоре, мы затронем только результаты исследований мерзлых пород высокогорных районов Южного Тянь-Шаня.

В статье говорится о геокриологических условиях Гиссарского хребта, авторами были организованы стационарные площадки, где проводились наблюдения за температурным режимом пород в нескольких точках перевала Анзоб (абс. высота 3372 м). По результатам годовых термометрических наблюдений была создана математическая модель высокогорной криолитозоны в этом районе и прогнозировали их изменение в связи с изменениями ландшафтно-климатических условий.

Полевые и лабораторные исследования позволили авторам определить состав и строение мерзлых пород, а также развитие мерзлотных процессов Гиссарского хребта. Полевые работы включали в себя:

- бурение скважин с отбором проб;
- оснащение скважин температурными датчиками;
- геофизические работы: использования таких методов как ВЭЗ (вертикальные электрические зондирования), ЗСБ (зондирование становлением поля в ближней зоне) и сейсмика;
- рекогносцировочные маршруты.

Результаты исследования показали, что перевал Анзоб относится к области сезонного промерзания грунтов. В данной работе не указано в диапазоне каких высот встречаются многолетнемерзлые породы, а лишь даны общие представления о мерзлотных условиях этого района. Более глубокое исследование всего Гиссарского хребта требовала проведения дальнейших работ, такие как определение градиента среднегодовых температур пород на каждые 100 м, составление карты температурных

полей на основе организации сетей температурных наблюдений в разных гипсометрических уровнях, что и сделаны, и представлены в других научных журналах.

В журналах «Арктика и Антарктика» за 2020 год теме мерзлым породам Тянь-Шаня посвящена всего лишь одна статья. Участок исследования тот же Гиссарский хребет, перевал Анзоб, но уже с новыми данными. В статье [1] приведены результаты годовых (с 2016 по 2020) наблюдений за состоянием мерзлых пород этого района, новые температурные данные с новых пробуренных геокриологических скважин, расположенных в разных гипсометрических уровнях. В результате годовых исследований была построена карта-схема распространения мерзлых пород Южного Тянь-Шаня.

Такая карта очень удобно исследователям в области гляциологии, криолитологии, климатологии и других направлений. В данной работе также установлена причина отсутствия многолетнемерзлых пород перевала Анзоб, хоть и среднегодовая температура воздуха в течение несколько десятках лет остается отрицательной.

Материалы XVI Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. В сборнике трудов конференции представлена статья [10] в которой производится оценка влияния снежного покрова и температуры воздуха на глубину промерзания горных пород по предложенной расчетной схеме за зимние сезоны 2010/2011–2019/2020 гг. на Анзобском перевале в Таджикистане (рис. 1). Были произведены расчеты влияния толщины снежного покрова и температуры воздуха на глубину промерзания породы по предложенной авторами расчетной схеме.

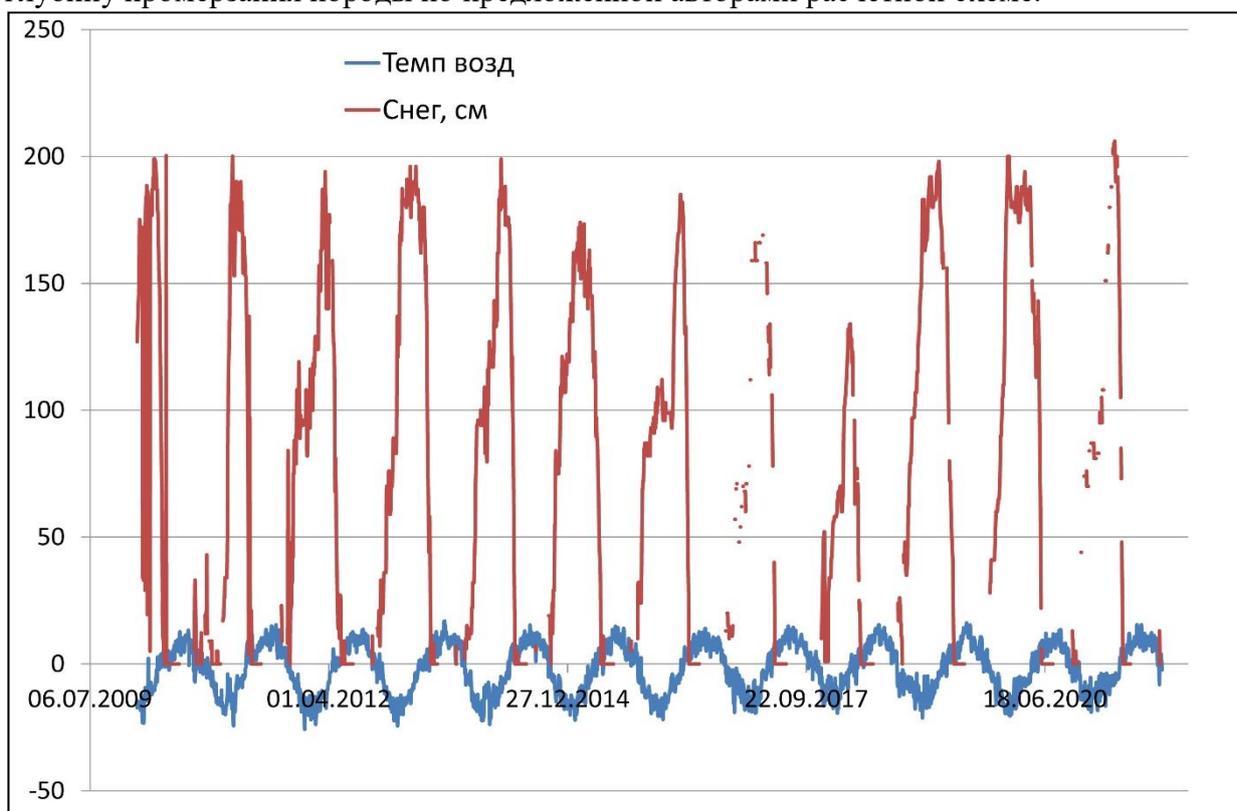


Рис. 1. Изменения температуры воздуха и толщины снежного покрова по архивным данным метеонаблюдений для метеостанции «Анзобский перевал» для зимних периодов 2010/2011–2019/2020 гг [8].

Согласно расчетам, верхняя часть разреза, состоящая в большей части из суглинков, под снежным покровом остается мерзлой на Анзобском перевале с декабря

по апрель. Мощность накапливаемого снежного покрова может достигать при этом полутора метров и более. При этом верхняя часть разреза под покрытой снежным покровом поверхностью промерзает согласно расчетам в среднем до 1,5 м. Таким образом, предложенный метод расчета динамики глубины промерзания горных пород на основе данных о температуре воздуха и толщине снежного покрова позволяет оценить их способность к упрочнению для достижения целей устойчивости при строительстве селе – и лавинозащитных сооружений.

Учебная литература в вопросе исследований мерзлых пород таджикской территории сильно отличается от журналов. В учебной литературе [5] рассматривается геокриологические пояса высокогорной зоны Юго-Западного Тянь-Шаня, ограниченная информация о температурном режиме, составе и строении мерзлых пород. Но можно найти в каких геокриологических поясах встречаются мерзлые толщи и также на каких высотных интервалах.

Анализ литературных данных показывает, что современных крупных исследований в области изучения горной криолитозоны Таджикистана практически нет, имеются только старые исследования в годы СССР, проведенные на Восточном Памире.

В работе [4] рассматривается формирование подземных льдов в склоновых отложениях Восточного Памира. По вскрытым обнажениям описываются их криогенная текстура и структура мерзлой осыпи, а также их мощность. На долине Северного Акбайтала обнаружен фрагмент грунтовой наледи, частично открытой, частично погребенной под рыхлыми склоновыми отложениями, установлены площадь и мощность погребенных льдов.

Очень интересные исследования по Памиру сделаны в конце 20 века, но в настоящее время отсутствуют современные прямые наблюдения за динамикой состояния мерзлоты данного региона, систематические круглогодичные геокриологические исследования фактически не проводятся.

Большинство статей и учебные литературы посвящаются изучению мерзлых пород северного Тянь-Шаня. Потому что на этой территории, в районах распространения высокогорной мерзлоты возведены различные сооружения, идет добыча полезных ископаемых, но и сам город Алматы расположен в предгорьях Заилийского Алатау. Незначительные климатические изменения могут сказываться на активации криогенных процессов, которые в некоторых районах могут приводить к катастрофическим событиям в сумме с тектонической опасностью. К таковым относятся сели, прорывы ледниковых горных озер, оползни, термоэрозия, термокарст [7]. Отсюда, исследование мерзлых пород района Северного Тянь-Шаня не теряет свою актуальность по сравнению с Южным Тянь-Шанем и Памиром.

Общие выводы

Осмысливая просмотренные материалы, можно сделать следующие выводы:

В журналах и сборниках научных трудов изучению высокогорной мерзлоты Таджикистана посвящены лишь несколько статей, предложены материалы, касающиеся геокриологических условий Южного Тянь-Шаня (Гиссарский хребет), дана оценка запасов подземных льдов Восточного Памира и установлены условия их формирования.

Крупные исследования криолитозоны в горах проведены только в годы СССР. Публикация новых данных по морфологии криолитозоны гор Таджикистана единичны и касаются лишь горных цепов Гиссара.

Литература

Журнал «Арктика и Антарктика»:

1. Желтенкова Н.В., Гагарин В.Е., Кошурников А.В., Набиев И.А. — Режимные геокриологические наблюдения на высокогорных перевалах Тянь-Шаня // Арктика и Антарктика. – 2020. – № 3. – С. 25 – 43.

Журнал «Криосфера Земли»:

2. А.П. Горбунов, М.Н. Железняк, Э.В. Северский. Оценка объемов подземных льдов в горной системе Тянь-Шаня// Криосфера Земли, 2018, 10 с.

Учебная литература:

3. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М., Наука, 1975, 209 с
4. Геокриологические исследования в горах СССР / Под ред. д.г.н. И.В. Северского, к.г.н. И.В. Климовского. – Якутск: Ин – т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. – 168 с.
5. Геокриология СССР. Горные страны юга СССР/ Э. Д. Ершов (гл. редактор) и др.; Под. ред. Э. Д. Ершова – М.: Недра, 1989 – 515 с.
6. Горбунов А.П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1967, 164 с.
7. Горбунов А.П. Геокриологические условия Тянь-Шаня и Памира / А.П. Горбунов, Э.В. Северский, С.Н. Титков. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, 194 с.
8. Горбунов А.П., Северский Э.В. Высотная геокриологическая поясность Северного Тянь-Шаня // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1979, с. 67–83.

Интернет-ресурсы и прочие источники:

9. Пятая конференция геокриологов России. Гагарин В. Е., Кошурников А.В., Брушков А.В., Хименков А.Н., Желтенкова Н.В. Криолитозона южного и северного Тянь-Шаня (на примере перевалов Анзоб и Жосалы-кезень). г. Москва, 14–17 июня 2016 г.
10. Фролов Д.М., Кошурников А.В., Гагарин В.Е., И.А. Набиев, Додобоев Э.И. Материалы XVI Общероссийской научно-практической конференции «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации». Применение расчетной схемы глубины промерзания породы на основе данных о температуре воздуха и толщине снежного покрова при проведении геотехнического мониторинга на Анзобском перевале (Таджикистан). г. Москва, 1–3 декабря 2021 г – 7 с
11. <http://www.meteo.tj/about/tajikiston/> Сайт «Агентство по гидрометеорологии Комитет охраны окружающей среды при Правительстве Республики Таджикистан». Дата обращения 15.05.2021.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СУБАКВАЛЬНОЙ МЕРЗЛОТЕ КАРСКОГО МОРЯ

Жукова Е.Д.¹, Васильев А.А.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zhukova.geo@mail.ru

²Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; al.a.vasiliev@gmail.com

Приведены результаты оцифровки карт субаквальных многолетнемерзлых пород, развитой на шельфе Карского моря. Картирование в евразийском секторе Арктики носит экспертный характер из-за нехватки данных о строении и мощности мерзлоты. Карты, составленные разными авторами, существенно различаются из-за использования разных палеогеографических сценариев, представлений о геологическом строении и эволюции шельфовой мерзлоты.

CONCEPTS DEVELOPMENT OF THE SUBMARINE PERMAFROST OF KARA SEA

Zhukova E.D.¹, Vasiliev A.A.²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zhukova.geo@mail.ru

²Earth Cryosphere Institute of TyumSC SB RAS, Tyumen, Russia; al.a.vasiliev@gmail.com

The results of digitization of maps of submarine permafrost developed on the Kara Sea shelf are presented. Mapping in the Eurasian sector of the Arctic is based on the opinions of experts due to the lack of data on the structure and thickness of the permafrost. Maps compiled by different authors differ significantly due to the use of different paleogeographic scenarios, concepts about the geological structure and evolution of shelf permafrost.

Многолетнемерзлые породы на шельфе формируются и сохраняются в результате промерзания отложений во время регрессий и последующей трансгрессии (реликтовая мерзлота), при переходе участков суши из континентальных к субаквальным условиям,

или на мелководьях, где сезонный морской лед ложится на дно. Новообразование мерзлоты идет также на участках формирования аккумулятивных форм.

Распространению и эволюции вечной мерзлоты Восточной и Западной Арктики посвящено множество публикаций [1, 2, 4, 5, 9].

Прямые наблюдения за условиями залегания, мощностью, состоянием и температурным режимом субаквальной вечной мерзлоты чрезвычайно ограничены. По мере развития представлений о субаквальной мерзлоте предпринимаются попытки создать карты распространения, свойств и мощности субаквальных многолетнемерзлых пород (СММП). Из-за ограниченности информации все разработанные карты основаны на экспертных оценках и отражают представления авторов о возможном распространении и условиях залегания СММП. На данный момент существует ряд карт, показывающих потенциальное распространение вечной мерзлоты на шельфе на основе анализа данных по придонной температуре, батиметрии и повышению уровня моря. До последнего времени все эти карты представлялись в бумажном формате. Часть этих карт сейчас недоступна для использования, поскольку карты были представлены только в научно-технических отчетах.

В последние годы все больше получают распространение цифровые карты СММП, составленные на основе математического моделирования формирования и эволюции СММП [8]. Основным недостатком таких карт является почти полное игнорирование фактических данных о субаквальной мерзлоте. Отраженные на цифровых картах сведения о СММП имеют расчетный характер и часто противоречат даже той ограниченной фактической информации, которая все же имеется. Это связано с недостаточностью информации, преимущественно по граничным условиям, используемым в математических моделях.

Настоящая работа посвящена сбору, обработке, анализу подходов опубликованных и неопубликованных карт СММП и составлению ГИС-альбома, включающего в себя оценочные и фактические карты СММП, часть из которых была ранее недоступна и неизвестна исследователям. Обработаны карты мерзлотно-геотермического содержания для шельфа Российской Арктики, в особенности Баренцево-Карского шельфа из опубликованных данных, архивов Института криосферы Земли СО РАН, других институтов, Росгеолфонда.

Для данной работы использовалась геоинформационная система (ГИС) QGIS. На сегодняшний день это одна из наиболее динамично развивающихся и функциональных настольных ГИС. Основной задачей является оцифровка бумажных оригиналов карт. Для работы в ГИС необходимо установить соответствие между внутренней системой координат раstra (графического изображения) и внешней (целевой) системой координат, применяемой в ГИС-проекте — иными словами, необходимо было выполнить привязку раstra. С точки зрения пользователя ГИС, привязка заключается в определении для некоторого числа точек двух пар координат: координаты во внутренней системе координат раstra и координаты в целевой системе координат. Точки, используемые для привязки, должны более-менее равномерно покрывать всю площадь изображения (или по крайней мере ту его часть, которая будет использоваться в исследовании), а также не находиться на одной линии.

В качестве координатной системы ГИС-проекта была выбрана равновеликая азимутальная проекция Ламберта (WGS 84/North Pole LAEA Russia), которая наиболее удобна для изучения СММП Российской Арктики. Также одним из преимуществ работы в QGIS является использование базовых карт в качестве подложки.

К настоящему времени разработана структура ГИС, выполнена оцифровка семи карт – А.Л. Чеховского, И.Я. Баранова, В.А. Соловьева, Я.В. Неизвестнова и др. Одной из первых в 1972 г. была опубликована схематическая карта распространения СММП

А.Л. Чеховского [7]. На рис. 1 приведен образ этой карты для района Карского моря. Мы стремились сохранить авторскую легенду, хотя в некоторых случаях приходилось ее модифицировать.

В основу построения этой схематической карты были положены ограниченные представления о распределении температуры придонного слоя воды. Выделены районы с отрицательной придонной температурой и сделаны предположения о возможном существовании СММП.

В 1970 г было разработано содержание, а в 1977 г опубликована геокриологическая карта СССР под редакцией И.Я. Баранова в масштабе 1: 5 000 000, на которой впервые были отражены СММП [3]. В основе построения карты лежали представления об осушении шельфа, промерзании и последующем погружении шельфа при активном участии тектонических движений (рис. 2).

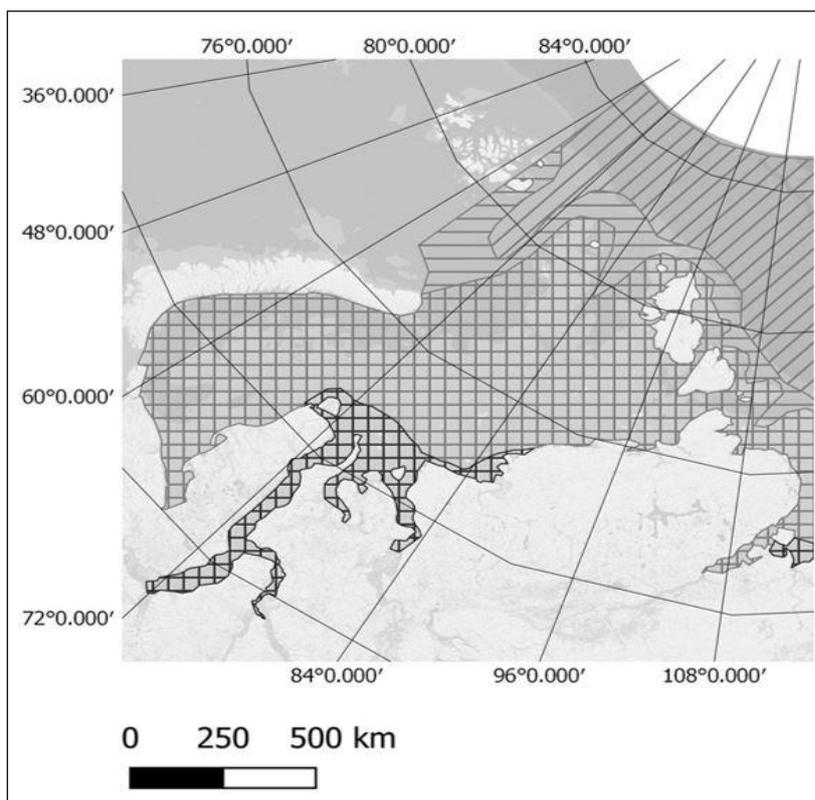


Рис. 1. Образ карты распространения СММП в Карском море по А.Л. Чеховскому [7].

Удивительно, но границы распространения СММП на этой карте довольно точно совпадают с современными, полученными на основе данных бурения и сейсмоакустики.

По мере развития представлений об условиях, истории формирования и эволюции СММП с привлечением немногочисленных данных бурения и высокоразрешающей сейсмоакустики стали составляться более детальные карты СММП, примером которых (рис. 3) может служить карта В.А. Соловьева (1981) [6].

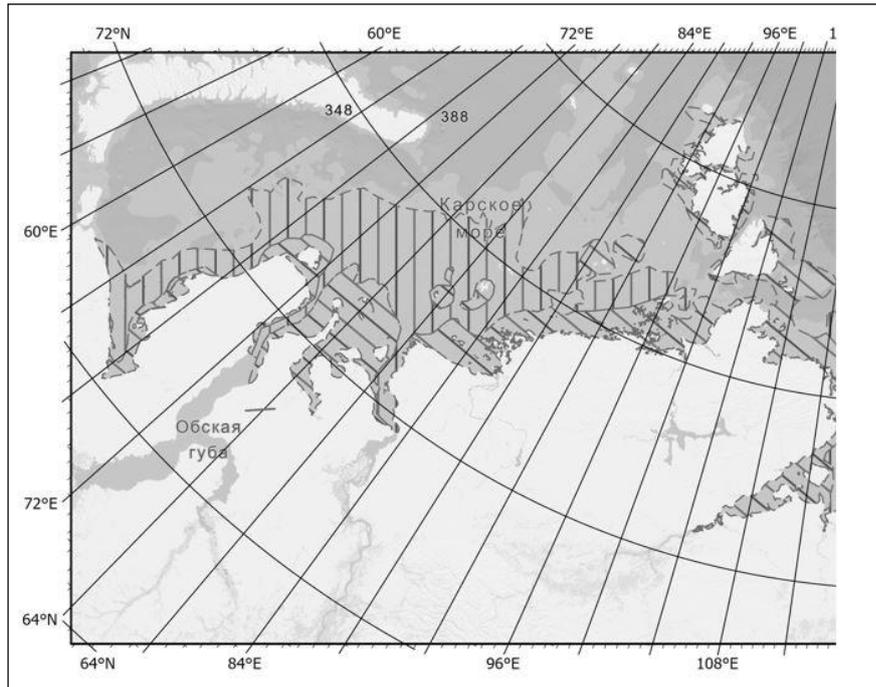


Рис. 2. Образ карты И.Я. Баранова [3], фрагмент на район Карского моря.

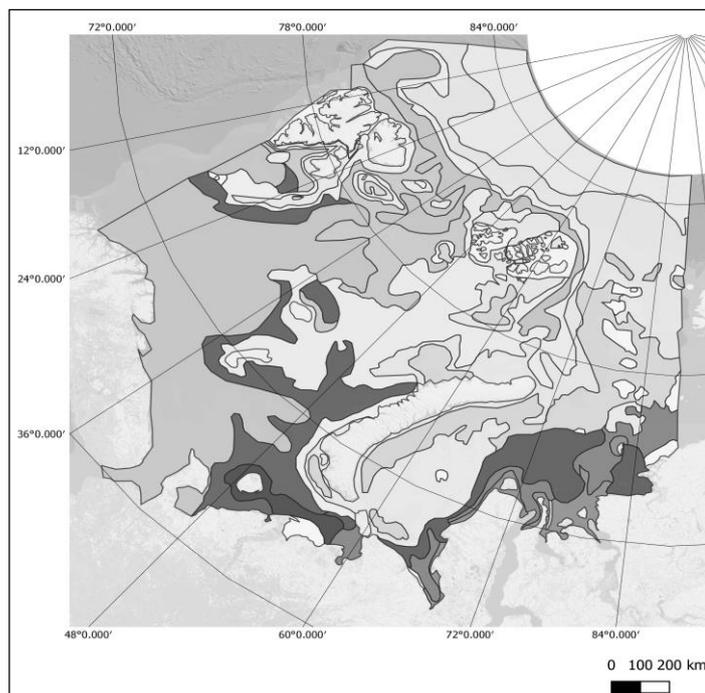


Рис. 3. Образ карты В.А. Соловьева и др. СММП Баренцева и Карского морей [6].

На карте впервые отражены разные типы СММП, их сплошность, приведены оценки мощности. В дальнейшем карта совершенствовалась, становилась более детальной, немного менялась легенда карты.

Развиваемые Я.В. Неизвестным и В.А. Соловьевым представления о распространении СММП были реализованы при составлении широко известной Геокриологической карте СССР масштаба 1: 2 500 000.

Таким образом, создание единого ГИС-альбома карт СММП является обобщением опубликованной и архивной информации о субаквальной мерзлоте на арктическом шельфе России с детализацией по Карскому морю. С использованием ГИС-технологий оцифрована серия мелкомасштабных карт, отражающих состояние подводной мерзлоты.

Составление ГИС еще не завершено, в работе находятся ряд неопубликованных архивных карт. В альбом будут включены не только карты СММП, но сопутствующие карты придонных температур, морфоструктуры и геоморфологии шельфа, карты районирования и т.п. Разрабатываемый ГИС-альбом карт СММП позволит провести сравнительный анализ карт по геометрическим параметрам распространения мерзлых грунтов на шельфе (например, площади), данных об условиях залегания СММП в разных регионах, мощности СММП и т.п. с помощью атрибутивных данных, созданных в ГИС-проекте. Важным аспектом создания альбома мы считаем сохранение и обеспечение доступности ранее неопубликованных карт.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-00181.

Литература

1. Антипина З. Н., Арэ Ф. Э., Войченко В. В., Молочушкин Е. Н. Криолитозона арктического шельфа Азии // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., Наука. 1979. с. 183-189.
2. Бондарев В. Н., Рокос С. И., Костин Д. А., Длугач А. Г., Полякова Н. А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. т. 43. №. 7, с. 587-598.
3. Геокриологическая карта СССР. Под редакцией И.Я. Баранова. М., 1977. Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР.
4. Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона // М., МГУ. 1997, 320 с.
5. Романовский Н. Н., Хуббертен Х. В. Криолитозона и зона стабильности гидратов газов на шельфе моря Лаптевых (основные результаты десяти лет российско-германских исследований) // Криосфера Земли. 2006. т. 10. №. 3, с. 61-69.
6. Соловьев В.А., Г.Д. Гинсбург, Ю.Н. Михалюк, О.Н. Станищева, Е.В. Телепнев. Оценка мерзлотно-геотермических условий Баренцево-Карского шельфа (отчет по теме 709). — Л., ВНИИОкеангеология, 1981. - 175 с., 12 граф. прил.
7. Чеховский А.Л. О распространении многолетнемерзлых пород под шельфом Карского моря // Труды ПНИИИС Госстроя СССР. М., 1972. т. XVIII, с. 100-110.
8. Gavrilov A., V. Pavlov, A. Fridenberg, M.I Boldyrev, V. Khilimonyuk, E. Pizhankova, S. Buldovich, N. Kosevich, A. Alyautdinov, M. Ogienko, A. Roslyakov, M. Cherbunina, and E. Ospennikov. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints. The Cryosphere, 14, 1857–1873.
9. Kassens H. Bauch H., Drachev S., Gierlichs A., Niessen F., Taldenkova E., Roudoy A., Thiede J., Wessels M. The Transdrift VIII expedition to the Laptev Sea: the shelf drilling campaign of "Laptev Sea System 2000" // Terra Nostra. 2000. №. 8, с. 39-40.

НОВАЯ МАГИСТЕРСКАЯ ПРОГРАММА «ПРИРОДНАЯ И СОЦИАЛЬНАЯ СРЕДА АРКТИКИ» В МГУ ИМЕНИ М.В.ЛОМОНОСОВА

Стрелецкая И.Д.¹, Добролюбов С.А.¹, Суркова Г.В.¹

¹Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия, irinastrelets@gmail.com

В 2021 году в МГУ создана Междисциплинарная научно-образовательная школа «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды». В целях содействия исследованиям и образованию, ориентированным на арктические регионы, на географическом факультете была создана новая магистерская программа «Природная и социальная среда Арктики».

NEW GRADUATE PROGRAM “ARCTIC NATURAL AND SOCIAL ENVIRONMENT” AT LOMONOSOV MOSCOW STATE UNIVERSITY

Streletskaya I. D.¹, Dobrolubov S. A.¹, Surkova G.V.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia;
irinastrelets@gmail.com

New Interdisciplinary Scientific and Educational School titled “Future Planet and Global Environmental Change” was created in MSU in 2021. In order to facilitate research and education focused on the Arctic regions, new graduate master level program titled “Arctic Natural and Social Environment” was established at the Faculty of Geography.

Решение проблем, связанных с изменением климата в Арктике, особенно важно для России, большая часть территории которой находится в зоне вечной мерзлоты. Обществом востребованы высококвалифицированные специалисты, понимающие как жить и работать на Севере. Недостаточно исследователей, понимающих, как таяние многолетнемерзлых пород повлияет на экосистемные процессы, включая гидрологические, потоки парниковых газов, и грамотно использовать природоохранные законы и регламенты рационального природопользования в Арктических районах. Специальные знания требуют мультидисциплинарности в высшем образовании и должны быть безотлагательно предложены на рынке образовательных услуг. В МГУ имени М.В.Ломоносова работают исследователи и преподаватели высокого уровня (географы, почвоведы, биологи, картографы), многие годы, изучающие Арктику и принимающие участие в экспедициях. В 2021 году в МГУ создана Междисциплинарная научно-образовательная школа «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды». В рамках Школы для обмена передовым опытом в области образования и науки, связанного с проблемами Арктики, на географическом факультете впервые открыт прием по направлению подготовки «Экология и природопользование» для обучения студентов в рамках магистерской программы «Природная и социальная среда Арктики». Одновременно, при финансовой поддержке Школы, осуществляется научно-исследовательская деятельность по нескольким актуальным тематическим направлениям. Программа реализуется согласно образовательному стандарту для образовательных программ высшего образования по направлению подготовки «Экология и природопользование». Программа направлена на получение специализированных компетенций и навыков у будущих специалистов. Студенты прослушают курсы «Изменение климата в Арктике», «Вечная мерзлота в условиях изменения климата и антропогенных воздействий в Арктике», «Опасные процессы и риски в Арктике», «Цикл углерода в арктических ландшафтах». Магистранты получают знания о закономерностях эволюции климата Земли и криосферы во времени и пространстве, узнают о различных механизмах обратной связи при образовании аэрозолей и облаков, обмене парниковыми газами. Анализ и сопоставление данных, полученные с помощью различных методов, позволят будущим специалистам понять, как меняющиеся условия криосферы и связанные с ними процессы в экосистемах, будут влиять на риск стихийных бедствий и опасных явлений.

Освоив курсы «Экологические проблемы развития нефтегазового комплекса в Арктике», «Инженерно-экологические и социальные проблемы в Арктике», «Почвенный покров и загрязнение почв Арктики», «Биологическое продуцирование в арктических морях», «Медико-экологические факторы социально-экономического развития Арктики» будущие специалисты, выпускники факультета смогут оценивать природные и антропогенные процессы наиболее чувствительные к изменению климата, обобщать тематические современные исследования о загрязнении атмосферы, гидросферы, криосферы и биосферы в Арктике. Зная закономерности концентрации и воздействия тяжелых металлов, стойких органических загрязнителей и их цикличность в условиях низких температур, оценивать экологические риски. Выпускники смогут

проводить квалифицированные мерзлотно-экологические исследования северных территорий и организовывать мониторинга геотехнических систем в криолитозоне и горах. Анализ параметров позволит определить, какие меры могут быть предложены для смягчения последствий изменения климата и улучшения способности населения к адаптации. Освоение курсов «Геополитические и правовые аспекты управления природопользованием в Арктике», «Эколого-географическое картографирование в Арктике», «Особо охраняемые территории и заповедники Арктики», «Малые народы Севера. Проблемы традиционного природопользования» даст представление о современной геополитической ситуации в Арктике. Будущие специалисты научатся комплексно сочетать натурные наблюдения, дистанционное зондирование Земли и многомасштабное моделирование для синтеза пространственных данных, разрабатывать систему управления природопользованием в Арктике на локальном, региональном и национальном уровнях с учетом социальных, экологических и экономических факторов.

За два года учебы в магистратуре будущие специалисты приобретут необходимые компетенции и овладевают навыками полевых, дистанционных и аналитических методов изучения мерзлотных и гляциальных процессов в Арктике, получают знания о закономерностях эволюции криосферы, научатся делать прогнозы изменений природной среды Севера. Теоретические знания закрепляются в ходе научно-исследовательской и преддипломной полевых практик, в экспедициях и в организациях, работающих в районах крайнего Севера, в аналитических лабораториях факультетов МГУ.

Специалисты способные решать проблемы экологии криосферы, возникающие на различных этапах освоения Арктики, будут востребованы на современном рынке труда. Будет создана новая генерация молодых исследователей, которые будут проводить квалифицированные мерзлотно-экологические оценки северных территорий, организовывать изыскания и проводить мониторинг геотехнических систем в криолитозоне и горах Севера, грамотно использовать природоохранные законы и регламенты рационального природопользования.

Исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

ЖУРНАЛ «КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ» КАК ПЛОЩАДКА ДЛЯ ОБМЕНА ЗНАНИЯМИ

Тумской В.Е.¹, Арутюнян Н.В.², Белова Н.Г.^{2,3}, Лисицына О.М.³, Дроздов Д.С.², Левочкина О.В.², Облогов Г.Е.², Ривкин Ф.М.², Мельников В.П.²

¹ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия, г. Якутск; vtumskoy@gmail.com

² Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Россия, г. Тюмень; kriozem@gmail.com

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия; olyalisitsyna@yandex.ru

Журнал «Криосфера Земли» является лидирующим российским научным журналом в области естественных наук о холодной оболочке Земли. Он представляет собой общую научную площадку для обсуждения всех проблем, достижений, гипотез и открытий в области наук о Земле, затрагивающих вопросы криогенеза в самом широком смысле этого слова. От отношения российских ученых-криосферщиков к нашей науке, своим достижениям и статьям, зависит как возможность дальнейшего существования и развития журнала, так и их собственные научные рейтинги.

EARTH'S CRYOSPHERE JOURNAL AS A PLATFORM FOR A KNOWLEDGE CHANGING

Tumskoy V.E.¹, Arutyunyan N.V.², Belova N.G.^{2,3}, Lisitsyna O.M.³, Drozdoff D.S.², Levochkina O.V.², Oblogov G.E.², Rivkin F.M.², Melnikov V.P.²

¹ Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia, Yakutsk; vtumskoy@gmail.com

² Earth's Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Russia, Tyumen; kriozem@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Russia; olyalisitsyna@yandex.ru

The journal "Earth's Cryosphere" is the leading Russian scientific journal in the field of natural sciences focused on the Earth's cryosphere. It is a scientific platform for discussing problems, achievements, hypotheses and discoveries in the field of Earth sciences, highlighting the issues of cryogenesis in the broadest sense of the term. Further existence and development of the journal and scientific ratings of Russian cryospheric scientists depend on the attitude of researchers to our science, their achievements and articles.

Криосфера Земли – своеобразная оболочка нашей планеты, объединяющая в себе части атмосферы, гидросферы и литосферы с отрицательной и нулевой температурой. Процессы, происходящие в ней, ее характеристики и особенности влияют на жизнь сотен миллионов людей, живущих в умеренных и полярных широтах. Изучением криосферы Земли занимаются геологи и географы, биологи и почвоведы, а также специалисты десятков других направлений. Масштаб исследований охватывает пространство криосферы от уровня микробов до всепланетного, в том числе и инопланетного, а временные рамки изменяются от секунд до сотен миллионов лет. По сути все работы ученых разных профилей тесно связаны между собой, потому что изучаются разные стороны одной геосистемы, но весьма продвинутая в наше время специализация затрудняет коммуникацию исследователей между собой. Концепция единой криосферы Земли развивается на протяжении уже целого столетия и привела к появлению нового учения – криософии. Это учение на общепhilosophическом уровне объединяет представителей различных научных направлений и способствует развитию не только анализа многочисленных и разноплановых процессов и явлений криосферы, но и их синтезу в единое учение.

Особое внимание криосферным процессам уделяется в последние десятилетия в связи с наблюдающимися погодными аномалиями. Их мониторинг свидетельствует о том, что на протяжении последних 20-25 лет они приобрели уровень значимых климатических изменений. Это уже нашло свое явное отражение в изменении гидрометеорологического режима, геоморфологических и геокриологических изменениях, изменении состава растительности на многих территориях и других характеристик географической и геологической среды. Многие проявления негативно влияют на антропогенную среду, созданную или преобразованную человеком, что приводит к увеличению числа аварийных ситуаций, усложнению проектных решений и т.д. Поэтому в настоящее время возросла роль не только фундаментальных криосферных исследований, но и работ по их практической применимости.

Для решения насущных проблем фундаментальных и прикладных направлений криосферы Земли, как и всей науки в целом, абсолютно необходимо взаимодействие ученых между собой: обмен мнениями, идеями, результатами, горячие споры. Для этого существует две основные площадки – конференции разного уровня и научная периодика, основой которой служат научные журналы различной направленности. Статьи в научных журналах являются основной формой обмена информацией по текущим исследованиям, содержат свежую фактическую информацию и обоснованные гипотезы. Существование научных журналов является важнейшим фактором существования науки вообще. Удивительно, но несмотря на обилие разноплановых исследований, посвященных различным аспектам изучения криосферы Земли, в мире существует менее десятка журналов, посвященных именно им. В России долгое время издавался журнал «Материалы гляциологических исследований», преобразованный в настоящее время в более широко тематический журнал «Лед и Снег». Тематика этого журнала охватывает все отрасли гляциологии, включая изучение атмосферного льда, снежного покрова и снежных лавин, горных ледников и полярных ледниковых покровов, морских, речных, озёрных и подземных льдов, гляциальных селей и наледей, а также прошлых оледенений Земли и возможного похолодания в будущем. Таким образом, он более специализируется на поверхностных образованиях криосферы. Его «коллегой» стал журнал «Криосфера Земли», образованный в 1997 г. благодаря усилиям академика В.П. Мельникова. Несмотря на то, что журнал «Криосфера Земли» возник и вырос из среды геокриологов, в настоящее время этот журнал старается освещать все аспекты научных исследований, посвященных криосфере – от геолого-географических и инженерно-технических, до биолого-почвенных и криософических. Вместе журналы «Лед и Снег» и «Криосфера Земли» прекрасно дополняют друг друга. Зарубежными альтернативами

этих российских журналов являются электронное издание «The Cryosphere» и журнал «Permafrost and Periglacial processes».

«Криосфера Земли» - единственный научный журнал в России, освещающий все проблемы криологии. Одной из приоритетных задач журнала является объединение научного сообщества для формирования единой научной концепции криосферы Земли и криософии, мультидисциплинарного изучения её роли в развитии географической оболочки Земли, влияния криосферных факторов на экологию и жизнеобеспечение биосферы и динамику глобальных процессов. В журнале представляется цельный образ как современной криосферы Земли, так и истории ее развития. В сферу публикаций журнала входят как вопросы фундаментального научного знания, так и актуальные прикладные вопросы в области строительства на мерзлых грунтах, обеспечения устойчивости инженерных сооружений, современные методы исследования мерзлых пород, последние данные мониторинга состояния мерзлых толщ в различных регионах, последствия климатических изменений, кризисные и чрезвычайные ситуации в холодных регионах.

За 25 лет работы журнал приобрел большой авторитет в своей научной области и старается развиваться, следуя современным тенденциям. В настоящее время журнал индексируется в SCOPUS и РИНЦ, входит в ядро основных российских журналов Web of Science, список журналов ВАК. Статьи публикуются на русском языке, а с 2014 г. они полностью переводятся на английский язык. В настоящее время, согласно данным SCOPUS, журнал входит в квартиль Q2, что является очень хорошим результатом, но в то же время предполагает необходимость дальнейшего развития. В условиях современной мировой ситуации и смены концепции оценки деятельности российских ученых роль российских журналов будет резко возрастать, что уже нашло свое отражение в увеличении притока статей в редакцию на протяжении марта-апреля 2022г.

Основными учредителями журнала являются Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН (г. Тюмень), Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (г. Якутск) и Сибирское отделение РАН (г. Новосибирск). В последние годы эти организации испытывают серьезные финансовые трудности, происходит реорганизация научных центров и институтов. В прошлом году поменялось издательство, в котором выпускается журнал. Все это не способствует стабильной работе редакции журнала. Тем не менее, редакционная группа журнала во главе с ее бессменным главным редактором, академиком В.П. Мельниковым, старается совершенствовать и ускорять процесс подготовки и выпуска журнала для поддержания российских ученых. В настоящее время осуществляется перерегистрация журнала в Роскомнадзоре, происходит расширение числа ресурсов, где размещаются статьи как на русском языке, так и на английском (сайт издательства СО РАН, электронная библиотека elibrary), создан и развивается сайт журнала <http://earthcryosphere.ru/>, который поддерживается сотрудниками редакционной группы на общественных началах.

В амбиции журнала входит стать ведущим российским научным периодическим изданием в области изучения криосферы в мире. Редакция журнала стремится увеличивать количество и качество публикаций, расширять тематику публикаций, посвященных криосфере Земли. Для этого необходимо дополнительное финансирование, привлечение квалифицированных переводчиков, обновление состава редколлегии. Однако есть и другая возможность развития журнала.

Уровень любого журнала определяется цитируемостью статей, публикуемых в нем. Чтобы статья привлекла внимание коллег и других ученых и была ими процитирована, она должна быть посвящена актуальной теме, грамотно написана, содержать представительный фактический материал или интересную обоснованную гипотезу. На такую статью будут ссылаться другие исследователи, использовать ее

материалы для дальнейшего развития, будет возрастать рейтинг журнала и, как следствие – повышаться рейтинг самих ученых, опубликовавших хорошую статью в высокорейтинговом журнале. К сожалению, в последние годы уровень представляемых для публикации рукописей статей резко упал. Не касаясь сути научных достижений, представляемых в статьях, можно отметить, что во многих случаях авторы перестали следить за последовательностью и логикой изложения материала, выводы перестали обосновываться представляемым фактическим материалом. Очень немногие авторы соблюдают правила оформления списка литературы, хотя сами же страдают часто от невозможности найти нужный источник по аналогичным неполным или некорректным ссылкам. Сильно упал уровень владения русским языком кандидатами и докторами наук, что, к сожалению, наблюдается сплошь и рядом. Особо хочется обратить внимание на то, что «Криосфера Земли», входя в список рецензируемых журналов Высшей аттестационной комиссии, в которых должны публиковаться результаты исследований перед защитами диссертаций, предоставляет свои страницы для первых работ молодых ученых. В них аспиранты учатся структурировать и понятно излагать результаты своих исследований, строить логические цепочки умозаключений, грамотно оформлять основной продукт своей интеллектуальной деятельности – научную статью. Помощь аспирантам и молодым ученым в подготовке статьи, часто совместной – одна из сторон работы их научных руководителей. Так почему же часто последние этим не занимаются, пуская все на самотек? Рецензируя многие публикации невозможно поверить, что к ним была приложена рука опытного ученого, научного руководителя, хотя его имя часто присутствует в списке соавторов. Такие статьи проходят несколько циклов переписывания и редактирования, что приводит к увеличению срока прохождения статьи и понижению рейтинга журнала. В результате это приносит вред и самим авторам, и их коллегам. Поэтому редколлегия журнала настойчиво просит авторов статей ответственно подходить к их написанию и оформлению в соответствии с Правилами подачи рукописей в журнал!

В заключении хочется сказать, что журнал «Криосфера Земли» открыт для всех ученых, занимающихся исследованиями нашей суровой, но любимой криосферы Земли. Давайте писать и публиковать хорошие грамотные статьи, развивать науку и журнал, жить долго и дружно!

**ТРЕТЬЯ БАЙКАЛЬСКАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
«СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ, АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И АЭРОЗОЛИ:
ХИМИЯ И КЛИМАТ»**

Янченко Н.И.

Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, e-mail:
fduecn@bk.ru

Конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: химия и климат» планировалась к проведению 23-27 марта 2020 года в п. Листвянка (оз. Байкал), но в связи с санитарно-эпидемиологическими ограничениями конференция состоялась в онлайн формате 11-12 мая 2021 года в ИРНИТУ в Иркутске.

**3TH BAIKAL INTERNATIONAL CONFERENCE
"SNOW COVER, ATMOSPHERIC PRECIPITATION AND AEROSOLS:
CHEMISTRY AND CLIMATE»**

Ianchenko N.I.

The conference "Snow cover, atmospheric precipitation, aerosols: chemistry and climate" was planned to be held on March 23-27, 2020 in the village of Listvyanka (Lake Baikal), but due to sanitary and epidemiological restrictions, the conference was held online on May 11-12 2021 at INRTU in Irkutsk

Третья Байкальская международная научная конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: химия и климат» организована Иркутским национальным исследовательским техническим университетом (ИРНИТУ). Третья конференция была поддержана Международным союзом теоретической и прикладной химии (International Union of Pure and Applied Chemistry, IUPAC <https://iupac.org/event/snow-cover-atmospheric-precipitation-aerosols-chemistry-and-climate/>).

Известно, что около одной шестой населения мира зависит от талой снеговой воды для сельского хозяйства и потребления человеком, в то время как практически все население мира получает пользу от поддержания теплового баланса планеты, которое обеспечивается криосферой. Изучение снежного покрова актуально для России, поскольку почти половину года огромные территории покрыты снегом.

Конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: химия и климат» планировалась к проведению 23-27 марта 2020 года в п. Листвянка, но в связи с карантинными ограничениями, связанными с пандемией COVID-19, конференцию перенесли на май 2021 года. III Байкальская МНК «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: химия и климат» состоялась в онлайн формате 11-12 мая 2021 года в ИРНИТУ.

Первая Байкальская международная научно-практическая конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: климат и экология северных территорий и Байкальского региона», посвященная Году экологии 2017 в России была проведена 26-29 июня 2017 года в п. Хужир (остров Ольхон, оз. Байкал, Иркутская область). Вторая Байкальская международная научно-практическая конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: технология, климат и экология» состоялась 25-30 июня 2018 года также в п. Хужир.

Научно-организационная цель III Байкальской международной научной конференции: создание площадки в ИРНИТУ для обсуждения современных знаний о химии снежного покрова, атмосферных осадках и аэрозолях под влиянием климатических изменений; поиск путей сотрудничества.

Определены основные научные направления конференции: методы, средства, методология исследования физико-химических свойств и состава снежного покрова, атмосферных осадков, аэрозолей; влияние изменения климата, физико-химических процессов в атмосфере и антропогенной деятельности на химический состав снежного покрова, атмосферных осадков, аэрозолей; моделирование изменения климата, химического состава и физико-химических свойств снежного покрова, атмосферных осадков, аэрозолей; роль снежного покрова, атмосферных осадков, аэрозолей в биогеохимических циклах и криосфере; химическое взаимодействие океанов, земной поверхности и биосферы со снежным покровом, атмосферными осадками, аэрозолями; оценка влияния снежного покрова, атмосферных осадков, аэрозолей на природные, социально-экономические системы и здоровье человека (<http://snow-baikal.tw1.ru>).

Перед началом конференции, в марте 2020 года, был издан сборник материалов и размещен в eLIBRARY.RU. Он содержит 37 статей, представленных 63-мя авторами. Среди участников конференции – ученые-исследователи Российской Федерации

(Москва, Архангельск, Екатеринбург, Иркутск, Обнинск, Томск, Барнаул, Санкт-Петербург), Казахстана, Китая и Японии.

В приветственной части работы конференции 11 мая 2021 года выступили представители администрации ИРНИТУ, спонсора, представители оргкомитета и программного комитета, участники конференции 2018 года и 2020 года. Открыл конференцию директор института высоких технологий к.х.н., *Евгений Александрович Анциферов*, в своем приветствии он сказал об актуальности темы, необходимости сотрудничества ИРНИТУ с другими организациями и пожелал участникам плодотворной работы. Евгений Анциферов рассказал о миссии университета в сфере зимних технологий, т.к. изучении явления зимы и всех сопутствующих, предупреждающих и последующих событий и процессов влияет на жизнь людей (<http://www.istu.edu/deyatelnost/nauka/zt/default>)



Рис. Рабочая группа оргкомитета III конференции: Ю.С. Букин (крайний слева), А.В. Сеницкая, В.Л. Аршинский, Н.И. Янченко, Е.А. Анциферов, А.Н. Баранов

Можно отметить, что второй год подряд активную спонсорскую, научную и организационную поддержку конференции оказывает государственное учреждение по охране природы «Заповедное Прибайкалье» (Иркутск). Директор - У.Г. Рамазанов, зам. директора по научной работе С.Г. Бабина.

Далее выступил с приветственной презентацией *Шухей Такахаши*, директор Охотского музея дрейфующего льда (Хоккайдо, Момбетцу, Япония) профессор в отставке Технологического института Китами (Япония), бывший президент Японского общества снега и льда.

Он поблагодарил Министерство науки и высшего образования РФ, администрацию ИРНИТУ, сообщил о предстоящем 36-ом международном симпозиуме в городе Момбетцу в 2022 году (Mombetsu Symposium 2022, Japan. The 36th International Symposium on the Okhotsk Sea & Polar Oceans 2022), а также пожелал удачи участникам конференции.

Председатель программного комитета д.т.н., в.н.с., *Наталья Ивановна Янченко* выступила с краткой приветственной презентацией. Она сказала, что эта конференция состоялась благодаря поддержке администрации ИРННТУ, работе программного комитета, оргкомитета и участникам конференции. Конференция посвящена вопросам химии атмосферных осадков, снежного покрова, аэрозолям в условиях изменения климата. Она отметила, что участники прошлых конференций (2017, 2018) дали нам шанс и уверенность в заинтересованности в последующих встречах, совместных исследованиях и публикациях, во взаимном обмене опытом, знаниями и навыками.

Всего было представлено 19 докладов-презентаций на русском и английском языках, число выступивших участников – 23. Число соавторов докладов-презентаций – 41. Число стран участников – 3. Продолжительность прямой онлайн-трансляции – 14 часов. Количество организаций, принявших участие в очных докладах, включая университеты, исследовательские институты и организации – 20. В составе программного комитета входили ученые-исследователи из Москвы, Барнаула, Обнинска, Алматы (Казахстан), Иркутска, Сыктывкара, Владивостока, Момбетцу (Япония).

Участники представили свои результаты путем выступления с презентацией перед другими участниками, получили сертификат участника, дипломы для молодых исследователей, опубликовали материалы в сборнике 2020 года, отправили статьи на английском языке в журнал ИЮПАК (прием статей был до 22 марта 2021 года).

Третья конференция готовилась два года, первоначально как выездная очная, а затем - онлайн, и состоялась благодаря творчеству основной рабочей группы оргкомитета (рис.). Состав рабочей группы: Анциферов Е.А., к.х.н., директор НОП «Институт высоких технологий»; Янченко Н.И., куратор проекта, председатель программного комитета, д.т.н., в.н.с., институт ВТ; Баранов А.Н., д.т.н., профессор, кафедра МЦМ; Огнёв И.А., к.т.н., доцент, Институт ИТ и АД; Синицкая А.В., к.ф.-м.н., доцент, Институт ИТ и АД; В.Л. Аршинский, к.т.н., доцент, руководитель центра программной инженерии, Институт ИТ и АД; Букин Ю.С., к.б.н., с.н.с., Лимнологический институт СО РАН (Иркутск).

Секция 9

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЕ ИЗОСКЕЙПЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ЯМАЛО-ГЫДАНСКОГО РЕГИОНА

Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
Ленинские горы, д. 1, Россия; nadin.budanceva@mail.ru

Выполнено исследование изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) голоценовых повторно-жильных льдов на севере Западной Сибири (п-ова Ямал и Гыданский). Формирование повторно-жильных льдов происходило в течение всего голоцена, хотя первая половина голоцена в данном регионе рассматривается как термический оптимум, в течение которого происходила существенная активизация термокарста, формирование торфяников и смещение к северу границы леса. Для построения карт изоскейп (линии равных значений $\delta^{18}\text{O}$) использовались средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по каждой исследованной голоценовой жиле. Расположение изотопно-кислородных изоскейп по голоценовым ледяным жилам в течение трех выделенных периодов голоцена имели, в основном, субмеридиональное расположение, близкое к изоскейпам, построенным по современным росткам повторно-жильных льдов.

OXYGEN ISOTOPE ISOSCAPES OF HOLOCENE ICE WEDGE IN THE YAMAL-GYDAN AREA

Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Leninskie gory 1, Russia;
nadin.budanceva@mail.ru

A study of the stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) of Holocene ice wedges in the north of Western Siberia (Yamal and Gydan Peninsulas) was carried out. Ice wedge growth occurred throughout the Holocene, although the first half of the Holocene in this region is considered as a thermal optimum, during which there was a significant activation of thermokarst, the formation of peatlands and a northward tree line advance. For isoscape (lines of equal $\delta^{18}\text{O}$ values) map creation mean $\delta^{18}\text{O}$ value for every studied Holocene ice wedge were used. Location of oxygen isotope isoscapes for Holocene ice wedges during the three main Holocene stages is generally has a submeridional location close to isoscapes drawn for the modern ice wedges.

Введение

Глобальные климатические события в течение голоцена стали основанием для трехчленного деления на гренландский (от ~11.7 до ~8.2 тыс. кал. лет назад), северогриппианский (от ~8.2 до ~4.2 тыс. кал. лет назад) и мегхалайский (последние 4.2 тыс. кал. лет) периоды, официально принятые Международной комиссией по стратиграфии (IUGS) [20]. В течение голоцена для разных регионов Арктики отмечены как долговременные тренды повышения зимних температур воздуха (например, для региона Дм.Лаптева, центральной и восточной Чукотки [21, 13, 17]), так и довольно стабильные зимние климатические условия (низовья р.Колымы [16]). Целью нашего исследования было построить карты изотопно-кислородные изоскейп (линий равных значений $\delta^{18}\text{O}$) в голоценовых ледяных жилах на севере Западной Сибири в течение голоцена на основании анализа данных изотопного состава повторно-жильных льдов, возраст которых определен на основе радиоуглеродного датирования вмещающих отложений.

Район исследований

Исследуемая территория расположена на севере Западно-Сибирской низменности, севернее широты Полярного круга. По данным ряда метеостанций среднегодовая температура воздуха варьирует от $-4,1^{\circ}\text{C}$ в Салехарде (юг п-ова Ямал) до -9°C в Гыде (север Гыданского п-ова). Наиболее холодным месяцем года является январь. За многолетний период наблюдений (с 40-50 х гг. XX в) среднеянварская температура воздуха варьировала преимущественно в диапазоне от -21 до -28°C [18, 19]. Многолетнемерзлые породы (ММП) имеют преимущественно сплошное распространение. Повторно-жильные льды широко распространены в пределах морских и аллювиальных террас, пойм и лайд [8].

Методы

Полевые исследования

Полевые исследования проводились авторами с 1978 по 2016 гг. В процессе полевых работ изучены обнажения с повторно-жильными льдами (рис. 1), выполнен отбор жильного льда для анализа стабильных изотопов и вмещающих жилы отложений для радиоуглеродного датирования. В результате полевых исследований собран массив данных по 8 голоценовым полигонально-жильным массивам (ПЖЛ1 – ПЖЛ8).

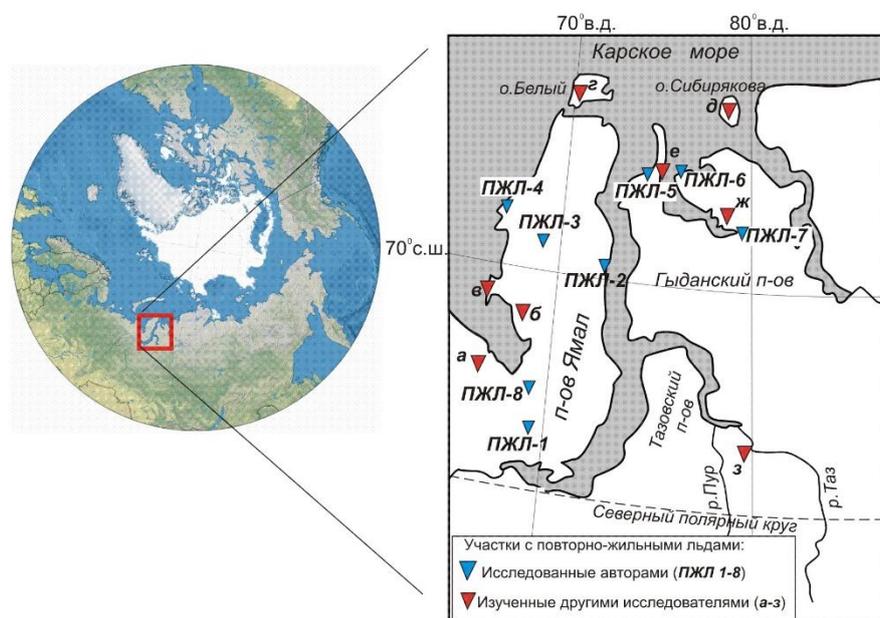


Рис. 1. Расположение участков исследования голоценовых и современных повторно-жильных льдов (ПЖЛ) на севере Западной Сибири: ПЖЛ 1 – р.Щучья, ПЖЛ 2 – пос.Сеяха, ПЖЛ 3 – пос.Бованенково, ПЖЛ 4 – пос.Харасавэй, ПЖЛ 5 – р.Нгарка-Тетнедаяха, ПЖЛ 6 – пос.Матюй-Сале, ПЖЛ 7 – пос.Гыда, ПЖЛ 8 – р.Еркутаяха. а – устье р.Оюяха, б – м/с Виктория, в – ст.Марре-Сале, г – о.Белый, д – о.Сибирякова, е – устье р.Еры-Маретаяха, ж – мыс Паха-Сале, з – Пур-Тазовское междуречье.

Лабораторные определения

Определения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в образцах жильного льда выполнялись в лаборатории изотопной геологии Института геологии в г.Таллин, в лаборатории изотопной гидрологии ИВП АН СССР и в изотопной лаборатории Хельсинского университета; парные изотопные определения ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) выполнены в Центре изотопных исследований г.Гронинген, в Изотопной лаборатории г.Ганновера и

в лаборатории стабильных изотопов Географического факультета МГУ. Радиоуглеродное датирование выполнено в Геологическом институте РАН, в Институте истории материальной культуры РАН и в радиоуглеродной лаборатории Хельсинского университета. Калибровка датировок выполнена с применением программы Oxcal 4.2 на основе базы данных IntCal13 [9, 12].

Результаты

Были исследованы голоценовые массивы с повторно-жильными льдами в торфяниках в пределах морских и аллювиальных террас, а также в отложениях пойм и лайд.

Повторно-жильные льды в торфяниках морских и аллювиальных террас

ПЖЛ 1. В южной части п-ва Ямал авторами детально изучен разрез мощного (5-5,5 м) торфяника в долине р.Щучья [2]. В обнажении торфяника вскрыты крупные (высотой до 5 м) сингенетические повторно-жильные льды, рассекающие всю толщу торфа и проникающих в подстилающие торф озерные супеси и глины. По торфу, вмещающему жилы, получены 12 ^{14}C датировок от 8,5 до 7 тыс. кал. лет (рис. 2), отмечено почти безинверсионное распределение датировок по вертикали. Судя по полученным датировкам, торфяник формировался с конца гренландского – в начале северогрипшианского периода голоцена. AMS датировка фрагмента мха из жилы – 7,97 тыс. кал. лет – является надежным признаком сингенетического роста жил. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду жил из торфяника варьируют от $-17,4$ до $-19,8$ ‰, близкие значения получены по жиле из супеси под торфяником – от $-17,5$ до $-20,3$ ‰. Значения $\delta^2\text{H}$ в отдельных образцах составили от $-135,9$ до $-144,9$ ‰. По льду современного жильного роста получены значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ $-18,2$ ‰ и $-135,8$ ‰, соответственно.

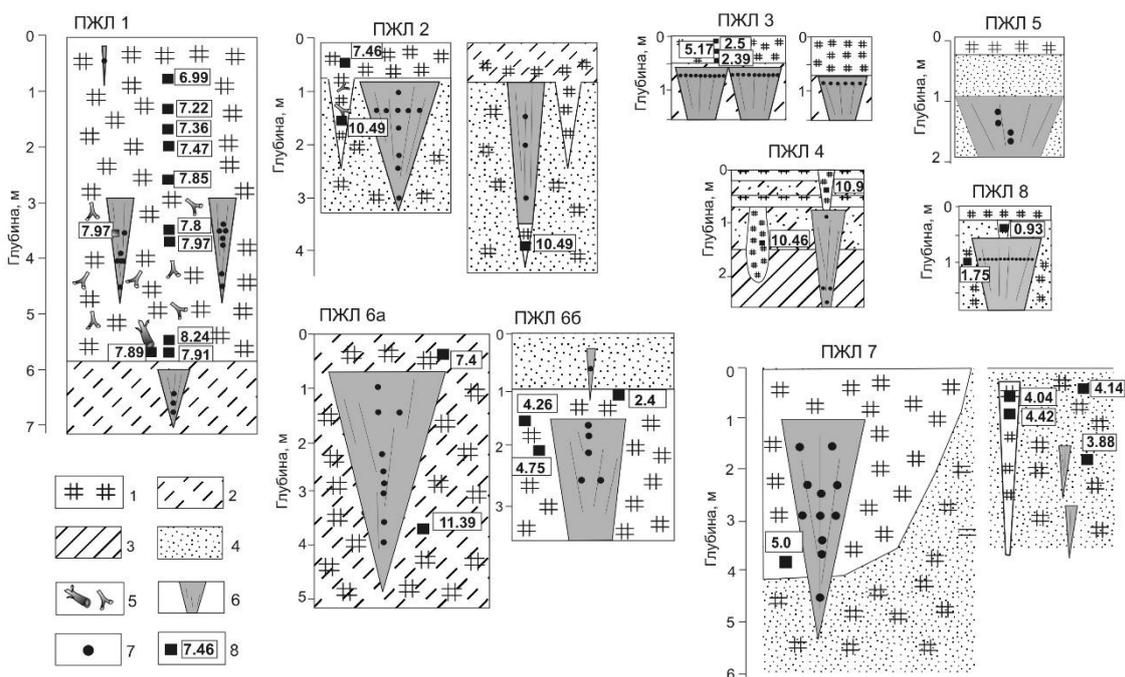


Рис. 2. Стратиграфия отложений с повторно-жильными льдами на исследованных участках (ПЖЛ 1-8) и ^{14}C датировки вмещающих отложений, тыс. кал. лет.

ПЖЛ 2. В районе пос.Сеяха, на восточном побережье Ямала исследовано несколько голоценовых фрагментов в верхней части третьей обнажения лагунно-морской террасы. Высота ледяных жил достигала 2-2,5 м, ширина жил в верхней части

более 1 м. Высота торфяных жил достигает 2 м. Вмещающие жилы отложения представлены оторфованным песком. Ледяная жила, из которой произведен отбор образцов, шириной около 0,5 м в верхней части. По торфу над головой жилы в первом обнажении получена ^{14}C датировка 7,46 тыс. кал. лет, а по нижним фрагментам торфяных жил получены две датировки по 10,49 тыс. кал. лет (см. рис. 2). Это позволяет говорить о формировании ледяных и торфяных жил в течение второй половины гренландского – начале северогриппианского периодов голоцена. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в жилах составили от $-17,9$ до $-20,3$ ‰. Значения $\delta^2\text{H}$ в отдельных образцах составили от $-137,6$ до $-146,1$ ‰. В современных ростках значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-16,6$ до $-18,7$ ‰.

ПЖЛ 3. Исследованы повторно-жильные льды в торфяниках, залегающих в пределах третьей морской террасы в районе пос.Бованенково в центральной части п-ова Ямал. В шурфе, заложенном поперек межполигональной канавки, под торфом мощностью не более 0,5 м были вскрыты ледяные жилы. По торфу, перекрывающему жилу, получены ^{14}C датировки от 2,39 до 5,17 тыс. кал. лет (см. рис. 2). В западной части Бованенковского ГКМ в карьере вскрыты голоценовые ледяные жилы в оторфованной супеси, залегающей под слоем торфа мощностью 0,6 м. Во льду жил вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-16,2$ до $-18,1$ ‰, $\delta^2\text{H}$ – от $-119,4$ до $-135,1$ ‰.

ПЖЛ 4. Одна из наиболее полно вскрытых жил исследована в толще первой морской террасы в 1 км севернее мыса Харасавэй на западном побережье п-ова Ямал. На глубине 0,6 м обнажается ледяная жила шириной 0,7 м в верхней части. По торфяной жиле, расположенной над головой ледяной жилы, получена ^{14}C датировка 10,9 тыс. кал. лет, по торфу из торфяной жилы, залегающей параллельно ледяной жиле, получена датировка 10,46 тыс. кал. лет (см. рис. 2), что позволяет отнести формирование жил к первой половине гренландского периода голоцена. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду жилы составили от $-14,1$ до $-15,9$ ‰.

ПЖЛ 5. В устье р. Нгарка-Тетнедаяха на севере Гыданского п-ова, в шурфе, заложенном на поверхности третьей морской террасы, на глубине 0,95 м вскрыта ледяная жила шириной до 1,5 м. Хорошо выраженная вертикально слоистая текстура этого жильного льда, скорее всего, указывает на его недавнее формирование. Предположительно возраст этой жилы отнесен к мегхалайскому периоду голоцена. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-16,8$ до $-17,8$ ‰.

ПЖЛ 6а. Около фактории Матюйсале, в устье р. Салемлекабтамбда в верхней части второй морской террасы исследовано обнажение торфяника с повторно-жильными льдами. Высота исследованной жилы более 4 м, ширина в верхней части до 3,5 м. Наиболее достоверная датировка по вмещающим жилу отложениям получена по торфу из норки грызуна – 11,4 тыс. кал. лет назад (см. рис. 2). Завершение формирования массива отнесено к 7,4 тыс. кал. лет назад, судя по датировке торфа с глубины 0,2 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду варьировали от $-20,1$ до $-17,2$ ‰.

ПЖЛ 7. В районе пос.Гыда в верхней части обнажения первой морской террасы вскрыта линза торфяника, к которой приурочены ледяные жилы высотой около 4 м, шириной около 1 м, головы которых залегают на глубине около 1 м. В соседней расчистке вскрыты торфяная жила и две узкие ледяные жилки. Из нижней части торфяника получена ^{14}C датировка 5 тыс. кал. лет назад. По торфу из торфяной жилы получены ^{14}C датировки 4,04 и 4,42 тыс. кал. лет назад, по включениям торфа над узкими ледяными жилами получены датировки 3,88 и 4,14 тыс. кал. лет назад (см. рис. 2). В жиле из торфяной линзы вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-16,9$ до $-19,5$ ‰.

Повторно-жильные льды в отложениях поймы и лайды

ПЖЛ 66. Вблизи устья р.Салемлекабтамбда на севере Гыданского п-ова исследован участок лайды Карского моря с четко выраженным полигональным рельефом. В обнажении лайды вскрыт песок мощностью 1 м, подстилаемый торфом. В торфе залегают жилы шириной до 1 м в верхней части, вертикальной мощностью более 1,5 м (см. рис. 2). Три ^{14}C датировки по торфянику расположены в диапазоне от 4,75 до 2,4 тыс. кал. лет назад, соответственно, жила формировалась с конца северогриппианского - в первой половине мегхалайского периодов голоцена. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в жильных льдах варьировали от $-19,1$ до $-19,9\%$. В современном ростке на лайде значение $\delta^{18}\text{O}$ составило $-19,5\%$.

ПЖЛ 8. Голоценовая сингенетическая толща высокой поймы с повторно-жильными льдами исследована на левом берегу р.Еркутаяха. На глубине 0,4 м вскрыта ледяная жила шириной в верхней части 0,8 м. Сверху к ледяной жиле примыкает грунтовая оторфованная жила. Возраст торфа из грунтовой жилы с глубины 0,3 м составил 0,93 тыс. кал. лет, а скопления корешков на глубине 1 м датированы в 1.75 тыс. кал. лет (см. рис. 2). Судя по полученным датировкам, рост ледяных жил происходил во второй половине мегхалайского периода голоцена (табл. 1). Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду жилы составили от $-18,3$ до $-20,6\%$, значений $\delta^2\text{H}$ – от $-135,8$ до $-151,9\%$. В современном ростке значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составили $-16,3\%$ и $-114,5\%$, соответственно.

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст (тыс. кал. лет назад) и средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах севера Западной Сибири

| Район исследований | ^{14}C возраст вмещающих отложений | Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$, ‰ |
|--|---|--|
| <i>Гренландский период (11,7- 8,2 тыс. кал. лет н.)</i> | | |
| пос.Харасавэй (ПЖЛ 4) | 10,9 – 10,5 | -15,0 |
| Устье р.Еры-Маретаяха [3] | 10 – 9,3 | -18,6 |
| о.Сибирякова [3, 4, 7] | 10 – 9 | -19,2 |
| Устье р.Оюяха [5] | 9,1 – 8,4 | -18,1 |
| о.Белый [1] | 9,5 – 8,9 | -17,7 |
| <i>Гренландский – первая половина северогриппианского периода (11,4-5,3 тыс. кал. лет.н)</i> | | |
| Пос.Сеяха (ПЖЛ 2) | 10,5 – 7,5 | -19,6 |
| р.Щучья (ПЖЛ 1) | 8,5 – 7 | -19,1 |
| пос.Матюй-Сале (ПЖЛ 6а) | 11,4 – 7,4 | -18,5 |
| Мыс Паха-Сале [3] | 8,9 – 6,1 | -19,2 |
| Ст.Марре-Сале [3, 6] | 8,8 – 6 | -15,7 |
| м/с Виктория [5] | 9,6 – 6,4 | -16,8 |
| <i>Конец северогриппианского – мегхалайский период (5,2 – 0,9 тыс. кал. лет н.)</i> | | |
| пос.Бованенково (ПЖЛ 3) | 5,2 – 2,4 | -17,0 |
| пос.Матюй-Сале (ПЖЛ 6б) | 4,8 – 2,4 | -19,5 |
| пос.Гыда (ПЖЛ 7) | 5 – 4 | -18,8 |
| р.Еркутаяха (ПЖЛ 8) | 1,8 – 0,9 | -19,6 |
| р.Нгарка-Тетнедаяха (ПЖЛ 5) | Предположительно несколько тысяч лет | -17,5 |

Возраст массивов с повторно-жильными льдами

Для построения карт изоскейп мы использовали полученные нами изотопные данные по 8 жилам, а также привлекли ранее опубликованные данные по изотопно-кислородному составу современных и голоценовых жил, исследованных в районе ст.Марре-Сале [3, 6], м/с Виктория, устья р.Оюяха [5], Пур-Тазовского междуречья [14], о.Белый [1], мыса Паха-Сале, устья р.Еры-Маретаяха, о.Сибирякова [3, 4, 7] (см. рис. 1). Возраст голоценовых жил на этих участках был также оценен преимущественно по радиоуглеродным датировкам вмещающих отложений. Анализ всех имеющихся изотопных значений по голоценовым жилам севера Западной Сибири показал вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ от $-14,1$ до $-20,6$ ‰; по современным жильным росткам вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-16,3$ до $-19,5$ ‰.

Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ во льду исследованных жил, как голоценовых, так и современных ростков, описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,4\delta^{18}\text{O} - 0,3$, $R^2 = 0,92$, что близко к уравнению, полученному для зимних осадков (снега) для г.Салехард ($\delta^2\text{H} = 7,6\delta^{18}\text{O} - 6$, $R^2 = 0,99$). Это позволяет предположить, что жилы формировались из атмосферных осадков, практически не измененных вторичными изотопными процессами (испарение, сублимация).

Карты изоскейп по голоценовым повторно-жильным льдам

Все полученные изотопные данные (средние значения, см. табл. 1) были нанесены на карту и построены изоскейпы как для современных ростков ледяных жил, так и для голоценовых ледяных жил (рис. 3). Сравнение карт изоскейп по повторно-жильным льдам для севера Западной Сибири для разных периодов голоцена показывает, что в течение гренландского – первой половины северогриппианского периода голоцена, который обычно рассматривается как термический оптимум [10, 11], и в течение мегхалайского периода, в течение которого отмечалось ухудшение климата, зимние климатические условия, оставались довольно стабильными.

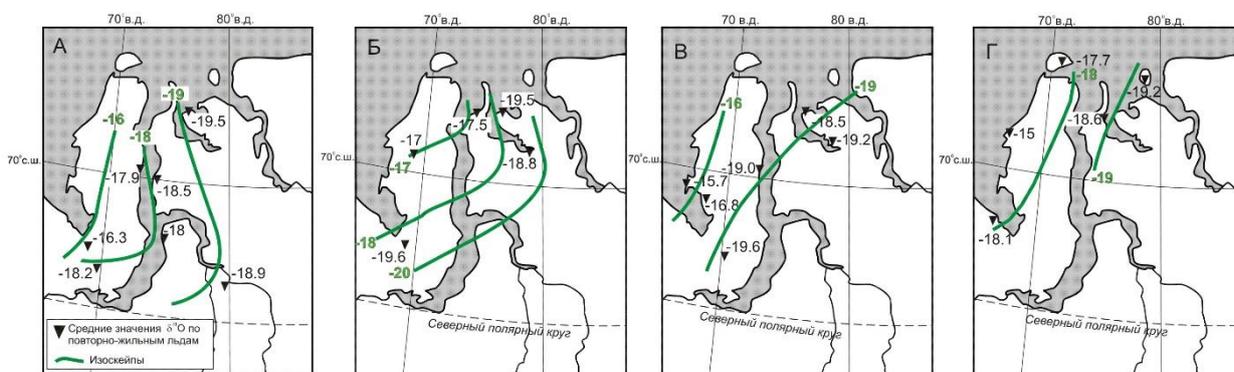


Рис. 3. Изоскейпы значений $\delta^{18}\text{O}$ по повторно-жильным льдам на севере Западной Сибири: А – по современным жильным росткам, Б – по жилам, датированным концом северогриппианского – мегхалайским периодами голоцена (5,2 – 0,9 тыс. кал. лет назад), В – по жилам, датированным гренландским – первой половиной северогриппианского периода голоцена (11,4 – 5,3 тыс. кал. лет назад), Г – по жилам, датированным гренландским периодом голоцена (11,7 – 8,2 тыс. кал. лет назад)

Выводы

Основными выводами проведенного исследования можно считать следующее:

1. Карты изоскейп по голоценовым повторно-жильным льдам севера Западной Сибири показывают в целом субмеридиональное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и

снижение значений с запада на восток, отмечаемое в течение каждого выделенного периода голоцена.

2. Заметных изменений положения карт изоскейп по голоценовым повторно-жильным льдам севера Западной Сибири в течение голоцена не отмечено, что позволяет говорить о довольно стабильных зимних климатических условиях голоцена, в отличие от летних климатических условий, когда в течение голоценового оптимума летние температуры воздуха были на несколько градусов выше современных.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-05-00782).

Список литературы

1. Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А., Пушина З.В. Стратиграфия, возраст и условия формирования многолетнемерзлых отложений острова Белый // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 3–15.
2. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Юнгнер Х., Гей М., ван дер Плихт Й., Соннинен Э., Буданцева Н.А. О южном пределе формирования сингенетических повторно-жильных льдов в оптимум голоцена на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2000. Том 4. № 2. С. 3–14.
3. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене / Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ИКЗ РАН. Тюмень. 2016. 24 с.
4. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Стрелецкая И.Д., Сулова М.Ю., Томберг И.В., Ходжер Т.В. Криолитология, гидрохимия и микробиология голоценовых озерных отложений и повторно-жильных льдов о-ва Сибирякова Карского моря // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010. С. 241–247.
5. Романенко Ф.А., Андреев А.А., Сулержицкий Л.Д., Тарасов П.Е., Воскресенский К.С., Николаев В.И. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера / под. ред. В.И.Соломатина. М.: изд. МГУ, 2001. С. 41–68.
6. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Том 16. №2. С. 9–22.
7. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник Моск.Ун-та.Сер. 5.География. 2012. № 3. С. 57–63.
8. Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. 454 с.
9. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon. 2009. Vol. 51. N1. P. 337–360.
10. Kremenetski C.V., Sulerzhitsky L.D., Hantemirov R. Holocene history of the northern range limits of some trees and shrubs in Russia // Arctic and Alpine Research. 1998. Vol. 30. P. 317–333.
11. Monserud R.A., Tchebakova N.M., Denissenko O.V. Reconstruction of the mid-Holocene palaeoclimate of Siberia using a bioclimatic vegetation model // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol. 139. Iss. 1–2. P. 15–36. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00127-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00127-2).
12. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. N4. P. 1869–1887.
13. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G. et al. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. Vol. 66. P. 259–272.
14. Tikhonravova Ya., Slagoda E., Butakov V., Koroleva E., Simonova G., Sysolyatin R. Isotopic composition of heterogeneous ice wedges in peatlands of the Pur-Taz interfluvium (northern West Siberia) // Permafrost and Periglacial Processes. 2022. doi:10.1002/ppp.2138
15. Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. Water Resources. 1991. Vol. 17. N6. P. 640–647.
16. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A. Holocene ice wedges of the Kolyma Lowland and January paleotemperature reconstructions based on oxygen isotope records // Permafrost and Periglacial Processes. 2022. Vol. 33. Iss. 1. P. 3–17. doi.org/10.1002/ppp.2128.

17. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. Vol. 29(4). P. 283–297. doi: 10.1002/ppp.1991.
18. www.meteo.ru/data/156-temperature.
19. www.pogodaiklimat.ru.
20. Walker M., Head M.J., Lowe J. et al. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // *Journal of Quaternary Science*. 2019. Vol. 34. Iss. 3. P. 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.
21. Wetterich S., Schirrmeister L., Andreev A.A. et al. Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. Vol. 279. P. 73–95. doi:10.1016/j.palaeo.2009.05.002.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕСЕЙ И ВОДНАЯ МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

БутакOV В.И.¹, Слагодa Е.А.²

¹Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия;
vladbutakov@yahoo.com

²Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

Изучена миграционная способность химических элементов в водной среде в повторно-жильных и пластовых льдах. Миграционная способность определена на основе сопоставления валового состава взвесей и расплавов льда. Установлена разная интенсивность водной миграции элементов из органических и минеральных взвесей в составе льда. Интенсивность водной миграции в повторно-жильных и пластовых льдах различна. В повторно-жильных льдах редкоземельные элементы имеют высокую миграционную способность из взвесей. В пластовых льдах редкоземельные элементы имеют низкую подвижность.

CHEMICAL COMPOSITION OF SUSPENSIONS AND WATER MIGRATION OF ELEMENTS IN DIFFERENT TYPES OF GROUND ICE

Butakov V.I.¹, Slagoda E.A.²

¹Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; *vladbutakov@yahoo.com*

²Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

The migration ability of chemical elements in the aquatic environment in ice wedges and massive ice was studied. Migration ability is determined based on a comparison of the gross chemical composition of suspensions and ice melts. Different intensity of water migration of elements from organic and mineral suspensions in the composition of ice has been established. The intensity of water migration in ice wedges and massive ice is different. Rare earth elements have a high migration capacity from suspensions in ice wedges. Rare earth elements have low mobility in formation ice.

Миграционная способность элементов из минералов в водной среде зависит от множества факторов. На нее влияют растворимость минералов и химический состав воды; кислотно-щелочные, окислительно-восстановительные, термодинамические условия; процессы адсорбции в биогенной и минеральной средах. Известно, что химические элементы в воде могут находиться в виде ионов, молекул, в адсорбированной форме и нерастворимых взвешах. Влияние фазовых переходов вода-лед на интенсивность вовлечения водорастворимых форм химических элементов в состав разных типов подземных льдов и новообразование минералов недостаточно изучено.

Анализ литературных данных показывает, что в процессе криогенеза преобразуется состав вод, формирующих подземные льды [1, 19]. Формирование химического состава льдов происходит под действием комплекса факторов, связанных с условиями промерзания и вмещающими отложениями и сопровождается увеличением концентрации ионов в остаточном растворе. В составе пластовых подземных льдов выявлены ассоциации (конкреции) аутигенных минералов [8]. Изучение миграционной

способности элементов позволит уточнить условия в которых происходит аутигенное минералообразование.

При анализе формирования состава повторно-жильных льдов важен учет поступления веществ с атмосферными аэрозолями и надмерзлотным стоком. Морские атмосферные аэрозоли приводят к аккумуляции морских ионов в повторно-жильных льдах [3]. При таянии снега происходит увеличение кислотности и агрессивности вод, сопровождающееся выщелачиванием элементов из отложений. В работах подземные льды, часто охарактеризованы как, льды, содержащие минеральные и органические взвеси [5, 13, 15]. Химический состав взвесей и их связь с вмещающими отложениями остается практически не изучен.

Содержания и распределения основных ионов и микроэлементов в подземных льдах использовали для определения первичного состава и источника поступления воды для льдообразования. При этом не было уделено достаточно внимания миграционной способности микроэлементов при льдообразовании. Для изучения этого необходимо установить какие элементы накапливаются в нерастворимой форме в отложениях, а какие накапливаются во льду при разных типах промерзания.

Разработка метода сопоставления состава вод и пород для выявления интенсивности водной миграции была проведена Пологиным Б.Б. [10]. Установлено что элементы попадают в воду с разной скоростью. Связано это не только с разной способностью минералов к растворению, но и с биогенной аккумуляцией многих элементов. Для количественного выражения миграционной способности элементов Перельманом А.И. был введен специальный геохимический показатель – коэффициент водной миграции [9]. Несмотря на большой интерес, проявляемый в последние годы к геохимическим процессам, протекающим при формировании подземных льдов общие закономерности не до конца ясны. При изучении необходим учет факторов, определяющих формирование и трансформацию вод в процессе криогенеза.

Целью работы является установление взаимосвязи между химическим составом взвесей из подземных льдов и интенсивностью водной миграции элементов в разных генетических типах льда.

Район исследования

Комплексные исследования многолетнемерзлых толщ Ямала, Гыдана и севера Пур-Тазовского междуречья в 2008-2018 гг. включали изучение: валового элементного состава минеральных и органических включений из льда; литологического состава, строения, возраста отложений; химического состава подземных льдов (рис. 1).

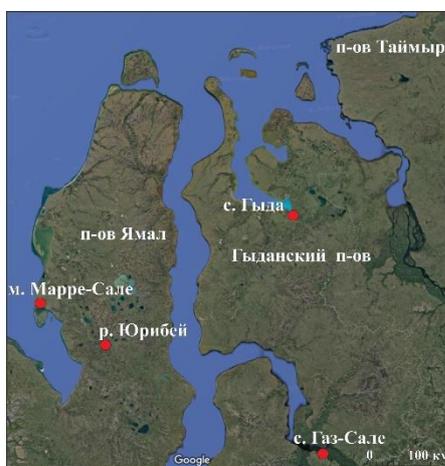


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследований химического состава подземных льдов (www.google.ru/maps)

Климатические условия района исследований обеспечивают сплошное распространение многолетнемерзлых пород и подземных льдов [6]. Для тундр Севера Западной Сибири характерны плоская, слаборасчленённая поверхность, высокая заозёрность, широкое распространение плоско- и выпуклобугристых торфяников в хасырях, долинах рек [11, 12, 18]. Подземные льды в обнажениях Ямала и Гыдана были неоднократно описаны в литературе [4, 7, 14, 17]. Объектом исследования являются повторно-жильные, пластовые льды с органическими и минеральными взвесями на ключевых участках Ямала, Гыдана и Пур-Тазовского междуречья.

Повторно-жильные льды в районе р. Юрибей залегают в заторфованных супесях под автохтонным торфом в хасырее, в песках III террасы в среднем течении р. Юрибей. Лед с вертикальной слоистостью, образованной элементарными жилками и пузырьками воздуха содержат с примеси минеральных частиц (рис. 2).

Пластовые льды в районе м. Марре-Сале имеют субгоризонтальную сложную форму с вертикальными штоками. Льды залегают в супесях и суглинках в пределах III-й морской равнины переработанной термокарстом [4].

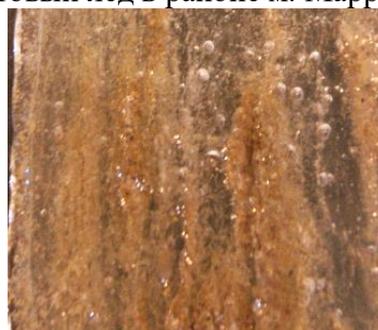
Повторно-жильный лед в пределах южной тундры на севере Пур-Тазовского междуречья в районе с. Газ-Сале залегают в торфяном горизонте хасырея III надпойменной террасы [16].

Линзовидный пластовый лед в районе с. Гыда залегают на песках и перекрыт суглинками останца II-й озерно-аллювиальной террасы [15].

Повторно-жильный лед в районе р. Юрибей Пластовый лед в районе м. Марре-Сале



Линзовидный пластовый лед в районе с. Гыда



Повторно-жильный лед в районе с. Газ-Сале



Рис. 2. Текстурные особенности подземных льдов на севере Западной Сибири

Методы исследования и интерпретации химического состава

Пробы льда были отобраны в виде монолитов и хранились в мерзлом состоянии до проведения анализов. Химический анализ расплавов льда и взвесей выполнен в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН, г.

Иркутск. Отфильтрованные из расплавов льда через поликарбонатные фильтры (0,45 мкм) взвеси разлагали смесью концентрированных азотной и плавиковой кислот с ультразвуковым воздействием и нагреванием. Анализ взвесей и расплавов льда по 68 элементам был выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se фирмы Agilent Technologies Inc. В программе «Geochem Anomaly» произведен пересчет элементов на их оксиды. Пересчет углерода на гумус почвы осуществлен методом умножения процентного содержания углерода на коэффициент 1,724 [2].

Для выявления миграционной способности элементов из минеральных и органических включений во льдах рассчитана интенсивность водной миграции по Перельману:

$$K_x = m_x * 100 / a / n_x,$$

где m_x – содержание элемента в расплаве льда (мг/дм³), a – сумма ионов (мг/дм³) и n_x – содержание того же элемента во взвеси (%). По интенсивности водной миграции элементы образуют 4 ряда:

I – очень подвижные (высокоподвижные) мигранты – $k_x > n \cdot 10$;

II – легкоподвижные мигранты – $k_x \approx n$;

III – подвижные мигранты – $k_x \approx n \times 10^{-1}$;

IV – слабоподвижные (инертные) мигранты – $k_x < n \times 10^{-1}$.

Элементы, имеющие $k_x < 1$, относительно накапливаются в рассматриваемой природной системе [9]. Ряды водной миграции отражают различную интенсивность вовлечения элементов в подземный и поверхностный стоки.

Химический состав и миграционная способность элементов из взвесей

Взвесь из повторно-жильного льда в районе р. Юрибей. В составе взвеси преобладает оксид кремния (рис. 3). Коэффициенты вариации по содержаниям 63 элементов в среднем 23 ($C_v=6-85$ %). В ряды высоко- (14) и легкоподвижных (34) элементов входят: щелочные и щелочноземельные металлы и металлы подгруппы железа, биогенные элементы (Mn), галогены, токсичные тяжелые переходные металлы и полуметаллы (Cd, Cr, As), редкоземельные элементы и актиноиды (U, Th) (таблица). Малоподвижных элементов 13, в основном литофильные (Si, Ti, Al, Zr, W). Такое распределение соответствует химическому составу льда, который обогащен высоко- и легкоподвижными элементами.

Взвесь из пластовых льдов в районе м. Марре-Сале. В составе взвеси преобладает оксид кремния. Коэффициенты вариации по содержаниям элементов в среднем 19 ($C_v=2-49$ %). В ряды высоко- (7) и легкоподвижных (14) входят: биогенные элементы (Mn), галогены, токсичные тяжелые переходные металлы и полуметаллы (Cd, As). Малоподвижные элементы в большинстве (40 элементов), среди них: редкоземельные, литофильные (Ti, Al, Zr, W) элементы и актиноиды (Th, U). Возможно, при такой подвижности элементов создаются условия для аутигенного минералообразования.

Взвесь из повторно-жильного льда в районе с. Газ-Сале. В составе взвеси преобладает органическое вещество, это обусловлено нахождением льда в органическом горизонте отложений. Содержание оксида кремния незначительно, источником кремния была пыль, попадающая в морозобойную трещину вместе с зимними атмосферными осадками. В ряды высоко- (32) и легкоподвижных (23) элементов входят практически все элементы.

Взвесь из линзовидного пластового льда в районе с. Гыда. Состав очень близок к среднему химическому составу осадочных пород [20]. Коэффициенты вариации по содержаниям элементов в среднем 15 ($C_v=0-90$ %). В ряды высоко- (9) и легкоподвижных (17) элементов входят: галогены, щелочноземельные металлы,

биогенные элементы (P, Mn), токсичные тяжелые переходные металлы и полуметаллы (As). Малоподвижные в большинстве (37 элементов): редкоземельные и литофильные (Ti, Al, Zr, W) элементы.

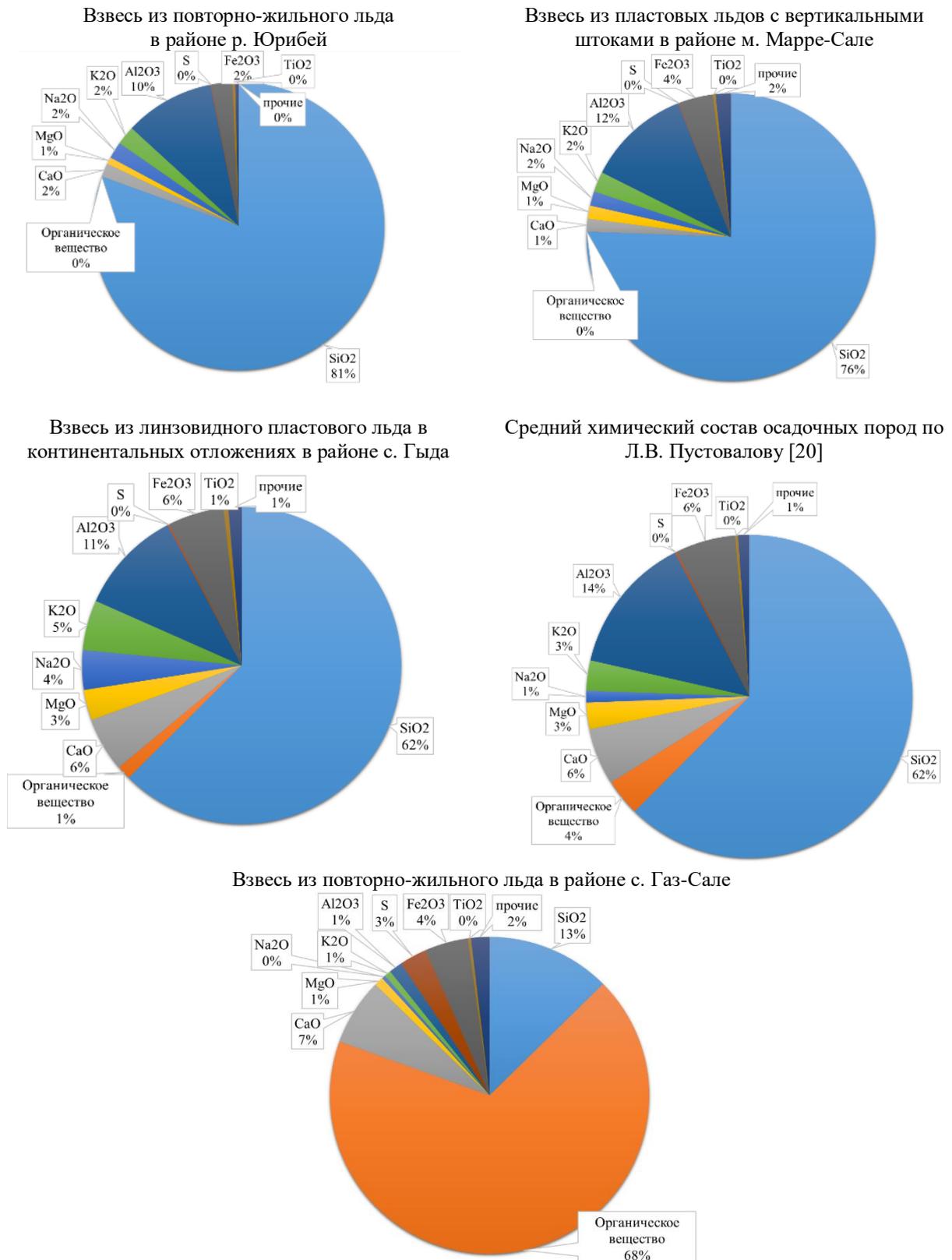


Рис. 3. Основные компоненты минеральных и органических взвесей в подземных льдах Севера Западной Сибири (масс. %)

По данным опробования подземных льдов на Севере Западной Сибири установлен элементный состав минеральных и органических взвесей из льда. Макроскопический состав взвесей зависит от вмещающих лед отложений. Получены данные по водной миграции химических элементов из взвесей. Выявлены сходства по подвижности элементов в разных типах льда:

- 1) Br, Cl, I, Mo, Sn – высокоподвижны;
- 2) As, B, Ca, Cd, Cu, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Sb, Sr, Zn – высоко- или легкоподвижны;
- 3) Nb, Ta, Ti – подвижны и слабоподвижны.

Наиболее контрастные по миграционной способности элементы в разных типах льда: лантаноиды, Ag, Al, Ba, Be, Bi, Cr, Cs, Fe, Ga, Ge, Hf, Pb, Rb, Sc, Se, Si, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Zr.

Интенсивность водной миграции по Перельману в повторно-жильных и пластовых льдах очень контрастна. В повторно-жильных льдах районов Центрального Ямала и Пур-Тазовского междуречья редкоземельные элементы имеют достаточно высокую миграционную способность из взвесей. Следовательно, эти элементы накапливаются в водорастворимой форме. В пластовых и линзовидных пластовых льдах Западного Ямала и Севера Гыдана редкоземельные элементы имеют низкую подвижность из взвесей и накапливаются в нерастворимой форме.

Таблица. Миграционная способность элементов по Перельману [9] из минеральных и органических взвесей в подземных льдах Севера Западной Сибири

| Район | Тип льда | I ряд подвижности высокоподвижные | II ряд подвижности легкоподвижные | III ряд подвижности подвижные | IV ряд подвижности слабоподвижные |
|---------------|---------------------------|---|---|--|-----------------------------------|
| р. Юрибей | Повторно-жильный лед | Na, Cl, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Br, Mo, Cd, Sn, Te, I | K, Ca, Mg, Li, Be, B, Sc, V, Cr, Fe, As, Rb, Sr, Y, Ag, Sb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Bi, Th, U | Si, Al, Ga, Ge, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Pb | Ti |
| м. Марре-Сале | Пластовый лед | Na, Cl, B, Br, Mo, Sn, I | K, Ca, Mg, Li, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Cd, Sb, Te | Be, Sc, V, Cr, Fe, Co, Ga, Ge, Rb, Y, Ag, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W, Tl, Pb, Bi, Th, U | Si, Al, Ti, Zr, Nb, Cs, Hf, Ta |
| с. Газ-Сале | Повторно-жильный лед | Na, K, Ca, Mg, Cl, Si, Li, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Rb, Sr, Zr, Mo, Cd, Sn, Sb, I, Cs, La, Hf, W, Tl, Pb, U | P, Be, B, Fe, Ga, Ge, Y, Ba, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Bi, Th | Ti | Sc, Se, Nb, Ag, Te |
| с. Гыда | Линзовидный пластовый лед | Cl, P, S, Cu, Br, Mo, Sn, I, W | Na, Ca, Mg, Li, B, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, As, Se, Sr, Zr, Cd, Sb, U | K, Be, Sc, V, Fe, Ga, Ge, Rb, Y, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Tl, Pb, Bi, Th | Si, Al, Ti, Nb, Ag, Te, Ta |

Литература

1. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. – 152 с.
2. Булатов А.И., Макаренко П.П., Шеметов В.Ю. Справочник инженера-эколога нефтедобывающей промышленности по методам анализа загрязнителей окружающей среды: М.: ООО, "Недра-Бизнесцентр", 1999. Ч. 2: Почва. – 634 с.
3. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Опокина О. Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Гидрохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов криолитозоны Карского региона // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2020, т. 331, № 2. С. 78–91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483.
4. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Опокина О. Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Особенности формирования гидрохимического и микроэлементного состава разных типов подземных льдов мыса Марре-Сале // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 5. С. 29–44. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44).
5. Васильчук Ю.К. Парагенетические ансамбли повторно-жильных льдов со льдами различного генезиса // Арктика и Антарктика. – 2018. – № 2. – С. 71 - 112. doi.org/10.7256/2453-8922.2018.2.26673.
6. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. – 454 с.
7. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 58–65.
8. Курчатова А.Н., Рогов В.В. Аутигенные карбонаты в отложениях ледового комплекса приморских равнин Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 60-69.
9. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. Изд. 2-е. М.: Высшая школа, 1975. – 342 с.
10. Польшин Б. Б. Избранные труды / Б.Б. Польшин. М.: Наука, 1956. – 751 с.
11. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения р. Юрибей // Вестн. Тюм. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле, 2014, № 4. С. 28–38.
12. Слагода Е.А., Новосёлов А.А., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Зазовская Э.П. Следы криогенных процессов в позднечетвертичных отложениях Пур-Назовского междуречья Западной Сибири // Криосфера Земли, 2022, т. XXVI, № 1, С. 21–35. doi.org/10.15372/KZ20220103
13. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена - голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
14. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2002. т. VI. № 3. с. 15–24.
15. Тихонравова Я.В., Лупачёв А.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Симонова Г.В., Таратунина Н.А., Муллануров Д.Р. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене–голоцене // Лёд и Снег. 2019. т. 59. № 4, С. 557–570.
16. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег, 2020, т. 60, № 2. С. 225–238.
17. Трофимов В. Т., Васильчук Ю. К. Синкриогенные повторно-жильные и пластовые льды в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1983, т. 58, № 4, С. 113–121.
18. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1987. – 219 с.
19. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты) / науч. ред. В. П. Мельников, Новосибирск: Гео, 2009, 277 с.
20. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЕДОМНЫХ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
alla-vasilch@yandex.ru

Выполнена корреляция результатов исследования радиоуглеродного возраста едомных толщ и повторно-жильных льдов, а также палеотемпературная интерпретация изотопного состава повторно-жильных льдов, для четырех наиболее информативных разрезов едомных толщ, расположенных в низовьях р.Колымы: Бизон, Зеленый Мыс, Плахинский Яр, Дуванный Яр.

ISOTOPE AND PALEOTEMPERATURE CORRELATIONS OF THE LATE PLEISTOCENE YEDOMA REFERENCE SECTIONS OF THE KOLYMA LOWLAND

Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Leninskie gory 1, Russia;
alla-vasilch@yandex.ru

The correlation of the radiocarbon ages of yedoma and ice wedges is made, as well as paleotemperature interpretation of the isotopic composition of ice wedges, for the four most informative sections of yedoma located in the lower reaches of the Kolyma River, as follows: Bison, Zelyony Mys, Plakhinskii Yar, Duvanny Yar.

Введение

Поздний плейстоцен – время активного роста сингенетических повторно-жильных льдов (ПЖЛ) в пределах Колымской низменности. Цель данной работы сопоставление результатов исследования радиоуглеродного возраста, изотопного состава ПЖЛ, а также палеотемпературная интерпретация данных, полученных для четырех наиболее информативных разрезов едомных толщ, расположенных в низовьях р.Колымы: Бизон, Зеленый Мыс, Плахинский Яр, Дуванный Яр. Все разрезы исследованы с применением методики, разработанной Ю.К. Васильчуком для исследований синкриогенных толщ с повторно-жильными льдами [1]. Радиоуглеродное датирование выполнялось в Геологическом институте РАН, AMS-датировки микровключений органики, непосредственно экстрагированной из ледяных жил, выполнялись в лаборатории ускорительной масс-спектрометрии Сеульского национального университета при содействии проф. Й.-Ч. Кима и в лаборатории ускорительной масс-спектрометрии университета Гронингена при содействии проф. Ван дер Плихта [8]. Все полученные датировки были калиброваны с использованием калибровочной кривой IntCal20 [7] и программы Oxcal version 4.4.4 [4], возрастной диапазон установлен с вероятностью 95.4%. Измерения изотопного состава льда проводились в изотопной лаборатории института Водных проблем РАН, в изотопной лаборатории «Арсенал» (Австрия), в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Возраст едомных толщ и ПЖЛ

Едома Бизон расположена на правом берегу в низовьях Колымы. Разрез сложен преимущественно супесчаными отложениями с прослоями органики в виде линз и прослоев мощностью от 0,01 до 0,5 м на высоте 18 м, 15,5 м, 13 м, 11 м. Сингенетические ледяные жилы в разрезе достигают 9 м в высоту, их ширина в верхней части составляет 2-2,5 м, расстояние между жилами около 2-4 м. Вмещающие отложения имеют редкослоистую, тонколинзовидную горизонтально шпировую текстуру, в основном, массивную.

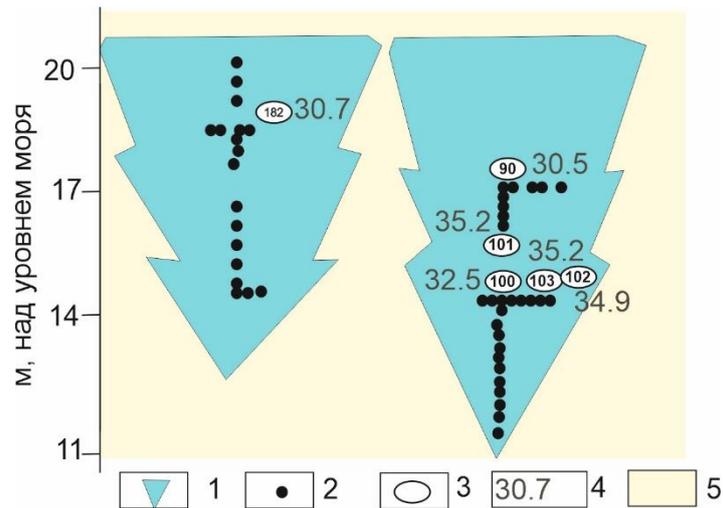


Рис. 1. Едомная толща в разрезе Бизон (по Vasil'chuk et al. [11]): 1– повторно-жильный лед; 2 – точки отбора образцов на изотопный анализ; 3 – точки отбора образцов на радиоуглеродный и палинологический анализы; 4 – медианный калиброванный ^{14}C возраст; 5 – супесь серая оторфованная, мерзлая.

Фрагмент ледяной жилы датирован методом AMS ^{14}C по щелочному экстракту, нерастворимому органическому углероду (частицы ≥ 200 мкм), концентрату пыли и спор из одних и тех же образцов, (всего 20 датировок), что существенно повысило надежность датирования. Датировки органических включений из ледяных жил колеблются от 30,7 до 34,9. кал. тыс. лет, датировки, полученные по фракции щелочной вытяжки из тех же образцов несколько древнее: от 31,8 до 37,1 кал. тыс. лет. от 30,5 до 46,2 кал. тыс. лет. Наиболее молодые даты получены по микровключениям органики и спорово-пыльцевому концентрату. Детальный отбор проб ледяных жил (0,1 м и менее) позволил получить стабильные изотопные записи с точностью около 100 лет. Изотопный состав ПЖЛ, полученный по 167 образцам: вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по ледяным жилам в разрезе Бизон, составляют 3.15‰ - от -35.17‰ до -32.02‰ и вариации величин $\delta^{2}\text{H}$ составляют 18.2‰ - от -266.2‰ до -248.0‰ [11]. Возраст датированного фрагмента ледяных жил составил 42-30 кал. тыс. лет (табл. 1).

Едомная толща разреза Зеленый Мыс была вскрыта в овраге в 2 км севернее пос. Зеленый Мыс на правом берегу р. Колымы (рис. 2). Обнажение высотой около 36 м состоит из двух частей: верхняя часть мощностью около 10 м, представленная серой супесью, практически без органического материала, и нижняя - коричневатая серая, в которой переслаиваются оторфованные пачки с растительным детритом и супесчаные прослои без видимых органических включений. В распределении льдистости и криотекстур по разрезу, как и в литологическом строении, отмечается трехчленная мезоцикличность: повышение льдистости и уменьшение толщины шпиров льда и расстояния между ними от менее оторфованных вверх к подошве более оторфованных горизонтов.

По этому разрезу получены AMS датировки из повторно-жильного льда, а также из вмещающих отложений радиоуглеродные датировки костей, торфа, веток, гумуса и семян из норок, в общей сложности 21 радиоуглеродная датировка, включая 3 AMS даты.

Таблица 1. Минимальные, максимальные и средние значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} в позднеплейстоценовых повторно-жильных (ПЖЛ) льдах, вскрытых в опорных разрезах Колымской низменности

| Кол-во образцов | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ | | | $\delta^2\text{H}$, ‰ | | | d_{exc} , ‰ | | |
|----------------------|---------------------------|--------|--------|------------------------|---------|--------|----------------------|-------|-------|
| | Мин. | Сред. | Макс. | Мин. | Сред. | Макс. | Мин. | Сред. | Макс. |
| <i>Бизон</i> | | | | | | | | | |
| 167 | -35.17 | -32.77 | -32.02 | -266.2 | -256.50 | -248.0 | 4.0 | 5.94 | 8.2 |
| <i>Зелёный Мыс</i> | | | | | | | | | |
| 35 | -34.1 | -30.64 | -27.0 | – | – | – | – | – | – |
| <i>Плахинский Яр</i> | | | | | | | | | |
| 19 | -34.7 | -32.49 | -29.9 | – | – | – | – | – | – |
| <i>Дуванный Яр</i> | | | | | | | | | |
| 66 | -33.11 | -32.0 | -30.8 | -260.2 | -248.64 | -235.0 | 3.4 | 7.44 | 12.0 |

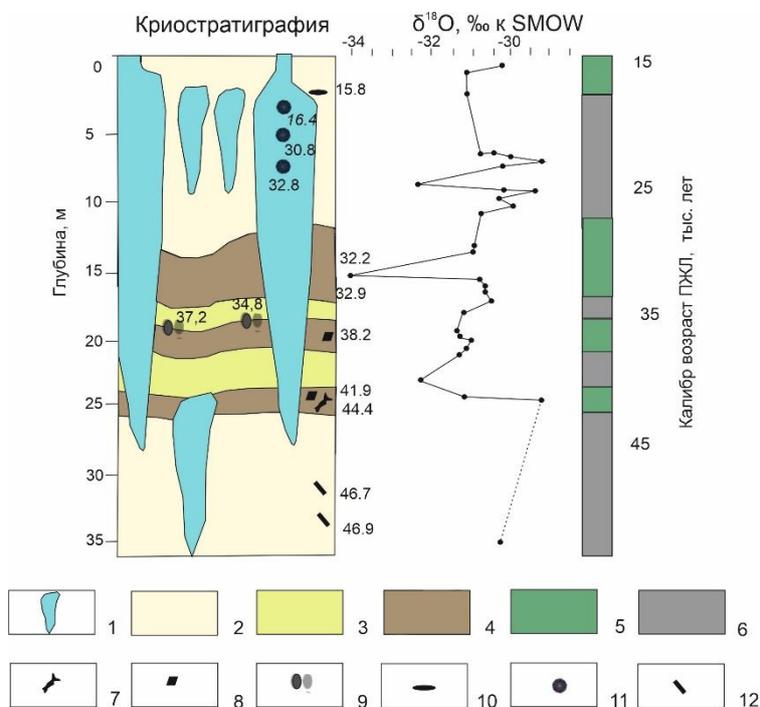


Рис. 2. Едомная толща в разрезе Зелёный Мыс. По Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A.S. [14]: 1 – лед повторно-жильный; 2 – супесь серая, мерзлая со среднеслоистой и сетчатой, средне- и тонкошлировой криотекстурой; 3 – супесь коричнево-серая, мерзлая со тонкослоистой, средне- и тонкошлировой криотекстурой; 4 – торф мерзлый с косослоистыми, решетчатыми криотекстурами; 5 – отложения субаэрального этапа накопления едомы; 6 – отложения субаквального этапа накопления едомы; медианный калиброванный ^{14}C возраст (кал. тыс. лет назад): 7 – костей; 8 – торфа; 9 – семян из норок, 10 – почв, 11 – ПЖЛ, 12 – веток; 13 – точки отбора ПЖЛ на изотопный анализ.

Нижний предел формирования едомной толщи зафиксирован тремя датировками по крупным веткам и костям мамонтовой фауны, а верхний предел определен ^{14}C датировкой из погребенной почвы, отобранной А.Пфедфер близ кровли ММП 15.7 кал

тыс. лет и AMS датировкой, полученной непосредственно из ПЖЛ - 16.4 кал тыс. лет (см. рис. 2).

Изотопный состав ПЖЛ по результатам 35 определений: вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по ледяным жилам в разрезе Зеленый Мыс, составляют 7.1‰ - от -34.1‰ до -27.0‰. На основании совокупности ^{14}C датировок по этому разрезу, установлено, что едомная толща накапливалась около 33 тыс. лет от 48 до 15 кал. тыс. лет [14] (Табл. 1).

Толща мощностью более 15 м, вскрытая в обнажении Плахинского Яра на левом берегу протоки Стадухинская, представлена серой тяжелой и средней льдистой (до 45%) супесью с редко- и неполно-сетчатой тонкошлировой криотекстурой с включениями растительных остатков (рис. 3).

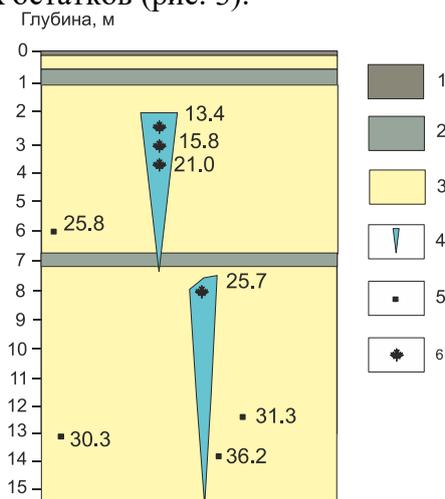


Рис. 3. Едомная толща в разрезе Плахинский Яр в обнажении 14-18-метровой террасы на левобережье Стадухинской протоки р. Колымы, радиоуглеродные датировки вмещающих отложений и AMS-датировки льда (По Vasil'chuk Yu. K., Vasilchuk A.C. [13] а также AMS-датировки органики из вмещающих отложений. По M.Fukuda et al., [5]: 1 – торф; 2 – песок серый мерзлый; 3 – супесь серая с корешками и аллохтонными остатками торфа, мерзлая; 4 – сингенетические повторно-жильные льды; медианный калиброванный ^{14}C возраст (кал. тыс. лет назад): 5 – вмещающих жилы отложений; 6 – повторно-жильного льда

В толще супеси встречаются линзы песка. В отличие от других разрезов ледового комплекса в обнажении Плахинский Яр отмечены два яруса узких ледяных жил. По данному разрезу получено 14 радиоуглеродных датировок из них 4 AMS ^{14}C даты из ПЖЛ. Несмотря на низкое содержание органических включений, встречающихся, главным образом, в основании разреза удалось определить время начала образования видимой части разреза – в интервале 30–27 кал. тыс. лет назад, а время завершения накопления толщи 13.4 кал. тыс. лет назад (см. рис. 3). Изотопный состав ПЖЛ по результатам 19 определений: вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по ледяным жилам в разрезе Плахинский Яр, составляют 4.8‰ - от -34.7‰ до -29.9‰ [13].

Ледовый комплекс вскрытый обнажением Дуванский Яр, высотой 45-55 м изучался длительное время разными исследователями [2,3,6,12 и др.]. Количество датировок, полученных по этому разрезу превышает 100. Авторами получено 27 ^{14}C датировок непосредственно из ПЖЛ (рис. 4).

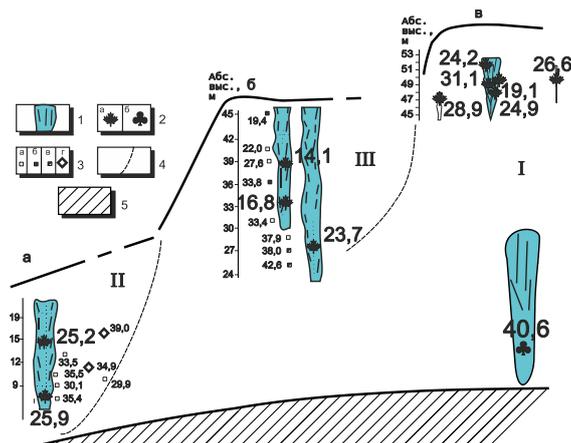


Рис. 4. Разновысотные гетерохронные и гетерогенные фрагменты разреза Дуваный Яр По Vasil'chuk Yu.K., 2005 [10]. Вертикальные срезы разных лет: а – нижняя часть нижнего по течению фрагмента, 1985 г.; б – верхняя часть среднего по течению фрагмента, 1985 г.; в – верхняя часть среднего по течению фрагмента (расположенного выше по течению, чем фрагмент б), 1999 г.: 1 – сингенетические повторно-жильные льды; 2 – точки отбора льда жил для радиоуглеродного датирования методом AMS: а – датировки микровключений органики, б – датировки спорово-пыльцевого концентрата (дата, видимо несколько удревнена); 3 – точки отбора образцов для радиоуглеродного датирования и даты (заведомо удревненные даты изъяты, полный список датировок см. а – рассеянных корешков, б – костей, в – мелких веточек; г – наиболее молодые AMS датировки отдельных фракций макроостатков органики; 4 – ориентировочная граница более молодых террасовидных едомных фрагментов второго цикла; 5 – куполовидно залегающие синеватые суглинки в основании разреза

Тем не менее определение возраста отдельных частей этого разреза представляется довольно сложно решаемой задачей из-за формирования. Верхние 15-20 м разреза представлены супесью серой с редкими вкраплениями остатков растений. Здесь отмечены узкие жилы 1.0-1.5 м шириной расстояние между ними 4-6 м. В нижних 25-30 м встречается 3-4 оторфованных прослоя, ледяные жилы как правило широкие 2-3,5 м, расстояние между ними около 10 м. Широкие жилы как правило имеют выраженные плечики на уровне оторфованных горизонтов. На основании выбора наиболее молодых дат [12] едомный комплекс Дуванного Яра датируется от 50-45 до 13 кал. тыс. лет назад. Изотопный состав ПЖЛ по результатам 19 определений: вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по ледяным жилам в разрезе Дуваный Яр, составляют 2.3‰ - от -33.11‰ до -30.8‰. вариации величин $\delta^2\text{H}$ составляют 25.2‰ - от -260.2‰ до -248.64‰ [10] (см. табл. 1).

Реконструкция среднеянварской температуры в период формирования едомы Колымской низменности

Авторами выполнены реконструкции среднеянварской температуры по разрезам низовой р.Колымы. Реконструкции среднеянварской (t_y°) температуры получены на основании сравнения изотопного состава современных жильных ростков ($\delta^{18}\text{O}_{\text{р.ж.}}$) и современной среднеянварской температуры для периода формирования жильных ростков, т.е. последних 60-100 лет [9]. В результате этого сравнения получено уравнение:

$$t_{\text{я}}^{\circ} = 1,5 \delta^{18} \text{O}_{\text{р.ж.}} (\pm 3 \text{ }^{\circ}\text{C})$$

Диапазон $\pm 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ указывает на средний диапазон вариаций реконструируемой температуры в пределах анализируемого временного интервала. По приведенным уравнениям рассчитана среднеянварская температура воздуха позднего плейстоцена 48-15 кал. тыс. лет назад для отдельных периодов в опорных разрезах, изученных в низовьях р.Колымы (табл. 2).

Таблица 2. Среднеянварские ($t_{\text{я}}$) палеотемпературы на территории Колымской низменности, во временном интервале 47-12 кал. тыс. лет назад, реконструированные по изотопно-кислородному составу ($\delta^{18} \text{O}_{\text{ПЖЛ}}$) повторно-жильных льдов

| Пункт, координаты | $\delta^{18} \text{O}_{\text{ПЖЛ}}, \text{‰}$ | | $t_{\text{я}}^{\circ}\text{C}$ | | Источник |
|-----------------------------------|---|-------|--------------------------------|-------|----------|
| | Палео. | Совр. | Палео. | Совр. | |
| 47-42 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -30.2 | -25.5 | -45 | -35 | [14] |
| Дуванный Яр | -31.9 | -25,1 | -48 | -35 | [10] |
| 37- 32 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -33.0 | -25.5 | -49 | -35 | [14] |
| Дуванный Яр | -32.0 | -25.1 | -48 | -35 | [10] |
| Бизон | -32.8 | -26 | -49 | -35 | [11] |
| 30-25 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -30.2 | -25.5 | -45 | -36 | [14] |
| Дуванный Яр | -31.9 | -25.1 | -48 | -35 | [10] |
| Бизон | -33 | -26 | -49 | -35 | [11] |
| Плахинский Яр | -34.8 | -25.8 | -51 | -35 | [13] |
| 24-22 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -30.4 | -25.5 | -45 | -36 | [14] |
| Дуванный Яр | -32.2 | -25.1 | -48 | -35 | [10] |
| Плахинский Яр | -31.6 | -25.8 | -47 | -35 | [13] |
| 20-18 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -31.6 | -25.5 | -47 | -36 | [14] |
| Дуванный Яр | -30.5 | -25.1 | -46 | -35 | [10] |
| Плахинский Яр | -32 | -25.8 | -48 | -35 | [13] |
| 16-12 тыс. кал. лет назад | | | | | |
| Зеленый Мыс | -30.7 | -25.5 | -45 | -35 | [14] |
| Дуванный Яр | -31 | -25.1 | -46 | -35 | [10] |
| Плахинский Яр | -31 | -25.8 | -46 | -35 | [13] |

Для периода 47-42 кал. тыс. лет назад, наиболее низкая температура января отмечается для района Дуванного Яра -48°C . Как следует из результатов опробования ПЖЛ в едоме Зеленого Мыса на этом участке долины Колымы среднеянварская температура не поднималась выше -45°C . Позже в интервале 37-32 кал. тыс. лет назад в районе Зеленого Мыса среднеянварская температура снизилась до -49°C . В интервале

30-25 кал. тыс. лет назад среднеянварская температура в районе Зеленого Мыса составляла -45°C , а в районе Плахинского Яра снижалась до -51°C . В период 24-22 кал. тыс. лет назад среднеянварская температура в долине Колымы по сравнению с предыдущим интервалом не изменилась: в районе Зеленого Мыса -45°C и в районе Дуванного Яра -48°C (см. табл. 2). 20-18 тыс. кал. лет назад в долине Колымы наиболее низкие среднеянварские температуры отмечены для района Плахинского Яра -48°C , в районе Дуванного Яра чуть выше -46°C , а в районе Зеленого Мыса -47°C , т.е. это не самые низкие температуры. В период 16-12 тыс. кал. лет назад среднеянварская температура в долине Колымы оставалась низкой в районе Зеленого Мыса (-45°C) и в районе Дуванного Яра и Плахинского Яра (-46°C).

Изотопные данные показывают, что среднеянварские температуры в наиболее холодные эпохи были на $12-15^{\circ}\text{C}$ ниже современных и колебались от -48 до -51°C , а в более умеренные отрезки времени от -40 до -45°C .

Благодарности

Работа выполнена в рамках фундаментальной госбюджетной темы "Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики (ГЗ)", номер ЦИТИС: 121051100167-1, при поддержке Российского Научного Фонда (проект №19-17-00126).

Список литературы

1. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. – М., Отдел теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, Т. 1. 420 с.; Т. 2, 264 с.
2. Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли. 2011. Т.15. №2. С. 3–13.
3. Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 2) // Криосфера Земли. 2011. Т.15. №3. С. 20–30
4. Bronk Ramsey C. 2021. OxCal version 4.4.4. Available at: <https://c14.arch.ox.ac.uk> (accessed 12 August 2021).
5. Fukuda, M., Nagaoka, D., Saijyo, K. et al. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // Rep. Inst. Low Temperature Sci Sapporo, Hokkaido Univ. 1997. P. 17–28.
6. Murton Ju.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N., Gubin S.V., Ghaleb B., Haile J., Kanevskiy M., Lozhkin A.V., Lupachev A.V., Murton D.K., Shur Yu., Tikhonov A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K., Wolfe S.A. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climature Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. 2015. Vol. 26. Iss. 3. P. 208–288. doi: 10.1002/ppp.1843.
7. Reimer P.J., Austin, W.E.N., Bard E., Bayliss A., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62(4). P. 725–757. doi:10.1017/RDC.2020.41.
8. van der Plicht J., Aerts A., Wijma S. Zonder A. First results from the Groningen AMS facility // Radiocarbon. 1995. Vol. 37(2). P. 657–661.
9. Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of the paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene on the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. Vol. 17 (6). P. 640–647
10. Vasil'chuk Yu.K. Heterochroneity and Heterogeneity of the Duvanny Yar yedoma // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section. 2005. Vol. 402(4). P. 568–573.
11. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., van der Plicht J., Kutschera W., Rank D. Radiocarbon dating of the Late Pleistocene ice wedges in the Bison section in the lower reaches of the Kolyma River // Doklady Earth Sciences. 2001. Vol. 379. N5. P. 589–593.
12. Vasil'chuk YK, Vasil'chuk AC. Validity of radiocarbon ages of Siberian yedoma // GeoResJ.Vol. 2017. 13. P. 83–95. doi:10.1016/j.grj.2017.02.004.
13. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Winter Air Paleotemperatures at 30–12 Kyr BP in the Lower Kolyma River, Plakhinskii Yar yedoma: Evidence from Stable Isotopes // Earth's Cryosphere. 2018. Vol. XXII. No. 5. P. 3–16. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16)

14. Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A.C. Air January paleotemperature reconstruction 48-15 calibrated ka BP using oxygen isotope ratios from Zelyony Mys yedoma // Earth's Cryosphere. 2021. Vol. XXV. N2, P. 44–55. doi: 10.15372/KZ20210205.

МИКРО- И МАКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАТАГАЙСКОЙ ЕДОМЫ

Васильчук Дж.Ю., Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
jessica.vasilchuk@gmail.com

Рассмотрен ионный состав льда, макро- и микроэлементный состав грунтовых включений в повторно-жильных льдах и вмещающих их отложений Батагайской едоме. Минерализация позднеплейстоценового жильного льда составила от 66.56 до 424,8 мг/л, от ультрапресной до опресненной, по ионному составу лёд гидрокарбонатно-кальциевый и соответствует снегу, сформированному под воздействием континентальных солей. В дневных почвах в повышено содержание As, Bi, Zn, Cu, Sn, U, Cs, W относительно вмещающих лёд отложений. Микроэлементы во льду в основном содержатся во взвешенной форме. Большой разброс концентраций элементов в грунтовых включениях в жилах говорит о возможной смене геохимической обстановки в период формирования льда.

TRACE AND MAJOR ELEMENTS IN ICE WEDGES AND SURROUNDING SEDIMENTS OF BATAGAY YEDOMA

Vasil'chuk J.Yu., Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Leninskie gory 1, Russia;
jessica.vasilchuk@gmail.com

The ionic composition of ice, and concentration of major- and trace elements in soil inclusions in ice wedges and host sediments of the Batagay Yedoma are studied. The mineralization of Late Pleistocene ice wedges ranged from 66.56 to 424.8 mg/L, from ultra-fresh to desalinated; the ice is bicarbonate-calcium and it corresponds to snow formed under the influence of continental conditions. In soils, the content of As, Bi, Zn, Cu, Sn, U, Cs, and W is increased in relation to the sediments of Batagay Yedoma. Trace elements in ice are mainly contained in suspended form. A large spread of element concentrations in ground inclusions in ice wedges indicates a possible change in the geochemical conditions during the period of ice formation.

Введение

Макроэлементный состав подземных льдов формируется при совокупном влиянии ионного состава вод, сформировавших эти льды, и макрокомпонентного состава вмещающих льды отложений. Макроэлементный состав может быть использован в качестве индикатора смены геохимических условий миграции-аккумуляции химических элементов, происходящей в результате смены ландшафтных условий льдообразования. Так, хлоридно-натриевый состав сообщает о влиянии морских аэрозолей на засоление повторно-жильных льдов, уменьшение Cl-Na засоления подземных льдов говорит о почти полной потере связи этих льдов с морем в голоцене [6]. Ионы Ca^{2+} и SO_4^{2-} могут свидетельствовать о воздействии вмещающих льды грунтов [9]. В континентальных условиях макроэлементы в составе повторно-жильных льдов также индицируют смену условий льдообразования со слабощелочных глеевых на кислые глеевые в голоцене. Общая минерализация северо-якутских льдов крайне невысока (до 90 мг/л), однако встречаются аномалии солёности (от менее чем 30 мг/л до 400-430 мг/л) [1]. Макроэлементы в почвах в основном являются производными от минералов, входящих в состав почвообразующих пород..

Микроэлементный состав повторно-жильных льдов (ПЖЛ) также формируется под воздействием микроконцентраций растворённых в воде микроэлементов и содержания этих элементов в породах, вмещающих ПЖЛ.). Подземные льды разрезов Бизон и Дуванный Яр (северная Якутия) также содержат большое количество литофильных элементов (Mn, Sr), а аккумуляция халькофильных элементов (Cu, Zn, Co) в повторно-жильных льдах разреза Кулар обусловлена залеганием их в районе золоторудных месторождений с повышенным содержанием этих элементов в грунтах [2]. Микроэлементы в почвах могут быть наследуемы от почвообразующих пород или привнесены антропогенно с промышленными выбросами. Поверхностные органогенные и надмерзлотные горизонты мерзлотных почв северной Якутии аккумулируют наибольшее количество тяжёлых металлов и металлоидов [8]. Повышенные концентрации Cd и Cu в почвах севера Якутии связаны с повышенными природными содержаниями этих металлов в породах, а не с антропогенезом [8]. Цель нашего исследования – проанализировать химический состав льда, вмещающих отложений и включений грунта в жильном льду и сравнить его с химическим составом современных почв.

Объекты и методы

Нами изучены сингенетические повторно-жильные льды [4] и вмещающие их отложения, вскрывающиеся в Батагайском овраге (67°34'49" с.ш., 134°46'19" в.д.), расположенном в 10 км юго-восточнее пос. Батагай, в Верхоянском улусе, Республики Якутия (рис. 1а). Батагайский овраг находится в пределах Янского плоскогорья в бассейне р. Яны, он окружен хребтом Черского на востоке, Верхоянским хребтом на западе и Эльгинским плоскогорьем на юге. Янского плоскогорье сложено алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами триаса и юры, сильно дислоцированными и прорванными гранитными интрузиями. Овраг расположен на склоне, обращенном на юго-восток 1,5 км вниз по склону у подножья горы Киргилях, чья абсолютная высота составляет 612 м (рис. 1, б). Протяженность оврага на 2019 год 2,29 км, а ширина – 1 км, глубина в среднем около 80 м. Западный борт оврага, который находится выше по склону, чем восточный находится на абсолютной высоте 325 м, а восточный – на 38 м ниже, его абсолютная высота 287 м, средний уклон между западным и восточным бортом 4,7%.

Климат, по данным метеостанции Батагай близок к умеренно-холодному. Среднегодовая температура воздуха – –14,8 °С. Наиболее холодный месяц - январь с температурами от –43 до –51 °С. Выпадает около 194 мм осадков в год. Самые сухие месяцы: март, январь и февраль - обычно не более 5 мм осадков. Большая часть осадков здесь выпадает в июле до 43 мм, в среднем 37 мм. Преобладающий ветер зимой (январь) – юго-западный, летом (июль) – северный или северо-восточный.

Многолетнемерзлые породы в бассейне р. Яны характеризуются непрерывным по площади и по вертикали распространением, со среднегодовой температурой грунта на глубине нулевых годовых амплитуд от –5,5 °С до –8,0 °С. Активный слой достигает мощности лишь 0,2-0,4 м под лесом и мхом, и 0,4-1,2 м на открытых площадках. Многолетнемерзлые породы высокольдистые, широко распространены криогенные процессы: термокарст, термоэрозия, солифлюкция, выветривание, морозобойное растрескивание и т. д.

Широкое распространение имеют альфегумусовые (подзолы, подбуры), криогенные (криозёмы) и слаборазвитые (псаммозёмы) почвы. В геохимическом отношении Батагайский овраг находится в редкометалльно-вольфрамово-оловорудном районе с запасами таких металлов как: Cu, Zn, W, Pb, Sn, Zn, Li, Bi, Cd, Ga, Tl, Rb, Cs [5].

Абсолютные высоты опробованных ледяных жил: ПЖЛ-1 – 257-255 м; ПЖЛ-2 – 260-252 м; ПЖЛ-3 – 320-315 м; ПЖЛ-4 – 304 м; ПЖЛ-5 – 273-266 м; ПЖЛ-6 – 305-273; ПЖЛ-7 – 239-226 м; ПЖЛ-11 – 275-273; ПЖЛ-13 – 279-278; ПЖЛ-14 – 262-261; ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20 – 309-288 м (рис. 1в). Точки ПЖЛ-5 и ПЖЛ-7 относятся к восточному борту оврага. Остальные точки опробованы у западного и северо-западного бортов, при этом точки ПЖЛ-3, -6, -17, -20 – ледяные жилы в западной части оврага, где на сегодняшний день происходит наиболее активное его формирование. Опираясь на исследование, проведенное ранее [11, 12] мы рассматриваем точки ПЖЛ-2, 5, 7 и нижнюю часть ПЖЛ-6 как древний позднеплейстоценовый жильный комплекс, а ПЖЛ-3, как более молодые жилы

В качестве объекта сравнения для грунта внутри жил и вмещающих отложений нами изучены разрезы почв и проведено опробование поверхностных горизонтов почв у г.Киргилях также опробованы почвы на склоне вблизи сланцевого карьера у поселка Эсе Хайя (рис.1б).



Рис. 1. Расположение объектов исследования. 1 – точки опробования повторно-жильных льдов и вмещающих отложений; 2 – точки опробования почв

Ионный состав льда был проанализирован в ПЖЛ-1,-2,-3,-4,-5,-6,-7. Анализ макро и микроэлементного состава расплавов льдов был проведен для ПЖЛ-1,-2,-3,-4,-5,-6,-7, 17. Анализ макро- и микроэлементного состава грунта из жил проводился в ПЖЛ-5, -6, -7, -14, -17. Анализ макро- и микроэлементного состава вмещающих отложений был проведен для ПЖЛ-11, -13,-14,-17,-20.

Содержание макро- и микроэлементов во льду (профильтрованном через мембранный фильтр и непрофильтрованном), а также в органо-минеральных включениях и почвах определялось в Москве, в лаборатории ВНИИ минерального сырья имени Н.М. Федоровского (ВИМС) масс-спектральным (ICP-MS) и атомно-эмиссионным методами (ICP-AES) с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре «iCAP Qc» (Thermo Scientific, США) и атомно-эмиссионном

спектрометре «Optima–4300 DV» (Perkin Elmer, США. Измерения макрокомпонентного состава льда проводились с помощью ионного хроматографа «Стайер», предел детектирования по хлорид-иону 0,02 мг/л.

Результаты и обсуждение

Радиоуглеродное AMS датирование выполненное авторами непосредственно по органическим микровключениям из ряда ПЖЛ Батагайской едомы, продемонстрировало, что время образования ПЖЛ-3 датируется периодом от 25 до 34 (31) тыс. калибр. лет назад [11]. Время образования ПЖЛ-5 датируется периодом от 48,1 до 44,9 к тыс. калибр. лет назад, нижняя часть ПЖЛ-6 формировалась от более чем 55 до 42,1 тыс. калибр. лет назад, а ПЖЛ-7 – от 48,9 до 46,2 тыс. калибр. лет назад [12]. По своему положению к более древнему комплексу также относится и ПЖЛ-2.

Нами изучен ионный состав льда жильного льда, вскрытого в Батагайском овраге в 123 образцах из ПЖЛ 1-7. В среднем во всех опробованных жилах преобладают анионы гидрокарбонатов (от 0,61 до 6,15 ммоль/л) и катионы кальция (от 0,61 до 5,07 ммоль/л) (рис.2). В реках Яна и Батагайка среди анионов также преобладает кальций [2].

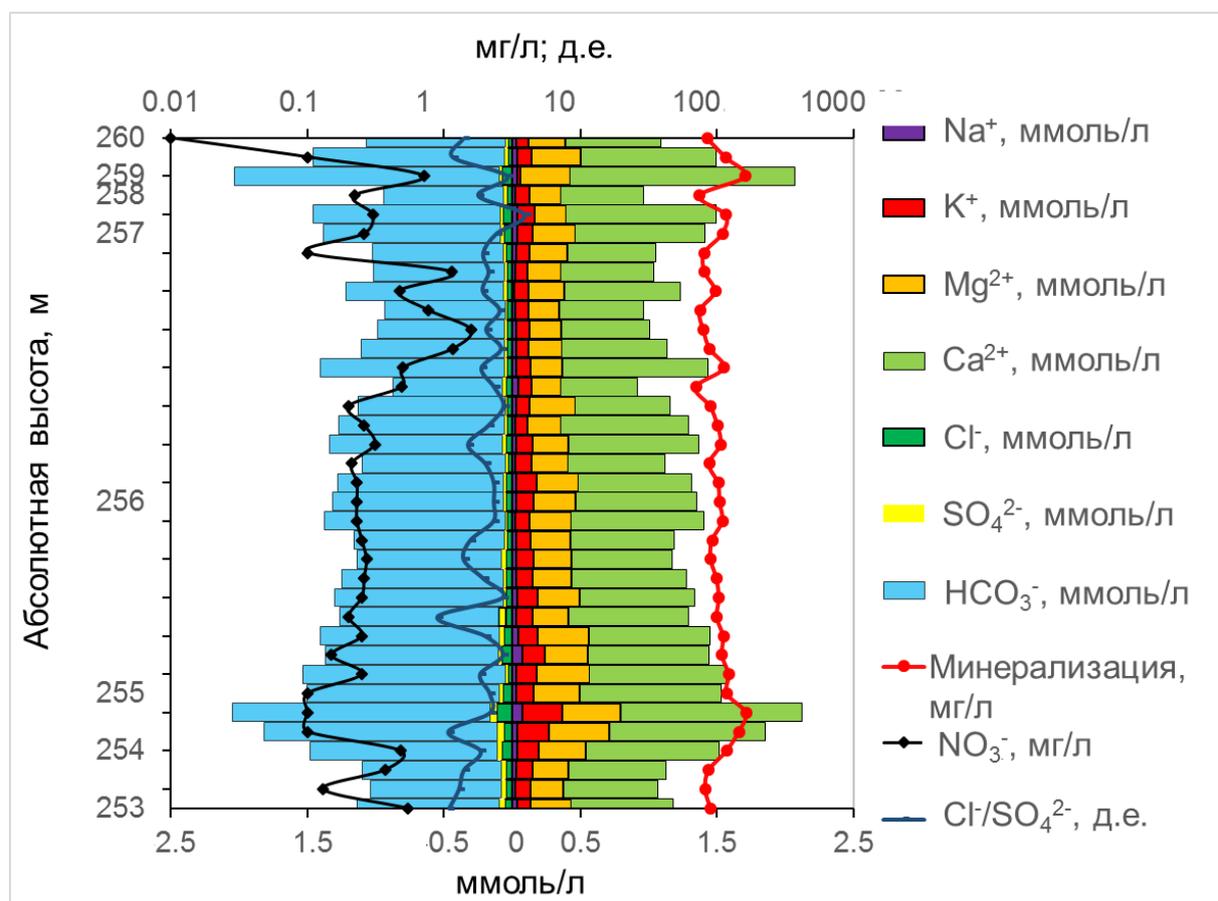


Рис.2. Ионный состав льда Батагайской едомы (ПЖЛ-2).

По ионному составу лёд Батагайских жил соответствуют снегу, сформированному под воздействием континентальных солей [13]. Во всех опробованных жилах среди катионов второй по значимости – магний. По соотношению хлоридов и сульфатов повторно-жильные льды делятся на две группы: жилы верхнего комплекса с соотношением в среднем больше единицы в ПЖЛ-1, 2, 3 и

4 от 1,03 до 2,02 и жилы нижнего комплекса ПЖЛ-5,6, 7 средние значения соотношения меньше единицы и составляют 0,52-0,58 [13]. В то время как для всех жильных льдов Батагайского разреза характерен гидрокарбонатно-кальциевый состав, минерализация льдов варьирует от 66,56 до 424,8 мг/л то есть колеблется от ультрапресных до опресненных. Максимальные значения минерализации в Батагайских ПЖЛ очень высоки по сравнению со льдами других районов, в том числе и прибрежных. Отмечена тенденция изменения содержания солей в зависимости от расстояния от моря от расстояния от моря: плейстоценовые повторно-жильные льды по-ова Быковский характеризуются минерализацией 200 мг/л, при этом плейстоценовые повторно-жильные льды отдаленных от моря районов Плахинского яра 110 мг/л, Дуванного Яра – 120 мг/л, Зеленого мыса – 110 мг/л, Усть-Омолонского Яра 130 мг/л, Низовий Омолона – 120 мг/л [1]. Также в Северной Якутии отмечена тенденция изменения минерализации льда в зависимости от его возраста: минерализация голоценовых повторно-жильных льдов составила 2-100 мг/л, так же, как и в повторно-жильных льдах Западной Сибири. Плейстоценовые повторно-жильные льды имели минерализацию от 60 до 478 мг/л [1]

Было проведено исследование содержания микро и макроэлементов в растворённой и взвешенной форме во льду. Выявлено, что доля Са содержащегося в растворенной форме составляет не более 20-30%, что касается остальных элементов, то доля содержания Mg, K, Na, Al, Fe, Mn, Sr, Ba во взвешенной форме более 90% [13]. Исследование 10 образцов из ПЖЛ-5, 6, 7 показало, что в профильтрованном через мембранный фильтр с диаметром пор 0,045 мкм растворе выявляются содержания выше предела обнаружения только некоторых элементов: Co, Sr, Ba, U, причём в количествах в десятки раз меньше, чем в не профильтрованном. Те элементы, которые содержатся в породах региона не проявились в растворе. Микроэлементы в рассматриваемом жильном льду находятся в основном во взвешенной форме. Наибольшее количество Li (10,88 мкг/л), Co (23,23 мкг/л), Cu (125,48 мкг/л), Zn (290,63 мкг/л), Ga (3,06 мкг/л), Rb (4,91 мкг/л), Ba (547 мкг/л), Sr (мкг/л), Pb (55 мкг/л), U (3,32 мкг/л) отмечено в ПЖЛ-5, одной из жил нижнего комплекса в восточном борту Батагайского оврага.

Таким образом, материалом для изучения макро- и микроэлементного состава повторно-жильных льдов могут служить включения грунта в жильном льду. Для сравнения были выбраны вмещающие лед отложения и современные почвы (табл. 1, рис.3).

Таблица 1. Макроэлементный состав почв, включений грунта в жилах и вмещающих отложениях Батагайской едомы в %.

| Элемент | Вмещающие отложения | | | Грунты из жил | | | Почвы | | |
|---------|---------------------|------|------|---------------|------|------|-------|------|------|
| | Мин | Сред | Макс | Мин | Сред | Макс | Мин | Сред | Макс |
| Na | 1,46 | 1,50 | 1,54 | 0,16 | 1,24 | 2,18 | 0,72 | 1,57 | 1,71 |
| Mg | 0,57 | 0,61 | 0,70 | 0,10 | 0,60 | 1,59 | 0,29 | 0,43 | 0,59 |
| Al | 5,74 | 5,97 | 6,21 | 0,79 | 5,29 | 8,26 | 4,93 | 5,62 | 6,64 |
| K | 1,65 | 1,72 | 1,77 | 0,21 | 1,56 | 2,53 | 0,92 | 1,47 | 1,74 |
| Ca | 0,37 | 0,50 | 1,14 | 0,11 | 0,82 | 6,11 | 0,09 | 0,17 | 0,57 |
| Ti | 0,22 | 0,26 | 0,31 | 0,11 | 0,27 | 0,41 | 0,14 | 0,24 | 0,29 |
| Mn | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,06 | 0,46 | 0,01 | 0,04 | 0,37 |
| Fe | 2,38 | 2,54 | 2,73 | 0,40 | 2,72 | 5,55 | 1,80 | 2,22 | 3,00 |

Включения грунта в жильном льду отличаются от вмещающих отложений и почв более высоким разбросом значений концентраций многих макроэлементов таких элементов как Na, Mg, Al, Ca, Fe. Средние содержания микроэлементов во включениях и во вмещающих отложениях близки. Максимальное содержание Al в грунтах из жил – 8,26%, немногим меньше, чем в отложениях алевролитов кедровинской свиты, распространённых на исследуемой территории – Al 9,7% [7]. Максимальное содержание Ca в грунтах составляет 6,11%, что значительно превышает содержание Ca в отложениях кедровинской свиты – 0,96%. В дневных почвах понижено содержание Ca и Mg относительно вмещающих отложений и грунтов в жилах, что может говорить об изменении условий выветривания и смене геохимической обстановки в целом.

Современные почвы значительно отличаются от вмещающих отложений и грунта в жилах и по содержанию микроэлементов, в них повышено содержание As, Bi, Zn, Cu, Sn, U, Cs, W (рис.3).

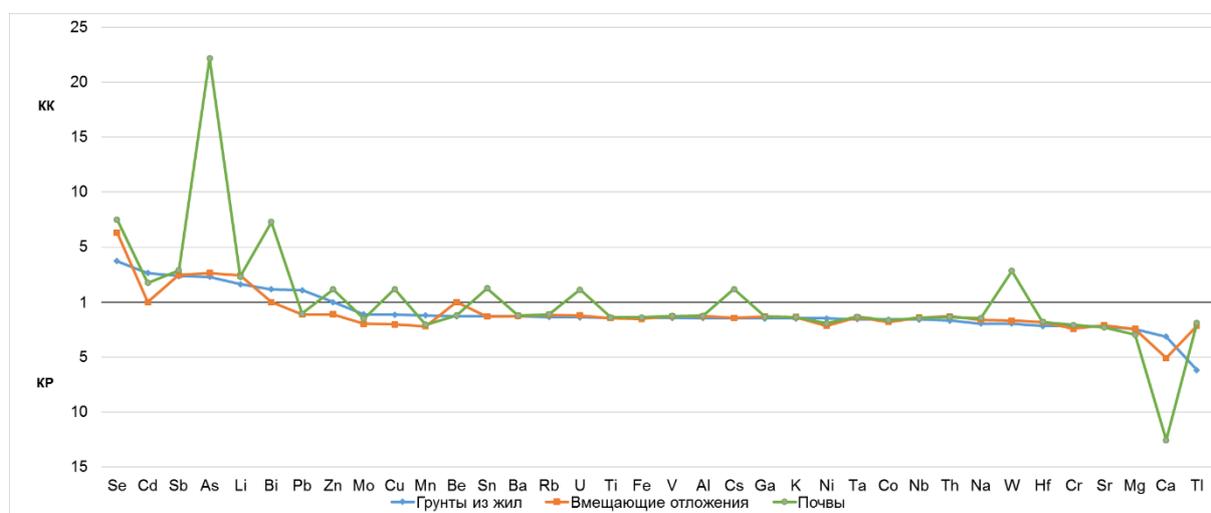


Рис. 3. Соотношение средних значений концентраций элементов в грунтах из жил, во вмещающих отложениях Батагайской едомы и в почвах с кларком верхней части континентальной земной коры [10] КК – кларк концентрации, КР – кларк рассеяния.

Для всех исследуемых объектов содержания Se, Sb, As, Li были выше кларка верхней части континентальной земной коры [10], что говорит о местных особенностях пород. Так кларк концентрации (КК) As в почвах составил 22, а во вмещающих отложениях и грунтах в жилах 2,6 и 2,2, соответственно. В грунтовых включениях в жильном льду в среднем повышены содержания Cd, Pb, Ni, Mn относительно вмещающих отложений и почв. Эти элементы мигрируют в кислых условиях и оседают на щелочном барьере, что может быть актуально для грунтов из жил, учитывая повышенное содержание Ca в них, в то же время современные почвы кислые, и в них не наблюдается накопления этих элементов. Во вмещающих отложениях относительно грунтов в жилах повышены Be, Se, Tl. В остальном содержания элементов во вмещающих отложениях и грунтах в жильном льду близки, что говорит об их одинаковом происхождении.

Заключение

1. Минерализация позднеплейстоценового жильного льда Батагайской едомы от 66,56 до 424,8 мг/л, от ультрапресной до опресненной, по ионному составу лёд гидрокарбонатно-кальциевый и соответствуют снегу, сформированному под воздействием континентальных солей.

2. Нами было проведено исследование содержания микро и макроэлементов в растворённой и взвешенной форме во льду. Выявлено, что доля Са содержащегося в растворенной форме составляет не более 20-30%, что касается остальных элементов, то доля содержания Mg, K, Na, Al, Fe, Mn, Sr, Ba во взвешенной форме более 90%. Микроэлементы содержатся во льду в основном во взвешенной форме. Поэтому наиболее полное представление о микроэлементном составе льда могут дать исследования включений грунтов в жилах.

3. Большой разброс содержания Na, Mg, Al, Ca, Fe в грунтовых включениях во льду говорит о смене геохимической обстановки образования льдов.

4. Современные почвы значительно отличаются от вмещающих отложений и грунта в жилах и по содержанию микроэлементов, в них повышено содержание As, Bi, Zn, Cu, Sn, U, Cs, W. Для всех исследуемых объектов содержания Se, Sb, As, Li были выше кларка верхней части континентальной земной коры, что говорит о местных особенностях пород. В грунтовых включениях в жильном льду в среднем повышены содержания Cd, Pb, Ni, Mn относительно вмещающих отложений и почв. Во вмещающих отложениях относительно грунтов в жилах повышены Be, Se, Tl. В остальном содержания элементов во вмещающих отложениях и грунтах в жильном льду близки, что говорит об их одинаковом происхождении.

Благодарности

Работа выполнена в рамках фундаментальной госбюджетной темы "Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов (ГЗ), номер ЦИТИС: 121051400083-1, при поддержке Российского Научного Фонда (проект №19-17-00126).

Список литературы

1. Васильчук Ю. К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика, 2016. № 2. С. 23–39.
2. Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук Д. Ю. Тяжелые металлы и микроэлементы в позднплейстоценовых повторно-жильных льдах Северной Якутии // Арктика и Антарктика. , 2017, № 1. С. 23–37.
3. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Тришин А.Ю. Изотопно-геохимические особенности Батагайской едомы (предварительные результаты) // Арктика и Антарктика, 2017. №3. С. 69–96.
4. Васильчук Ю.К. Сингенетичность и циклитность едомных толщ севера Якутии // Арктика и Антарктика, 2020. № 2. С. 34–64.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 – Верхоянск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 415 с.
6. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Томберг И.В., Сулова М.Ю., Фирсова А.Д., Ходжер Т.В., Жученко Н.А. Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея // Лед и Снег, 2014. №2 (126). С. 82–90.
7. Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е. Литологические и геохимические особенности пород Нельгесинской свиты (Адычанский стратиграфический район, Республика Саха-Якутия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2004. №2. С.79–88.
8. Antcibor I., Eschenbach A., Zubrzycki S., Kutzbach L., Bolshiyarov D., Pfeiffer E.-M. 2014. Trace metal distribution in pristine permafrost-affected soils of the Lena River delta and its hinterland, northern Siberia, Russia // Biogeosciences, 2014. №11, pp. 1–15.
9. Izuka Y., Miyamoto C., Matoba S., Iwahana G., Horiuchi K. , Takahashi Y., Kanna N., Suzuki K., Ohno H. Ion concentrations in ice wedges: An innovative approach to reconstruct past climate variability// Earth and Planetary Science Letters, 2019. 515. pp. 58–66.

10. Rudnick R., Gao S. Composition of the Continental Crust. Treatise on geochemistry, 2013. Vol.4. pp.1–51
11. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu. The first AMS dating of organic matter microinclusions in an ice wedge of the upper part of the Batagay yedoma megaslump (Yakutia) // Doklady Earth Sciences, 2019. Vol. 489, Part 1, pp. 1318–1321.
12. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. New AMS dates of organic microinclusions in ice wedges of the lower part of Batagay yedoma, Yakutia. // Doklady Earth Sciences, 2020. Vol. 490, Part 2, pp. 100–103.
13. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Belik A.D., Bludushkina L.B., Ginzburg A.P., Krechetov P.P., Terskaya E.V. Major and trace elements, $\delta^{13}\text{C}$, and polycyclic aromatic hydrocarbons in the Late Pleistocene ice wedges: A case-study of Batagay yedoma, Central Yakutia // Applied Geochemistry, 2020. Vol. 120. pp. 104669.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СЛОИСТОСТИ И СЛОЙЧАТОСТИ ПОКРОВНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Галанин А.А.¹, Васильева А.Н.¹

¹Институт мерзлотоведения СО РАН им. П.И.Мельникова, Якутск, Россия;
agalanin@gmail.com

Обсуждаются разнообразие седиментационных структур покровных песчаных отложений, формировавшихся во второй половине позднего неоплейстоцена в Центральной Якутии и других холодных и аридных регионах. Рассматриваются особенности специфических типов (перекрестной, трансляционной восходящей ряби, криогенно-эоловой, адгезионной, денивационной и др.) слоистости и слойчатости, имеющих определяющее значение для понимания генезиса отложений.

GENETIC TYPES OF BEDDING AND LAMINATION OF SAND COVER SEDIMENTS IN EASTERN SIBERIA

Galanin A.A.¹, Vasil'eva A.N.¹

Melnikov permafrost institute SB RAS, Yakutsk, Russia, *agalanin@gmail.com*

The diversity of sedimentary structures of sand-cover deposits formed in the second half of the Late Pleistocene in Central Yakutia and other cold and arid regions is discussed. Peculiarities of specific types (cross-stratification, translantent climbing ripple, cryogenic-eolian, adhesion, denivation ect.) bedding and layering, which are of decisive importance for understanding the genesis of deposits, are considered.

Длительное время идет дискуссия о генезисе покровных песчаных отложений позднего неоплейстоцена (МИС 2), широко распространенных на равнинах Западной и Восточной Сибири. В Центральной Якутии данные отложения мощностью от 15-20 м (обнажение Песчаная Гора) до 70-80 м (Усть-Буотамское обнажение) слагают верхи террас р. Лены, Вилюя, Линдэ и именуется дьолкуминской свитой [7, 2].

Существует несколько гипотез о генезисе песчаных покровов [2, 3]. Согласно первой свита является обычным аллювием [5]. Другая гипотеза связывает ее формирование с крупным пресноводным бассейном, возникшим в результате подпруживания р.Лены во время «каргинской морской трансгрессии» [9, 10]. Третья гипотеза полагает, что песчаные покровы являются отложениями гигантских спилвеев (потопов), двигавшихся поперек долины р.Лены с северо-запада на юго-восток [11, 12]. Четвертая гипотеза предполагает субаэральный (эоловый) генезис песчаных покровов [6, 7, 2, 3].

Особое место в дискуссии занимают специфические типы слоистости и слойчатости отложений дьолкуминской свиты. Одними исследователи отмечают типичную горизонтальную и косую аллювиальную слоистость. Другие указывают на

необычные диагональную и гигантскую наклонную слоистость [10-12]. В целом, анализ отечественной литературы указывает на весьма слабую изученность геометрических и генетических типов слоистости и слойчатости дюнных отложений холодных регионов [2].

Целью настоящей работы является обсуждение наиболее важных фаций эоловых отложений холодных мерзлотных регионов, а также соответствующих им типов слоистости и слойчатости, охарактеризованных во множестве современных зарубежных публикаций. Среди них имеются специфические типы, характерные исключительно для эоловых песков, например, трансляционная слойчатость восходящей ряби (*translatent climbing ripple lamination*), слойчатость осыпания (*grain-fall lamination*) и оползания (*sandflow lamination*) подветренного склона дюн и др. [22, 14]. В фациальном составе эоловых отложений большое значение имеет адгезионная слойчатость (*adhesion lamination*), формирование которой связано с эоловым осаждением на влажную поверхность седиментации [14, 17, 22].

В современных эоловых отложениях холодных регионов нередко присутствуют прослойки снега и льда, погребенные под слоями песка и пыли. Такие отложения охарактеризованы в современных дюнах Антарктиды, на Аляске в пределах дюнного массива Кобэк и именованы нивейно-эоловыми (*niveo-aeolian*) [15, 16, 18, 26]. В покровных эоловых отложениях Европы, Канады и Аляски, формировавшихся в конце позднего неоплейстоцена в интервале 14-12,5 тыс. л.н., установлено множество признаков и сингенетического промерзания и эпигенетического оттаивания [14, 18, 23, 24, 26, 28]. Структуры, связанные с вытаиванием погребенного снега и льда, называются денивационными (*denivation structures*) и имеют крайне важное значение при фациальном анализе эоловых отложений холодных регионов [14, 20, 26].

Слоистость и слойчатость дюнных отложений формируются под влиянием множества факторов: скорость ветра, наличие и объем исходного супесчаного материала, наклон и степень увлажнения поверхности в момент седиментации, температура отложений, наличие снежного покрова, характер растительности. По мнению Р.Е.Хантера [22] и его последователей структура песчаных эоловых отложений кардинально отличается от других генетических типов осадков, в том числе от аллювия.

Горизонтальная слоистость (*planebed stratification*) и горизонтальная слойчатость (*planebed lamination*) [14, 22] формируются одновременно на участках наиболее интенсивной ветровой нагрузки. В данных условиях аккумуляция происходит очень медленно, эоловая рябь не образуется. Отложения имеют огрубленный состав и характеризуются плотной упаковкой песчаных зерен (минимальная пористость). Данная фация наиболее характерна для эоловых песчаных покровов небольшой мощности, пологих наветренных склонов дюн и котловин выдувания. В отложениях дьолкуминской свиты горизонтальные параллельно слойчатые серии обычно встречаются на границах крупных перекрестных пакетов, а также вблизи кровли.

Перекрестная макро-слоистость (*cross-bedded stratification*) [14, 22] сложена крупными пакетами мощностью от 1 до 6-10 м, отделенными друг от друга структурными несогласиями – поверхностями дефляционного среза, именуемых зарубежными авторами *deflation lags* [14, 18, 27]. Каждый элементарный пакет отличается по характеру и направлению наклонов кровли и подошвы, толщине элементарных слоев, амплитуде и характеру волнистости. В сущности, каждый пакет представляют собой определенный фрагмент ископаемой дюны. Пакеты формируются из-за непрерывного движения дюн, в результате чего каждая из последующих наползает и/или частично срезает предыдущие. Разделяющие пакеты поверхности дефляции часто обогащены ветровым элювием - крупной и тяжелой фракциями, иногда

содержит мелкий гравий, ветрогранники, растительный детрит, угольки, кости мелких животных, остатки тонких почвенно-дерновых горизонтов.

Перекрестная мезо-слоистость имеет принципиально иной механизм происхождения. В эоловых отложениях она характерна для фации подветренного осыпного склона дюны (slipface) и именуется перекрестной слоистостью осыпания (grain-fall cross-stratification или dune-slipfacies cross-bedding) [22, 24]. Отложение данной фации происходит в результате систематического падения (скатывания) зерен песка с бровки и отложения на подветренном склоне дюны. Закрепление падающих зерен происходит путем весьма слабого сцепления с поверхностью осаждения, что приводит к формированию тонкой и рыхлой едва заметной слойчатости осыпания (grain-fall lamination) [14, 22]. В продольном разрезе параболической дюны элементарные слои падают под углом 35-45° в направлении ее движения.

В пределах фации подветренного склона дюн также широко распространена слойчатость песчаных потоков (sandflow lamination) [14, 22]. Она формируется в результате периодического гравитационного сползания небольших порций песка с бровки подветренного склона дюны. В результате чего в основании склона формируются веерообразные конусы. Перекрестная слоистость дюнных отложений, в том числе в обнажении Песчаная Гора, ошибочно интерпретируется некоторыми исследователями как косая аллювиальная слоистость [10]. Кроме множества прочих различий, перекрестная слоистость дюнных отложений имеет более крупные размеры, сопоставимые с размерами элементарных параболических дюн, высота которых Центральной Якутии в среднем варьирует от 4 до 8 м.

Волнистая слоистость (wavy bedding) широко распространена в отложениях дьолкуминской свиты и формируется путем захоронения мигрирующей по поверхности эоловой ряби на границе эоловых пакетов. Длина волн обычно варьирует от 20-30 см до 1-2 м, высота - от 2-3 см до 5-15 см. Признаком эолового генезиса ряби является ее распространение не только на пологих, но и на наклонных участках дюн, в то время как водная рябь приурочена лишь к горизонтальным участкам и ограничена высотой зеркала водоема. Кроме того, отношение длины волны к высоте у водной ряби (15) всегда выше, чем у эоловой (9) [14]. Текстура волнисто слоистых дюнных отложений наиболее часто представлена волнистой перекрестной слойчатостью (ripple foreset cross-lamination) и волнистой слойчатостью (ripple-form lamination) [22].

Трансляционная слоистость восходящей ряби (translatent climbing-ripple pseudo-stratification) – специфическая генетическая группа структур, характерных исключительно дюнных фаций эоловых отложений [14, 21, 22]. Данная структура, именуемая также псевдослоистостью, формируется в процессе весьма интенсивной эоловой аккумуляции на пологих, преимущественно наветренных склонах дюн, покрытых эоловой рябью.

Миграция ветровой ряби по наклонной поверхности седиментации происходит путем навеивания тонких параллельных слоев на подветренных микросклонах. Это приводит к формированию слойчатости восходящей ряби (climbing ripple lamination), элементарные слои которой параллельны друг другу и наклонены в направлении эолового переноса. Толщина слоев как правило не превышает 0,5-3 мм, угол падения варьирует от 2-3 до 10-15°. Данный тип слойчатости обычно практически не различим на влажных стенках обнажений и проявляется при их естественном высыхании.

При поступлении достаточного количества песчаного материала и не слишком высокой ветровой нагрузке, в ходе движения ряби поверхность седиментации непрерывно смещается вверх, что приводит к формированию тонких трансляционных прослоев или псевдо-слоистости [22]. Ее кардинальное отличие от обычной слоистости

в том, что трансляционные прослои не являются поверхностями седиментации, а направлены к ней под некоторым углом.

Формирование всех трансляционных прослоев в элементарной песчаной серии происходит одновременно и связано с накоплением тяжелых минералов на гребешках эоловой ряби. Поэтому трансляционные прослои обычно состоят из магнетита и резко выделяются на фоне вмещающего их светлого кварцевого песка. Трансляционные прослои хорошо заметны в разрезах, в то время как слойчатость самой ряби, сложенная минералогически и гранулометрически однородными элементарными слойками, плохо различима. Необходимо иметь в виду, что азимуты и углы падения трансляционных прослоев и слойчатости противоположны друг другу. Первая падает навстречу ветру, а вторая - по направлению ветра.

Идентификация трансляционной слойчатости восходящей ряби и оценка ее геометрии имеют определяющее значение при анализе фациального состава и генезиса отложений, реконструкции направления эоловой транспортировки материала. Контрастные и заметные трансляционные прослойки (псевдо-слоистость), широко представленные в некоторых пакетах песков дьолкуминской свиты, многими предшественниками интерпретировались как аллювиальная слоистость [5, 9-12].

Адгезионная слоистость и слойчатость формируются в результате прилипания эоловых частиц к влажным поверхностям [23, 24, 28]. Их характерным признаком являются контрастные и хорошо заметные систематические тонкие извилистые прослои темной пыли, осаждающиеся на поверхности дюн в период их влажного состояния и отсутствия дефляции. Широкое распространение адгезионных структур в песчаных отложениях свидетельствует о значительных колебаниях увлажнения в ходе осадконакопления. На характер увлажнения поверхности седиментации влияют частота и количество атмосферных осадков, экспозиция, глубина залегания мерзлотного водоупора, высота речных паводков и др.

Л.Кассе и Ж.Алберсберг [23, 24] предложили разделять все типы седиментационных эоловых структур на генетические 2 группы. Первая включает структуры, формирующиеся при эоловом осаждении частиц на сухую поверхность седиментации (dry aeolian lamination). К таким структурам относится слойчатость осыпания подветренного склона дюн (grain-fall lamination), некоторые типы трансляционной слойчатости восходящей ряби (translatent climbing ripple lamination) и др. [24]. Вторая группа структур связана с осаждением эоловых частиц на влажные и мокрые поверхности (wet aeolian lamination). Она включает разные типы адгезионной слойчатости (adhesion lamination), в том числе параллельную (planebed), извилистую (crinkly), волнистую (ripple) и др. [24].

Сезонная динамика увлажнения приводит пульсации эоловых процессов и формированию множества микрофациальных обстановок, которые проявляются в большом разнообразии седиментационных структур. Так, высыхание наветренных склонов дюн происходит всегда раньше подветренных. Поэтому, когда первые начинают уже активно перевеиваться, вторые остаются некоторое время во влажном состоянии. В таких случаях формируются полигенетические типы структуры, например, адгезионная слойчатость осыпания (adhesion grain-fall lamination) и др. [24].

Адгезионные структуры в большом количестве установлены в позднечетвертичных эоловых и аллювиально-эоловых отложениях Восточной Европы (Европейский Песчаный Пояс), формирование которых связывается с крайне неустойчивым специфическим режимом рек перигляциальной зоны и сингенетической эоловой переработкой аллювиальных отложений [23, 24, 28]. Недавно установлено широкое распространение аллювиально-эоловых отложений, содержащих погребенные почвенные горизонты Беллинг-Аллереда (14-12,2 тыс.л.н.) в Западной Сибири [4, 25].

Примечательно, что данные почвенные горизонты, являющиеся региональными стратиграфическими маркерами, перекрыты дюнными отложениями Позднего Дриаса.

Сезонная и многолетняя циклическая слоистость дюнных отложений связана с существенными различиями скорости и механизма эоловой седиментации в теплое и холодное время года, сезонными и квазипериодическими климатическими процессами. К ним относятся сезонное промерзание-оттаивание поверхности дюн, снежный покров, перелетывающие снежники, подтопление междюнных понижений в результате колебаний уровня надмерзлотных вод, кратковременное закрепление отдельных элементов эолового рельефа растительностью.

Криогенно-эоловая сезонная слоистость впервые охарактеризована в пределах крупнейшего дюнного массива Кобэк (северо-западная Аляска) Е.А.Костером и Дж.В.Дийкмансом [26]. В результате круглогодичных наблюдений за характером эоловой седиментации установлено, что в начале зимнего периода происходит смерзание поверхности дюн, образование снежного покрова и практически полное прекращение дефляции и аккумуляции. На протяжении зимнего периода интенсивное перераспределение снежного покрова и его частичная сублимация приводят к оголению значительных участков дюн. Прилипающая и примерзающая атмосферная пыль осаждается на поверхность дюн в виде тонкой пылевой прослойки.

В летний период поверхность дюн оттаивает, активизируется перевеивание и происходит накопление нового слоя песка. Данный процесс повторяется из года в год и приводит к формированию специфической годичной цикличности, которую целесообразно именовать криогенно-эоловой слоистостью [26]. Морфологически сходные типы циклической слоистости отмечены в песчаных дюнах Средней Азии в работах А.Ф. Ивченко [1].

На специфические условия эоловой седиментации в холодных регионах (Печорская низменность) указано в работе Н.А. Кулика [8]. Автор отмечает, что в отличие от пустынь низких и умеренных широт, здесь существует специфический механизм криогенного закрепления дюнных массивов путем их сингенетического промерзания и восходящего движения подошвы СТС одновременно с эоловой аккумуляцией.

В разрезах дьолкуминской свиты тонкие (0.5-1 мм) систематические кольматационные пленки темной пыли встречаются весьма часто и сходны с описанием криогенно-эоловой слоистостью массива Кобэк на Аляске [26]. Они также сходны с трансляционной псевдослоистостью, но в отличие от последней сложены не тяжелой (магнетит), а тонкой и легкой (пылевой) фракцией и часто содержат примесь мелких растительных остатков, семян растений и микроугольков. Пленки ровные, четкие, но гораздо менее выдержанные и, в отличие от трансляционной слоистости, часто ветвятся. Расстояние между соседними пленками определяет шаг годичной слоистости дюнных песков, который изменяется от нескольких миллиметров до 10-15 см и более.

Нивейно-эоловая сезонная слоистость (niveo-aeolian stratification) является важными диагностическими признаками эоловых отложений холодных регионов. Ее формирование связано с захоронением в дюнных песках фрагментов зимнего снежного покрова и его последующей перекристаллизацией в тонкие горизонтальные шпирь осадочно-метаморфического льда [14, 19, 20, 26]. Современные нивейно-эоловые образования, сложенные тонким переслаиванием песков, супесей и фирна (суммарная льдистость 40-50%), были установлены в дюнах сухой долины Виктории в Антарктиде [13, 15, 16]. Мощность отдельных прослоев фирна варьирует от 1 мм до 4-6 см, некоторые достигают толщины 10 см и более. Систематическое захоронение снежного покрова в песчаных дюнных отложениях происходит здесь в условиях низких летних

температур (около нуля и ниже) в результате сингенетического промерзания отложений и непрерывного движения вверх подошвы СТС. Погребенные слои снежного покрова впоследствии уплотняются и превращаются в шпирь грунтового льда, залегающие горизонтально, либо наклонно, но параллельно поверхностям седиментации.

Денивационные структуры (denivation structures) формируются в результате оттаивания сезонного снежного покрова. Аккумулированная на поверхности снега атмосферная пыль, песок и мелкий органический детрит откладываются на поверхности дюн в виде тонкого (0,5-4 мм) извилистого инверсионного наилка темного цвета, именуемого денивационным прослоем [19].

К денивационным структурам относят также специфические типы слоистости, связанные с оттаиванием древних нивейно-эоловых отложений, содержащих прослойки и шпирь ископаемых льдов осадочно-метаморфического генезиса. Денивационные структуры представлены извилистыми прослойками ила с характерными вертикальными клиновидными апофизами, клинышками и протуберанцами, воронками вертикальной фильтрации талых вод и др. Оттаивание нивейно-эоловых отложений нередко сопровождается сложной микро-складчатостью, микро-просадками, разрывами и другими видами деформаций [19].

О широком распространении нивейно-эоловых и денивационных структур в эоловых отложениях последнего криохрона (МИС 2) в пределах перигляциального Европейского Песчаного Пояса свидетельствуют многие исследователи [23, 24, 28]. Аналогичные структуры установлены эоловых песчаных покровах в пределах криолитозоны Северной Америки [13, 26].

На дюнном массиве Кобэк (северо-западная Аляска) Дж.И. Дийкманс с коллегами [19] наблюдали талые снеговые и летние дождевые воды, стекающие внутрь замкнутых междюнных понижений и формирующие микро-делювиальные, микро-пролювиальные фации, а также внутренние микро-дельты, сложенные тонкими слоями денивационного наилка. Из-за высокой гигроскопичности и плохой проницаемости денивационные прослойки затрудняют дренаж талых и дождевых вод, что приводит к аградации мерзлоты, повышению мерзлотного водоупора и еще большему сезонному подтоплению междюнных понижений.

Биогенно-эоловая циклическая слоистость встречается в некоторых обнажениях дьолкуминской свиты. Она образована систематическим чередованием тонких параллельных дерново-суглинистых прослоев толщиной 3-5 мм и слоев отбеленного кварцевого песка толщиной от 2-3 до 10-15 см. Формирование слоистости связано с непродолжительными эпизодами закрепления отдельных участков дюн травянистой растительностью. На отдельных участках распространения дьолкуминской свиты, особенно, вблизи ее кровли, можно наблюдать пакеты, насчитывающие десятки дерновых слойков и включающие погребенные травянистые кочки.

Биогенно-эоловые гумусовые жилы и желваки широко распространены вблизи кровли дьолкуминской свиты и достигают 1,5-2 м в ширину и 0,5-1,5 м в толщину. Данные жилы образуются на стадии затухания эоловой активности, когда на поверхности дюн формируется куртинный травянистый покров в виде плотных осоково-злаковых кочек. Непрерывное накопление новых слоев песка приводит к повышению поверхности дюн и угнетает боковой рост кочек, результате чего они непрерывно растут вверх. Травянистый органический материал кочек весьма быстро разлагается, приводя к формированию изолированных интенсивно гумусированных пятен, желваков и разнообразной формы жил.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.

Литература

1. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород / Труды Геологического ин-та АН СССР, Вып. 59. М.: АН СССР, 1962. 542 с.
2. Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли, 2021. Т. XXV. № 1. С. 3-34.
3. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019. Т. XXIII. № 1. С. 3-16.
4. Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли, 2017. Т. XXI. № 6. С. 14-25.
5. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984. 126 с.
6. Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. М.: Наука, 1991. № 60. С. 68-78.
7. Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. - М.: Наука, 1983. № 52. С. 123-131.
8. Кулик Н.А. О песках Печорского края. Доклады АН СССР. Сер. А.. 1928. № 9. С. 156-158.
9. Порморцев О.А., Большианов Д.Ю., Попов В.Б. и др. К проблеме морских трансгрессий и обстановок осадконакопления в Центральной и Северной Якутии в неоплейстоцене // Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле», 2017. № 4 (08). С. 5-13.
10. Правкин С. А., Большианов Д. Ю., Поморцев О. А., и др. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2018. № 63 (2). С. 209-229.
11. Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Я.И. и др. Площадные гидрогенные формы и связанные с ними фладсримы на территории Центрально-Якутской равнины на рубеже плейстоцена и голоцена // Вопросы географии. Сб. 142: География полярных регионов. М., «Кодекс», 2016. С. 291-315.
12. Спектор В.В., Спектор В.Б., Боескоров Г.Г. и др. Перигляциальный аллювий Центрально-Якутской равнины по данным изучения опорного обнажения Песчаная гора // Вестник ЗабГУ, 2017. Т. 23. № 5. С. 45-59.
13. Ayling B.F., McGowan H.A. Niveo-eolian Sediment Deposits in Coastal South Victoria Land, Antarctica: Indicators of Regional Variability in Weather and Climate // Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2006. Vol. 38. No. 3. P. 313-324.
14. Brookfield M.E. Aeolian processes and features in cool climates // Geological Society London Special Publications, 2011, p. 241-258. DOI: 10.1144/SP354.16
15. Cailleux A. Formes précoces et albédos du nivéo-éolien // Z. Geomorphology, 1974. No. 18. P. 437-459.
16. Calkin R.E., Rutford R.H. The Sand Dunes of Victoria Valley, Antarctica // Geographical Review, 1974. Vol. 64, No. 2. P. 189-216.
17. Caputo M. Adhesion Ripple Structures in Quaternary Carbonate Eolianites, San Salvador Island, the Bahamas. Preprint, 2020. 13 p.
18. Derbyshire E., Owen L.A. Glacioaeolian processes, sediments, and landforms // Past Glacial Environments / Ed. J. Menzies, J. van der Meer. Elsevier, 2017. P. 273-308.
19. Dijkmans J.W.A., Galloway J.P., Koster E.A. Grain-size and mineralogy of eolian and fluvial sediments in the central Kobuk valley, northwestern Alaska. Department of the interior United States Geological Survey. Open-file report № 88-369, 1988. 21 p.
20. Dijkmans J.W.A., Koster E.A., Galloway J.P., et al. Characteristics and origin of calcretes in a subarctic environment. Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska, USA // Arctic and Alpine Research, 1986. Vol. 18. P. 377-387.
21. Fenton L.K., Hayward R.K., Horgan B.H.N., et al. Summary of the Third International Planetary Dunes Workshop: Remote Sensing and Image Analysis of Planetary Dunes, Flagstaff, Arizona, USA, June 12-15, 2012 // Aeolian Research, 2013. No. 8. P. 29-38.
22. Hunter R.E. Basic types of stratification in small eolian dunes // Sedimentology, 1977. Vol. 24. P. 361-387.

23. Kasse C. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe // *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2002. No 26 (4). P. 507-532.
24. Kasse C., Aalbersberg G. A complete Late Weichselian and Holocene record of aeolian coversands, drift sands and soils forced by climate change and human impact, Ossendrecht, the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences*, 2019. Vol. 98. P. e4-1-e4-22.
25. Konstantinov A., Loiko S., Kurasova A., Konstantinova E., Novoselov A., Istigechev G., Kulizhskiy S. First Findings of Buried Late-Glacial Paleosols within the Dune Fields of the Tomsk Priobye Region (SE Western Siberia, Russia) // *Geosciences*, 2019. Vol. 9. No. 82. P. 1-18.
26. Koster E.A., Dijkmans J. W. A. Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska // *Earth Surface Processes and Landforms*, 1988. No. 13. P. 153-170.
27. Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late quaternary geology and geochronology of Diring an early Paleolithic site in Central Siberia // *Quaternary Research*, 1999. No. 51. P. 195-211.
28. Zieliński P., Sokołowski R., Woronko B., Jankowski M., Fedorowicz S., Zaleski I., Molodkov A., Weckwerth P. The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine // *Quaternary International*, 2015. Vol. 386. P. 30-41.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТЕКСТУРООБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

Гвоздева В.О.¹, Рогов В.В.¹

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия; *gvozdeva.victory@yandex.ru*

В последние десятилетия в практику исследований геокриологов и криолитоологов широко вошли изотопные исследования подземных льдов. В настоящее время наибольшие успехи достигнуты в получении изотопных данных для полигонально-жильных и пластовых льдов; гораздо меньше исследованы другие виды подземного льда, в частности текстурообразующие льды. Исследования изотопного состава полигонально-жильных и пластовых льдов успешно применяется для восстановления климата прошлого, изотопный состав текстурообразующих льдов является перспективным направлением для восстановления палеоклиматических характеристик.

ISOTOPE CONSISTENCE OF TEXTURE-FORMING ICE

Gvozdeva V.O.¹, Rogov V.V.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *gvozdeva.victory@yandex.ru*

In recent decades, isotope studies of underground ice have been widely introduced into the practice of research by geocryologists and cryolithologists. Now the greatest success has been achieved in obtaining isotope data for polygonal wedge ice and bedded ice; much less studied are other types of ground ice, especially texture-forming ice. Studies of the isotopic composition of polygonal wedge ice and bedded ice are successfully used to reconstruction the climate of the past; the isotopic composition of texture-forming ice is a potential direction for restoring paleoclimatic characteristics.

Как известно, обыкновенная вода представлена изотопами кислорода – ¹⁶O и водорода – ¹H. Однако в природных водах содержится и вода с другими, более тяжёлыми, изотопами кислорода и водорода. В составе природных вод известны пять видов изотопов кислорода и пять – водорода. В наибольшем количестве в гидросфере Земли из вод с тяжёлыми изотопами, представлена вода с изотопами кислорода ¹⁸O. Её доля в природной воде – 0,2 %. Из тяжёлых изотопов водорода в природных водах чаще встречаются ²H – дейтерий. Исходя из соотношения разных изотопов кислорода и водорода можно проследить источник воды для образования тех или иных типов льда и возможные изменения этого соотношения. Это даёт возможность определить генезис льдов, условия их образования и их возможные преобразования в ходе их геологической истории.

Данная работа посвящена формированию изотопного состава текстурных льдов, и его особенностям. Интерес к этому виду льдов объясняется, что текстурообразующий лёд, как и другие, может служить индикатором климатических изменений в геологическом прошлом Земли и отражать общие тенденции эволюции криосферы. Анализ изотопного состава является перспективным направлением. Объектом изучения в данной работе является текстурный лёд в криогенной толще мёрзлых структур, а предметом изучения изотопный состав текстурообразующего льда.

Криолитозона является частью криосферы и представляет собой верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой почв и горных пород, а также наличием подземных льдов [11]. Льды криолитозоны разделяют на подземные и наземные. К наземным относят современные покровные ледники, которые и составляют основную массу льда. Подземных льдов существенно меньше – около 0,3 млн км³ или 2 % от всего льда криосферы [5]. Криогенная текстура – это элемент криогенного строения породы, обусловленный наличием в горной породе подземного льда и взаиморасположением текстурообразующего льда и скелета породы. Выделяют три основных типа криогенной текстуры: массивную, в которой частицы п. спаяны льдом-цементом, слоистую и сетчатую. Текстурообразующий подземный лёд – внутригрунтовый лёд различного генезиса: цементный, сегрегационный, инъекционный, образующий небольшие ледяные тела – шпирь, гнезда, плёнки, отдельные кристаллы – элементы криогенной текстуры [1].

Оптимальным путём изучения условий образования подземных льдов является исследование распределения стабильных изотопов кислорода и водорода в их толще.

Изотопы – разновидность атомов одного и того же химического элемента, которые при одинаковом заряде ядер различаются числом нейтронов в них, а, следовательно, и массовым числом. Несмотря на то, что изотопы одного элемента имеют одинаковое строение электронной оболочки, они различаются по физическим свойствам, что обуславливает фракционирование изотопов в природных процессах [12]. При изучении изотопного состава подземных льдов рассматриваются стабильные изотопы (не подвергающиеся радиоактивному распаду) кислорода и водорода. Изотопы одного и того же физического элемента ведут себя по-разному при фазовых переходах, это связано с различиями в их массе. Данный процесс принято называть фракционированием – распределение тяжёлых и лёгких изотопов при фазовых переходах воды. Чтобы охарактеризовать изменение изотопного состава при фазовых переходах, принят коэффициент фракционирования: $\alpha = R_v / R_n$. Коэффициент фракционирования обратно пропорционален температуре, так как от неё зависит кинетическая энергия молекул [4]. Чем тяжелее изотопы, тем они менее подвижны, из-за чего стремятся остаться в менее подвижной фазе. Например, при сублимации и десублимации во льду, при таянии и замерзании во льду, при испарении и конденсации в воде.

Для измерения концентрации тяжёлых изотопов воды применяют метод масс-спектрометрии, который основан на разделении ионов по массе в магнитном поле в соответствии с законом Лоренца. Кроме масс-спектрометрии используют метод лазерной абсорбированной спектрометрии, суть которого заключается в измерении скорости поглощения инфракрасного света молекулами воды [4].

Рассматривая процесс изотопного фракционирования в глобальном круговороте воды, следует отметить, что влага, которая формируется над океаном, зависит от влажности воздуха, ветра, которые отвечают за кинетическое фракционирование и от температуры воздуха, чем ниже температура, тем больше влаги потеряет воздушная масса, тем ниже будет концентрация тяжёлых изотопов в осадках, что проявляется в широтной и высотной поясностях, а также при смене сезонов года. Согласно схеме (см.

рис. 1), на континент приходят осадки с более тяжёлым изотопным составом, нежели выпадают над океаном. Частично они учувствуют в формировании изотопного состава полигонально-жильных льдов и текстурообразующих льдов, однако более весомую роль играет грунтовая влага, изотопный состав которой зачастую неизвестен. Вместе с тем к интерпретации данных их изотопного состава обычно применяются те же принципы, что и для полигонально-жильного льда. Но следует признать, что такой подход не всегда правомочен, поскольку в их формировании могут участвовать различные категории воды, для которых характерны специфические связи между молекулами воды и скелета грунта [9].

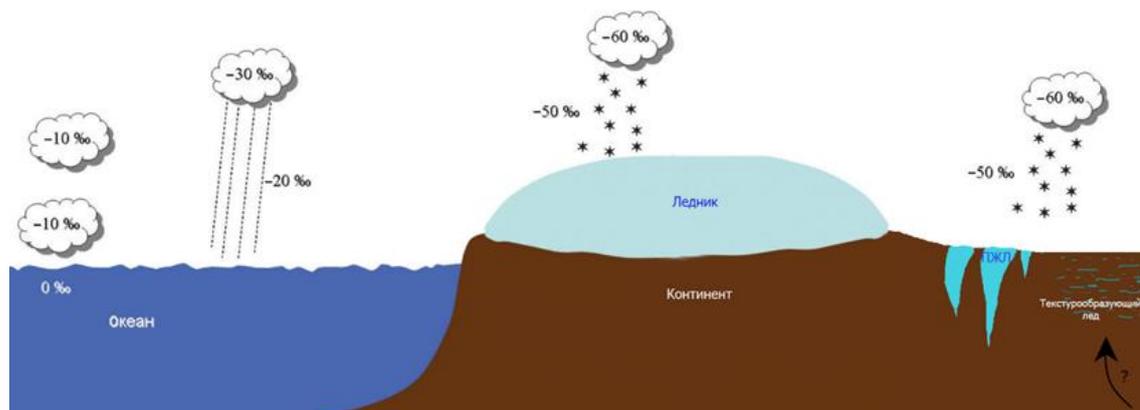


Рис. 1. Изменение изотопного состава осадков ($\delta^{18}\text{O}$) при движении воздушной массы из низких широт в полярные районы, с дополнениями Гвоздевой В.О. [4].

Изотопный состав текстурообразующих льдов зависит от изотопного состава исходной воды, от фракционирования изотопов при промерзании и от способа промерзания (эпигенетический или сингенетический), который аккумулирует преобразования, вызванные первыми двумя факторами.

Известно, что вечномёрзлые породы получают большую часть влаги из грунтовых вод, которые формируют текстурообразующие льды сезонноталого слоя. Именно этот факт определяет содержание концентрации кислорода-18 в текстурных льдах промерзающего горизонта, однако, при промерзании изотопный состав будет изменяться от исходного. Значения концентрации кислорода-18 в атмосферных осадках играют главную роль при обводнении и протаивании СТС. Высокими содержаниями тяжёлых изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ выделяются арктические острова в Восточно-Сибирском море, это объясняется обводнением СТС атмосферными осадками океанического бассейна в большей степени, чем другими способами. Далее, уходя на континент, содержание их постепенно падает до минимальных. Межрегиональные изменения изотопов атмосферы определяют их изменение в текстурообразующих льдах подошвы СТС [10].

На состав изотопно-кислородного состава текстурообразующих льдов сезонноталого слоя, помимо состава атмосферных осадков, могут влиять и геоморфологические, и криолитологические факторы. В первую очередь, он будет изменяться от положения льдов СТС в рельефе. Например, на участках водораздельных и приводораздельных поверхностей грунты СТС протаивают и дренируются, из-за чего атмосферные осадки, после обводнения этой части рельефа, фильтруются и стекают по кровли мерзлоты в понижения [10].

В эпикриогенных мёрзлых толщах влага осадков и поверхностных вод участвует в обводнении грунта, но на образование текстурообразующих льдов данные факторы

вливают только в начальный момент времени промерзания верхних горизонтов пород. В дальнейшем на их образование влияют исключительно поровая вода. Важно отметить, что изотопный состав данного типа воды изменяется во время водообмена с поверхностной или атмосферной влагой, а также во время фазовых переходов воды из-за фракционирования изотопов при все более медленном темпе промерзания пород с ростом глубины [10].

Изотопно-кислородный состав текстурообразующих льдов в эпигенетических толщах может определяться концентрацией кислорода-18 в поверхностной и подмерзлотной воде, но в основной части разреза будет определяться фракционированием содержания изотопов в поровой воде в зависимости от режима промерзания. Данная особенность распределения изотопов, прежде всего, кислорода является характерным признаком эпигенетических толщ. Причиной этого, вероятно, может служить фракционирование изотопов, которое, как показал В.И. Соломатин [10], опираясь на исследования Дж. Р. Маккея в дельте реки Маккензи, зависимости фракционирования от скорости промерзания, а как показывает криогенное строение эпигенетических разрезов, она постепенно замедляется, что позволяет мигрировать к фронту промерзания все большего количества лёгких изотопов. Конечно, при этом необходимо учитывать состав подмерзлотных вод, являющихся источником мигрирующей влаги, но как проводить такой учёт, пока неясно. Вместе с этим В.И. Соломатин утверждает, что изотопно-кислородный анализ позволяет выделить толщи текстурообразующих льдов, которые промерзли эпигенетическим способом, однако их анализ несут мало информации для реконструкции палеоклиматических условий.

Формирование мёрзлых толщ при сингенетическом типе формирования отличается сложным сочетанием осадконакопления и промерзания. Как известно из теории А.И. Попова про образование синкриогенных толщ, прирастание толщи идёт путём включения слоя сезонного оттаивания при циклах похолодания климата [8]. Об этом свидетельствует сохранение следов такой цикличности колебания климата в виде отдельных пачек, состоящих из оторфованного центра, слоёв с мелколинзовидной и мелкосетчатой текстурой и подстилающего их мощного до 5-7 см. слоя льда, названного Е.М. Катасоновым «пояском». Таким образом, при изучении изотопного состава сингенетических мёрзлых толщ следует отдельно рассматривать состав изотопов в отдельных пачках и в разрезе в целом. Есть ряд методических сложностей в оценке изотопного состава текстурообразующих льдов в таких толщах. Если отбор образцов льда из «пояска» не составляет трудностей, то лёд в тонких слоях отделить трудно и его состав определяется обычно как среднее всего слоя. Кроме того, сложность состоит в выборке данных при оценке изотопного состава разных пачек. До недавнего времени данных по изотопному составу текстурообразующих льдов синкриогенных толщ практически не было и лишь недавно благодаря исследованию специалистов российско-немецкого проекта по изучению криолитозоны Северо-Востока Сибири получены достаточно полные данные, позволяющие судить о тех или иных закономерностях этого процесса [2], [3].

Предположения о фракционировании изотопов водорода и кислорода при промерзании дисперсных грунтов, миграции влаги и сегрегационного промерзания появились достаточно давно [10]. Однако лишь в последнее время появились экспериментальные данные, проливающие свет на эту проблему [7]. В экспериментах по искусственному промерзанию образцов каолина было получено, что изотопный состав шпиров льда был «легче», чем у льда цемента и эта разница была больше, чем медленнее промерзание (см. рис. 2) [6].

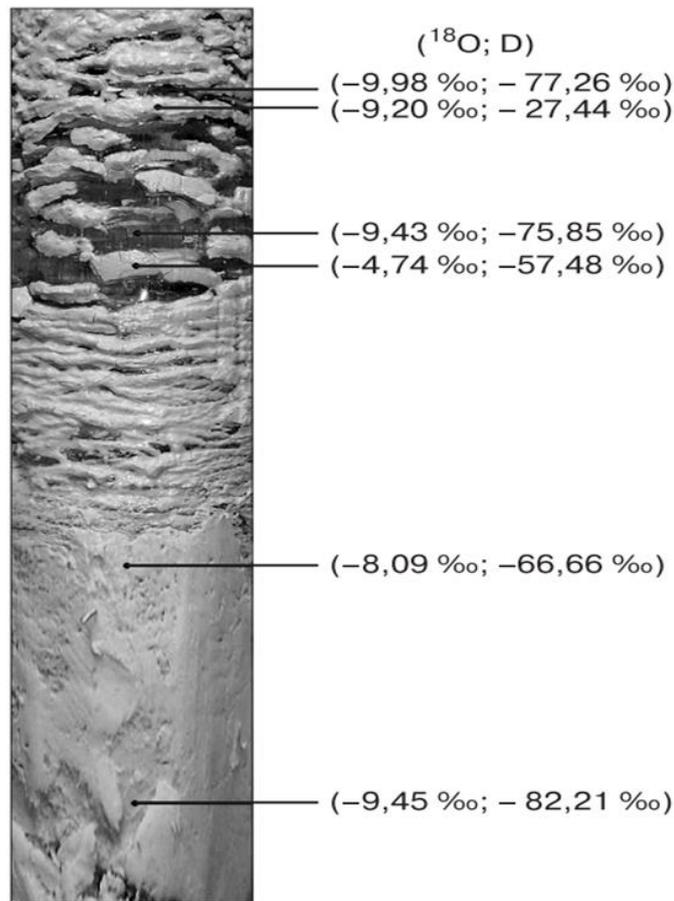


Рис. 2. Распределение отбора проб и значения изотопного состава воды в серии экспериментов (^{18}O ; D) [6].

Изотопный состав эпикриогенных пород изменяется с изменением скорости промерзания. В случае маломощных толщ, какими являются пачки синкриогенных пород также с глубиной уменьшается скорость промерзания, а вместе с ней и скорость миграции влаги, что способствует более активному фракционированию изотопного состава.

Для определения состава связанной воды, В.В. Роговым [9] был проведён эксперимент. Производилось разделение свободной (замерзающей) и незамерзающей воды в промерзающей породе. Оказалось, что связанная вода, ответственная за миграцию влаги, «легче» от 0,5 до 9,8‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от 1,3 до 29,4‰ для $\delta^2\text{H}$ по изотопному составу, чем свободная. Данная закономерность определяет более лёгкий состав «поясков», о которых упоминалось в статье А.Ю. Деревягина. Объяснением этому нашёл Конищев [6], в формировании текстурообразующего льда участвует миграция влаги к фронту промерзания с последующим льдовыделением. Более лёгкие молекулы имеют преимущество в формировании связанной воды, что определяет большую подвижность данного типа воды по сравнению с водой, чей изотопный состав тяжелее. В.В. Рогов [9] произвёл сравнение полученных данных с глобальной линией метеорных вод, большинство значений свободной воды лежит ниже данной линии, а значения связанной воды, напротив – выше. Подобную тенденцию различий в изотопном составе «свободной» и «связанной» воды В.В. Рогов [9] объясняет тем, что молекулы, более лёгкие по изотопному составу, участвуют в формировании связанной воды, что связано с их физической природой – они быстрее притягиваются силовым полем дисперсных частиц грунта.

Автором проведён ряд лабораторных работ по изучению изотопного состава для образцов мёрзлых пород со слоистой криогенной текстурой. Методика исследований состояла в следующем. Были использованы мёрзлые образцы, привезённые из Вилюйского района Якутской области, отобранные в ледовом комплексе «Едома». Поскольку разделить лёд тонких прослоек и лёд в прослойках с массивной текстурой механически не удалось, то образцы растапливались, при этом вода, образовавшаяся из льда прослоек была отделена от воды массивных горизонтов. Затем полученные объёмы воды анализировались в лаборатории геохимии стабильных изотопов географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V под руководством Ю.К. Васильчука. Полученные результаты показали, что лёд в прослойках сегрегационного льда “легче” (по данным экспериментов от 0,8 до 8,1‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от 10,1 до 25,2‰ для $\delta^2\text{H}$) по изотопному составу, чем в прослойках с массивной текстурой и зависит от состава и генезиса грунта. Это подтверждает вывод А.Ю. Деревягина и др. [2], [3] о фракционировании изотопов в процессе промерзания. Обработка результатов также показала, что распределение значений тяжёлых изотопов водорода и кислорода отличается от глобальной линии метеорных вод. В результате был сделан вывод, что формирование изотопного состава текстурообразующих льдов идут по законам, отличным от других типов подземного льда. Поэтому интерпретация изотопных данных текстурообразующих льдов для палеогеографических реконструкций должна вестись с учётом закономерностей внутригрунтовых преобразований изотопного состава воды.

Повышенный интерес к изотопному составу подземных льдов, в частности к текстурообразующим льдам, вызван успешным использованием данных ледниковых кернов при реконструкции палеоклиматических обстановок, так как представляется возможным сопоставить принцип формирования ледниковых тел из осадков с климатом того или иного геологического периода.

В данной работе изложены основные закономерности формирования изотопного состава текстурообразующих льдов. Из проанализированной литературы можно понять, что изотопный состав текстурообразующих льдов зависит от: изотопного состава исходной воды; фракционирования при миграции влаги и её кристаллизации; способа промерзания (эпигенетического или сингенетического). Сейчас данных об изотопном составе текстурообразующих льдов мало, данный вопрос требует большего изучения. Дальнейшее развитие этого направления связано с получением новых данных и решением геокриологических задач. Изучение изотопов текстурообразующих льдов необходимо для уточнения стратиграфии отложений, в частности для позднего плейстоцена и голоцена Арктики.

Литература

1. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. С.9, 11-15, 132-136;
2. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т. Сравнительный анализ изотопного состава повторно-жильных и текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2016. т. XX, № 2. С.15-24;
3. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширрмайстер Л., Веттерих С. Изотопный состав текстурных льдов побережья моря Лаптевых// Криосфера Земли. 2013. т. XVII, №3. С.27-34;
4. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. С. 4-45, 65-69;
5. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. М.: Мысль, 1970. С.257-260;

6. Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов И.В. Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования//Криосфера Земли. 2014. т. XVIII, №3. С.3-10;
7. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата//Криосфера Земли. 2011. т. XV, №4, С.15-18;
8. Попов А.И. Подземный лёд // Подземный лёд. Выпуск I. М.: Издательство Московского университета. 1965. С.7-39;
9. Рогов В.В., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Изотопный состав различных категорий воды в тонкодисперсных грунтах//Криосфера Земли. 2019. т. XXIII, № 5. С. 27-34;
10. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО». 2013. С. 209-283;
11. ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского: http://vsegei.com/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=86424 (дата обращения 28.11.2020; прямое обращение с экрана; доступ свободный);
12. ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского: https://vsegei.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=48601&sphrase_id=1427105 (дата обращения 19.03.202; прямое обращение с экрана; доступ свободный);

РОЛЬ КРИОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ПОЧВ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

Губин С.В.

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пушино, Россия; *gubin.stas@mail.ru*

Мерзлотные условия и криогенез влияют на формирование талассосолей морей восточного сектора Арктики путем создания обстановок приводящих к устойчивому избыточному переувлажнению формирующихся почв, протеканию почвообразования в восстановительных условиях при низких положительных температурах, перераспределению солей в профилях с тенденцией их накопления в надмерзлотных горизонтах и активной криотурбации почв маршей.

THE ROLE OF CRYOGENESIS IN SOIL FORMATION OF SEA COASTS OF THE ARCTIC EASTERN SECTOR

Gubin S.V.

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soils Science RAS, Russia;
gubin.stas@mail.ru

Permafrost conditions and cryogenesis affect the formation of thallassosols of the seas of the eastern sector of the Arctic by creating conditions that lead to stable excessive waterlogging of forming soils, pedogenesis under reducing conditions at low positive temperatures, redistribution of salts in profiles with a tendency to accumulate them in suprapermafrost horizons, and active cryoturbation of marsh soils.

Являясь ареной взаимодействия моря и суши, выполняя важные экологические, хозяйственные функции почвы побережий арктических морей остаются крайне слабо изученными. Побережья морей восточного сектора Российской Арктики – моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, по сравнению с берегами морей других ее секторов, обладают значительным сходством природной обстановки, сплошным распространением мерзлоты, набором типов берегов, их возрастом, строением береговой линии, проявлением действия моря на береговую зону, организации ландшафтов, геокриологических условий. Многие из идущих процессов почвообразования, свойств почв, организации почвенного покрова здесь определяются

или существенно корректируются мерзлотной обстановкой, протекающими в зоне педогенеза криогенными процессами.

На побережьях доминируют берега аккумулятивного типа, включая галечно-гравийные, широко распространены термоабразионные, в том числе берега с термоабразионно-солифлюкционными склонами, значительные территории заняты дельтами крупных рек [3]. Каждому типу берегов присущ свой характер отложений, особенности строения рельефа, скорости его развития, что значительно влияет на идущее здесь почвообразование.

Сложность изучения почв морских побережий заключается в отсутствии их классификации. В современной Классификации и диагностике почв России (КиДПР) упоминания о почвах, формирующихся под влиянием моря - талассосолях, включая почвы маршей, ваттов отсутствуют [4]. В соответствии с принципами, заложенными в КиДПР, предложено в стволе синлитогенных почв дополнительно на уровне отдела выделять *почвы маршей*, разделяя на типовом уровне их на маршевые гумусовые, маршевые торфяно-глеевые, гумусовые глеевые мерзлотные. Для обозначения генетических горизонтов сочетающих признаки синлитогенного и постсинлитогенного почвообразования использовать символ « $\frac{1}{2}$ ». *Почвы ваттов* отнесены к стволу первичного почвообразования, с выделением отдела слабо развитых маршевых почв (СМП). На типовом уровне СМП предложено разделять по наличию или отсутствию слоистости и присутствию горизонта W. Для слоев СМП введено обозначение $\frac{1}{2}$ добавляемое к их индексу, с сохранением, как предложено в КиДПР, показателей гранулометрического состава слагающего материала - $C^{\frac{1}{2}}$... супесчаного, суглинистого - $C^{\frac{1}{2} \text{с}}$. Слои принесенного торфа, детрита и другого органического материала обозначаются соответствующими индексами ($C^{\frac{1}{2} \text{т}}$, $C^{\frac{1}{2} \text{дт}}$). На подтиповом уровне почвы маршей и ваттов подразделяются по присутствию в горизонтах и слоях процессных признаков - s, g, ox, cr, fn, cr [2]. Во всех рассматриваемых почвах многолетняя мерзлота залегает в пределах менее 1 м и они отнесены к мерзлотным.

Специфика влияния морей на формирование почв рассматриваемого сектора Арктики заключается в отдаленном характере большей части прибрежных акваторий, слабой соленности вод и их низких летних температурах при полном промерзании здесь зимой моря, небольших мощностях СТС прибрежий и прилегающих затопляемых берегов (менее 1 м), краткости периода отсутствия ледяного покрова, специфики ледовой обстановки летом, приводящей при сильных штормах к выносу больших масс льда на пологие берега в зону ваттов и маршей. Их таяние приводит к опреснению накапливающихся здесь отложений и формирующихся почв.

При широком разнообразии типов берегов морей восточного сектора Арктики большая их часть представлена пологими берегами аккумулятивного типа с уклонами поверхности 0,001, что позволяет при высоких нагонах морским водам проникать вглубь суши на десятки километров. Подобные берега сложены преимущественно пылеватыми суглинками, заиленными песками. Для их строения характерны обширные зоны ветровых осушек, ваттов, маршевых территорий. Аккумулятивные гравийно-галечные берега приурочены крупным косам, перешейкам в устьях рек в районах выхода скальных пород. В районах выхода коренных пород формируются высокие обрывистые берега абразионного типа с узкими галечными пляжами. Широко распространены термоабразионные берега в том числе с термоабразионно-солифлюкционными обрывами, сложенные мерзлыми высокольдистыми суглинистыми отложениями со скоростью отступления до десятка метров в год [1].

Почвы берегов аккумулятивного типа. Слабые уклоны поверхностей (0,001) позволяют нагонным водам глубоко проникать на сушу (до 40 км), чему способствует развитие на поверхности прибрежной зоны обширной системы термокарстовых озер и

соединяющих их проток (висок). В зоне ваттов суглинистого или песчаного состава при мощности СТС 0,6 – 0,8 м формируются слаборазвитые маршевые мерзлотные почвы. Близкое залегание многолетней мерзлоты определяет полную насыщенность профилей этих почв водой и почвообразование идущее в восстановительной среде. Обводненность почв и их медленное оттаивание в значительной степени определяет стабильность типа и степень засоления профилей в условиях периодически меняющейся солености нагонных вод. Принос массивных льдин на поверхность ваттов и их здесь таяние происходит к формированию пестрой картине засоления СМП. К их опреснению приводят массивные надувы снега, образующиеся на участках непосредственного прилегающих к клифу.

На оголенных или слабозадержанных поверхностях ваттов, реже - засоленных маршей, формируется система морозобойных трещин или мелких нанополигонов. Здесь, при быстром осеннем промерзании, по трещинам на поверхность выдавливается материала центральных частей профилей, образующий при замерзании валики. При оттаивании нагонными водами он перераспределяется, формируя на поверхности слои материала частично уже переработанные почвообразованием. Срединные горизонты профилей несут ярко выраженные признаки криотурбаций – перемешивания, разрыва залегания слоев или горизонтов, заноса в них свежего материала, что позволяет подобные почвы относить к криотурбированным.

Промерзание насыщенных водой засоленных почв в ряде случаев ведет к отжатию почвенных минерализованных вод в надмерзлотные части профилей и увеличению здесь содержания солей. В периоды максимального оттаивания надмерзлотные горизонты подобных почв, имея отрицательные температуры (-1 - -1,8° С), находятся в талом состоянии.

На территории распространения маршевых почв важную роль в их формировании приобретают формы мерзлотного рельефа, степень их развитости, возраст. В центральных частях валиковых полигонов при малых мощностях СТС (20 – 30 см) происходит задержание нагонных вод, активизируются процессы засоления, гидроморфного почвообразования, включая сульфатредукцию, а также торфонакопления. В условиях полигонально-трещиноватого микрорельефа увеличиваются мощности СТС, снижается степень гидроморфизма и засоления почв, на смену процессам сульфатредукции приходят процессы глееобразования. Наиболее яркие изменения рассматриваемых условий проявляются в почвах травянисто-осоковых маршей.

В зоне формирования маритимных почв важное значение имеет привнос солей на участки зональных почв в составе пены, образующейся при нагонах в период сильных штормов. Занос мелкоземистого материала с оголенных поверхностей СПС и маршевых засоленных почв происходит преимущественно в форме снежно-минеральной смеси в начальные периоды промерзания почв в условиях малоснежья.

На аккумулятивных гравийно-галечных берегах на ограниченных по протяженности затапливаемые морем участках на ход почвообразования активное опресняющее влияние оказывает вынесенные на сушу массы морских льдов, надувы снега, не редко являющиеся перелетками. Вглубь суши при малой мощности СТС и ровного рельефа засоление щебнистых почв снижается, особенно в условиях мерзлотного полигонального рельефа и слабых уклонов, обеспечивающих внутренний латеральный дренаж. В подобных условиях, при слабом развитии напочвенного растительного покрова, формируются пятна-медальоны с развитыми на них маршевыми регосолями.

На термоабразионно-солифлюкционных активно отступающих берегах устойчивое проявление почвообразования фиксируется на выположенных их склонах.

Формирующиеся почвы могут быть отнесены к молодым зональным почвам – торфяно-глееземам, криоземам, глееземам. Степень слабого засоления их профилей определяется удаленностью от маршевых территорий, глубинами залегания мерзлотного водоупора, рельефом поверхности мерзлоты. Экспозиция, уклоны, льдистость профилей и подстилающей мерзлоты, формы выделений тестурообразующего льда влияют на активность солифлюкционных процессов, в значительной степени определяющих формирование морфологического облика, свойств этих почв, их таксономическое положение.

Литература.

1. Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., 1980.
2. Губин С.В, Лупачев А.В. Подходы к классификации почв аккумулятивных берегов восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение, 2022. №1.
3. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М., Мысль. 1991.
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск, Ойкумена, 2004.

БЕСТЯХСКАЯ ТЕРРАСА ЛЕНО-АМГИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЯКУТИЯ): СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Куть А.А., Спектор В.В.

ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

В статье рассмотрено строение бестяхской террасы в пределах Лено-Амгинского междуречья в Центральной Якутии. Приведены результаты литолого-фациального анализа отложений, в том числе гранулометрического и минералогического анализов, а также микроморфологического анализа кварцевых зерен. Установлено, что перенос и аккумуляция отложений происходил преимущественно в условиях водного потока, а также с участием ветра.

THE BESTYAKH TERRACE OF THE LENA-AMGA INTERFLUVE (YAKUTIA): LITHOLOGY AND ACCUMULATION ENVIRONMENT

Куть А.А., Спектор В.В.

ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

The paper considers profile of Bestyakh terrace of the Lena-Amga interfluve in the Central Yakutia. Results of lithological and facial analyzes are presented such us grain size and mineralogical analyzes, and micromorphological analyze of quartz grains. It was determined sediment accumulation mostly was under aquatic environment and wind participation.

Введение. Бестяхская терраса является наиболее обсуждаемой структурной единицей в строении среднего течения долины реки Лены. Это связано с вопросом происхождения мощных и выдержанных по простиранию песчаных толщ. Изучение состава и криолитологического строения бестяхской террасы привело к развитию различных точек зрения на ее формирование: эрозионно-аккумулятивная [1, 8] подпрудно-ледникова [2, 7], эоловая [4, 6], полигенетическая [5], а также гипотеза влияния колебания уровня моря [3] и фладстримов [9].

Продолжены исследования террас долины реки Лены в ее среднем течении на предмет восстановления обстановки осадконакопления отложений в позднем плейстоцене и голоцене. Цель настоящей статьи – дать характеристику обстановки формирования бестяхской террасы на основе литолого-фациального анализа, включая микроморфологического анализа поверхности кварцевых зерен, для выявления роли

участия различных агентов в переносе и накоплении отложений. Индикаторами седиментационной обстановки в данном случае служат диагностические элементы на поверхности кварцевых зерен. Характер их проявления и частота встречаемости в совокупности с распределением по основным генетическим группам частиц указывают на долю участия тех или иных процессов в формировании толщи отложений.

Изучение разреза проводилось на основании данных полученных при бурении скважины 19/1. Выработка расположена в 14,5 км от поселка Нижний Бестях в северо-северо-восточном направлении и в 3,1 км к югу от с. Тектюр Мегино-Кангаласского улуса Республики Саха (Якутия) (N62°04'54,8'' E 130°01'47,9''). Абсолютная отметка устья скважины 129 м н.у.м. Поверхность террасы в пределах участка, на котором расположена скважина, пологонаклонная (менее 5°), южной и юго-западной экспозиции, горизонтальная и слабо-пологонаклонная. Здесь развит сосновый лес. Характер растительности вблизи скважины угнетенный, вероятно, после низового лесного пожара. Встречается редкая береза и единичные лиственницы. Подлесок представлен порослью сосны. Почвенно-растительный слой представлен лишайниково-брусничным покровом.

Состав отложений, вскрытых скважиной 19/1 представлен сверху вниз:

1. Песком мелкозернистым светло-коричневым с горизонтально-волнистой слоистостью, обусловленной чередованием светлых и темных слоев (до глубины 34,5 м). Встречаются пятна оглеения и включения мелких растительных остатков. Редки прослойки алевритов, которые также были отмечены в виде линзовидных включений. Криотекстура пачки массивная. Отмечаются редкие горизонтально залегающие линзы льда молочно-белого цвета.

2. Пачкой песков коричневых мелко- и среднезернистых до глубины 42 м с горизонтальной и полого-наклонной слоистостью. Криотекстура отложений массивная. Встречаются отдельные жилки льда мощностью 5-10 см.

3. Пачкой песков коричневых средне- и крупнозернистых с включениями гравийных зерен. Отложения имеют косую, реже горизонтальную слоистость с включениями органического детрита. Криотекстура массивная. В основании разрез подстилается галечниками пестроцветным.

Морфоскопический анализ поверхности кварцевых зерен дал следующие результаты. Среди выделенных элементов наиболее распространены следы абразии, раковистые сколы, серповидные выбоины, мелкоямчатый микрорельеф.

Источником материала из интервала 8,6-9,1 м являются отложения водного потока, т.к. поверхность осложнена линейными ступенями (рис. 1А) и раковистыми сколами с развитыми блоками расклинивания, сглаженными в условиях переноса и взаимодействия частиц в эоловой обстановке. Дальнейший перенос происходил в водной среде во взвешенном состоянии непродолжительное время. Во время переноса постоянно вовлекался новый материал (на это указывает различная степень сглаживания частиц). Накопление материала на последнем этапе произошло в эоловой обстановке продолжительное время с привнесением частиц, прошедших водную обработку разной длительности обработки и вносимых в эоловые отложения восходящими потоками с береговой зоны.

Формирование отложений в интервале 23,68-23,96 м происходило путем переотложения алювиальных осадков чуть более динамичного водного потока, чем в интервале 8,60-9,10 м. На это указывают более выраженные раковистые сколы, сглаженные последующим переносом (рис. 1Б). Их последующий перенос также осуществлялся в водном динамичном потоке сальтацией (блоки расклинивания (рис. 1В), аркообразные ступени и параллельная полосчатость) с вовлечением нового

материала с различной степенью окатанности частиц. И, наконец, накопление произошло в эоловой слабодинамичной обстановке непродолжительное время с привнесом частиц, прошедших обработку в водном потоке.

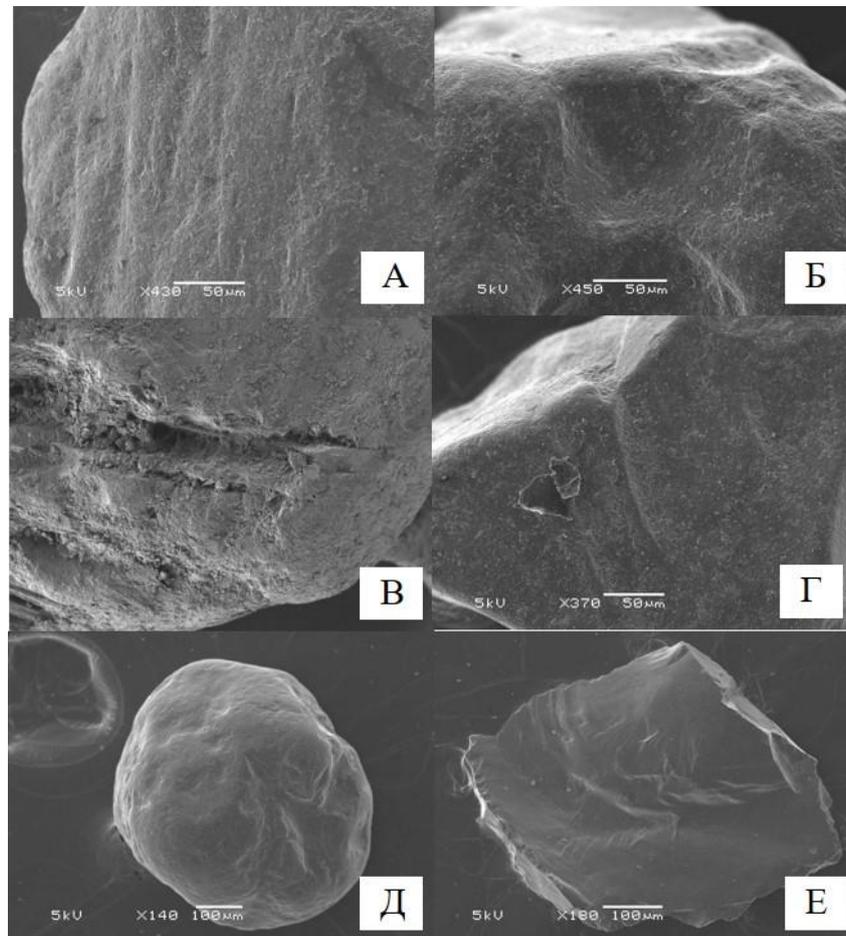


Рис. 1. Тектурные элементы, отмеченные на поверхности кварцевых зерен в отложениях по разрезу в скв. 19/1: А – линейные ступени, Б – раковистые сколы; В – блоки расклинивания; Г – свежий скол, полученный при столкновении частиц в водном потоке; Д – хорошо окатанное зерно, прошедшее ветровую обработку; Е – угловатое зерно кварца класса NU.

Интервал 32,3-32,7 м – отложения динамичного водного потока, в котором перенос частиц происходил во взвешенном состоянии (рис. 1Г). Перенос отложений происходил в водной обстановке в условиях слабодинамичного потока (широкое спокойное русло реки) в течение непродолжительного времени. Условия были гораздо более спокойными, чем при переносе отложений выше по разрезу, на это указывает отсутствие блоков расклинивания. На этапе переноса и накопления отложений привнос частиц был незначительным. Накопление проходило в эоловой динамичной обстановке в течение продолжительного времени. Здесь произошел привнос частиц, прошедших на последнем этапе водную обработку.

Осадки интервала на глубине 37 м формировались в динамичном потоке в течение достаточно короткого времени. На этом этапе был значительный привнос отложений различных генетических групп: зерен слабодинамичного потока, эродированных частиц коренных пород и частиц, перенос которых происходил в

эоловых условиях, вероятно с прибрежной зоны (зоны пляжа). Источником стали отложения ближнего переноса, прошедшие водную обработку.

Перенос отложений и их накопление в интервале 48,63-48,65 м происходило неизменно в водном потоке. Преимущественно зерна имеют хорошо сглаженные очертания и слаборасчлененный рельефа, что указывает на продолжительную обработку зерен в водном потоке во взвешенном состоянии. Это могло быть русло широкой и спокойной реки, на что указывает отсутствие блоков расклинивания. Постоянно, вплоть до завершения цикла накопления отложений, происходил привнос угловатых частиц. Об этом говорит различная степень сглаженности угловатых зерен: от хорошо сглаженных ребер, осложненных следами абразии до острых, на поверхности которых не было отмечено следов воздействия водной среды. На последнем этапе накопления отложений произошел привнос хорошо окатанных частиц со следами длительной ветровой обработки и неокатанных обломков класса NU (рис. 1Д и Е). Поступление последних может быть объяснено увеличением выноса рыхлого материала в реку.

Зерна в интервале 58,88-58,90 м прошли обработку в водной среде. Перенос происходил продолжительное время в водном слабодинамичном потоке во взвешенном состоянии. На это указывает хорошая сглаженность выступающих элементов рельефа, отсутствие блоков расклинивания и развитые процессы растворения на поверхности углублений. Источником стали осадки, прошедшие также обработку в водном потоке. Об этом говорит наличие раковистых сколов различных размеров. Их поверхность осложнена следами последующей обработки в водных условиях. Здесь отмечается значительный привнос зерен, прошедших непродолжительную обработку ветром. Вероятно, отложения с зоны пляжа.

Таким образом, были сделаны следующие выводы:

1. Предварительно был сделан вывод о том, что формирование всей толщи рассматриваемого разреза происходило в водной обстановке. Перенос и накопление материала сопровождался эрозионными процессами, в результате которых в отложения вовлекались частицы необработанные или слабообработанные. Также в накоплении нижней части пачки мелкозернистых отложений на глубине 32 м и среднезернистых песков в основании разреза приняли активное участие эоловые процессы.

2. Полученными результатами микроморфологического анализа подтверждается эрозионно-аккумулятивная гипотеза формирования бестяхской террасы. Перенос зерен осуществлялся как во взвешенном состоянии, так и сальтацией, что указывает на смену скорости потока.

3. Было установлено, что при накоплении отложений бестяхской террасы принимали участие также эоловые процессы. Но доля их участия незначительная, вероятно, с прибрежной зоны (зоны пляжа).

Литература

1. Алексеев М.Н. Материалы по стратиграфии кайнозойских отложений и геоморфологии центральной части Вилюйской впадины. В кн.: Алмазы Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 180-226. Бискэ, 1964

2. Бискэ С.Ф. Об условиях образования отложений четвертичных террас р. Лены между п. Покровск и с. Жиганск // Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири. 1964, 8. – 5-40.

3. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. Санкт-Петербург: Изд-во ААНИИ, 2013. – 268 с.

4. Васильев И.С., Самсонова В.В. Климатические предпосылки образования современных приречных дюн на Средней Лене // География и природные ресурсы. 2000, 1. 94–99 с.

5. Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений Бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991, 60, 68–78 с.

6. Колпаков, В. В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии / В. В. Колпаков // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М. : Наука. – 1983. – № 52. – С. 123–131.
7. Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода (Четвертичные отложения азиатской части СССР), 1961, 3. – 209-217.
8. Соловьев П.А. Четвертичные отложения северной части Лено-Амгинского междуречья. – В кн. Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с.186-194. Спектор и др., 2016
9. Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Я.И., Шестакова А.А., Максимов Г.Т., Андреева В.В., 2016. Площадные гидрогенные формы и связанные с ними фладстримы на территории Центрально-Якутской равнины на рубеже плейстоцена и голоцена. Вопросы географии 142, 291–315.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САРТАНСКОГО КРИОХРОНА В ПРЕДЕЛАХ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Ларин С.И.¹, Ларина Н.С.², Алексеева В.А.³

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия;
silarin@yandex.ru

² Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия; *nslarina@yandex.ru*

³ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия; *valekseeva@rambler.ru*

По данным полевых и лабораторно-аналитических исследований вещественного состава покровных отложений в пределах Тобол-Ишимского междуречья на юго-западе Западной Сибири выполнена количественная реконструкция мерзлотно-климатических условий их формирования. Основные реконструированные параметры - средняя годовая температура пород, зональный тип многолетнемерзлых горных пород, тип сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород, средняя годовая температура воздуха и среднее годовое количество осадков во время формирования покровной толщи. Литогеохимические данные свидетельствуют о формировании большей части толщ в относительно однородных условиях седиментации в интервале условий от холодного аридного до относительно умеренного климата.

QUANTITATIVE ASSESSMENT OF PERMAFROST AND CLIMATIC CONDITIONS OF THE FORMATION OF COVER DEPOSITS OF THE SARTAN CRYOCHRON WITHIN THE TOBOL-ISHIM INTERFLUVE

Larin S.I.¹, Larina N.S.², Alekseeva V.A.³

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia;
silarin@yandex.ru

² Tyumen State University, Tyumen, Russia; *nslarina@yandex.ru*

³ Moscow, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
valekseeva@rambler.ru

According to field and laboratory-analytical studies of the material composition of cover deposits within the Tobol-Ishim interfluves in the south-west of Western Siberia, a quantitative reconstruction of the permafrost and climatic conditions of their formation was carried out. The main reconstructed parameters are the average annual temperature of rocks, the zonal type of permafrost rocks, the type of seasonal thawing of permafrost and seasonal freezing of melt rocks, the average annual air temperature and the average annual rainfall during the formation of the cover layer. Geochemical data indicate the formation of most of the strata under relatively uniform sedimentation conditions in the range of conditions from cold arid to relatively temperate climates.

В пределах юга Западной Сибири в основании современного почвенного покрова широко распространены желтовато-бурые покровные отложения, представленные карбонатными лёссами, лесовидными суглинками, супесями и песками. Их возраст определяют в интервале от максимума позднеплейстоценового похолодания до конца позднеледникового [5,6,9]. Покровное залегание этих осадков обусловлено тем, что южнее широтного отрезка долины р. Иртыш они с резкой нижней границей перекрывают разные по генезису, составу, возрасту и облику породы. Несмотря на разнообразие состава, многие характерные их особенности (цвет, карбонатность, особенности сортировки материала, характер слоистости и т.д.) сохраняются на огромных пространствах. С ними генетически связаны специфические формы рельефа - бугры, гряды (гривы), западины и котловины. Особенности залегания и состав покровных отложений указывают на субэразмский, преимущественно эоловый генезис [6].

В последние годы авторами проведены комплексные исследования (гранулометрия, криолитология, морфоскопия зерен кварца, литогеохимия, ОСЛ-датирование) грядово (гривно)-ложбинно-котловинного рельефа в пределах лесостепной и подтаежной части Тобол-Ишимского междуречья (54° - 57° с.ш.). Получены новые данные о морфологии грив, их геологическом строении, стратиграфии и вещественном составе слагающих отложений [16,17; и др.]. Для оценки степени палеокриогенного воздействия на отложения, рассчитаны коэффициенты криогенной контрастности (ККК) [11], учитывающие распределение по гранулометрическому спектру кварца и полевых шпатов во фракциях 0,05-0,01 мм и 0,1-0,05 мм. По значениям ККК сделана реконструкция средней годовой температуры почвогрунтов и параметров палеокриологической обстановки [16,17; и др.]. По данным морфоскопии кварцевых зерен выявлены особенности формирования и генезис осадков, слагающих толщу покровных отложений. Форма и характер поверхности зерен кварца изучена для фракции среднего (0,25-0,5 мм) песка с использованием растрового электронного микроскопа SEM TESCAN VEGA 3 LMU при ускоряющем высоком напряжении 15-30 кэВ, в режиме SE (Secondary Electron Image) и высокого вакуума с увеличением от 300-500 раз (для целых зерен) до 1500-2000 и более раз (для фрагментов зерен, отдельных элементов поверхности). Подготовка образцов осуществлялась по опробованной ранее методике, основанной на принятой в мировой практике [3,15; и др.]. Образцы напылялись золотом в качестве токопроводящего материала. Из каждого образца исследовалось по 25 случайно отобранных под бинокуляром зерен кварца, химический состав которых был позднее заверен с помощью рентгеновского микроанализатора. Для каждого зерна описывалась его форма и фиксировались текстуры поверхности механического и химического происхождения. Окатанность зерен кварца оценивалась визуально, по 5-балльной шкале. Для каждого образца вычислялся коэффициент окатанности по формуле, предложенной А.В. Хабаковым [18], который характеризует среднюю окатанность зерен в выборке. Комбинация признаков морфоскопии песчаных зерен, основанная на представлениях разных исследователей [2,3,22,23,28; и др.], использовалась для суждения об их происхождении. Особое внимание обращалось на специфические особенности поверхности песчаных зерен, свидетельствующие о процессах криогенного выветривания, приводящего к раскалыванию (сколы, трещины), а также на постседиментационные проявления (следы растворения и осаждения кремнезема, наличие новообразованных минералов).

Для выяснения условий увлажнения и термического режима, в которых шло формирование осадочных толщ, была выполнена реконструкция средних годовых сумм осадков (МАР, мм/год) и средних годовых температур (МАТ, °С). В качестве расчетных формул использованы геохимические эмпирические зависимости коэффициентов

выветривания с климатическими факторами. Апробация этих зависимостей для почв различных климатических зон территории Северной Америки [20, 24, 26] и степной зоны европейской части России [1] показала их перспективность. Для расчетов использованы зависимости: $MAP_CHEM=221,1e^{0,0179(CIA-K)}$ [26], а также $MAT= -2,74\ln(PWI)+21,39$ [20]. Кроме этого был рассчитан PWI - палеопочвенный индекс выветривания и показатель палеотемператур [21]: $PWI = [4.20Na + 1.66Mg + 5.54K + 2.05Ca] \cdot 100$. Для реконструкции интенсивности выветривания и палеосадков (MAP) применен коэффициент выветривания [25]: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$ - соотношение первичных и вторичных минералов в валовом образце. Значения $CIA \sim 50$ ед. характерны для невыветрелых пород, формировавшихся преимущественно в холодной и аридной климатической обстановке. Для таких условий пороговое значение $CIA \sim 70$ ед. [25]. Сильновыветрелые породы имеют CIA до 100 единиц, в почвах этот коэффициент отражает преимущественно степень преобразования вторичных глинистых минералов илистой фракции. Дополнительную информацию дают также индекс химической преобразованности отложений без учета эффекта от биологического круговорота калия [27]: $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \cdot 100$ и индекс химической зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступающей в процессе выветривания в область седиментации [21]: $ICV = [Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2] / Al_2O_3$. Величина CIW возрастает с ростом степени разложения исходных пород или осадков. Индекс ICV в незрелых отложениях с высоким содержанием неглинистых минералов >1 , у более зрелых с большим количеством глинистых минералов индекс <1 .

Абсолютный возраст покровных отложений определен в лаборатории оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) ВСЕГЕИ на автоматизированной системе ТЛ/ОСЛ датирования Riso TL/OSL Reader DA-20 C/D. Судя по ОСЛ-датам возраст отложений верхней части (5-10м) разрезов гривных толщ не древнее $26 \pm 2 - 23 \pm 2$ тыс.л. Прежде возраст гривного рельефа Тобол-Ишимского междуречья определялся как плиоценовый, среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый [7].

Собственно покровными отложениями, сформировавшимися в интервале от максимума позднеплейстоценового похолодания до конца позднеледниковья, являются только самые верхние облессованные части разрезов грив. Как отмечалось выше, они характеризуются желтовато-бурым цветом, присутствием карбонатов, весьма высокой твердостью, особенностями сортировки материала, характером слоистости, наличием вертикальных отдельностей и хорошо выделяются по морфологическим, геолого-стратиграфическим, гранулометрическим, литогеохимическим признакам (рис.1).

В подошве покровной толщи осадков часто встречается погребенная сеть небольших трещин и жил (глубина до 0,5-1,5м, ширина 5-15см), представляющих собой изначально-грунтовые жилы, псевдоморфозы по ледово-грунтовым жилам и фрагменты их полигональных сетей [13,14,15; и др.]. Они развиты на разных элементах древнего рельефа и отложениях самого различного состава, происхождения и возраста. Радиоуглеродная дата из осадков, вмещающих аналогичный по возрасту горизонт псевдоморфоз в Барабинской низменности, показала возраст 16210 ± 85 лет назад [8]. Полости трещин обычно заполнены мелко-тонкозернистым алевритистым и алевритовым песком эолового генезиса [15], как правило, тождественным по цвету и составу нижней части перекрывающих осадков.



Рис.1 Покровные отложения в верхней части разреза второй левобережной надпойменной террасы р. Ишим ниже с.Быструха (Абатский район, Тюменская область). Фото С.И.Ларин.

Данные морфоскопии кварцевых зерен, высокие значения ККК и значения литогеохимических коэффициентов из осадков, заполняющих жилы, свидетельствуют о заложении нижней части трещин и жил в суровых мерзлотно-климатических условиях (ККК=1,03-1,99, разрез Упорово) [15]. По связи значений ККК и средней годовой температуры поверхности почвы [10], ККК=1,03 соответствует условиям северной тайги с островной мерзлотой и глубоким сезонным промерзанием. Реконструированные средние годовые температуры поверхности пород находятся в интервале $0...-2^{\circ}\text{C}$. Значение ККК=1,99 является индикатором резкого похолодания и снижения средней годовой температуры пород до $-10...-11^{\circ}\text{C}$. В средней части заполнения жил влияние криогенеза заметно снижается или полностью исчезает (ККК=0,75-0,14, разрез Упорово). Значения ККК указывают на положительные средние значения температуры грунта и последовательное уменьшение глубины сезонного промерзания. При ККК=0,75 реконструируется относительно глубокое сезонное промерзание, при ККК=0,29 и 0,14 его глубина составляет 0,7-0,8м [12]. В верхней части разрезов жил роль криогенного воздействия на их заполнение снова повышается (ККК=1,35, разрез Упорово). Это свидетельствует о возврате условий существования островной криолитозоны, глубоком сезонном промерзании и снижении средней годовой температуры грунтов до $0...-2^{\circ}\text{C}$ [15].

Образование сети трещин и начало накопления покровных отложений происходило более или менее одновременно, поскольку зияющие трещины не могли долго сохраняться. Во время накопления самой нижней части покровных отложений, формирование трещин, вероятно, должно было уже завершиться.

Реконструированные по геохимическим данным [16,17] значения средних годовых осадков и средних годовых температур воздуха свидетельствуют о формировании основания покровной толщи отложений в криоаридных климатических условиях. Резкая волна похолодания и аридизации климата отразилась также в значениях литохимических модулей. В ходе дальнейшего накопления покровной толщи криоаридные температурно-влажностные условия резко сменились на более влажные и умеренные. Самые верхние части разрезов покровной толщи, на контакте с дневной поверхностью, формировались в более гумидных условиях, при большем воздействии процессов выветривания.

Климатические условия формирования покровных отложений нашли заметное отражение в их вещественном составе. По данным морфоскопии кварцевых зерен в ансамбле покровной толщи преобладают частицы, испытавшие перенос в эоловых потоках. Доля таких частиц в разрезе с.Чуртан составляет 88-100% [14], в разрезе Красноорловское от 68-72% до 88-92%, в разрезе Кареглазово от 68-72% до 88-96% (в среднем по разрезу 84%), в редких случаях снижаясь до 48% (образец № 31) [16,17].

Доля зерен с криогенными текстурами поверхности в покровных отложениях в разрезе Чуртан составляет от 64 до 96% [14], в разрезе Кареглазово от 36 до 68% (среднее 50%), ниже по разрезу снижаясь до 24-28% и даже 4-9% [16,17].

Судя по значениям коэффициента криогенной контрастности (ККК) [11] - индикатора наличия и параметров мерзлоты, в ходе аккумуляции верхних 4-6-10 метров гравийных толщ ландшафтно-мерзлотные условия неоднократно менялись [16]. Большей частью преобладала сезонная мерзлота со среднегодовыми температурами грунтов +2...+6 °С. Реконструкция ландшафтов по точкам-аналогам показала развитие в эти периоды южной тайги. Два-три-четыре резких похолодания, отраженных в толщах отдельных грав, резко меняли ландшафтно-мерзлотные условия в сторону более суровых условий. Расчеты показывают, что в эти периоды южная тайга сменялась средней, северной тайгой, южной тундрой и даже арктической тундрой, а сезонная мерзлота трансформировалась в островную, массивно-островную и сплошную мерзлоту.

Если рассматривать условия формирования только покровных отложений, отдельно от остальной нижележащей части разрезов отложений грав, можно видеть заметные отличия. Например, покровные отложения в разрезе гравы возле с.Красноорловское (разрез К1/15; 55°58' 25,4" с.ш., 68° 00' 59,6" в.д.) залегают в самой верхней части разреза в интервале от основания современной почвы до глубины 1,0-1,1м, возможно 1,6м. Судя по значениям ККК во время формирования покровной толщи мерзлотно-климатические условия были весьма суровые. Снизу вверх значения ККК изменяются от ККК=1,06 (гл.1,6-1,7м), ККК=2,11 (0,9-1,0 м), ККК=1,67 (0,60-0,70 м) до ККК=1,31 (0,3-0,4 м). По связи значений ККК и средней годовой температуры поверхности почвогрунтов [10], ККК=1,06 соответствует условиям северной тайги и характеризует начало похолодания. Значение ККК=2,11 отвечает наиболее холодным условиям, когда развитие получили ландшафты арктической тундры со сплошной мерзлотой и глубоким сезонным промерзанием. Реконструированные средние годовые температуры поверхности пород в это время достигали -10°С. Не исключено, что этот временной интервал фиксирует кульминацию максимального позднеледникового похолодания и аридизации в понимании А.А.Величко и др. [4], когда получили развитие холодные пустыни и полупустыни. Значение ККК=1,67 также является индикатором тундровых ландшафтов с развитием сплошной мерзлоты и средней годовой температурой пород до - 4...- 6°С. Значения ККК=1,31 отвечают условиям северной тайги/южной тундры с массивно-островной (?) / островной мерзлотой и средней годовой температурой пород в интервале 0...-1...-2°С.

Судя по ОСЛ-датировке 26 ± 2 тыс.л. (RGI-0714), полученной по кварцу с глубины 3,55-361м от дневной поверхности, осадки, залегающие стратиграфически ниже покровных отложений (в интервале глубин 1,6м-3,9м), соответствуют финалу каргинского времени. Они характеризуются $KKK=0,51-0,88$, характерных для условий средней и южной тайги. Реконструированные по данным KKK температуры грунта в этой части разреза лежат в области положительных значений [16,17].

Таким образом, в ходе формирования покровных отложений и погребенной в их основании сети трещин и жил, заметную роль играли эолово-криогенные факторы.

Благодарности

Авторы благодарят чл.-корр.РАН, д.б.н. А.О.Алексеева, д.б.н. Т.В.Алексееву и к.г.-м.н. П.И.Калинина (ИФХиБПП РАН, Пущино) за проведение аналитических исследований и консультации. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00734А, частично в рамках госзадания № НИОКТР 121041600042-7.

Список литературы

- [1] Алексеев А.О. Калинин П.И. Алексеева Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. - 2019. - №4. - С 389-399.
- [2] Алексеева В.А. Перемещение и диагенетическое преобразование кварцевых зерен и их палеогеографическая интерпретация // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, геогр., 2003, № 4, с. 40–46.
- [3] Алексеева В.А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий ледникового осадкообразования (на примере бассейна р. Протвы) // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 5, с.485–494.
- [4] Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН. Сер. географ. - 2007. - № 4. - С. 16-28.
- [5] Волков И.А., Волкова В.С., Задкова А.А. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, Наука, 1969, 332 с.
- [6] Волков И.А. Позднечетвертичная субэральная формация.-М.:Наука,1971.-354с.
- [7] Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 154 с.
- [8] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова В.А. Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН.Фил.»Гео»,2001.С.208-228.
- [9] Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене.Новосибирск:Академическое изд-во «Гео»,2012.-477с.
- [10] Конищев В.Н.,Лебедева-Верба М.П., Рогов В.В.,Сталина Е.Е.Криогенез современных и позднплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.:, ГЕОС, 2005,133 с.
- [11] Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994.-131 с.
- [12] Конищев В.Н., Рогов В.В. Проявления процессов криогенеза в составе лессов // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 37-44.
- [13] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Максимов Ф.Е., Алексеев А.О., Алексеева Т.В. О генезисе реликтовых грунтовых жил в отложениях позднего неоплейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Материалы Пятой конференции геокриологов России (Москва, 14–17 июня 2016 г.). Москва, Унив. книга, 2016, т. 2, с. 188–195.
- [14] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (Юго-запад Западной Сибири) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). - Казань: Издательство Казанского университета, 2019. - С. 239-240.
- [15] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 4, с. 5-18. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-4(5-18)
- [16] Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. О мерзлотно-климатических условиях формирования глинных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс] / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2021. С. 322-326. doi:10.18303/B978-5-4262-0104-0-322.

[17] Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Палеогеографические условия формирования грив на юго-западе Западной Сибири в позднем квартере// Пути эволюционной географии. Выпуск 2: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). – М.: Институт географии РАН, 2021. – С.181-185.

[18] Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология, 1946, № 10, с. 98–99.

[19] Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1995, vol. 59, p. 2919–2940.

[20] Gallagher T.M., Sheldon N.D. A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // *Geology*. 2013. V. 41. P. 647-650.

[21] Koch P.L. Isotopic reconstruction of past continental environments // *Annual Rev. Earth & Planet Sci.* 1998. V. 26. P. 573-613.

[22] Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge, Cambridge University Press, 2011, 102 p.

[23] Mahaney W.C. Atlas of sand grain surface textures and applications. New York, Oxford University Press, 2002, 237 p.

[24] Maher B. A. The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments and their palaeoclimatic significance // *Aeolian Res.* 2011. V. 3. № 2. P. 87-144.

[25] Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 1523-1534

[26] Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 95. P. 1–52.

[27] Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*, 1995, vol. 23, P. 921–924.

[28] Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*, 2014, vol. 128, p. 93–104.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЕДОМНОЙ СВИТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ПОЧВЕННО-ОСАДОЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

Остроумов В. Е.

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пушино, Россия; v.ostroumov@rambler.ru

В работе рассматривается распределение магнитной восприимчивости осадка едомной свиты в разрезе на мысу Малый Чукочий. Неоднородность этого распределения связана с непостоянством интенсивности потока осадка, поступавшего на поверхность при формировании сингенетической толщи, и с непостоянством скорости накопления магнитных минералов. Сингенетическая многолетнемерзлая толща изучается с помощью модели почвенно-осадочных последовательностей. Модель позволяет определять показатели динамики интенсивности потока осадка, поступавшего на поверхность, и динамики скорости накопления магнитных фаз по измеренному распределению магнитной восприимчивости в разрезе толщи едомного осадка.

STUDY OF THE YEDOMA DEPOSIT USING THE SOIL-SEDIMENTARY SEQUENCE MODEL

Ostroumov V. E.

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Pushchino,
Russia; v.ostroumov@rambler.ru

We describe the distribution of the magnetic susceptibility of the sediments of the Yedoma Formation in a section on Maly Chukochy Cape, Kolyma Lowland. The heterogeneity of this distribution is associated with the variability of the intensity of the flow of sediment entering the surface during the formation of the syngenetic stratum, as well as with the variability of the rate of accumulation of magnetic minerals. The model of syngenetic permafrost massif we propose makes it possible to determine the dynamics of the intensity of the flow of sediment entering the surface and the dynamics of the rate of accumulation of magnetic phases based on the measured distribution of magnetic susceptibility in the section of the Yedoma sediment.

Рассматриваются магнитные минеральные фазы и связанные с ними распределения магнитной восприимчивости в осадках едомной свиты в разрезе на мысу Малый Чукочий. Магнитные свойства едомных осадков определяются присутствием магнетита и маггемита. Выделяются три генетических разновидности магнетита едомы: 1) аутигенный продукт биогенеза на ранних стадиях эволюции осадка, 2) остаточный продукт выветривания горных пород области питания осадочного бассейна, 3) аккреционный, который, по-видимому, имеет подчиненное значение. Маггемит образуется в основном как хемогенный аутигенный минерал в подошве сезонноталого слоя. В ходе сингенетического осадконакопления концентрация магнитных минералов в осадке возрастает при снижении интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность (I_s), а также при увеличении скорости образования аутигенных минеральных фаз (V_a) в эпохи с благоприятными биоклиматическими условиями. Неоднородные распределения магнитных минералов и магнитной восприимчивости, наблюдаемые в разрезах осадков едомной свиты, формируются в результате непостоянства I_s и V_a .

Изучено распределение магнитной восприимчивости осадка едомной свиты (разрез на мысу Малый Чукочий, Колымская низменность). По данным около 1400 замеров показано, что магнитная восприимчивость осадка изменяется от околонулевых значений в фрагментах легких минеральных слоев субаквального происхождения до $2-3 \cdot 10^{-6}$ единиц СИ в погребенных почвах с высоким содержанием органического вещества и оксидов. Отмечено, что гистограмма магнитной восприимчивости имеет форму с двумя выраженными экстремумами, что свидетельствует о связи показателя с двумя различными источниками магнитных фаз. Возможно, один из этих экстремумов связан с остаточными магнитными продуктами выветривания, а второй – с аутигенными минералами хемогенной и биогенной природы.

На рисунке показано распределение осредненных измеренных значений магнитной восприимчивости осадка в разрезе и кривая – функция вида суммы синусов, которая аппроксимирует это распределение. Аппроксимирующая кривая отражает расположение экстремальных значений измеренного показателя, участки возрастания и другие особенности распределения магнитной восприимчивости осадка по глубине.

Для изучения динамики интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность при формировании толщи и динамики скорости его трансформации в сезонноталом слое предлагается модель формирования почвенно-осадочных последовательностей. Модель описывает накопление магнитных фаз в осадке в условиях непостоянства I_s и V_a .

Модель включает в себя следующие модули:

1) Модуль аппроксимации распределения магнитной восприимчивости осадка по глубине осадочной толщи. Этот модуль позволяет подобрать зависимости, которые описывают изменения I_s и V_a во времени.

2) Модуль расчета динамики уровня поверхности. Положительные значения I_s соответствуют осадконакоплению и увеличению уровня поверхности. При отрицательных I_s происходит эрозия наносов.

3) Модуль расчета профиля возраста отложений, который позволяет связать глубины залегания осадка с координатой времени.

4) Модуль времени жизни грунта в заданном диапазоне глубин в приповерхностном слое осадка, где происходит накопление магнитных фаз.

5) Модуль, рассчитывающий концентрацию магнитных минералов в осадке в зависимости от скорости их накопления.

6) Модуль вычисления распределения магнитных фаз и магнитной восприимчивости по глубине осадочной толщи.

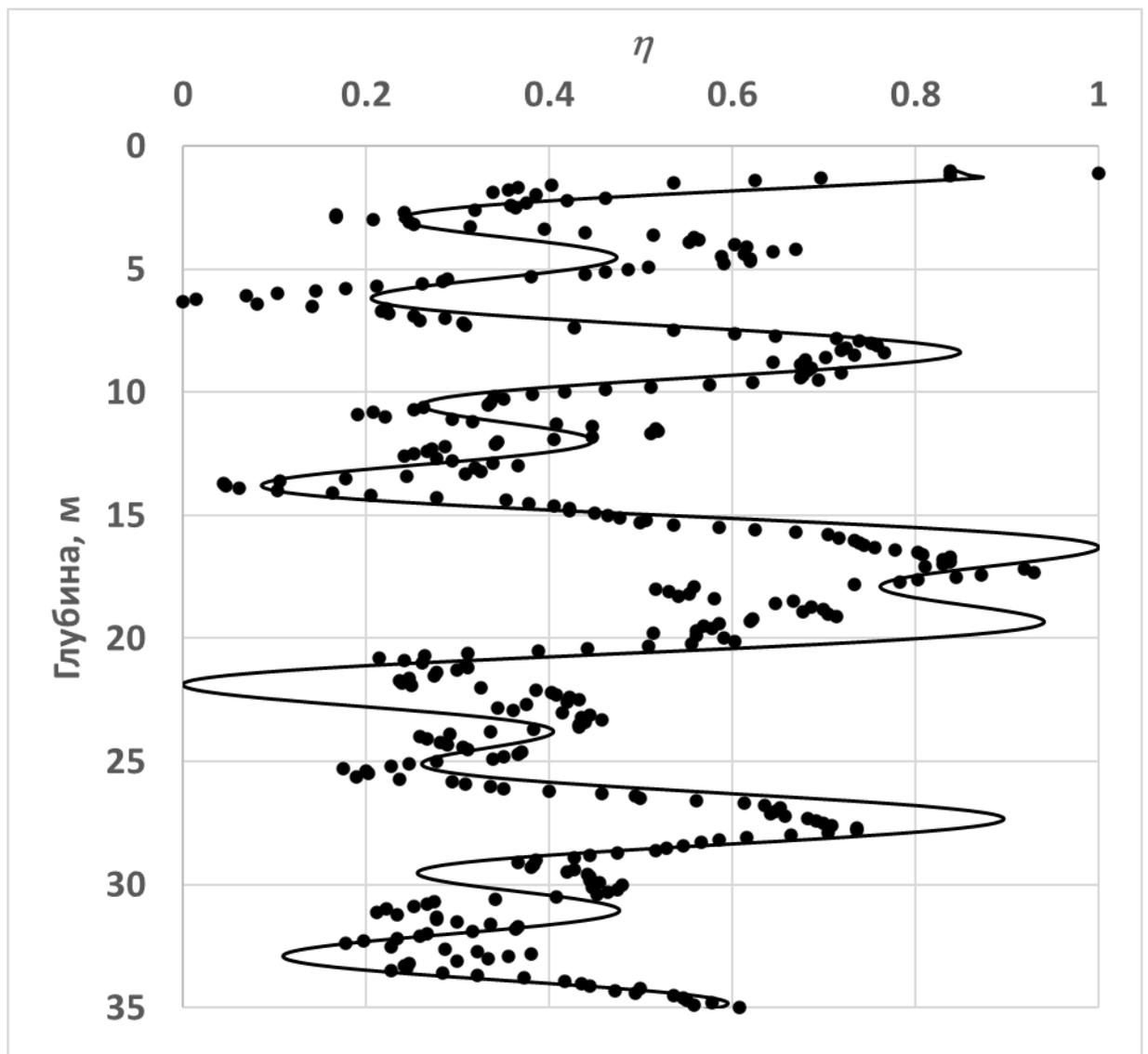


Рисунок. Магнитная восприимчивость (η , относительные единицы) осадка в разрезе на мысу Малый Чукочий.

Точки – измеренные значения в форме осредненных нормированных величин, сплошная линия – аппроксимирующая кривая (функция вида суммы синусов)

При изучении осадков едомной свиты модель позволяет рассматривать прямую и обратную задачу о накоплении осадка и формировании распределения показателей его свойств. Прямая задача заключается в вычислении распределения магнитной восприимчивости осадка по глубине на основании зависимостей, которые описывают

динамику I_s и V_a . Обратная задача состоит в нахождении параметров динамики I_s и V_a по измеренному распределению магнитной восприимчивости в осадочной толще.

Параметры динамики I_s и V_a , определяемые по измеренному распределению магнитной восприимчивости с помощью предлагаемой модели, количественно описывают историю осадконакопления и изменчивости биоклиматических условий, в которых формировались осадки едомной свиты.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ РАВНИНЫ И ДОЛИНЫ Р. УНДЮЛЮНГ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Павлова М.Р., Галанин А.А.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;

Nigaer@yandex.ru

Представлены результаты изучения химического состава подземных льдов, расположенных на четырёх ключевых участках в пределах Центрально-Якутской равнины и Западного Верхоянья. Отмечены три основных типа – пластовые, текстурные и повторно-жильные льды, формирование которых происходило в позднеплейстоценовое-голоценовое время. На основе полученных данных установлено, что подземные льды являются умеренно пресными, для них характерна нейтральная и слабокислая реакции геохимической среды, преобладание гидрокарбонатного магниево-кальциевый состава. Приводятся также особенности залегания льдов и морфометрические параметры ПЖЛ.

CHEMICAL COMPOSITION OF GROUND ICE IN THE CENTRAL YAKUT PLAIN AND THE VALLEY OF THE UNDYULYUNG RIVER (WESTERN VERKHOYAN'E)

Pavlova M.R., Galanin A.A.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *Nigaer@yandex.ru*

This paper presents the results chemical composition of ground ice located in four key areas within the Central Yakut Plain and Western Verkhoyan'e. Three main types are identified – ice wedges, tabular ground and textural ice, which formed in the Late Pleistocene-Holocene time. According the data were determined, that ground ice are moderately fresh, it is characterized by neutral and slightly acid reactions of the geochemical environment, predominance of hydrocarbonate magnesium-calcium composition. Also, the features of the occurrence of ground ice and morphometric characteristics of the ice wedges are given.

Подземные льды – одни из наиболее распространенных природных льдов холодных регионов, отличающиеся большим разнообразием форм, строения, происхождения и условий залегания. Они встречаются повсюду в области многолетне- и сезонномерзлых пород и имеют мощности от нескольких десятков сантиметров до сотен метров. Ни один десяток лет ученых интересуют вопросы генезиса и условия формирования подземных льдов, для решения которых используется ряд методов, в частности, химический анализ. Химический состав позволяет отразить гидрохимические обстановки времени их образования льдов или промерзания, а также является одним из важных критериев для реконструкции палеофациальных компонентов при палеогеокриологических построениях [1].

В 2021 году нами проведены исследования различных типов подземных льдов на четырех ключевых участках в пределах Центрально-Якутской равнины – долина р. Вилюй в нижнем течении, долина р. Буотама, окрестности п. Верхний Бестях и Западного Верхоянья – долина р. Ундюлюнг. Отмечены три основных типа – повторно-

жильные (ПЖЛ), текстурные и пластовые льды. Описание и отбор образцов выполнен согласно общепринятой методике, подробно изложенные в работах [2,4,5]. Определение физико-химических показателей и макрокомпонентов проведен методами титриметрии и капиллярного электрофореза в аккредитованной лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), г. Якутск. Величина общей минерализации охарактеризована согласно классификации С.Л. Шварцева [3]. Для графического представления результатов химического состава и дальнейшего анализа использована диаграмма Пайпера.

В пределах ключевого участка «Верхний Бестях» вскрыта залежь позднеплейстоценовых пластовых льдов, залегающая в нижней части 12 м разреза подчетвертичных отложений в 3 км от пос. Верхний Бестях Хангаласского улуса. Залежь приурочена к кровле кембрийских известняков и перекрыта сверху мерзлыми песками и супесями мощностью около 8 м. По результатам анализа 6 образцов установлено, что пластовые льды характеризуются нейтральной реакцией геохимической среды ($pH = 6.87-7.10$), окислительными условиями ($Eh = 341-385$), характерен гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав (рис. 1). По показателю общей жесткости определяются как мягкие (1.028-2.371 мг-экв/л), по величине общей минерализации – как умеренно пресные (137.9-387.2 мг/дм³). По толще пластовых льдов сверху вниз наблюдается увеличение жесткости и минерализации.

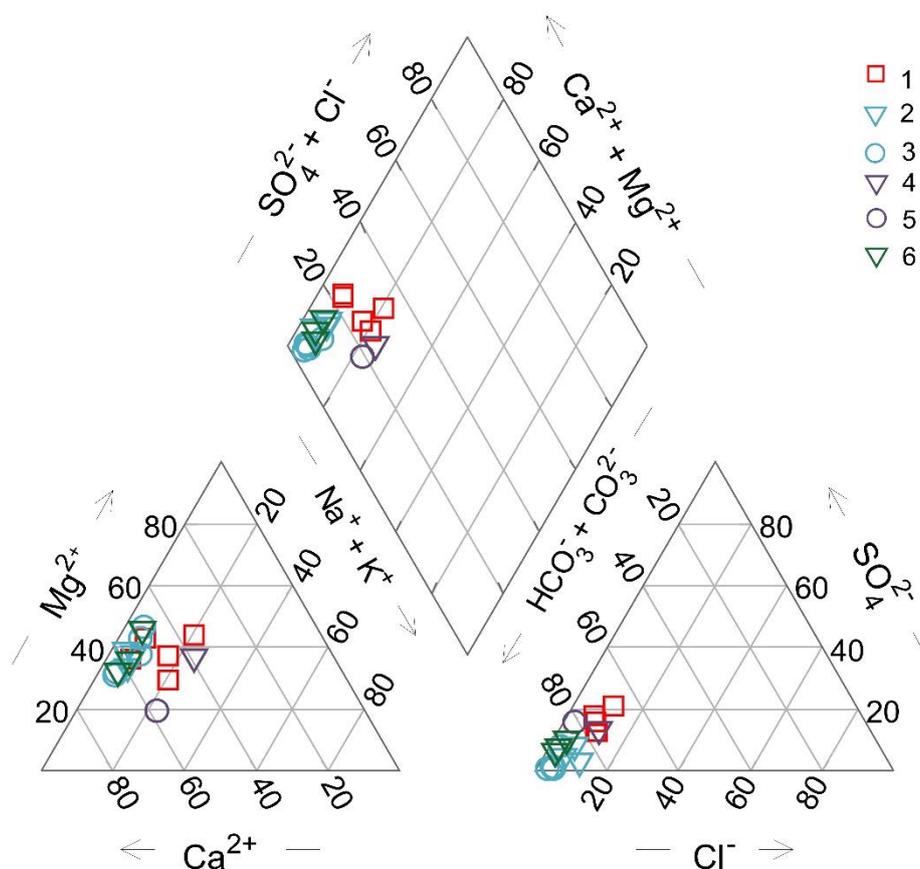


Рисунок 1 – Диаграмма Пайпера состава подземных льдов: 1 – пластовые льды разреза Верхний Бестях; 2 – повторно-жильные и 3 – текстурные льды долины р. Буотама; 4 – повторно-жильные и 5 – текстурные льды долины р. Ундюлюнг; 6 – повторно-жильные льды долины р. Виллой в нижнем течении

Долина р. Буотама. В разрезе 7-10-метровой террасы р. Буотама в нижнем течении вскрыта голоценовая толща высокольдистых суглинков, расчлененных выдержанной решеткой молодых сингенетических ПЖЛ толщиной до 1 м. Проанализировано 8 образцов, отобранных из ПЖЛ и текстурных (вмещающий ледо-грунт) льдов. На основании полученных данных установлено, что льды характеризуются нейтральной реакцией геохимической среды ($pH = 6.87-7.09$), окислительными условиями ($Eh = 383-421$), гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом (рис. 1). По показателю общей жесткости ПЖЛ определяются как мягкие (1,110-1,581 мг-экв/л), текстурные льды – умеренно жесткие и жесткие (4.426-6.323 мг-экв/л). По величине общей минерализации как умеренно пресные и пресные (131.7-525.5 мг/дм³).

Долина р. Ундюлюнг. В пределах 7-10-метровой первой надпойменной террасы р. Ундюлюнг в толще едомных отложений вскрыты позднеголоценовые сингенетические активные ПЖЛ видимой мощностью 80 см. Ширина их варьируется от 30 см в верхней части до 10 см в нижней. От жил отходят деформированные шпирсы льда с прослоями ледо-грунта, представленного суглинком средним темно-серым с сизоватым оттенком сильно насыщенного органическим детритом и остатками древесных растений. Снизу-вверх расстояние между шпирсами уменьшается: в нижней части составляет в среднем 10 см, в средней части – от 5 до 3 см и ближе кровле – доли мм или сливается воедино. Расстояние между соседними жилами варьируется от 15 до 20 м. Отобрано и проанализировано 2 образца, отобранных из повторно-жильных и текстурных льдов. На основании полученных данных установлено, что льды характеризуются окислительными условиями ($Eh = 418$ и 411), для ПЖЛ отмечается нейтральная реакция геохимической среды ($pH = 7.04$) и гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав (рис. 1), для ледо-грунта – слабокислая ($pH = 6.27$) и гидрокарбонатный кальциевый состав. По показателю общей жесткости ПЖЛ и текстурные льды определяются как очень мягкие (0.230 и 0.750 мг-экв/л); по величине общей минерализации – умеренно пресные (24.2 и 89.5 мг/дм³), но значения минерализации ледо-грунта в 3.7 раз выше, чем у ПЖЛ, которое связано с повышением содержания кальция, магния, натрия, калия и гидрокарбонатной группы.

Долина р. Виллой. В верхней части 65-метровой цокольно-аккумулятивной террасы р. Виллой в нижнем течении вскрыта позднеплейстоценовая едомная толща отложений, включающая ПЖЛ. Пачка представлена суглинками и супесями пылеватыми оглеенными мощностью от 4 до 8 м, пронизанные решеткой вертикальных ледяных жил толщиной до 2-3 м и глубиной проникновения до 6-8 м. Расстояние между жилами 10-12 м. Вмещающие отложения имеют признаки криотурбации и насыщены большим количеством органического детрита с мелкими обломками древесины. На основании анализа трех образцов ПЖЛ, установлено, что льды характеризуются слабокислой реакцией химической среды ($pH = 6.32-6.51$), окислительными условиями ($Eh = 384-391$), гидрокарбонатным кальциево-магниевый составом (рис. 1). По показателю общей жесткости определяются как мягкие (пробы 210-13,15 = 2.293 и 210-23 = 1.647 мг-экв/л) и умеренно жесткие (проба 210-1,2 = 3.650 мг-экв/л), по величине общей минерализации – умеренно пресные (129.0-291.3 мг/дм³).

Таким образом, на основе полученных данных отмечено, что выделенные типы подземных льдов (пластовые, повторно-жильные, текстурные) поднеплейстоценового-голоценового возраста являются умеренно пресными, очень мягкими и мягкими, за исключением текстурных льдов р. Буотама – умеренно жесткие и жесткие, и имеют, преимущественно, гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав. Нейтральной реакцией химической среды характеризуются пластовые льды, голоценовые ПЖЛ р. Ундюлюнг и льды долины р. Буотама; слабокислой – позднеплейстоценовые ПЖЛ

долины р. Вилюй и текстурные льды р. Ундюлюнг. Полученные данные говорят о схожих геохимических обстановках формирования различных типов подземных льдов на исследованных участках. Низкая минерализация и преобладание гидрокарбонатов свидетельствует о преобладании атмосферных осадков, участвующих в формировании льдов как позднплейстоценового, так позднеголоценового времени.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.

Литература

1. Васильчук Ю.К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика. 2016. № 2. С. 99-115.
2. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч.1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: МГУ. 2011. 228 с.
3. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М.: Недра. 1996. 424 с.
4. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-erVerlag. 1997. 201 p.
5. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffman K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8 (2). P. 122-125.

ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ТОРФЯНИКИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Хомутов А.В.^{1,2}, Королева Е.С.¹, Данько М.М.¹, Хайруллин Р.Р.¹

¹Институт криосферы Земли, Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия; akhomutov@gmail.com

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;
a.v.khomutov@utmn.ru

Затронуты вопросы классификации многолетнемерзлых торфяных массивов, в частности полигональных торфяников на севере Западной Сибири. Дистанционными методами предварительно оценено распространение и различия полигональных торфяников в пределах Тазовского полуострова и севера Пур-Тазовского междуречья, в том числе опираясь на более чем 5-летние полевые исследования полигональных торфяников на севере Пур-Тазовского междуречья.

POLYGONAL PEATLANDS IN THE NORTH OF WEST SIBERIA: DISTRIBUTION AND CLASSIFICATION ISSUES

Khomutov A.V.^{1,2}, Koroleva E.S.¹, Danko M.M.¹, Khairullin R.R.¹

¹Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia;
akhomutov@gmail.com

²University of Tyumen, Tyumen, Russia; a.v.khomutov@utmn.ru

Permafrost peatlands, in particular polygonal peatlands, classification issues in the north of West Siberia were raised. Distribution and differences of polygonal peatlands on Tazovsky Peninsula and in the north part of Pur-Taz interfluvium were preliminarily analysed by remote sensing based on more than 5 years field research of polygonal peatlands in the north of Pur-Taz interfluvium.

В районах распространения многолетнемерзлых пород широко развит полигональный рельеф, который формируется системой морозобойных трещин с образованием полигонально-жильных льдов [6] или грунтовых жил. Широкое распространение на севере Западной Сибири имеют залегающие с поверхности многолетнемерзлые льдистые и талые торфяные массивы. Часть этих массивов имеет

четкий полигональный рисунок в плане. П.И. Кашперюк [7] к полигональным относит торфяники, характеризующиеся наиболее низкой степенью вертикальной выраженности элементов микрорельефа. При этом он подразделяет полигональные торфяники на валиковополигональные, плоскополигональные и бугристополигональные (рис. 1). Согласно [4] на севере Западной Сибири полигональные торфяники также подразделяются на три вида: валиковополигональные с мощностью торфа 0,5-5,1 м, плоскополигональные – 0,5-3 м и бугристополигональные – 0,5-6,5 м.

Валиковополигональные торфяники [7] характеризуются узкими (до 1,0-1,5 м) валиками-грядками, тянущимися вдоль канавок-трещин (межполигональных понижений) и образующих контур полигона с почти плоской пониженной внутренней его частью, обычно сильно увлажненной, а иногда и заполненной водой. Плоскополигональные торфяники [7] характеризуются преобладанием плоскополигональных отдельностей, занимающих свыше 95% площади торфяника, а глубина разделяющих полигоны канавок (межполигональных понижений) составляет 0,3-0,5 м, достигая на краевых наиболее дренированных участках глубин до 1,0-1,5 м. Бугристополигональные торфяники [7] представляют собой чередование невысоких и плоских бугров неправильно-округлой, округло-многоугольной, на севере – часто тетрагональной формы, на юге – лопастной, и заболоченных, местами обводненных понижений.

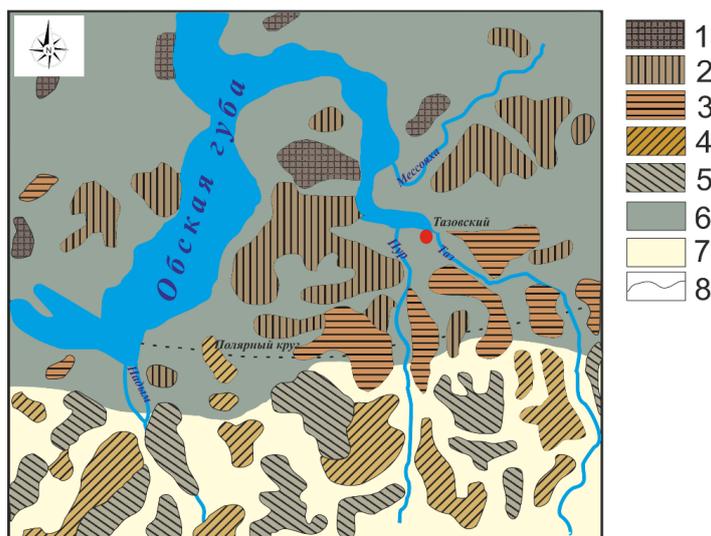


Рисунок 1. Фрагмент карты распространения и типов многолетнемерзлых торфяных массивов Западно-Сибирской плиты по П.И. Кашперюку [7] для территории исследования.

1-5 – типы торфяных массивов: 1 – валиковополигональные, 2 – плоскополигональные, 3 – бугристополигональные, 4 – выпуклобугристые, 5 – пологобугристые; 6 – территория развития небольших по площади полигональных торфяных массивов; 7 – территория развития небольших по площади/на юге – отдельных торфяных бугров/бугристых торфяных массивов; 8 – границы торфяных массивов.

Торфяники могут характеризоваться углублением межполигональных понижений, возникающим за счет современных климатических колебаний и техногенного влияния, приводящих к увеличению сезонно-талого слоя на полигонах и подтаиванию верхней части ледяных жил, а также к развитию термокарста, термоэрозии, термоденудации. Такие более глубокие межполигональные понижения при отсутствии переувлажнения и развития криогенных процессов, приводящих к деградации изначально преимущественно мохового растительного покрова, становятся

благоприятными для развития кустарниковой растительности. Обильное развитие кустарников, занимающих надземной биомассой весь объем межполигональных понижений, замедляет вытаивание полигонально-жильного льда.

Согласно схеме расположения полигональных торфяников мощностью более 4 м [3] в Западной Сибири граница наиболее массового распространения мерзлых торфяников южнее всего проходит на переходе Тазовского полуострова в Надым-Пуровское междуречье, а также на Пур-Тазовском междуречье. Наибольший интерес представляют полигональные торфяники юга Тазовского полуострова и севера Пур-Тазовского междуречья как наиболее уязвимые к современным климатическим колебаниям, накладывающимся на техногенез в результате активной хозяйственной деятельности в этой части Западной Сибири. Далее на юг наличие полигональных торфяников, представляется маловероятным в связи с более высокими с поверхности температурами многолетнемерзлых пород массивно-островного и островного распространения.

Чтобы первоначально оценить распространение полигональных торфяников на Тазовском полуострове и Пур-Тазовском междуречье была использована подложка World Imagery (©Esri World Imagery) в виде спутниковых снимков, поставляемая компанией Esri на основе данных компанией Maxar (ранее известна как DigitalGlobe). Космические снимки высокого и сверхвысокого разрешения, размещены в свободном доступе в базовой карте, которая доступна для подключения в ArcGIS Desktop. Большая часть территории России покрыта мозаикой снимков с пространственным разрешением не хуже 1 м (продукт Maxar Vivid), используются снимки с аппаратов DigitalGlobe: WorldView-4, Worldview-3, WorldView-2, Worldview-1 и GeoEye-1. Территория исследования покрыта снимками не старше 2016 г.

Основные дешифровочные признаки – характерный ломаный рисунок сети межполигональных понижений с полигонами, имеющими 4 и более сторон (рис. 2), на плоских слабодренированных водоразделах и сниженных относительно окружающей местности поверхностях (древних хасырях, широких ложбинах стока, надпойменных террасах, приозерных котловинах). Полигональный рельеф на дренированных участках

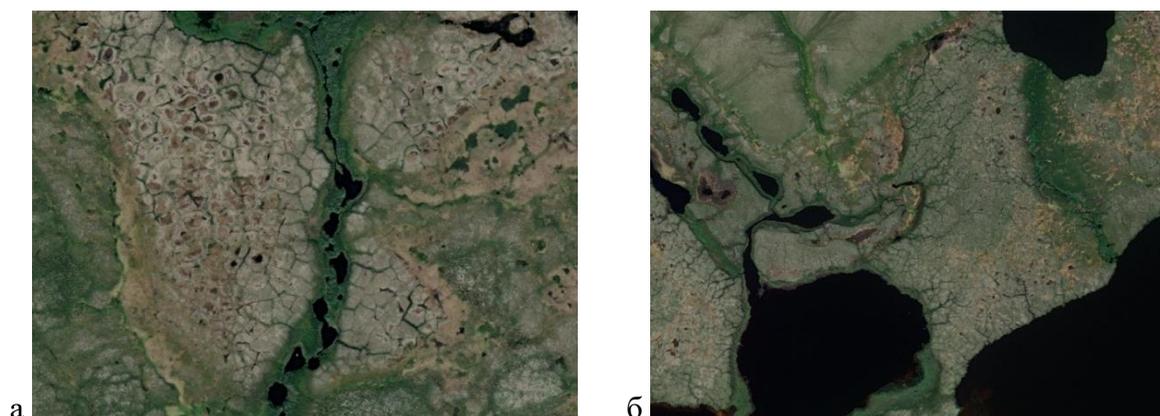


Рисунок 2. Примеры полигональных торфяников на Тазовском полуострове (а) и севере Пур-Тазовского междуречья (б). ©Esri World Imagery

надпойменных террасах с явным визуальным отсутствием торфа в разрезе не учитывался. В северной части Тазовского полуострова учитывались небольшие торфяники с полигонами тетрагональной формы (рис. 3а) на высоких геоморфологических уровнях, как правило над отвесками оврагов. Принадлежность таких участков к полигональным торфяникам не вызывает сомнений как по причине ослабления выраженности полигональности на поверхностях с минеральными

породами в разрезе при продвижении к северной оконечности Тазовского полуострова, так и исходя из опыта исследований таких торфяников в центральной части полуострова Ямал [9]. На южных пределах развития полигональных торфяников учитывались только участки с сохранившимся характерным полигональным рисунком (рис. 4, 5а), в том числе среди массивов бугристых торфяников (рис. 5б).

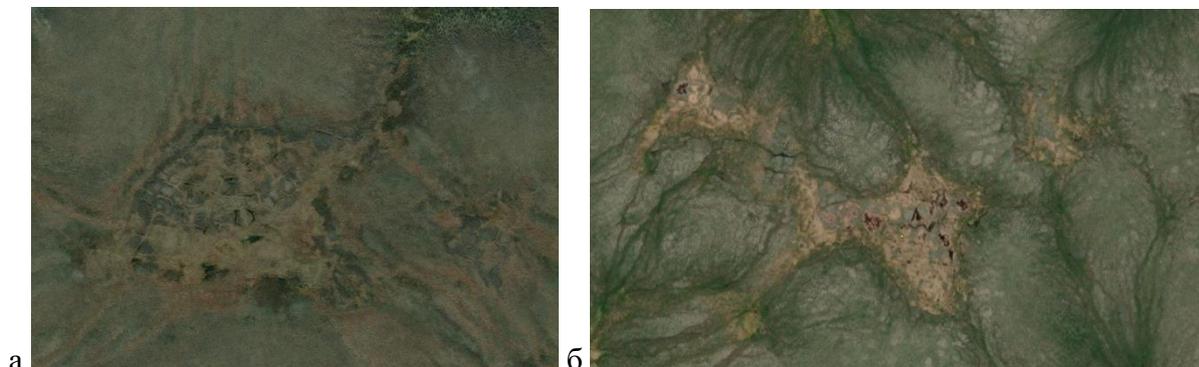


Рисунок 3. Примеры небольших полигональных торфяников на севере Тазовского полуострова (а) и фрагментарных на севере Пур-Тазовского междуречья (б). ©Esri World Imagery

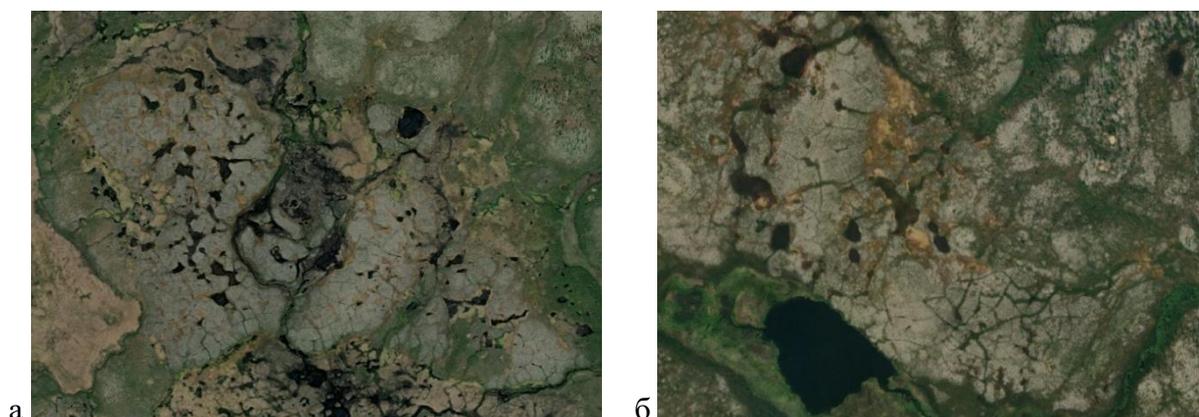


Рисунок 4. Примеры полигональных торфяников на юге Тазовского полуострова (а) и на южных границах распространения в центре Пур-Тазовского междуречья (б). ©Esri World Imagery



Рисунок 5. Примеры небольших (остаточных) полигональных торфяников (а) и их фрагментов среди бугристых торфяников (б) на юге Тазовского полуострова. ©Esri World Imagery

Как показало детальное дешифрирование мозаики космических снимков, южная граница распространения полигональных торфяников проходит между $66^{\circ}00''$ и $66^{\circ}30''$ с.ш. на Тазовском полуострове, отклоняется к северу до $66^{\circ}45''$ с.ш. вблизи долины р.Пур с ее восточной стороны, к центральной части Пур-Тазовского междуречья

достигает 66°20" с.ш. в южном направлении и отклоняется на север до 66°40" с.ш. вблизи долины р.Таз.

Встречаемость полигональных торфяников, как обширных массивов, скоплений менее обширных и мелких массивов, так и единичных небольших, в пределах Тазовского полуострова по предварительным данным меняется от менее 1 на 100 км² в полосе вдоль южной границы (66°00"-66°30" с.ш.) до 100 и более на 100 км² на остальной территории, особенно в районах выделенных П.И. Кашперюком [7] (рис. 1).

Для территории Пур-Тазовского междуречья, в самой северной части которого с 2016 г. ведутся детальные исследования полигональных торфяников [1, 8, 10, 11 и др.], проведена детальная инвентаризация всех полигональных торфяников. Отдельно учитывались все отдельные контуры массивов торфяников с характерной полигональностью рельефа, а некоторые крупные массивы, простирающиеся более чем на 5 км, учтены как несколько в зависимости от простираания. Всего отмечено 2450 торфяников. Их встречаемость меняется от менее 1 на 100 км² в полосе вдоль южной и юго-восточной границ до 225 на 100 км² в районе их максимального распространения при приближении к Тазовской губе. Для упрощения визуализации распространения торфяников в программе QGIS в экстенде отмеченных объектов была создана сеть шестиугольников (гексагонов), также площадью равной 100 км². Затем в программе ArcGIS в результате применения функции «Соединения по расположению объектов» для каждого гексагона было определено количество отмеченных внутри него торфяников. Результат показан на рисунке 6.

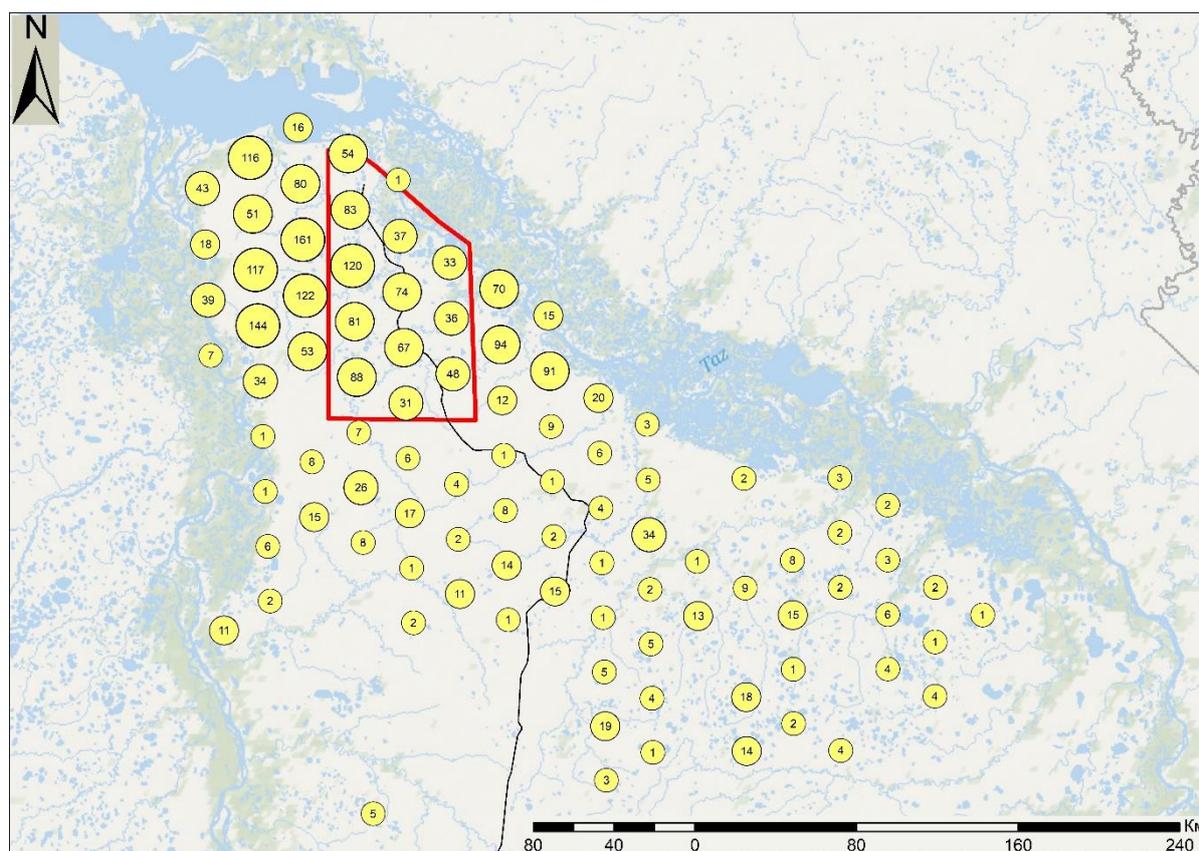


Рисунок 6. Карта распространения полигональных торфяников на Пур-Тазовском междуречье. Красным контуром показан район детального изучения полигональных торфяников, начатого в 2016 г.

Для территории Пур-Тазовского междуречья, выделенной на рисунке 6 красным контуром, на площади 931,6 км² закартированы все полигональные торфяники, общая

площадь которых составляет 60,7 км² [5] или 6,5%. Как показывают полевые исследования, проводимые с 2016 г. [1, 2, 11], практически все наблюдаемые торфяники подвержены изменениям под действием современных климатических колебаний, но степень этих изменений разная. Усиливающими факторами вытаявания полигонально-жильного льда факторами являются техногенное воздействие (рис.7) и близость водных объектов.



Рисунок 7. Примеры полигональных торфяников, подверженных техногенному влиянию на Тазовском полуострове (а) и на Пур-Тазовском междуречье (б). ©Esri World Imagery

Таким образом, полигональные торфяники с выраженным характерным полигональным рисунком распространены по всей изучаемой территории Тазовского полуострова и Пур-Тазовского междуречья севернее 66°00'–66°30' с.ш. в пределах зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород со среднегодовой температурой пород ниже –3°С, но имеют различия, обусловленные климатическими, геоморфологическими, литологическими, гидрологическими и антропогенными факторами, что требует отдельного комплексного исследования.

Детальная классификация и изучение генезиса массивов мерзлых и талых торфяников всей Западной Сибири в условиях меняющегося климата остаются актуальными вопросами, продвинувшись в решении которых возможно при растущем уровне дистанционных, полевых и лабораторных аналитических методов исследования криолитозоны.

Исследование проведено при частичной финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта № 19-45-890011. Методические подходы разрабатываются при выполнении работы по госзаданию № 121041600042-7.

Литература

1. Бабкин Е.М., Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. Изменение рельефа торфяника с вытаявающим полигонально-жильным льдом в северной части Пур-Тазовского междуречья //Проблемы региональной экологии. 2018. №4. С. 115–119.
2. Бабкин Е.М., Хомутов А.В., Губарьков А.А., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. Деградация торфяного массива под влиянием естественных и антропогенных факторов в районе Пур-Тазовского междуречья //Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. участием, посвящен. 90-летию со дня рождения акад. Н.П. Лавёрова / отв. ред. акад. РАН А.О. Глико, акад. РАН А.А. Барях, чл.-корр. РАН К.В. Лобанов, чл.-корр. РАН И.Н. Болотов. Архангельск. 2020. С. 64–68.
3. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири //Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 4. С. 3–15.
4. Геокриология СССР / под ред. Э.Д. Ершова. Москва: Недра. 1989. 454 с.

5. Данько М.М., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Трансформация полигональных торфяников при взаимодействии с озерами на севере Пур-Тазовского междуречья: дистанционные и наземные методы мониторинга //Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике. Салехард. 2021. С. 111–113.
6. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: МГУ. 1967. 403 с.
7. Кашперюк П.И. Типы и инженерно-геологические особенности многолетнемерзлых торфяных массивов севера Западно-Сибирской плиты //Дис. канд. геол.-мин. наук. Москва. 1985.
8. Королева Е.С., Слагода Е.А., Мельников В.П., Бабкина Е.А., Хомутов А.В., Опокина О.Л., Данько М.М., Тихонравова Я.В. Идентификационные признаки переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера Западной Сибири //Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 131–137.
9. Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины Дачи» на Центральном Ямале: 30 лет исследований //Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 1. С. 91–95.
10. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья //Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 225–238.
11. Хайруллин Р.Р., Хомутов А.Б., Дворников Ю.А., Бабкин Е.М., Бабкина Е.А., Сощенко Д.Д. Анализ изменения торфяников северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья по дистанционным и наземным данным мониторинга //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 54–62.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ ЯМАЛА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ИХ ГЕНЕЗИСА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Чижова Ю.Н.¹, Васильчук Ю.К.²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; *eacentr@yandex.ru*

²МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; *vasilch_geo@mail.ru*

Рассмотрены возможности использования изотопных характеристик льда для установления источника воды и условий образования пластового льда, проведено сопоставление с изотопными характеристиками возможных источников воды и затронуты вопросы установления генезиса сложных пластовых льдов Ямала.

USE OF ISOTOPE SIGNATURE ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) OF MASSIVE ICE IN THE YAMAL PENINSULA FOR GENESIS AND PALEO CONDITIONS STUDY

Chizhova Ju.N.¹, Vasil'chuk Yu.K.²

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
eacentr@yandex.ru

²Lomonosov Moscow University, Moscow, Russia; *vasilch_geo@mail.ru*

The possibilities of using the isotopic signature of ice to determine the source of water and the conditions for the formation of massive ice are considered, a comparison with the isotopic characteristics of possible sources of water is made, and the issues of establishing the genesis of the complex massive ice bodies of Yamal Peninsula are touched upon.

Введение

Генезис пластовых залежей трудно поддается расшифровке из-за эквививальности таких двух разных процессов как внутригрунтовое промерзание и формирование ледникового льда, когда сформировавшиеся различными путями мощные ледяные залежи приобретают один и тоже финальный облик [2]. В пределах Евразийской Арктики на арктических островах с ледниковыми куполами – Северной Земле, Новой Земле, Шпицбергене, Земле Франца Иосифа, и в горных районах

Путорана, Верхоянья и др. опробованные горизонты льда имеют голоценовый возраст [2], как например, ледниковый керн по куполу Академии Наук на Северной Земле, охватывающий временной период для последних 2500 лет [18]. Это прямо связано с тем, что при существующих (достаточно высоких) скоростях течения льда нет оснований предполагать сохранение более древнего льда даже на ледниковом ложе. Пластовые же льды Ямала представлены как голоценовыми, так и позднеплейстоценовыми залежами. Это тем более усложняет задачу разделения разных типов льдов. По морфологии разделить пластовые и ледниковые льды не всегда представляется возможным. В последние годы появляется все больше свидетельств внутригрунтового происхождения пластовых льдов [2], однако этот вопрос еще не решен окончательно.

Целью работы является рассмотрение изотопных характеристик пластовых льдов Ямала и ледниковых льдов ближайших к Ямалу архипелагов для того, чтобы показать существующие различия между этими двумя типами льда и разработать методические подходы к палеогенетическим интерпретациям тех подземных льдов, генезис которых не очевиден.

Изотопные характеристики ледниковых льдов региона

Ближайшие к Ямалу ледники и ледниковые покровы располагаются на архипелаге Новая Земля. На других архипелагах – Шпицберген, Северная Земля и Земля Франца-Иосифа, которые расположены значительно в более высоких широтах чем п-ов Ямал, изотопные исследования ледникового льда выполнены по материалам керна бурения, однако для большинства ледниковых кернов анализировался только изотопный состав кислорода. Парные изотопные определения доступны по ледниковому керну с купола Академии наук на Северной Земле [19] и по ледниковому льду Новой Земли [8, 9]. К югу от Ямала источником информации об изотопном составе ледникового льда могут быть ледники Полярного Урала. При использовании такого инструмента, как изотопный состав кислорода и водорода, если речь идет не о прямых палеотемпературных расчетах, важно оценивать вариации в координатах $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^{18}\text{O}$ -соленость, поскольку это дает возможность установить процессы смешения или изотопного фракционирования.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда варьируют в очень широких пределах – от -13‰ на ледниках Полярного Урала до $-24,5\text{‰}$ на куполе Академии наук на Северной Земле [19], в целом отражая широтную зональность – наиболее высокие значения отмечены для Полярного Урала, наиболее низкие – для Северной Земли (рис. 1). Важным параметром ледникового льда является величина дейтериевого эксцесса и величина наклона в координатах $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$. Для ледникового льда (как горных, так и покровных ледников) величина дейтериевого эксцесса (d_{exc}) в среднем близка к 10, а наклон – к 8, т.е. лед соответствует линии метеорных вод, поскольку формируется путем уплотнения твердых атмосферных осадков. Исключением здесь являются ледники Полярного Урала и Новой Земли, для которых характерны меньшие наклоны и высокие значения d_{exc} . Так, лед ледников Серп и Молот, Налли и Розе на о. Северный арх. Новой Земли имеет дейтериевый эксцесс от 10,6 до 16,5‰ [8] и наклон 6,32. Этот наклон практически точно соответствует Рэлеевскому процессу при замерзании жидкой воды в закрытой системе, таким образом, указывая на условия закрытой системы при промерзании нестаявшего снежного остатка, промоченного талыми водами. Современный ледник Романтиков на Полярном Урале характеризуются значениями d_{exc} от 8,9 до 21,9‰ [3] и наклоном 6,3 (см. рис. 1). Этот наклон также соответствует Рэлеевскому процессу в закрытой системе, указывая на процессы конжеляции внутри водонасыщенного снежного остатка.

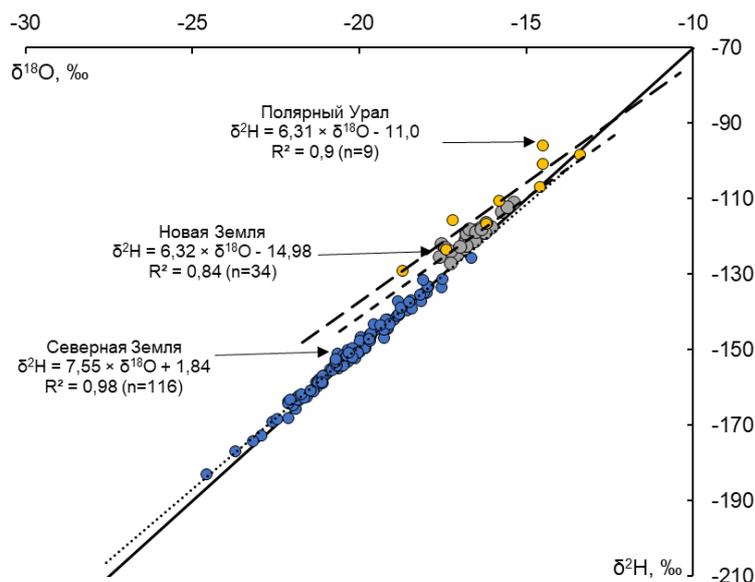


Рис. 1. Изотопные параметры ледниковых льдов, изученных в ближайших к полю Ямал районах: Полярный Урал – ледник Романтиков (из [3]), ледники о. Северный арх. Новая Земля (из [8]) и Купол Академии наук на арх. Северная Земля (из [19]).

То, что в современных ледниках Полярного Урала и Новой Земли отмечен наклон, характерный для инфильтрационно-конжеляционного льдообразования, связано с активным летним таянием в современных климатических условиях. Ледники Полярного Урала существуют ниже климатической снеговой линии, в основном их питание происходит за счет скапливания большого количества зимнего снега. На Новой Земле очень выражено летнее таяние, и замерзание жидкой талой воды в нестывшем снежном или фирновом остатке осенью объясняет наклон в координатах $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, соответствующий замерзанию свободной воды. На высокогорных ледниках этого эффекта как правило нет, поскольку в зоне аккумуляции таяние незначительно. Предполагая возможность существования в позднем плейстоцене на территории Ямала локальных ледников, связанных с ветровым переносом зимнего снега по аналогии с Полярным Уралом, с одной стороны необходимо учитывать существенно более низкие температуры воздуха зимнего периода, с другой – иметь представление от том, могло ли влиять летнее таяние на изотопные характеристики льда.

Изотопные характеристики пластовых льдов региона

Для пластовых льдов (ПЛ) района Ямала характерно залегание на разных глубинах и широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Кроме того, что пластовые льды описаны в разных геоморфологических позициях, они были сформированы разными процессами. Для палеогенетических задач можно использовать $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, которое показывает условия льдообразования и дает представление об источнике воды для формирования льда.

Пластовые льды, описанные вблизи морских побережий – у ст. Марре-Сале и Харасавэй, отражают в изотопном составе кислорода и водорода льда прямое частичное участие морской воды. Линейный тренд, полученный по нижнему ярусу пластового льда ПЛ2 близ ст. Марре-Сале имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,55 \times \delta^{18}\text{O} - 2,4$ [10, 13]. Эта величина наклона говорит об условиях открытой системы, т.е. свободного подтока воды к фронту промерзания. Для льда ПЛ2 был отмечен большой диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$, который составил 9,1‰, а для пластового льда нижней залежи, исследованного Е.А. Слагодой и др. [12], разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ составил 11,7‰. При этом точки изотопных значений этого льда также соответствуют линии регрессии с наклоном 7,55. Такой широкий диапазон, по нашему мнению, связан с изменением изотопных характеристик воды, из которой формировался лед. На первых этапах эта была смесь опресненной воды Карского моря и атмосферных осадков. Вода Карского море

характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O} = -10,5$ и $-7,8\text{‰}$ и $d_{\text{exc}} = 3,4$ и $1,8\text{‰}$ соответственно [7]. Точки этой опресненной морской воды на изотопной диаграмме (рис. 2) лежат на линии смешения, соединяющей неопресненные воды Баренцева моря ($\delta^{18}\text{O} = +0,26\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = +1,55\text{‰}$) и атмосферные осадки на Ямале и Гыданском п-ове в позднем плейстоцене по данным [4] с изотопным составом кислорода от -21 до -23‰ .

Интересно, что изотопные параметры ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) пластовых льдов, описанных на Харасавэе, отражают тот же линейный тренд, что и пластовые льды нижнего яруса ПЛ2 близ ст.Марре-Сале, хотя отличаются от них более низкими значениями. В данном случае, несмотря на низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда, нет оснований говорить об участии атмосферных льдов, т.е. погребении ледникового льда. Об этом свидетельствуют различные наклоны, характерные для ледникового и пластового льда (см. рис. 2).

Во внутренних частях Ямала пластовые льды как правило приурочены к отложениям третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15-20 до 40 м), аллювиальной и озерно-аллювиальной поймы. Многочисленные линзы пластового льда были описаны пределах территории Бованенковского и Южно-Тамбейского ГКМ. В пределах Бованенково интересное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ было получено в глубокой скважине (Р-34 из [5]), вскрывшей пласт льда на глубинах от 28 до 32 м от поверхности, а также значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды криопэга с глубины 120 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда изменялись от $-16,95$ до $-18,89\text{‰}$, вода криопэга имела значения $\delta^{18}\text{O} = -22,36\text{‰}$ [5] и все эти значения находятся на одной линии тренда $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$. При этом пластовый лед сформирован из поверхностных пресных вод (скорее всего озерных), в условиях открытой системы. В этом случае учитывая изотопное фракционирование при льдообразовании, приводящее всегда к утяжелению значений во льду, вода, из которой образовался лед должна была иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до $-21,7\text{‰}$, что близко к воде криопэга. Таким образом, значение $\delta^{18}\text{O}$ воды криопэга может указывать на криогенное концентрирование солей, а отжатые соли в криопэге растворены в незначительном количестве не перешедшей в лед воды.

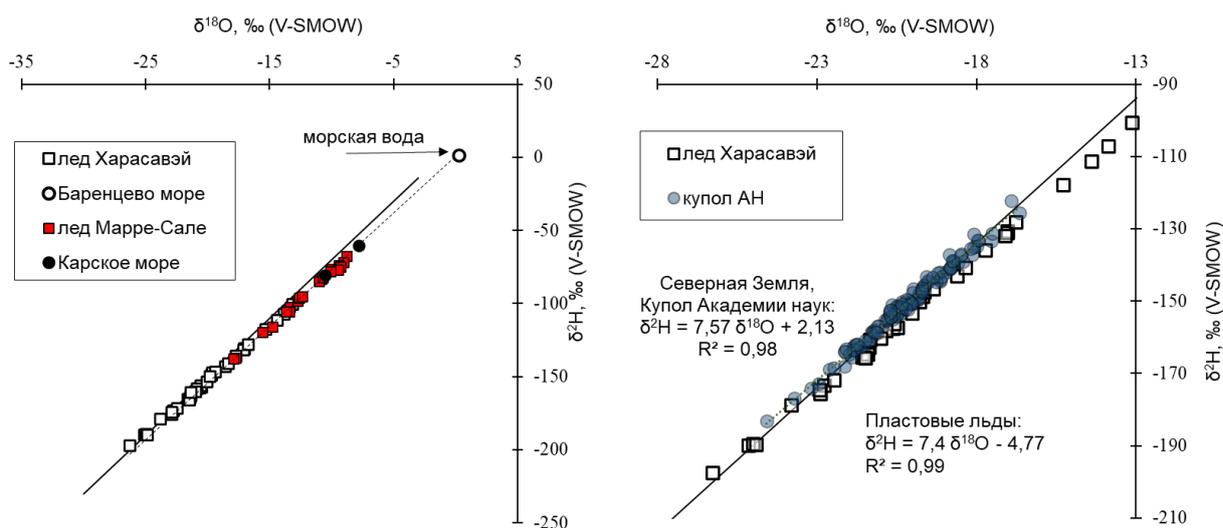


Рис. 2. Изотопные параметры пластовых льдов у ст. Марре-Сале и Харасавэй: данные по Марре-Сале из [10], Харасавэй из [1], Купол Академии наук на арх. Северная Земля (из [19]). Изотопные параметры морской воды (Баренцево и Карское моря) из [7].

В районе Южно-Тамбейского ГКМ в устье р. Сабеттаяха на севере Ямала (рис. 3) были получены изотопные данные по трем скважинам, вскрывшим пластовые льды на разных глубинах. Скважиной №42 на глубинах от 1,3 до 3 м была вскрыта ледяная залежь с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда. Кроме пластовых льдов здесь также отмечалось широкое распространение и жильных льдов. На глубине 6,8 м в соседней скважине №12 было выполнено AMS-радиоуглеродное датирование, показавшее голоценовый возраст льда (5932 ± 29 лет), однако лед этой скважины имел значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда, вполне ожидаемые для голоценовых льдов. А в скважине №42 были отмечены очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, не характерные для голоценовых криосферных объектов Ямала (рис. 3). Такие низкие значения были получены по ПЖЛ позднелейстоценового возраста вблизи стационара Васькины Дачи [14] и в долине р. Сеяха [22]. Повторно-жильные льды очень широко распространены на п-ове Ямал и встречаются как в голоценовых, так и позднелейстоценовых морских и речных террасах, иногда в парагенезе с пластовыми льдами. В изотопном составе ПЖЛ отражается сигнал зимних атмосферных осадков. В естественных обнажениях ПЖЛ заметно отличаются от вмещающих отложений и вмещающих льдов, если залегают в парагенезе с последними, своей клиновидной формой, морфологией поверхности льда и характерным цветом. Нет оснований полагать, что скважиной №42 вскрыта жила льда, поскольку трудно представить, что здесь сохранился фрагмент древней размывтой террасы на глубине всего лишь 1,3 м. С другой стороны – можно предположить, что одним из источников для формирования льда, вскрытого скв. №42 в устье р. Сабеттаяха, были воды от протаивания позднелейстоценовых ПЖЛ, подвергшихся термокарсту.

Возвращаясь к данным по скважине №12 Южно-Тамбейского ГКМ, голоценовый возраст льда которой был установлен прямым AMS-датированием, можно отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ распределены вокруг линии метеорных вод и имеют незначительный диапазон ($\delta^{18}\text{O}$ от $-19,11$ до $-20,55$ и $\delta^2\text{H}$ от $-147,6$ до $-155,6\%$). При этом численно они сопоставимы со значениями, характерными и для льда нижнего яруса ст. Марре-Сале, и части льда Харасавэя и для льда скважины Р-34 Бованенково.

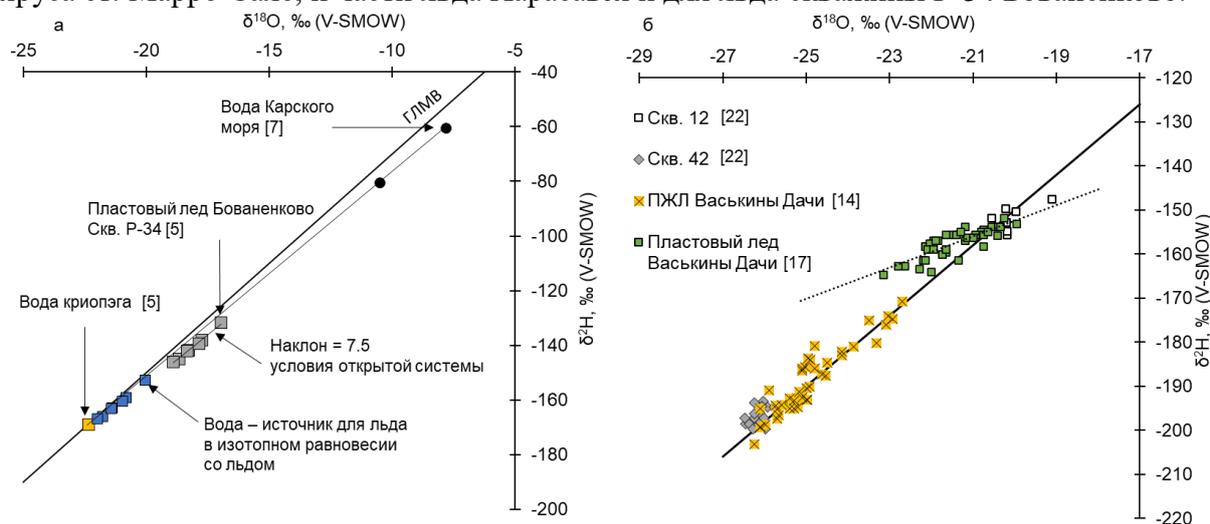


Рис. 3. Изотопные параметры пластового льда скв. Р-34 Бованенково (а) и пластового льда в пределах Южно-Тамбейского ГКМ (б)

Но есть существенное отличие, которое не позволяет отнести образование этого льда в результате сегрегации воды, являющейся смесью пресных и соленых морских вод. Расположение точек скв. №12 (рис. 3б) не показывает линейного тренда. И в целом

поддерживает картину распределения значений в координатах $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$, отмеченную для внутригрунтового позднеплейстоценового пластового льда вблизи стационара Васькины Дачи [17]. Пластовый лед вблизи ст. Васькины Дачи был образован из озерной воды в результате сингенетического накопления донных озерных осадков, а низкий наклон связан, скорее всего, с быстрым и неравновесным промерзанием. Пластовый лед, вскрытый скважинами на Южно-Тамбейском ГКМ, как ранее было показано по присутствию спор хвощей [21], скорее всего был сформирован при участии поверхностной атмосферной воды, такой как речные или озерные воды. Их изотопные характеристики формируются за счет разного вклада зимних и летних осадков, что в свою очередь связано с площадью водосбора. Современные озера на п-ов Ямал имеют довольно контрастные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды за счет различного питания, в том числе разного участия термокарстовых вод, площади водосбора и вклада процессов испарения. Тем не менее, это интересное наблюдение, показывающее близкие источники воды для внутригрунтовых пластовых льдов, время формирования которых различалось примерно на 30 тысяч лет.

Возраст пластовых льдов Ямала

Возраст пластовых льдов в ряде разрезов Ямала определен с помощью радиоуглеродного датирования органических остатков во вмещающих отложениях.

Позднеплейстоценовый возраст был установлен для пластовых льдов на оз. Тюринто (бассейн р. Надуйяха), где И.Д.Даниловым и др. [6] в перекрывающих сахаровидный пласт глинах (мощностью около 5 м) получена дата по обломку древесины - 34030 ± 400 лет (МГУ-1011), и в песках (мощностью более 10 м), перекрывающих глины (и вмещающих пласт прозрачного стекловидного льда - по аллохтонному торфу 29180 ± 2380 лет (МГУ-1118).

Ю. Васильчуком [2] получены результаты радиоуглеродного датирования растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей террасы на территории Бованенковского месторождения. К несколько более древним таковым относятся датировки 34200 ± 1000 лет (ГИН-13311) и 31900 ± 500 лет (ГИН-133130), полученные по аллохтонному торфу в нижней части обнажений на реке Сеяха (Мутная), вмещающих пластовые льды. Несколько моложе датировки 28900 ± 1000 лет (ГИН-13314), 26100 ± 150 лет (ГИН-13312) и 25600 ± 700 лет (ГИН-13326) из оторфованных суглинков, вмещающих пластовые льды. Таким образом, можно с уверенностью говорить, что значительная часть Бованенковских пластовых залежей сформировалась от 34 до 25 тыс. лет назад, т.е. примерно от 38-39 до 28-30 калибр. лет назад. Близкие к этим радиоуглеродные датировки получены Д. Некрасовым, П. Семеновым, А. Кизяковым и др. [20] в районе стационара Васькины Дачи, из разрезов с пластовыми льдами по аллохтонному торфу: $30\ 900 \pm 1300$ калибр. лет, $32\ 200 \pm 1300$ кал. и $37\ 650 \pm 1950$ калибр. лет.

Ю. Чижовой получены радиоуглеродные AMS датировки по общему органическому углероду, экстрагированному непосредственно из пластовых льдов в районе стационара Васькины Дачи [17]: от 37 973 калибр. лет до 43 197 калибр. лет назад. Как видно, данные из вмещающих отложений и данные непосредственно из пластовых льдов в районе стационара Васькины Дачи не противоречат друг другу и указывают, что скорее всего пластовые залежи в районе стационара Васькины Дачи сформировались примерно от 43 до 31 тыс. калибр. лет назад.

Существенно более молодые датировки получены О. Опокиной и Е. Слагодой в верхней части разреза с пластовыми льдами в районе Марре-Сале: в основном от 12-13 до 3,4-6,4 тыс. лет назад. Это привело их к выводу, что здесь "Сложная залежь пластового льда со штоками и лакколитами формировалась в пределах обширных озёрно-термокарстовых осушенных котловин в период позднеголоценового

суббореального похолодания климата" [11, стр. 93]. Также, вероятно голоценовый возраст имеют 3-5 ярусные пластовые залежи, вскрытые скважинами в пределах сниженных останцов первой террасы и лайды Обской губы в устье р.Сабеттаяха. На голоценовый их возраст, помимо условий залегания (в голоценовых отложениях лайды), указывает и радиоуглеродная датировка, полученная из органического материала, экстрагированного из пластового льда с глуб. 6,8 м: 5932 ± 39 лет (ОхА-Х-2650-57). Таким образом пластовый лед в устье р.Сабеттаяха сформировался около 4,8 калибр. тыс. лет назад [21].

Выводы

1. Отношение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ является инструментом, применение которого в каждом конкретном случае может служить для установления источников воды и процессов образования льда. С одной стороны – это универсальный инструмент, с другой – он требует индивидуальной интерпретации в каждом случае. В одном это – установление процессов смешения, в другом – установление неравновесных процессов льдообразования, которые сопровождают быстрое замерзание.
2. Нет прямой связи между изотопным составом кислорода и временем формирования пластового льда, поскольку изотопные характеристики льда отражают источник, который не является таким жестко детерминированным, как для ледникового или повторно-жильного льда. Поэтому в зависимости от условий образования льда позднеплейстоценовые льды могут иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выше, чем современные, а голоценовые пластовые льды – значения даже ниже, чем самые изотопно-легкие значения позднего плейстоцена, присущие ПЖЛ.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (проект №19-17-00126), а также в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) и работы междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды»

Литература

1. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС Пресс, 2014. – 180 с.
2. Васильчук Ю.К. Некоторые очевидные свидетельства внутригрунтового генезиса пластовых льдов на севере Евразии // Арктика и Антарктика. 2020. № 1. С. 23–34.
3. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Облогов Г.Е. Изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала // Вестник Моск. ун-та. Серия география. 2018. №1. С. 81–89.
4. Васильчук Ю.К. Пространственно-временное распределение среднеянварских палеотемператур воздуха на территории Российской Арктики для периода 30–12 тыс. лет назад с высоким временным разрешением // Арктика и Антарктика. 2016. №1. С. 86–103.
5. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инженерная геология. 2010. №3. С. 50–67.
6. Данилов И.Д., Парунин О.Б., Марьенко В.А., Чугунов А.Б. Возраст мёрзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука. 1992. С. 118–124.
7. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Фяйзуллина Р.В. Изотопные (D, O) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 38–48.
8. Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных (δD , $\delta^{18}\text{O}$, d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 200–215.
9. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А. и др. Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 293–306.

10. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене–голоцене / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тюмень. 2016. – 197 с.
11. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лед и Снег. 2015. Т.55. №4. С. 87–94.
12. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнелепесточен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Том XVI. №2. С. 9–22.
13. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и Снег. 2013. №2. С. 83–92.
14. Чиждова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // Лёд и Снег. 2021;61(1):139–148.
15. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 2. Харасавэй // Арктика и Антарктика. 2020. № 1. С. 35–55.
16. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале // Арктика и Антарктика. 2019. № 4. С. 33–51.
17. Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V. Features of Late Pleistocene massive ice formation in the central Yamal Peninsula based on isotopic signature (^{18}O , ^2H) of ice // Polar Science, 2022, in press.
18. Fritzsche, D., Schütt, R., Meyer, H., Miller, H., Wilhelms, F., Opel, T., & Savatyugin, L. A 275 year ice-core record from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // Annals of Glaciology. 2005. 42. P. 361–366.
19. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schuëtt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fisher H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // Journal of Glaciology. 2009. Vol. 55(189). P. 21–31.
20. Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G. 2020. Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission. Geosciences. 10, 450; doi:10.3390/geosciences10110450
21. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northwest Siberia // GeoResJ. 2016. Vol. 9. P. 54–66.
22. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. High-resolution oxygen isotope diagram of Late Pleistocene Ice Wedges ice of Seyakha yedoma, Eastern Yamal Peninsula // Doklady Earth Sciences. 2019. Vol. 487, N1. P. 823–826.

Секция 10

ОСНОВАНИЯ И ФУНДАМЕНТЫ ЗДАНИЙ И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

ВОЗДЕЙСТВИЕ ДАВЛЕНИЯ МОРОЗНОГО ПУЧЕНИЯ ГРУНТА НА ОДИНОЧНУЮ СВАЮ

Алексеев А.Г.^{1,2}

¹НИИОСП им. Н.М. Герсевича АО «НИЦ Строительство»,
109428, Москва, ул. 2-я Институтская, 6, Россия;

²НИУ МГСУ, 129337, Москва, Ярославское шоссе, д. 26, Россия;
adr-alekseev@yandex.ru

Представлены результаты численного моделирования в программном комплексе Plaxis воздействия давления морозного пучения грунта на одиночную сваю. По эпюре вертикального давления грунта на глубине промерзания определены размеры площади действия давления пучения на сваю. Приведены зависимости угла, формирующего площадь загрузки сваи давлением пучения, от угла внутреннего трения и удельного сцепления грунта.

THE EFFECT OF THE PRESSURE OF FROST HEAVING OF THE SOIL ON A SINGLE PILE

Alekseev A. G.^{1,2}

¹NIIOSP named after N.M. Gersevanov, JSC «Construction», 6, 2nd Institutskaya str.,
Moscow, 109428, Russia;

²NRU MGSU, 26, Yaroslavskoye shosse, Moscow, 129337, Russia;
adr-alekseev@yandex.ru

The results of numerical modeling in the Plaxis software package of the effect of the pressure of frost heaving of soil on a single pile are presented. According to the plot of the vertical pressure of the soil at the depth of freezing, the dimensions of the area of action of the heaving pressure on the pile are determined. The dependences of the angle forming the loading area of the pile by the heaving pressure on the angle of internal friction and the specific adhesion of the soil are given.

Интенсивное освоение Арктики способствует развитию строительного комплекса России. Устройство сооружений в суровых климатических условиях Арктики вызывает определенные трудности, связанные с развитием на данных территориях криогенных процессов, в том числе морозного пучения грунтов. Воздействие пучения грунта на фундаменты сооружений приводит к их деформированию, причем значительные деформации пучения получают сваи. Усугубляет ситуацию потепление климата, приводящее к изменению факторов, влияющих на интенсивность пучения: скорость промерзания; влажность грунта из-за роста величины осадок; деградация мерзлоты, что снижает устойчивость свай под действием пучения. Следовательно, оценка величины давления, действующего на сваю, является важной научно-технической задачей.

Промерзание пучинистого грунта, вмещающего сваю, приводит к развитию давления морозного пучения, стремящегося переместить промерзающий слой грунта, а также сваю, вертикально вверх. Действие давления пучения грунта преобразуется в касательные силы морозного пучения, действующие вдоль боковой поверхности сваи.

В научной [3] и нормативной [5-6] литературе определение усилий пучения грунта, действующих на сваю, сводится к оценке касательных сил пучения. Причем касательные силы пучения характеризуются силами смерзания промерзшего грунта и сваи. Данный упрощенный подход не в полной мере отражает усилия, действующие на сваю при пучении грунта.

При промерзании грунта давление пучения действует на сваю через смерзшийся с ней грунт по условной площади, расположенной на глубине промерзания грунта. Методы оценки величины площади загрузения сваи давлением пучения в нормативной литературе отсутствует, имеется ряд теоретических методов. Так, Киселев М.Ф. [2] указывает, что нормальные силы пучения грунта действуют на фундамент через твердомерзлый грунт, ограничиваясь линией изгиба или среза под углом 45° . Предложенная Киселевым схема взаимодействия фундамента промерзающего грунта, а именно сдвиг по условной подошве с углом 45° , представляется сомнительной из-за различия в прочностных и деформационных характеристиках промерзающих грунтов, зависящих не только от физических свойств, но и от температуры. Применение в расчетах угла 45° может быть оправдано для прочных твердомерзлых грунтов с прочностными характеристиками, аналогичными бетонам, что не соответствует свойствам большинства грунтов, промерзающих возле фундаментов.

Орлов В.О. [3] предложил определять площадь загрузения фундамента давлением пучения грунта по контуру подошвы фундамента, аналогичные по сути предложения сделаны Перетрухиным Н.А. [4]. Данные предложения актуальны при отсутствии смерзания грунта и фундамента.

Оценка площади действия давления на сваю принята Шулятьевым О.А. [8] по аналогии с работой Киселева М.Ф. [2], т.е. угол действия давления принят равным 45° .

Наиболее детально данный вопрос рассмотрен Абжалимовым Р.Ш. [1] в его гипотезе о распределении нормальных сил морозного пучения по подошве твердомерзлого слоя грунта под фундаментами. Абжалимов Р.Ш. отмечает, что при действии давления на фундамент по горизонтальной площади на некотором расстоянии от фундамента образуется трещина в твердомерзлом грунте, и данное расстояние может характеризовать площадь действия давления пучения грунта. По гипотезе Абжалимова Р.Ш. угол разрушения твердомерзлого грунта у одиночной сваи зависит от прочности твердомерзлого грунта на растяжение, от действующей нагрузки на фундамент и степени пучинистости грунта. Предложенная методика не учитывает влияние прочностных свойств промерзшего слоя грунта на величину площади загрузения сваи давлением пучения.

Для определения площади загрузения сваи давлением пучения грунта в зависимости от прочностных характеристик (угол внутреннего трения и сцепление грунта) выполнено численное моделирование с помощью нелинейной упругопластической модели Кулона - Мора программного комплекса Plaxis 2D.

Моделью служила металлическая свая диаметром 325 мм, длиной 7 м. Внешняя нагрузка на сваю принята равной 60 кН.

Воздействие давления морозного пучения грунта моделировалось путем приложения равномерно распределенной нагрузки интенсивностью 60 кН/м^2 на подошву слоя сезонного промерзания грунта (рисунок 1).

В качестве грунтового основания в расчетах принят суглинок, промерзающий на глубину 3 м. Удельное сцепление талого слоя суглинка оставалось неизменно равным 20 кПа, угол внутреннего трения 15° , модуль общей деформации 15 МПа. Механические свойства промерзающего грунта: модуль общей деформации, сцепление и угол внутреннего трения с понижением температуры возрастают [7], поэтому значения прочностных характеристик промерзшего грунта приняты следующие: угол

внутреннего трения: от 0 до 40°, удельное сцепление от 0 до 100 кПа, модуль деформации оставался постоянным 60МПа.

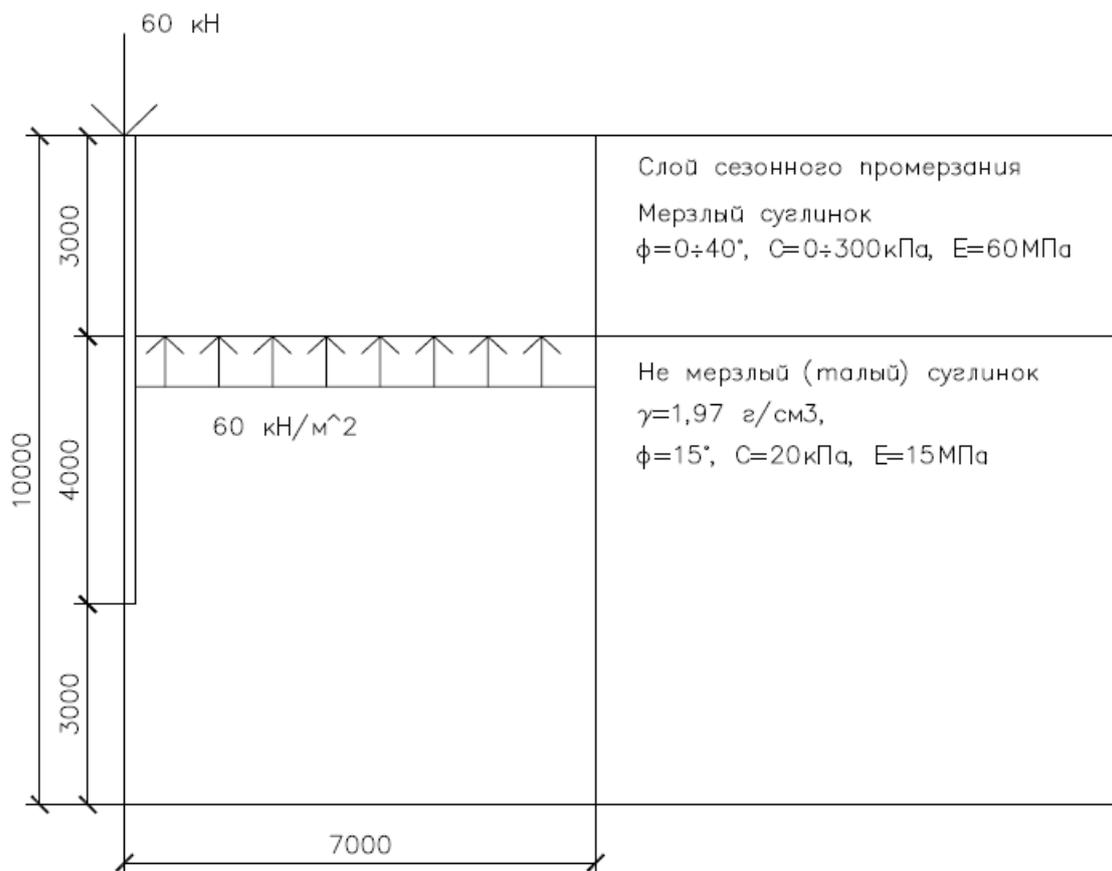


Рисунок 1 – Расчетная схема для моделирования взаимодействия сваи и грунта при промерзании в программном комплексе Plaxis 2D

При моделировании приняты следующие граничные условия.

1. Нижняя граница модели принята на 3 м глубже острия сваи, что соответствует примерно половине длины сваи, а радиус не менее длины сваи, т.е. 7 м.
2. Для повышения точности и снижения времени расчетов принята осесимметричная постановка задачи (Axisymmetry).
3. Коэффициент, учитывающий отличие сдвиговой прочности на контакте к сдвиговой прочности грунта для талой зоны, равен $R_{inter} = 1$, для мерзлой зоны $R_{inter} = R_{af}/R_{sh} = 0,83$.

В результате расчетов строилась эпюра нормальных вертикальных напряжений на границе промерзания грунта (3 м) и максимального давления пучения (рисунок 2). Размер площади условного фундамента, нагруженного давлением морозного пучения грунта, определялся по эпюре нормального вертикального напряжения на глубине промерзания в месте перехода кривой, характеризующей действие пучения на сваю, в прямую, характеризующую напряжения от пучения грунта через параметр a (рисунок 2).

Площадь действия пучения удобно выразить через угол наклона α условной плоскости, проходящей через точку пересечения поверхности грунта со сваей и точку изгиба эпюры вертикальных напряжений грунта (рисунок 3):

$$a = d_f \operatorname{tg}(\alpha), \quad (1)$$

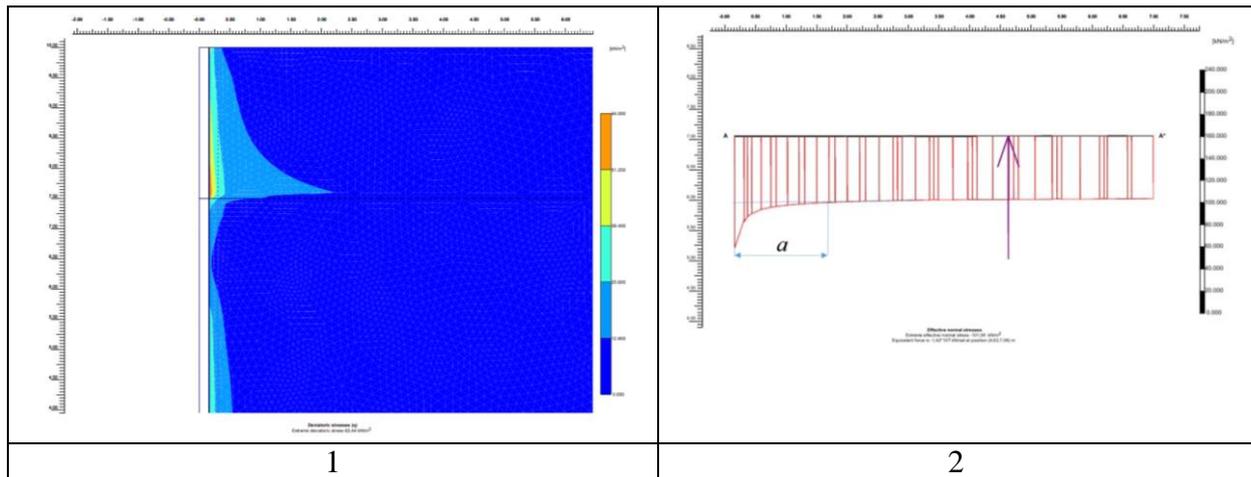


Рисунок 2 – Эпюры девиаторных напряжений (1) и вертикальных напряжений на максимальной глубине промерзания грунта (2), a - сторона условного фундамента, нагруженного давлением морозного пучения грунта

где α – осредненное расчетное значение угла наклона плоскости, определяющей площадь загрузки сваи давлением морозного пучения грунта, определяется по формуле:

$$\alpha = \frac{\sum \alpha_i h_{f,i}}{\sum h_{f,i}} \quad (2)$$

α_i – расчетные значения углов, определяющих площадь действия нормального давления морозного пучения грунта для отдельных промерзших слоев грунта $h_{f,i}$.

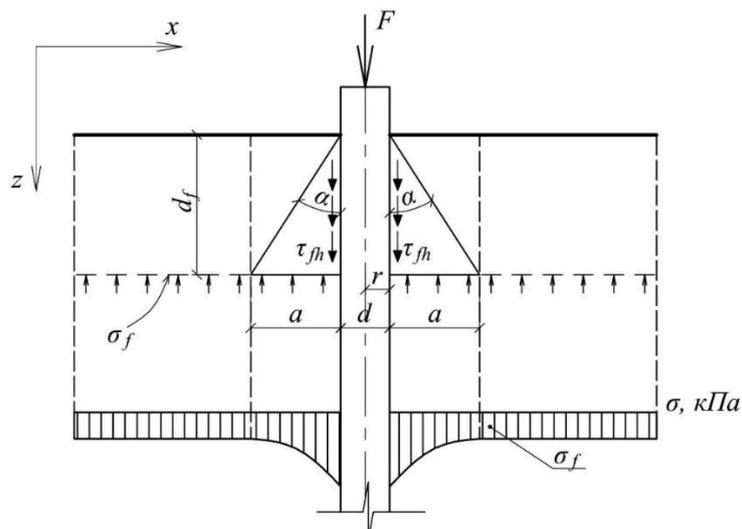


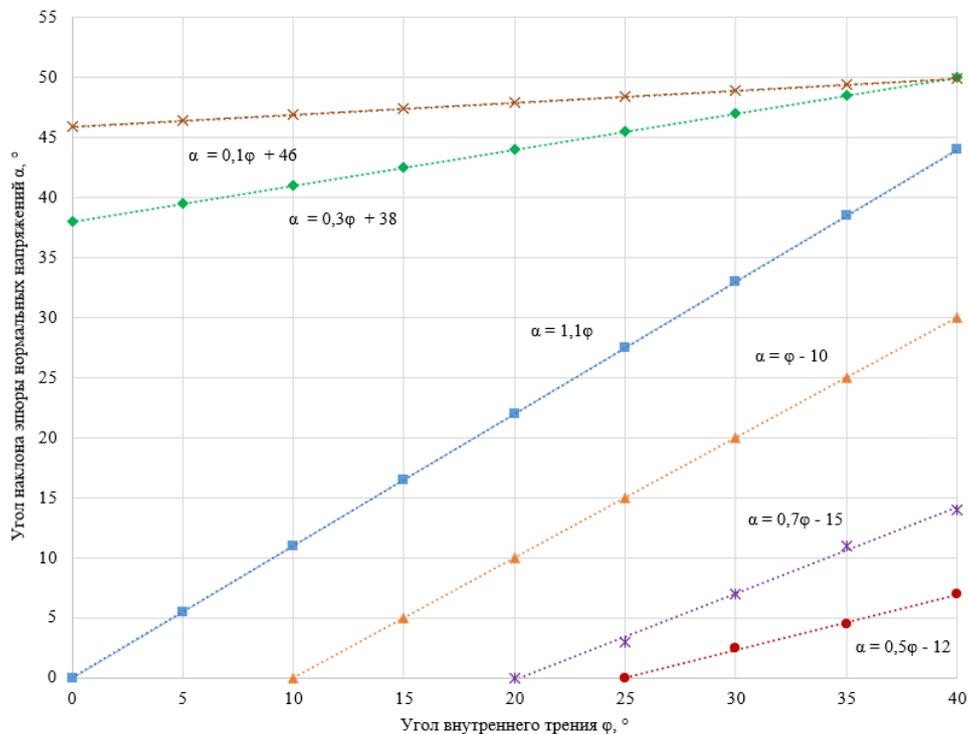
Рисунок 3 - Схема взаимодействия промерзающего грунта и сваи, эпюра нормального давления морозного пучения (σ_f)

τ_{fh} - силы смерзания сваи с грунтом, F – внешняя нагрузка, d_f – глубина промерзания, a - сторона условного фундамента, d – диаметр круглого или сторона квадратного сечения сваи

Расчетами установлено, что значение угла наклона α прямой, формирующей площадь нагружения сваи давлением криогенного пучения грунта, зависит от угла внутреннего трения и удельного сцепления промерзающего грунта (рисунок 4 и таблица 1).

Таблица 1 – Значения угла (α), формирующего площадь загрузки сваи давлением морозного пучения грунта в зависимости от угла внутреннего трения (φ) и удельного сцепления грунта (c)

| Удельное сцепление c , кПа | Угол наклона эпюры нормальных напряжений α , ° в зависимости от угла внутреннего трения грунта φ , ° | | | | | | | | | |
|------------------------------|---|------|------|------|------|------|------|------|------|--|
| | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | |
| 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 5,5 | 8,0 | |
| 6,25 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 7,0 | 11,0 | 14,0 | |
| 12,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,0 | 10,0 | 15,0 | 20,0 | 25,0 | 30,0 | |
| 25 | 0,0 | 5,5 | 11,0 | 16,5 | 22,0 | 27,5 | 33,0 | 38,5 | 44,0 | |
| 50 | 38,0 | 39,5 | 41,0 | 42,5 | 44,0 | 45,5 | 47,0 | 48,5 | 50,0 | |
| 100 | 45,9 | 46,4 | 46,9 | 47,4 | 47,9 | 48,4 | 48,9 | 49,4 | 50,0 | |



$c = 0$ кПа $c = 6,25$ кПа $c = 12,5$ кПа $c = 25$ кПа $c = 50$ кПа $c = 100$ кПа

Рисунок 4 – Зависимость угла (α), формирующего площадь загрузки сваи давлением морозного пучения грунта, от угла внутреннего трения грунта (φ) и сцепления грунтов (c)

По результатам моделирования определены значения угла α для отдельных промерзших типов грунта следующим образом:

| | |
|--------------|--|
| $c=0$ кПа | $\varphi < 25^\circ$ - $\alpha=0$; $\varphi \geq 25^\circ$ - $\alpha=0,5\varphi-12$. |
| $c=6,25$ кПа | $\varphi < 20^\circ$ - $\alpha=0$; $\varphi \geq 20^\circ$ - $\alpha=0,7\varphi-15$. |
| $c=12,5$ кПа | $\varphi < 10^\circ$ - $\alpha=0$; $\varphi \geq 10^\circ$ - $\alpha=\varphi-10$. |

| | |
|-----------|---|
| C=25 кПа | $0 < \varphi < 40^\circ - \alpha = 1,1\varphi$. |
| C=50 кПа | $0 < \varphi < 40^\circ - \alpha = 0,3\varphi + 38$. |
| C=100 кПа | $0 < \varphi < 40^\circ - \alpha = 0,1\varphi + 46$. |

Увеличение сцепления грунта, так же как и угла внутреннего трения приводит к увеличению угла α , формирующего площадь загрузки сваи давлением морозного пучения грунта. Увеличение значений прочностных характеристик грунта при прочих равных параметрах приводит к росту площади загрузки сваи давлением пучения.

В конечном виде давление пучения, действующее на сваю, по принятой площади загрузки для сваи круглого поперечного сечения составит:

$$\sigma_{fp} = \sigma_f \pi (a^2 + ad), \quad (5)$$

для квадратного поперечного сечения

$$\sigma_{fp} = \sigma_f \left(\pi \left(a + \frac{d}{2} \right)^2 - (d)^2 \right) \quad (6)$$

где σ_f - значение удельного нормального давления морозного пучения грунта, МПа.

Выводы

1. По результатам численного моделирования, выполненного в программном комплексе Plaxis 2D с использованием нелинейной упругопластической модели Кулона – Мора, определена площадь загрузки сваи давлением пучения грунта в зависимости от прочностных характеристик (угол внутреннего трения и сцепление грунта).

2. Выявлены зависимости угла, формирующего площадь нагружения сваи давлением криогенного пучения грунта, от прочностных характеристик промерзающего грунта

3. С увеличением значений прочностных характеристик грунта площадь загрузки сваи давлением пучения возрастает.

Литература

1. Абжалимов Р.Ш. Гипотеза о распределении нормальных сил морозного пучения по подошве твердомерзлого слоя грунта под фундаментами. //Основания, фундаменты и механика грунтов. 2004, №1, с. 23-28.
2. Киселев М.Ф. Предупреждение деформации грунтов от морозного пучения. – Л.: Стройиздат, 1985. – 81 с.
3. Орлов В.О., Дубнов Ю.Д., Меренков Н.Д. Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундаменты сооружений. – Л.:Стройиздат, 1977. – 183 с.
4. Перетрухин Н.А. Взаимодействие фундаментов с промерзающим пучинистым грунтом //Морозное пучение грунтов и способы защиты сооружений от его воздействия: Сб. науч. тр. ЦНИИС. – М.: Транспорт, 1967. – Вып. 62. – С. 74 – 99.
5. СП 24.13330-2021. Свайные фундаменты. М., ФАУ “ФЦС”, 2021, 113 с.
6. СП 25.13330.2020. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., ФАУ “ФЦС”, 2020, 135 с.
7. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов.-М.: «Высшая школа», 1973. 446 с.
8. Шулятьев О.А. Исследования взаимодействия пучинистого грунта со свайным фундаментом. Вестник НИЦ Строительство. 2020. № 3 (26). С. 105-120.

ПРОЕКТИРОВАНИЕ ЗЕМЛЯНОГО ПОЛОТНА ЖЕЛЕЗНЫХ ДОРОГ СЕВЕРНОГО ШИРОТНОГО ХОДА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Ашпиз Е.С.

Российский университет транспорта РУТ (МИИТ), г. Москва, ул. Образцова 9,
стр. 9, Россия; *geonika@inbox.ru*

Приведена характеристика Северного широтного хода. Рассмотрен опыт эксплуатации и причины деформаций железнодорожных насыпей на основаниях из многолетнемерзлых грунтов. Приведены принципы и примеры проектирования земляного полотна в условиях Северного широтного хода при его строительстве.

DESIGN OF THE ROADBED OF THE NORTHERN LATITUDINAL RAILWAY IN THE CONTEXT OF CLIMATE CHANGE

Ashpiz E.S.

Russian University of Transport RUT (MIIT), Moscow, Obraztsova str. 9, bld. 9,
Russia; *geonika@inbox.ru*

The characteristic of the Northern Latitudinal Railway is given. The experience of operation and the causes of deformations of railway embankments on the bases of permafrost soils are considered. The principles and examples of the design of the roadbed in the conditions of the Northern Latitudinal Railway during its construction and one are given.

Введение

Строительство железных дорог в Арктической зоне, богатой полезными ископаемыми, является одной из приоритетных задач, определяющих развитие транспортной системы России на период до 2030 года. Планируется в направлении с запада на восток на широте полярного круга строительство магистрали, которая получила общее название Северный широтный ход (далее СШХ), проходящей по Южной границе зоны распространения многолетнемерзлых грунтов (далее ММГ). Одним из пионерных участков СШХ является железнодорожная линия Обская – Салехард – Надым протяженностью 356 километров.

Как показывает опыт эксплуатации железных дорог в зоне распространения ММГ возникают проблемы с обеспечением надежности земляного полотна, связанные с их многолетним оттаиванием, что приводит к осадкам насыпей на протаивающем основании, которые протекают крайне неравномерно, вызывая значительные расстройства рельсовой колеи, требующие необходимости частых выправок и подъемов пути, и, как правило, ограничений скорости движения поездов. На рисунке 1 представлен характерный участок с просадками на эксплуатируемом пути линии Чум – Лабытнанги, прилегающей к СШХ.

Исследования, выполненные многими учеными в нашей стране и за рубежом [1, 5-7, 11, 13], показывают, что причиной деградации ММГ в основании насыпей является нарушение естественных условий теплообмена между атмосферой и грунтовым массивом, выражающихся в:

- замене в зоне сезонного оттаивания-промерзания слоя торфа или переувлажненного суглинка на дренирующий маловлажный грунт;
- уменьшении испарения и увеличении инфильтрации тепловых атмосферных осадков через оголенные поверхности контура насыпи в сравнении с естественными маревыми ландшафтами;

- увеличении поглощения солнечной радиации поверхностями контура насыпи в сравнении с естественными маревыми ландшафтами;
- увеличении толщину отложений снега по контуру насыпи, особенно у подошвы, относительно естественных условий;
- ухудшении условий стока поверхностных вод вблизи насыпей, приводящему к отепляющему влиянию углублений поверхности, заполненных водой и фильтрующихся через насыпь потоков.



Рисунок 1 – Участок с просадками пути на линии Чум – Лабитнанги

Особенностью зоны прохождения СШХ являются сложные природные условия, а именно:

климатические, характеризующиеся продолжительной зимой с низкими температурами воздуха, большими скоростями ветра с длительными метелями и значительным объемом снегопереноса;

инженерно-геологические, вызванные наличием в основании ММГ с температурой на глубине нулевых амплитуд не ниже -1°C , чередующихся с болотами и тальми глинистыми и пылеватыми грунтами повышенной влажности.

Другой важной особенностью является то обстоятельство, что на данных линиях предусматривается быстрый рост грузопотока с освоением его тяжелыми поездами, имеющими расчетный вес поезда более 6000 т и осевую нагрузку в 25 т, и это вызывает необходимость применения более жестких норм по допускаемым деформациям основания.

Таким образом, при проектировании земляного полотна СШХ с одной стороны надо учитывать тенденцию глобального потепления климата, которая ведет к деградации ММГ и увеличению доли талых слабых оснований, а с другой стороны необходимость повышения надежности оснований в условиях интенсивного движения поездов.

1. Оценка условий линии Обская – Салехард – Надым и выбор принципа проектирования

Планируемая загрузка линии Обская – Салехард – Надым должна составить 23,9 млн. т в год, что в соответствии с нормами СП 119.13330.2017 [8] относит её к линиям II категории, для которых допускаемая остаточная осадка насыпи согласно норм СП 238.1326000.2015 [9] должна приниматься 400 мм за весь срок до капитального ремонта (30 лет для данной линии) или максимум 150 мм за год, а величина допускаемого пучения составляет 20 мм.

По результатам инженерно-геологических изысканий в основании на глубину 15 м участки с ММГ чередуются с участками со сквозными таликами. Положение верхней границы ММГ также сильно изменчиво в пределах небольших по протяжению участков и колеблется по глубине от дневной поверхности от 2 м до 10 м, а температура этих грунтов составляет от $-0,3^{\circ}\text{C}$ до $-0,8^{\circ}\text{C}$, что указывает на очень нестабильные мерзлотные условия, особенно в условиях зафиксированного в последние годы повышения среднегодовых температур.

Для выделения характерных конструктивных решений насыпей был проведен анализ грунтовых условий оснований, по которому они были разделены на следующие группы:

1 группа – прочные основания без наличия ММГ, представленные непучинистыми или слабопучинистыми глинистыми грунтами полутвердой консистенции;

2 группа – недостаточно прочные основания без наличия ММГ, представленные пучинистыми суглинками пластичной консистенции;

3 группа – слабые основания и болота без наличия ММГ, представленные сильнопучинистыми суглинками текучей консистенции и торфами;

4 группа – основания, сложенные слабльдистыми ММГ, имеющими при оттаивании относительную осадку (δ) 0,1 и менее;

5 группа – основания, сложенные льдистыми ММГ, имеющими при оттаивании относительную осадку (δ) более 0,1.

Анализ геологических условий продольного профиля трассы линии показал, что наибольшее протяжение на участках талых грунтов имеют основания с недостаточно прочными грунтами, а на участках с ММГ на льдистых грунтах (таблица 1).

Таблица 1 – Распределение оснований трассы по группам

| Группа основания | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------------------|------|------|-----|-----|------|
| Протяжение, % | 11,1 | 42,9 | 9,8 | 5,5 | 30,7 |

Таким образом, 2/3 протяжения трассы оказалось на талых грунтах и только на 1/3 имеют распространение ММГ, причем основная их часть в основании содержит льдистые грунты с значительной относительной осадкой при их оттаивании. Исходя из такого распределения оснований может быть предложен следующий алгоритм проектирования земляного полотна.

Для участков 1-3 групп, где в основании ММГ отсутствуют, проектирование ведется как для обычных условий без выполнения прогнозных теплотехнических расчетов изменения температуры грунтов, при этом:

- участки 1 группы, расположенные на талых прочных основаниях, проектируются типовыми решениями без их расчетного обоснования по условию деформативности основания;

- участки 2 группы, имеющие в основании талые пучинистые грунты, при высоте насыпи меньше критической, когда глубина сезонного промерзания входит в грунты основания под насыпью, проверяются теплотехническим расчетом по условию не превышения величины допустимого пучения в 20 мм. Согласно выполненным теплотехническим расчетам при отсыпке насыпей из мелких и пылеватых песков, критическая высота насыпи при которой основание не имеет сезонного промерзания составила для условий Салехарда 2,0 м, а для условий Надыма 2,2 м. При превышении на низких насыпях величины пучения может быть рекомендована укладка под основной площадкой насыпи теплоизолирующего покрытия из плит экструдированного пенополистирола, толщина которого определяется теплотехническим расчетом;

- участки 3 группы, имеющие в основании талые сильнопучинистые грунты, в виде суглинков текучей консистенции или торфов, при высоте насыпи меньше критической, когда глубина сезонного промерзания входит в грунты основания под насыпью, проверяются теплотехническим расчетом по условию не превышения величины допустимого пучения. Кроме того, все без исключения насыпи проверяются по условию несущей способности слабого основания и норм по величине осадок и если одно из этих условий не выполняется, то производится замена слабого грунта основания на дренирующий на величину h_3 . Проведенные расчеты показали, что толщина замены грунта, как правило, не превышала 2 м.

Для участков 4 и 5 групп, где в основании расположены ММГ выполняется прогнозный теплотехнический расчет изменения температуры грунтов на период до капитального ремонта (30 лет), на основе которого оценивается возможность деградации верхней границы ММГ и рассчитывается величина остаточной осадки из-за оттаивания, на основе которой определяется принцип использования грунтов основания: I принцип с недопущением многолетнего оттаивания за счет применения специальных охлаждающих решений или II принцип, при котором учитывается, что грунты в эксплуатации окажутся в оттаявшем состоянии.

2. Прогнозная оценка мерзлотных условий по сооружения насыпей линии Обская – Салехард – Надым

Оценка мерзлотных условий по трассе выполнялась численным моделированием теплового режима насыпи с основанием в программном комплексе Frost 3D [3]. Расчеты, учитывая протяженность земляного полотна, выполнялись в плоской (2-х мерной) постановке. На верхней границе расчетной области по данным метеостанций в г. Салехард и г. Надым задавались среднемесячные температуры воздуха (t_v) и скорости ветра (V), а также среднедекадные толщины снежного покрова $h_{сн}$.

Учитывая сложность задания в модели всех факторов теплового процесса взаимодействия грунтового массива с атмосферой и значительную изменчивость местных условий (солнечной радиации, инфильтрации поверхностной воды, растительного и снежного покровов), определяющих большой разброс положения верхней границы ММГ и их температур по протяжению на момент изысканий, было принято решение на первом этапе провести калибровку параметров теплового процесса на верхней поверхности грунта для полевых условий до сооружения насыпи, которая выполнялась в одномерной постановке в периоде 1000 лет до подбора положения границы ММГ и их температуры, так чтобы они совпадали с значениями, полученными в ходе изысканий.

На втором этапе выполнялось моделирование теплового процесса после сооружения насыпи с глубиной прогноза по времени в 30 лет, определенном сроком до первого капитального ремонта, ограничивающим величины допустимых деформаций насыпи. При этом учитывалось глобальное потепление климата, которое для участка строительства, находящегося в Западной Сибири, было принято согласно доклада Росгидромета [4] как повышение среднегодовой температуры воздуха за десятилетний период на 0,33 °С, которое между сезонами внутри года разделяется следующим образом: зимние месяцы + 0,13 °С за 10 лет, весенние месяцы – + 0,74 °С за 10 лет, летние месяцы – +0,23 °С за 10 лет и осенние месяцы – + 0,24 °С за 10 лет. При таком учете потепления среднегодовая температура воздуха по Салехарду на конец расчетного сезона была повышена с -7,0 °С до - 6,0 °С, а по Надыму с -5,5 °С до - 4,5 °С.

Другим важным фактором, который существенно изменяет тепловое взаимодействие атмосферы с основанием насыпи в условиях метелевого снеготранспорта является накопление снега у подошвы насыпей. На рисунке 2 показано распределение

толщины снежного покрова на конец зимнего сезона, наблюдавшееся у насыпи высотой 3 м на 24 км линии Чум – Лабытнанги, имеющей откосы стандартной крутизны 1:1,5, а в таблице 2 приведены характеристики снежного покрова по откосу насыпи такой же высоты, но с пологими откосами крутизной откоса 1:4, замеренные на линии Обская - Бованенково.

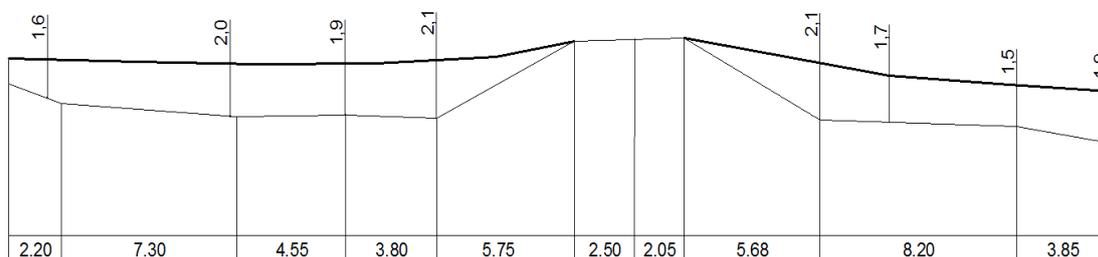


Рисунок 2 – Распределение снежного покрова на конец зимы на линии Чум – Лабытнанги

Как видно из приведенных данных снежный покров практически полностью выравнивает дневную поверхность вблизи насыпи, увеличивая у подошвы насыпи толщину снега до 2 м относительно 0,2-0,4 м на ровной поверхности. Такое распределение снежного покрова по поперечному профилю насыпи приводит к тому, что в основании в этих условиях начинается деградация многолетней мерзлоты под нижней частью откоса и под прилегающей к подошве насыпи поверхностью земли.

Таблица 2 – Изменение характеристик снежного покрова на конец зимы по откосу насыпи с пологими откосами

| Параметр снежного покрова | Точка поперечного сечения | | | | |
|---|---------------------------|-----------------|----------------|---------------------|----------------------|
| | Верх откоса | Середина откоса | Подошва насыпи | Поле 5 м от подошвы | Естественные условия |
| Толщина, м | 0,31 | 0,75 | 1,23 | 0,51 | 0,21 |
| Плотность, кг/м ³ | 360 | 470 | 550 | 420 | 310 |
| Термическое сопротивление, м ² °C/Вт | 0,784 | 1,515 | 2,159 | 1,167 | 0,634 |

Экспериментальное подтверждение такого развития процесса деградации мерзлоты после сооружения земляного полотна было получено МИИТом в сентябре 2012 года в ходе обследования деформирующихся насыпей линии Чум – Лабытнанги [10]. Аналогичные результаты влияния снежного покрова на деградацию ММГ у автодорожной насыпи были получены в арктической зоне Канады [12].

Моделирование изменения температурного режима после строительства насыпей с учетом приведенных условий для насыпей разной высоты для перегона Обская – Салехард показало, что во всех случаях без применения специальных охлаждающих мероприятий происходит деградация ММГ в основании. В таблице 3 показано изменение во времени положения верхней границе ММГ по оси пути для разных вариантов насыпей, а на рисунке 3 температурный режим по поперечному сечению на 30 год после сооружения насыпи высотой 3,7 м.

Результаты расчетов тепловой осадки в результате оттаивания ММГ в основании за период 30 лет показывают, что для участков с льдистыми грунтами (величина относительной осадки при оттаивании более 0,1 – участки 5 группы) её значения превосходят допустимую величину в 400 мм, а для участков со слабольдистыми грунтами (величина относительной осадки при оттаивании менее 0,1 – участки 4

группы) оказываются меньше допустимой величины. В этих условиях для проектирования на участках с льдистыми грунтами может быть предложено в качестве основного решения для исключения длительных осадок при их оттаивании предусматривать I принцип строительства на ММГ, т.е. недопущение как в период строительства, так и эксплуатации деградации вечной мерзлоты с помощью применения специальных охлаждающих конструкций [2], а для участков с малольдистыми грунтами - предусматривать II принцип строительства на ММГ, допуская в эксплуатации оттаивание и осадки.

Таблица 3 – Глубина верхней границы ММГ по оси пути

| № п/п | Высота насыпи, м | Глубина верхней границы ММГ от поверхности основания, м | | |
|-------|------------------|---|--------------|--------------|
| | | Исходное | Через 3 года | Через 30 лет |
| 1 | 3,2 | -10,6 | -10,6 | -11,1 |
| 2 | 10,8 | -3,5 | -3,9 | -5 |
| 3 | 3,7 | -2 | -2,7 | -6,1 |

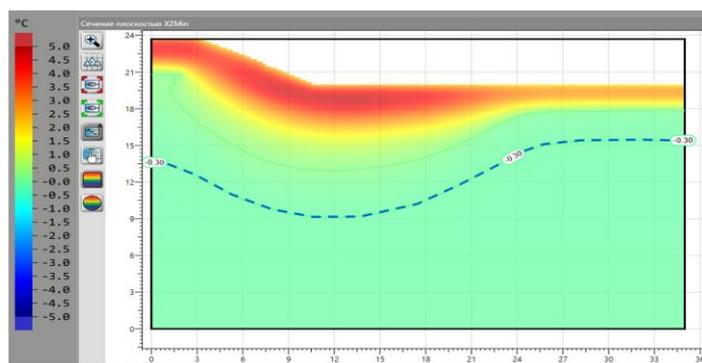


Рисунок 3 – Температурное поле через 30 лет в основании насыпи высотой 3,7 м

3. Проектные решения по сохранению ММГ в основании

В настоящее время отработаны и прошли проверку основные мероприятия по стабилизации ММГ в условиях арктической части криолитозоны, к которым можно отнести в России применение сезонных охлаждающих установок (СОУ) совместно с боковыми бермами и пологими откосами насыпи, а также теплоизоляцию откосов. Варианты этих решений мероприятий были промоделированы с помощью численного метода для условий строительства насыпей на линии Обская – Надым. Результаты прогноза изменения положения верхней границы ММГ на 30 летний срок показали эффективность применения вариантов с установкой СОУ по бермам для насыпей высотой до 6 м (рисунок 4а) и теплоизоляции плитами экструдированного пенополистирола толщиной 10 см (рисунок 4б) для более высоких насыпей. На рисунке 5 в качестве примера для насыпи высотой 6 м приведены результаты моделирования. Как видно из рисунка, при сооружении насыпи без охлаждающих конструкций за 30 лет после эксплуатации произошло опускание верхней границы ММГ под всем контуром насыпи (см. рис. 5б). Величина оттаивания ММГ по оси насыпи составила 4,2 м, а осадка при этом прогнозируется на 0,67 м, что превышает допускаемую норму, в варианте с охлаждающими конструкциями (см. рис. 5в) произошло наоборот поднятие верхней границы ММГ и она через 30 лет вошла в грунт насыпи.

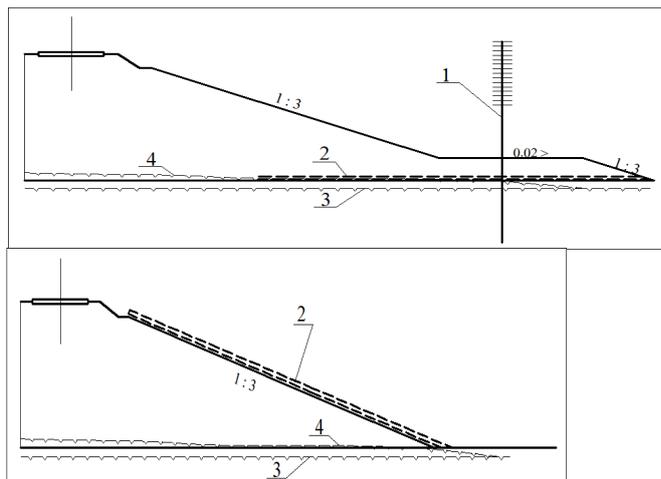


Рисунок 4. Стабилизация границы ММГ 1- СОУ; 2 – теплоизолятор; 3, 4 – положение верхней границы ММГ до и после сооружения насыпи.

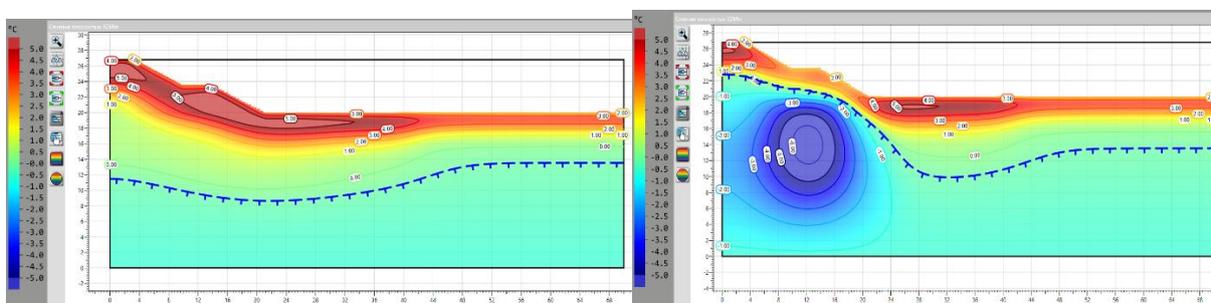


Рисунок 5 – Результаты численного моделирования для насыпи высотой 6 м:

а) прогнозируемое состояние через 30 лет после строительства без охлаждающих конструкций; б) прогнозируемое состояние через 30 лет после строительства с установленными на берме СОУ и уложенным теплоизолятором по площадке бермы;

— — — — — - положение верхней границы ММГ

Заключение

На современном этапе накоплен положительный опыт проектирования нового и стабилизации деформирующегося земляного полотна в условиях распространения ММГ. При этом основными принципами являются следующие:

- основа проектирования – достаточная информация об инженерно-геологических и мерзлотных условиях прохождения трассы линии;
- проектные решения принимаются, исходя из прогноза изменения мерзлотных условий после сооружения на перспективу не менее 50 лет;
- прогноз температурного режима выполняется с учетом всех составляющих теплообмена между атмосферой и грунтовым массивом. Особо должно учитываться изменения характеристик поверхностных покровов (мха, снега) и условий поверхностного стока;
- план и профиль линии при сложных инженерно-геологических условиях проектируется в комплексе с земляным полотном;
- сравнение вариантов решений земляного полотна производится по стоимости всего жизненного цикла железной дороги;

- для участков, расположенных на льдистых грунтах, предпочтение отдается I принципу использования грунтов основания (не допускать их оттаивание в период эксплуатации), что обеспечивается выполнением специальных охлаждающих мероприятий;

- особенное внимание при проектировании уделяется надежному водоотведению от земляного полотна.

Литература

1. Ашпиз Е.С. Опыт проектирования земляного полотна железных дорог России, расположенных в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов В сб. трудов Пятой конференции геокриологов России «Геотехника в криолитозоне», Москва 14 - 17 июня 2016. Издательство МГУ, том 1. – С. 162-168.

2. Ашпиз Е.С., Хрусталева Л.Н. Предотвращение деградации многолетнемерзлых грунтов в основании насыпей железных дорог / Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 5, С. 38–43.

3. Гордийчук В.В. Программный комплекс для инженерных расчетов в строительстве «Frost 3D» / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 20196113122 от 24.01.2019 г.

4. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год / Росгидрометео. – Москва, 2017 – 70 с.

5. Дыдышко П.И. Деформации насыпей на мари, их устранение и предупреждение / Железнодорожный транспорт. Серия Путь и путевое хозяйство, 1991. Вып. 4. С. 17-32.

6. Жданова С.М., Пиотрович А.А. (2015). Функционально-системный принцип проектирования земляного полотна на высокотемпературной вечной мерзлоте // В сб. Современные методы проектирования транспортных магистралей как элементов природно-технической системы. Материалы научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения заслуженного деятеля наук РСФСР доктора технических наук, профессора А.К. Дюнина, Новосибирск, 2015. С. 72-77.

7. Кондратьев В.Г. Вековая, но не вечная проблема железных дорог на вечной мерзлоте / Транспорт Российской Федерации, 2008 №3-4 (16-17). – С. 34-38.

8. СП 119.13330.2017 Железные дороги колеи 1520 мм. Актуализированная редакция СНиП 32-01-95.

9. СП 238.1326000.2015 Железнодорожный путь

10. Ashpiz E.S. The problems of the railway subgrade construction in the subarctic part of the Russian cryolithozone and the ways of their solution. Lecture Notes in Civil Engineering, p. 295–302.

11. Hayley D.W. (1988). Maintenance of a railway grade over permafrost in Canada / V International Conference on Permafrost in Trondheim, Norway, August 1988 / Journal Frost I Jord, 1988, Nr. 27, vol. 3, p.43-48.

12. Lanouette F., Doré G., Fortier D., Lemieux C. (2015). Influence of snow cover on the ground thermal regime along an embankment built on permafrost: In-situ measurements // 7th Canadian Conference on Permafrost and 68th Canadian Geotechnical Conference on Geotechnics, September 20-23, Quebec, Canada.

13. Zhizhong Sun, Wei Ma, Shujuan Zhang, Zhi Wen and Guilong Wu (2019). Embankment Stability of the Qinghai-Tibet Railway in Permafrost Regions / Journal of Cold Regions Engineering, March 2018, vol. 32, issue 1, p.

О ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ ТЕПЛООБМЕНА ГРУНТА С ВОЗДУХОМ С УЧЁТОМ ВОЗДЕЙСТВИЯ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ДЛЯ ТЕПЛОТЕХНИЧЕСКИХ РАСЧЁТОВ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА ММГ

Грибовский Г.В., Кушнарёв А.Г.

ООО «НТЦ «Симмэйкерс», Москва, Россия; info@simmakers.ru

В работе рассмотрены методики по учёту дополнительного теплового влияния солнечной радиации на грунт, которые представлены в СП 447.1325800 и СП 498.1325800. Эти методики необходимы для уточнения теплообмена грунта с воздухом при теплотехнических расчётах. Рассмотрена методика по расчёту радиационного баланса поверхности грунтов в зависимости от суммарной солнечной радиации. Проведен анализ методик по расчёту поправки к температурам воздуха. Показана необходимость согласования и стандартизации расчёта параметров теплообмена грунта с воздухом в

рамках нормативной документации, регулирующей правила проектирования зданий и сооружений на ММГ.

ABOUT THE PROBLEM OF CALCULATING THE HEAT-EXCHANGE OF GROUND WITH AIR TAKING INTO ACCOUNT THE IMPACT OF SOLAR RADIATION FOR HEAT SIMULATIONS INFLUENCE OF ENGINEERING FACILITIES ON PERMAFROST

Gribovskii G.V., Kushnarev A.G.

LLC STC Simmakers, Moscow, Russia; *info@simmakers.ru*

The study considers the additional thermal effect of solar radiation on the ground methods, which are presented in SP 447.1325800 and SP 498.1325800. These techniques are necessary to clarify the heat exchange of ground with air in the heat simulations influence of engineering structures on permafrost. The methods were analyzed. The study considers calculating techniques for the net radiation of the ground surface depending on the global solar irradiance. Net radiation is necessary to calculate the correction for the summer air temperature. The necessity of coordinating and standardizing the heat exchange parameters calculation between ground and air within the regulatory documents which are governing the buildings and structures designing rules at permafrost is demonstrated.

Введение. При проектировании инженерных сооружений на многолетнемерзлых грунтах (ММГ) необходимо производить численные теплотехнические расчёты теплового состояния основания сооружения на весь период его эксплуатации [8] в таких программных комплексах, как Frost 3D [5]. При подготовке компьютерной модели необходимо описать естественное воздействие внешней среды на ММГ на границе «грунт–воздух». В рамках текущей инженерной практики для описания такого граничного условия инженер-проектировщик чаще всего располагает следующими исходными данными, полученными по ближайшей метеостанции:

- температура воздуха;
- скорость ветра (для расчёта коэффициента теплообмена на границе грунта с воздухом);
- высота или, реже, плотность снегового покрова (для определения значения его теплового сопротивления).

Температура воздуха определяется на метеостанции без учёта воздействия прямой солнечной радиации [3]. Это означает, что в теплотехнических расчётах может происходить неполный учёт теплопоступления в грунт, что может приводить к оптимистичным результатам прогноза. Из-за сложности определения влияния прямой солнечной радиации на грунт с учётом имеющихся данных по температуре воздуха, чаще всего дополнительные теплопоступления не учитывались при описании граничных условий в теплотехническом расчёте. Однако в последние годы данный вопрос всё чаще начал подниматься среди профильных специалистов.

Дополнительное теплопоступление в грунт за счёт солнечной радиации не регламентировано в СП 25.13330.2020 [8] (далее – СП 25), а значит, не обязательно к учёту при проведении теплотехнических расчетов зданий и сооружений на ММГ, закрепленных за данным нормативным документом. Также исходные климатические данные, такие как радиационный баланс, эффективное излучение подстилающей поверхности, скорость испарения влаги и другие, не предоставляются в рамках инженерно-метеорологических изысканий и их значения отсутствуют в СП 131.13330.2020 [10] (далее – СП 131).

В данной работе рассмотрены доступные в сводах правил инженерные методики по учёту дополнительного теплового влияния солнечной радиации на грунт за счёт

поправки к температуре воздуха. Приведена инженерная методика по расчёту радиационного баланса поверхности грунтов, которая необходима для оценки поправки к температуре воздуха в летний период. Показаны отличия в расчёте поправки между методиками в СП 447.1325800.2019 (далее – СП 447) и СП 498.1325800.2020 (далее – СП 498).

Расчёт температурной поправки. Ниже будут представлены две методики по учёту температурной поправки за счёт солнечной радиации; которые чаще всего фигурируют в нормативной документации. Рассмотрим расчёт температурной поправки за счёт солнечной радиации согласно СП 447, пункту А.7, который также представлен в [6,11-13,15]. Расчетное значение среднемесячной приведенной температуры воздуха $t_{пр}$, °С, определяется по формуле:

$$t_{пр} = t + \Delta t_r - \Delta t_\varepsilon, \quad (1)$$

$$\Delta t_r = \frac{R}{\alpha}, \quad (2)$$

$$\Delta t_\varepsilon = \Delta t_r k, \quad (3)$$

$$\alpha = 1,16 * 10 \sqrt{V}, \quad (4)$$

где t – среднемесячная температура воздуха, °С; Δt_r и Δt_ε – поправки к среднемесячным температурам воздуха за счет соответственно солнечной радиации и испарения, °С; R – среднемесячная сумма радиационного баланса для рассматриваемого элемента поверхности, Вт/м²; α – коэффициент теплообмена на поверхности грунта, Вт/(м²·°С); V – скорость ветра, м/с; k – коэффициент, учитывающий характер поверхности, принимаемый в первом приближении равным 0,8 для естественной поверхности и 0,3 – для оголенной [15].

Вторая методика из п. 5.2.13 СП 498 также представлена в [7,9,14,16] и имеет следующий вид:

$$t_{пр} = t + \frac{R - q}{\alpha}, \quad (5)$$

$$q = 0,49 Q - 60, \quad (6)$$

$$\alpha = \begin{cases} 2,4 V + 2,3, & V \leq 4,6 \text{ м/с} \\ 3,7 (V - 1), & V > 4,6 \text{ м/с}, \end{cases} \quad (7)$$

где q – потери тепла дневной поверхности за счет испарения и нагрева подстилающих пород и фазовых переходов в них, Вт/м²; Q – суммарная солнечная радиация, Вт/м².

Как видно из формул (1)–(4) и (5)–(7), во всех случаях необходимо иметь исходные данные по радиационному балансу рассматриваемых поверхностей.

Расчёт радиационного баланса. Рассмотрим расчёт радиационного баланса, представленного в учебнике по общей геоэкологии [2]:

$$R = Q(1 - A_k) - E_{эф} = Q(1 - A_k) - (E_c - b * E_a), \quad (8)$$

где A_k – Альбеда подстилающей поверхности; E_c – излучение земной поверхности, Вт/м²; b – коэффициент поглощения подстилающей поверхности; E_a –

противоизлучение атмосферы, Вт/м²; $E_{эф}$ – эффективное излучение подстилающей поверхности, Вт/м².

Альbedo поверхности можно определить в справочниках и специализированной литературе [1, 16]. Значения параметра суммарной солнечной радиации приведены в строительной климатологии [10]. Однако определение эффективного коэффициента излучения подстилающей поверхности может вызвать затруднения у инженера, так как это значение и его компоненты явно не представлены в нормативно-технической документации и сложны в их определении в рамках методик из специализированной литературы. По причине отсутствия требуемых исходных данных в явном виде, приведённые выше методики из СП 447 и СП 498 без упрощений не применяются в текущей инженерной практике при проведении теплотехнических расчётов оснований сооружений.

Тем не менее в СП 498 [7, 9, 14, 16] приведён упрощённый расчёт радиационного баланса, который имеет следующий вид:

$$R = \begin{cases} 0,61 Q - 20, & 0,07 < A \leq 0,16 \\ 0,61 Q - 40, & 0,16 < A \leq 0,35, \end{cases} \quad (9)$$

где, согласно [14], значения альbedo $A \leq 0,16$ характерны для песчаных, щебеночных и асфальтовых поверхностей, а значения $A > 0,16$ – для бетонных и железобетонных покрытий.

Формула (9) является простой для инженерного применения и оценки радиационного баланса поверхности в зависимости от её альbedo и суммарной солнечной радиации.

Сравнение методик. Проведем сравнительный расчет температурной поправки для СП 447 и СП 498 по формулам (1)–(4) и (5)–(7) соответственно без учёта среднемесячной температуры воздуха t . Расчёт радиационного баланса для двух случаев происходит по формулам (8)–(9). Положим, что в качестве входных параметров рассматривается оголённая песчаная поверхность, где скорость ветра изменяется от 1 до 5 м/с, а суммарная солнечная радиация – от 50 до 250 Вт/м². Тем самым в формуле (3) значение коэффициента $k = 0,3$, а в (9) альbedo $A \leq 0,16$. Результаты расчёта температурной поправки по двум методикам представлены в таблице.

Таблица. Расчет температурной поправки согласно СП 447 (числитель) и СП 498 (знаменатель) в зависимости от скорости ветра V и суммарной солнечной радиации Q

| Суммарная солнечная радиация Q , Вт /м ² | Скорость ветра V , м/с | | | | |
|---|--------------------------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 50 | 0,63 | 0,44 | 0,36 | 0,31 | 0,28 |
| | 9,78 | 6,47 | 4,84 | 3,86 | 3,10 |
| 100 | 2,47 | 1,74 | 1,42 | 1,23 | 1,10 |
| | 11,06 | 7,32 | 5,47 | 4,36 | 3,51 |
| 150 | 4,31 | 3,05 | 2,49 | 2,15 | 1,93 |
| | 12,34 | 8,16 | 6,10 | 4,87 | 3,91 |
| 200 | 6,15 | 4,35 | 3,55 | 3,07 | 2,75 |
| | 13,61 | 9,01 | 6,73 | 5,37 | 4,32 |
| 250 | 7,99 | 5,65 | 4,61 | 3,99 | 3,57 |
| | 14,89 | 9,85 | 7,36 | 5,88 | 4,72 |

Приведённые результаты в таблице показывают, что значение температурной поправки по обеим методикам растёт при увеличении Q и уменьшается – при увеличении V . Методика СП 498 даёт большее значение температурной поправки, в сравнении с методикой СП 447. Дополнительно выявлено, что наибольшее отличие наблюдается при малых значениях Q и V , где разница составляет порядка 14 раз, а при увеличении значений Q и V наблюдается тенденция к сокращению этой разницы до 1,32 раза. Это связано как с особенностями учёта потери тепла за счёт испарения в (1) и (5), так и с разностью формул для расчёта коэффициентов теплообмена. Формула (4) из СП 447, в среднем, даёт в два раза большие значения коэффициента теплообмена, чем формула (7) на рассматриваемом диапазоне скоростей ветра V .

Обсуждение результатов. Несмотря на одинаковые вводные данные, результаты полученных значений температурной поправки по двум сравниваемым методикам имеют существенные отличия. Можно принять тот факт, что рассмотренные своды правил предназначены для проектирования разных типов сооружений на ММГ, которые учитывают их специфические особенности. Однако, если откинуть частности в виде «насыпь для фундамента», «железнодорожная насыпь» или «насыпь для аэродромного полотна», то везде рассматривается одна и та же сущность в виде насыпи или дневной поверхности, которая взаимодействует с окружающей средой.

Если рассмотреть другие литературные источники, то существуют иные методические подходы к оценке влияния факторов природной среды на формирование температур ММГ и глубин их сезонного оттаивания и промерзания [1, 4]. С другой стороны, в основополагающей нормативной документации по проектированию оснований и фундаментов, как [8], не представлены такого рода подходы для оценки дополнительного теплопритока в грунт.

Такая разрозненность в нормативной документации, которая посвящена проектированию инженерных сооружений в одних и тех же условиях ММГ, в зависимости от выбора свода правил, может приводить к принятию как слишком оптимистичных проектных решений, что увеличивает риски аварий при эксплуатации сооружения, так и решений с излишним запасом, которые увеличивают стоимость строительства. Это подчеркивает необходимость комплексно рассмотреть текущую нормативную документацию, посвящённую проектированию сооружений в условиях ММГ, согласовать между собой своды правил, определить область применимости различных методик, в частности, по учёту поправки к температурам воздуха за счёт солнечной радиации, и подготовить единые рекомендации по их применению при проведении численных теплотехнических расчётов.

Вывод. В данной работе представлены две методики из СП 447 и СП 498 для оценки поправки к температуре воздуха за счёт влияния солнечной радиации и испарения. Её учёт необходим при проведении численных теплотехнических расчетов для описания теплообмена на границе грунта с воздухом в летний период. Показана простая инженерная методика для расчёта радиационного баланса земной поверхности в зависимости от альбедо и суммарной солнечной радиации из СП 498, которая необходима для расчёта поправок к температурам воздуха. Наличие данной методики в нормативной документации позволяет применить её в инженерной практике и обосновать повышение температур воздуха в летний период.

Проведено сравнение методик по расчёту температурной поправки, которое выявило, что её значения по СП 498 гораздо выше, чем по СП 447. Показана необходимость согласования и стандартизации расчёта параметров теплообмена грунта с воздухом в рамках нормативной документации, регулирующей правила проектирования зданий и сооружений на ММГ. Необходима совместная работа как различных проектных институтов, так и научных учреждений для усовершенствования

сводов правил и методологии проведения численных теплотехнических расчётов в специализированных программных комплексах.

Литература

1. Ершов Э. Д. Инженерная геокриология: справочное пособие / Э.Д. Ершов, Л.Н. Хрусталева, Г.И. Дубиков, С.Ю. Пармузин. – Москва: Недра, 1991. – 439 с.
2. Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник / Э.Д. Ершов; МГУ. – Москва: Изд-во МГУ, 2002. – 682 с.
3. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть 1. Метеорологические наблюдения на станциях. // Ленинград: Гидрометиздат, 1985. – 301 с.
4. ОДМ 218.2.086-2019 Методические рекомендации по геокриологическому прогнозированию устойчивости дорожных сооружений при проектировании, строительстве и эксплуатации автомобильных дорог / Росавтодор (Федеральное дорожное агентство). – Москва, 2019 – 124 с.
5. Программный комплекс для тепловых расчетов грунтов FROST 3D: [Электронный ресурс]. URL: <http://www.frost3d.ru> Дата обращения: 01.03.2022).
6. Рекомендации по методике прогноза изменений мерзлотно-грунтовых условий при строительстве и эксплуатации сооружений на трассе БАМ. Проект, ОАО ЦНИИС, М., 1976. – 176 с.
7. СНиП 11-47-80. Аэродромы. / Москва: Стройиздат, 1981.– 57 с.
8. СП 25.13330.2020 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах СНиП 2.02.04-88 / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2021. – 135 с.
9. СП 121.13330.2019 Аэродромы. СНиП 32-03-96 / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 94 с.
10. СП 131.13330.2020 Строительная климатология СНиП 23-01-99* / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2021. – 146 с.
11. СП 354.1325800.2017 Фундаменты опор мостов в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. Правила проектирования и строительства / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2018. – 74 с.
12. СП 445.1325800.2018 Водопропускные трубы и системы водоотвода в районах вечной мерзлоты / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 58 с.
13. СП 447.1325800.2019 Железные дороги в районах вечной мерзлоты. Основные положения проектирования / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2019. – 36 с.
14. СП 498.1325800.2020 Основания и фундаменты зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах. Требования к инженерной подготовке территории / Минстрой России. – Официальное издание. – Москва: Стандартинформ, 2021. – 35 с.
15. Токтарев Д. Е. Формирование температурного поля поверхности земли с учетом изменения условий местности при строительстве автомобильных дорог через лесной массив / Д. Е. Токтарев, Е. А. Бедрин // Техника и технологии строительства. – 2017. – №2 (10). – С.72–79
16. Хрусталева Л. Н. Основы геотехники в криолитозоне: Учебник. / Л. Н. Хрусталева. – Москва: Изд-во МГУ, 2005. – 544 с.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ МЕРЗЛОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЙ ДВУХ ЖИЛЫХ ДОМОВ В Г. НОРИЛЬСКЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ ВЕТ СИСТЕМ С УГЛЕКИСЛОТОЙ

Долгих Д.Г.¹, Окунев С.Н.², Федосеев С.М.³

¹ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень, Россия; e-mail d_dolgikh@npo-fsa.ru

²ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень, Россия; e-mail okunev@npo-fsa.ru

³ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень, Россия; e-mail gip4@npo-fsa.ru

Для предотвращения деформаций оснований и фундаментов домов №26 и №28 по ул. Бауманская г. Норильск и восстановления мерзлого состояния грунтов в декабре 2019 года были смонтированы вертикальные естественнодействующие трубчатые (ВЕТ) системы с применением углекислоты в

качестве хладагента. За два зимних периода грунтовое основание перешло в твердомерзлое состояние, деформации фундаментов зданий прекратились.

Полученный результат подтвердил высокую эффективность системы ВЕТ с применением углекислоты.

RESTORATION OF THE FROZEN SOIL CONDITION OF THE FOUNDATIONS OF TWO RESIDENTIAL BUILDINGS IN NORILSK WITH THE USE OF WET SYSTEMS WITH CARBON DIOXIDE

Dolgikh D.G.¹, Okunev S.N.², Fedoseenkov S.M.³

¹SPA Fundamentstroyarkos, LTD, Tyumen, Russia; *e-mail d_dolgikh@npo-fsa.ru*

²SPA Fundamentstroyarkos, LTD, Tyumen, Russia; *e-mail okunev@npo-fsa.ru*

³SPA Fundamentstroyarkos, LTD, Tyumen, Russia; *e-mail gip4@npo-fsa.ru*

To prevent deformations of the bases and foundations of houses No. 26 and No. 28 on Baumanskaya St., Norilsk and to restore the frozen state of the soil, vertical naturally acting tubular (VET) systems using carbon dioxide as a refrigerant were installed in December 2019. During two winter periods, the soil base turned into a solid-frozen state, deformations of the foundations of buildings stopped.

The obtained result confirmed the high efficiency of the VET system with the use of carbon dioxide.

Техногенные воздействия хозяйственных и паводковых вод на грунты оснований двух жилых домов №26 и №28 по ул. Бауманская г. Норильск за время эксплуатации привели к растеплению грунтов до глубины 13 метров, что вызвало начало деформаций оснований и фундаментов. Для восстановления мерзлого состояния грунтов оснований были запроектированы Вертикальные естественнодействующие трубчатые (ВЕТ) системы с использованием углекислоты в качестве хладагента. Выбор углекислоты обусловлен глубиной замораживания для исключения влияния гидростатического столба жидкости и размещением системы ВЕТ под зданием жилого назначения. Выполненные ранее исследования глубинных охлаждающих устройств на мерзлотном полигоне НПО «Фундаментстройаркос» и плотинах АК «АЛРОСА» [1,2] подтвердили эффективность их применения при замораживании грунтов.

Геологический разрез исследован до глубины 14,7 м, в нем представлены 7 инженерно-геологических элементов (ИГЭ):

- ИГЭ №1 – насыпной щебенистый грунт;
- ИГЭ №2 – суглинок, супесь мелкозернистая;
- ИГЭ №3 – гравелисто-галечниковые грунты с супесчано-суглинистым заполнением;
- ИГЭ №4 – глины сильно влагонасыщенные;
- ИГЭ №5 – крупнозернистый песчаник с включением гальки, сильно влагонасыщенный;
- ИГЭ №6 – глины с включением скальных пород, сильно влагонасыщенные;
- ИГЭ №7 – переслаивание аргиллитов и алевроитов.

Глубина развития талика по данным буровых и термометрических работ составляет до 13,2 м.

Согласно материалам изысканий прошлых лет, исследуемая территория была сложена мёрзлыми грунтами.

С 2016 по 2019 гг. проводился мониторинг температуры грунтовых оснований жилых домов №26 и №28. Согласно замерам по дому №26, выполненным 13.01.2016 г., зафиксирован надмерзлотный талик мощностью с 4 по 9 м, ниже залегали высокотемпературные мерзлые грунты с температурами от минус 0,2 до минус 0,6 °С.

По данным замеров, выполненных в марте 2019 года, по термометрическим скважинам дома №28 в осях здания 9-17 надмерзлотный талик зафиксирован мощностью с 4 по 10 м, а в осях здания 1-9 зафиксирована мерзлота сливающегося типа с температурами минус 0,2 °С на глубине 10 м.

Гидрогеологические условия оснований характеризуются наличием постоянно функционирующего горизонта подземных вод, приуроченного к техногенному талику. Подземные воды вскрыты на глубине от 6,3 до 6,9 м от поверхности подполья. Приурочены подземные воды главным образом к естественным и насыпным крупнообломочным грунтам верхней части разреза, а также к трещиноватым скальным грунтам. Нижним водоупором служат скальные грунты. Питание водоносный горизонт получает в основном за счет хозяйственных и грунтовых вод из прилегающей территории, расположенной уровнем выше, а также за счет инфильтрации атмосферных осадков в теплое время года. Водообильность горизонта неравномерная, так как напрямую зависит от периодичности и интенсивности грунтовых вод, а также от атмосферных осадков. Разгрузка подземных вод происходит ниже по отметкам рельефа за пределами оснований.

Характеристики грунтов и значения температур приведены в таблице 1 и 2.

Таблица 1 – Свойства грунтов

| Наименование показателя | Индекс | Ед. измер. | ИГЭ-1 Насыпной щебенистый грунт | ИГЭ-2 Суглинок | ИГЭ-3 Гравенисто-галечниковые грунты | ИГЭ-4 Грунтовые воды | ИГЭ-5 Глины | ИГЭ-6 Крупнозернистый песчаник | ИГЭ-7 Аргиллиты и алевролиты |
|--|----------------|--|---------------------------------|----------------|--------------------------------------|----------------------|-------------|--------------------------------|------------------------------|
| Суммарная влажность | W_{tot} | д.ед. | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,90 | 0,70 | 0,70 | 0,40 |
| Плотность грунта в сухом состоянии | ρ_d | г/см ³ | 2,35 | 1,04 | 1,63 | 1,63 | 1,80 | 1,64 | 2,30 |
| Температура начала замерзания | T_{bf} | °С | 0,00 | -0,28 | 0,00 | 0,00 | -0,30 | -0,10 | -0,30 |
| Льдистость за счет ледяных включений, т.е. линз и прослоек | i_i | д.ед. | - | 0,39 | - | - | 0,36 | - | - |
| Теплопроводность талого грунта | λ_{th} | Вт/(м·°С) | 2,13 | 1,57 | 2,53 | 2,53 | 1,57 | 2,53 | 1,39 |
| Теплопроводность мерзлого грунта | λ_f | | 2,13 | 1,88 | 2,94 | 2,94 | 1,86 | 2,95 | |
| Объемная теплоемкость талого грунта | C_{th} | Дж/(м ³ ·°С) 10 ⁻⁶ | 1,89 | 4,48 | 6,70 | 7,03 | 7,00 | 6,05 | 6,05 |

| | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|----------------|---|-------------------------|-------------------------|----------------------|----------------------|--|---------------------------|---------------------------|
| Объемная теплоемкость мерзлого грунта | C _f | | 1,89 | 2,75 | 3,99 | 4,31 | 4,38 | 3,66 | 4,14 |
| Глубина заложения | - | м | с 0,00 до 2,00 | с 2,00 до 6,10 | с 6,10 до 6,90 | с 6,90 до 7,60 | с 7,60 до 10,30 и с 11,10 до 13,20 | с 10,30 до 11,10 | с 13,20 до 14,70 |

Таблица 2 – Значения температур, принятые при проектировании систем ВЕТ

| | | | | | | | | |
|---|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Глубина замера температуры, м | 0,0 | 1,0 | 2,0 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 6,0 | 7,0 |
| Температура грунта на 24.11.2016 г., °С | -4,2 | -3,8 | 4,2 | 5,0 | 4,6 | 1,8 | 1,8 | 1,2 |

| | | | | | | | |
|---|-----|-----|------|------|------|------|------|
| Глубина замера температуры, м | 8,0 | 9,0 | 10,0 | 11,0 | 12,0 | 13,0 | 14,0 |
| Температура грунта на 24.11.2016 г., °С | 1,2 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | -0,2 | -0,2 | -0,4 |

В качестве мероприятия по температурной стабилизации грунтов оснований жилых домов №26 и №28 по ул. Бауманская на каждом доме было предусмотрено устройство 6 систем ВЕТ. Конструктивно системы ВЕТ состоят из подземной и надземной частей. Надземная часть представляет собой конденсаторный блок, подземная часть – испаритель в виде охлаждающих вертикальных труб (ТОВ), соединенных между собой и с конденсаторным блоком. Трубчатая система заправляется необходимым количеством хладагента. В качестве хладагента принята двуокись углерода. Конденсаторный блок предназначен для конденсации паров хладагента и перекачки его по системе за счёт гравитационных сил. В зимний период, когда температура грунта выше температуры наружного воздуха, в ТОВ систем ВЕТ происходит кипение хладагента и перемещение образовавшейся парожидкостной смеси по соединительным трубам к конденсаторному блоку. В нижней части конденсаторного блока смесь гравитационно разделяется на пар и жидкость. Пар поступает в верхнюю часть конденсаторного блока, и отдав тепло наружному воздуху, конденсируется в жидкость. Затем в виде жидкости вновь стекает в охлаждающие трубы. Таким образом, осуществляется прямой термодинамический цикл, в процессе которого холод наружного воздуха аккумулируется в основании фундаментов. В летний период работа системы ВЕТ автоматически прекращается, так как температура воздуха становится выше температуры грунта в зоне размещения ТОВ.

В основание жилого дома №26 было погружено 99 ТОВ, №28 – 110 ТОВ. Диаметр ТОВ и соединительных труб - 33,7 мм с толщиной стенки 3,5 мм, материал труб - сталь 09Г2С по ГОСТ 8732-78, глубина погружения ТОВ составляет 12 и 18 м. Принципиальные схемы устройства систем ВЕТ приведены на рисунках 1 и 2.

Работы по устройству систем были начаты в сентябре 2019 года и закончены в декабре 2019 года.

Значения температур грунтов для участков с талыми и мерзлыми грунтами за период с 2019 по 2021 год для дома №26 приведены в таблицах 3, 4, для дома №28 в таблицах 5, 6.

Таблица 3 – Результаты замеров температур грунтов основания дома №26 после устройства систем ВЕТ (зона сквозного талика)

| Глубина, м | Дата замера температур | | | | | | | |
|---------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | 12.12. 2019 | 30.01. 2020 | 21.02. 2020 | 21.03. 2020 | 28.08. 2020 | 27.10. 2020 | 13.11. 2020 | 26.02. 2021 |
| 0 | -6,0 | -8,8 | -9,24 | | | | | -35,00 |
| 1 | -1,4 | -4,2 | -5,61 | -4,57 | | | | |
| 2 | 2,0 | -0,6 | -1,27 | -2 | 2,3 | 2,8 | 2,42 | -20,94 |
| 3 | 3,4 | 1,0 | 0,45 | 0,43 | | | | |
| 4 | 3,4 | 1,2 | 2,1 | 0,75 | 0,8 | 0,8 | 0,74 | -7,14 |
| 5 | 2,4 | 1,6 | 2,34 | 1,57 | | | | |
| 6 | 2,4 | 2,0 | 2,88 | 1,6 | 0,7 | 0,44 | 0,37 | -0,90 |
| 7 | 2,4 | 2,6 | 2,61 | 1,64 | | | | |
| 8 | 2,2 | 2,6 | 2,5 | 1,58 | 0,6 | 0,29 | 0,23 | 0,18 |
| 9 | 2,0 | 2,6 | 1,89 | 1,51 | | | | |
| 10 | 2,0 | 2,0 | 1,77 | 1,3 | 0,3 | 0,22 | 0,16 | 0,10 |
| 11 | 1,6 | 0,8 | 1,33 | 0,96 | | | | |
| 12 | 1,2 | 0,8 | 1,12 | 0,65 | 0,1 | 0,13 | 0,06 | -0,02 |
| 13 | 1,0 | 1,2 | 0,74 | 0,45 | | | | |
| 14 | 1,0 | 1,0 | 0,55 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,04 | -0,56 |
| 15 | 0,6 | 0,6 | 0,46 | -0,11 | | | | |
| 16 | 0,2 | 0,2 | 0,41 | -0,35 | 0,1 | -0,14 | -0,2 | -1,02 |
| 17 | ±0,0 | ±0,0 | 0,12 | -0,59 | | | | |
| 18 | ±0,0 | ±0,0 | -0,12 | -0,75 | 0,0 | -0,18 | -0,18 | -2,73 |
| 19 | ±0,0 | ±0,0 | -0,21 | -0,95 | | | | |
| 20 | | | | | | | | -2,45 |

Таблица 4 – Результаты замеров температур грунтов основания дома №26 после устройства систем ВЕТ (зона основания с мерзлыми породами)

| Глубина, м | Дата замера температур | | | | | | |
|---------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | 12.12. 2019 | 30.01. 2020 | 20.02. 2020 | 20.03. 2020 | 28.08. 2020 | 27.10. 2020 | 26.02. 2021 |
| 0 | -11,2 | -4,8 | -9,24 | | | | -33,78 |
| 1 | -6,8 | -5,0 | -7,22 | -11 | | | |
| 2 | -1,0 | -2,0 | -0,4 | -7,5 | 7 | 3,62 | -8,80 |
| 3 | 2,2 | 1,0 | 0,82 | -3,4 | | | |
| 4 | 2,0 | 1,2 | 1,28 | -2 | 2,1 | -2,1 | -3,80 |
| 5 | 1,8 | 0,4 | 0,45 | -0,5 | | | |
| 6 | 1,0 | 0,2 | 0,29 | -0,6 | 0,3 | -1,82 | -3,05 |
| 7 | ±0,0 | -0,2 | 0,1 | -0,7 | | | |
| 8 | ±0,0 | -0,2 | 0,04 | -0,6 | -0,1 | -1,15 | -2,15 |
| 9 | -0,2 | -0,4 | -0,12 | -0,5 | | | |
| 10 | -0,2 | -0,4 | -0,17 | -0,9 | -0,3 | -1,34 | -0,96 |
| 11 | -0,2 | -0,4 | -0,21 | -1,3 | | | |
| 12 | -0,2 | -0,4 | -0,25 | -1,7 | -0,4 | -2,9 | -0,21 |
| 13 | -0,2 | -0,4 | -0,31 | -2 | | | |
| 14 | -0,2 | -0,4 | -0,33 | -1,4 | -0,3 | -1,99 | -0,18 |
| 15 | ±0,0 | -0,4 | -0,24 | -0,7 | | | |
| 16 | ±0,0 | -0,2 | -0,15 | -1 | -0,3 | -1,27 | -1,66 |
| 17 | ±0,0 | -0,2 | -0,36 | -1,4 | | | |
| 18 | ±0,0 | ±0,0 | -0,43 | -1,1 | -0,2 | -0,93 | -1,91 |

| | | | | | | | |
|----|------|------|-------|------|--|--|-------|
| 19 | ±0,0 | ±0,0 | -0,28 | -0,8 | | | |
| 20 | | | | | | | -1,25 |

Таблица 5 – Результаты замеров температур грунтов основания дома №28 после устройства систем ВЕТ (зона сквозного талика)

| Глубина, м | Дата замера температур | | | | | | | |
|---------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | 12.12. 2019 | 30.01. 2020 | 20.02. 2020 | 20.03. 2020 | 28.08. 2020 | 27.10. 2020 | 13.11. 2020 | 26.02. 2021 |
| 0 | -5,4 | -7,46 | -4,62 | | 12,27 | | | -37,61 |
| 1 | 0,6 | -3,24 | -2,21 | -12 | | | | |
| 2 | 6,2 | 0,22 | -0,5 | -4,0 | 5,8 | 4,62 | 4,06 | -12,73 |
| 3 | 11,6 | 1,22 | 2,01 | -1,5 | | | | |
| 4 | 10,2 | 6,22 | 3,84 | 0,2 | 4,62 | 6,6 | 5,66 | -3,30 |
| 5 | 10,2 | 5,88 | 4,22 | 2 | | | | |
| 6 | 6,2 | 4,64 | 5,35 | 3,1 | 2,7 | 2,83 | 1,82 | -0,14 |
| 7 | 4,0 | 4,20 | 4,11 | 3,9 | | | | |
| 8 | 3,0 | 3,42 | 3,81 | 3,8 | 2,44 | 2,0 | 1,56 | -2,21 |
| 9 | 3,0 | 3,08 | 2,88 | 3,7 | | | | |
| 10 | 2,8 | 3,00 | 2,61 | 3,2 | 1,9 | 1,86 | 1,1 | -7,10 |
| 11 | 2,2 | 2,30 | 1,96 | 2,8 | | | | |
| 12 | 2,0 | 2,34 | 1,89 | 2,4 | 1,2 | 1,0 | 0,69 | -9,09 |
| 13 | 1,8 | 2,00 | 1,65 | 1,8 | | | | |
| 14 | 1,6 | 1,84 | 1,32 | 1,5 | 0,8 | 0,86 | 0,48 | -1,32 |
| 15 | 1,6 | 1,60 | 0,89 | 1,3 | | | | |
| 16 | 1,2 | 1,32 | 0,51 | 0,9 | 0,23 | 0,29 | --- | -0,01 |
| 17 | 0,8 | 0,48 | 0,39 | 0,4 | | | | |
| 18 | 0,2 | 0,14 | 0,3 | 0,3 | 0,13 | 0,0 | 0,05 | 0,08 |
| 19 | 0,2 | 0,04 | -0,01 | 0,1 | | | | |
| 20 | | | | | | | | 0,00 |

Таблица 6 – Результаты замеров температур грунтов основания дома №28 после устройства систем ВЕТ (зона основания с мерзлыми породами)

| Глубина, м | Дата замера температур | | | | | | | |
|---------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|--|
| | 12.12. 2019 | 30.01. 2020 | 21.02. 2020 | 21.03. 2020 | 28.08. 2020 | 27.10. 2020 | 26.02. 2021 | |
| 0 | -10,4 | -8,26 | -9,21 | | | | -34,29 | |
| 1 | -7,0 | -4,86 | -6,33 | -8 | | | | |
| 2 | -2,8 | -3,12 | -4,33 | -4,8 | 2 | 0,43 | -24,38 | |
| 3 | -0,8 | -2,82 | -2,28 | -3,7 | | | | |
| 4 | -0,8 | -2,56 | -2,01 | -2,5 | -0,3 | -0,52 | -10,93 | |
| 5 | -0,8 | -2,14 | -0,82 | -1,6 | | | | |
| 6 | -0,8 | -1,12 | -0,71 | -1,4 | -0,9 | -1,28 | -7,61 | |
| 7 | -0,8 | -0,94 | -0,63 | -1,2 | | | | |
| 8 | -0,8 | -0,94 | -0,64 | -1,2 | -0,8 | -1,52 | -8,29 | |
| 9 | -0,8 | -0,94 | -0,63 | -1,2 | | | | |
| 10 | -0,8 | -0,92 | -0,6 | -1,2 | -0,5 | -1,02 | -7,17 | |
| 11 | -0,8 | -0,88 | -0,52 | -1,1 | | | | |
| 12 | -0,8 | -0,78 | -0,41 | -1,0 | -0,3 | -0,81 | -5,41 | |
| 13 | -0,8 | -0,68 | -0,37 | -0,9 | | | | |
| 14 | -0,6 | -0,62 | -0,33 | -0,7 | -0,1 | -0,83 | -3,21 | |
| 15 | -0,6 | -0,56 | -0,31 | -0,5 | | | | |
| 16 | -0,4 | -0,52 | -0,33 | -0,7 | -0,2 | -0,77 | -2,92 | |
| 17 | -0,4 | -0,52 | -0,36 | -0,8 | | | | |
| 18 | -0,4 | -0,48 | -0,34 | -0,7 | -0,4 | -0,62 | -2,42 | |
| 19 | -0,4 | -0,56 | -0,32 | -0,6 | | | | |
| 20 | | | | | | | -1,51 | |

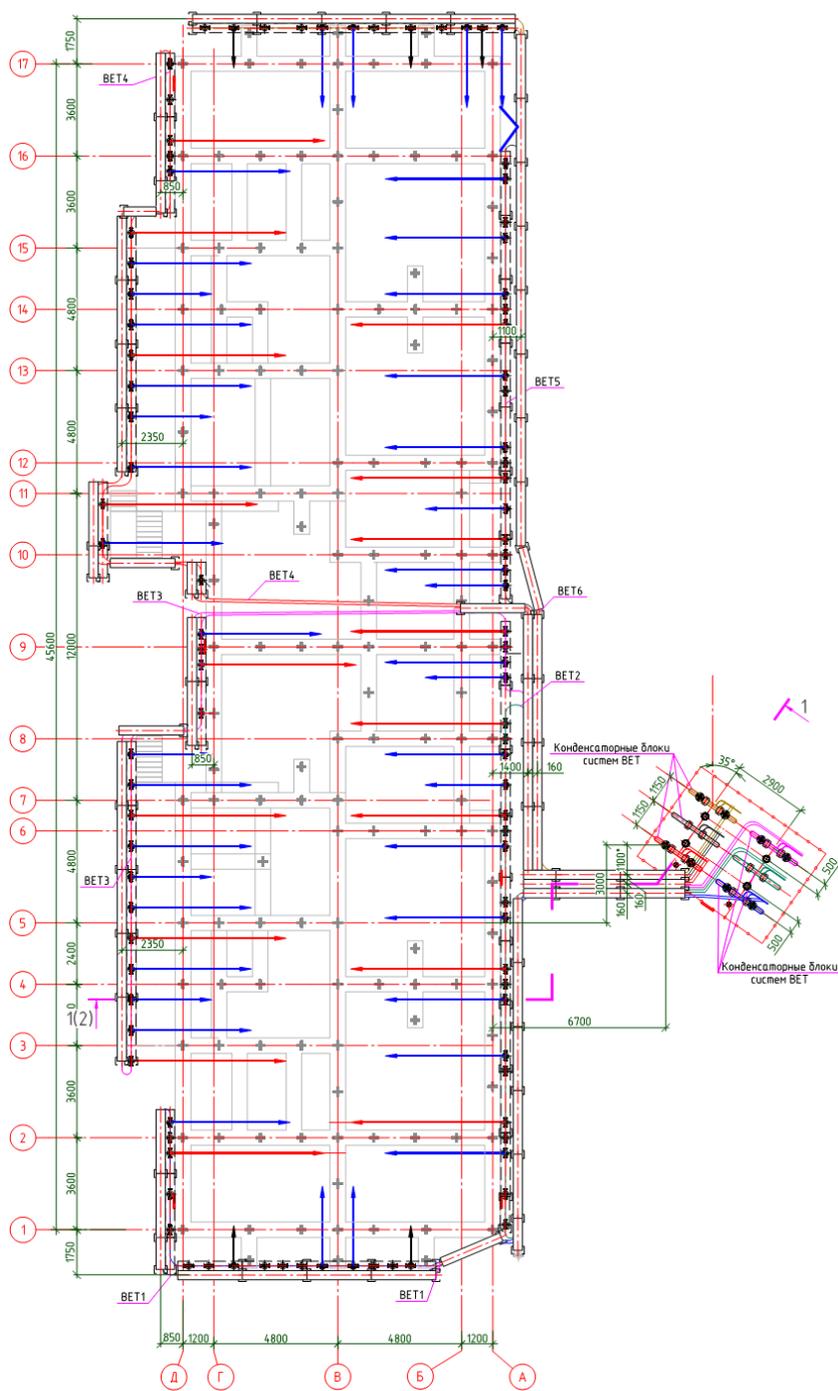


Рисунок 1 – Схема расположения систем ВЕТ для жилого дома №26 по ул. Бауманская

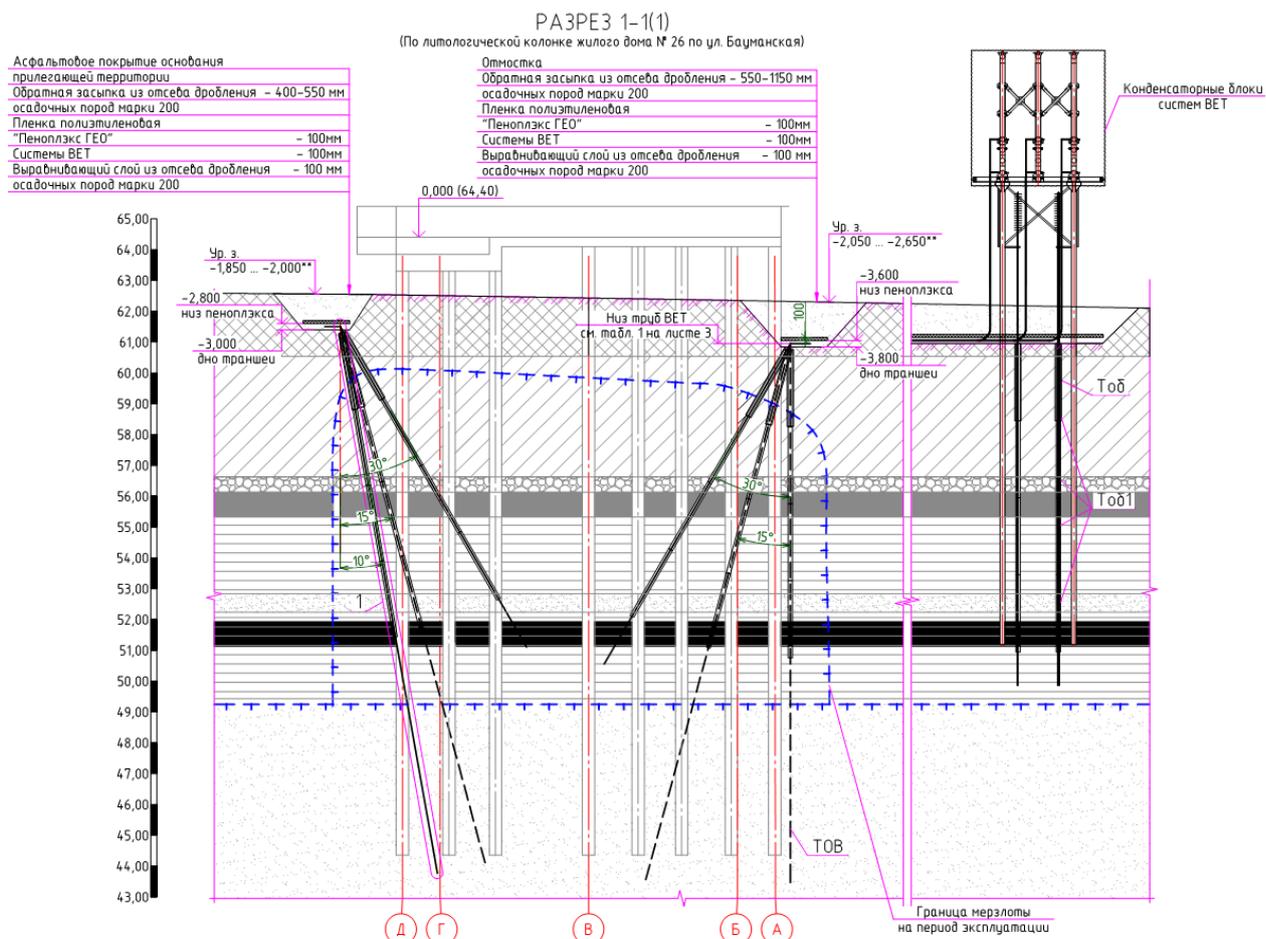


Рисунок 2 – Разрез

Анализ значений температур показывает:

- на участках талых грунтов температуры были существенно выше, чем температуры грунтов согласно замерам 2016-2019 гг., что привело к изменению сроков замораживания и необходимости ступенчатой заправки систем углекислотой. Замораживание грунтов до расчетных значений было достигнуто на второй год работы системы ВЕТ;

- на участках вечномерзлых грунтов сливающегося типа понижение температур грунтов до расчетных значений было произведено после первого года работы системы ВЕТ.

По результатам применения систем ВЕТ с углекислотой для замораживания и температурной стабилизации грунтов оснований можно сделать вывод о высокой эффективности конструкции разработанной системы.

Литература

1. Под ред. Долгих Г.М. Системы температурной стабилизации грунтов оснований в криолитозоне: Актуальные вопросы исследований, расчетов, проектирования, производства, строительства, авторского надзора и мониторинга//Труды ученых и специалистов ООО НПО «Фундаментстройаркос». Новосибирск: Академическое издательство «Гео» 2014. 72-92 с.
2. Долгих Г. М., Окунев С.Н., Скорбилин Н.А. Особенности температурной стабилизации мерзлых пород, примыкающих к плотине Вилюйской ГЭС-3//Гидротехника 2018. №4(43). 64-68 с.

ПРОВЕДЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЭФФЕКТИВНОСТИ ТЕРМОКЕЙСОВ В УСЛОВИЯХ НАТУРНОГО ПОЛИГОНА

Жолобов И.А., Примаков С.С.

ООО «НОВАТЭК НТЦ», Тюмень, Россия; *Igor.Zholobov@novatek.ru*
ООО «НОВАТЭК НТЦ», Тюмень, Россия; *Sergey.Primakov@novatek.ru*

Необходимость проведения сравнительных испытаний в одинаковых модельных условиях натурального полигона различного оборудования, например, термокейсов для скважин в условиях распространения ММГ обусловлена наличием широкого ассортимента представленных на рынке изделий различных производителей вместе с отсутствием подтверждения ряда их теплофизических характеристик.

RESEARCH TO DETERMINE THE EFFICIENCY OF SEASONALLY OPERATING COOLING DEVICES, THERMOCASES AND HEAT-INSULATED ELEVATOR PIPES UNDER THE CONDITIONS OF A LOCAL POLYGON

Zholobov I.A., Primakov S.S.

«NOVATEK NTC», Tyumen, Russia; *Igor.Zholobov@novatek.ru*
«NOVATEK NTC», Tyumen, Russia; *Sergey.Primakov@novatek.ru*

The need to conduct comparative tests in the same model conditions of a full-scale test site of various equipment, for example, thermal cases for wells in the conditions of permafrost distribution, is due to the presence of a wide range of products from various manufacturers on the market, along with the lack of confirmation of a number of their thermophysical characteristics.

Строительство зданий и сооружений в районах распространения ММГ (многолетнемерзлые грунты) неразрывно связано с исследованиями и применениями различных способов сохранения их мерзлого состояния, обеспечивающего устойчивость и надежность сооружений в процессе эксплуатации. Для сохранения и поддержания стабильного состояния ММГ применяется специализированное оборудование, которое позволяет, как сократить количество поступающего тепла в грунт, так и понижать его температуры. Между тем сложность выбора такого оборудования и определение их реальной эффективности является серьезной задачей, возникающей перед конечными пользователями – преимущественно компаниями ТЭК.

Одной из стратегических задач, поставленных перед Лабораторно-исследовательским центром ООО «НОВАТЭК НТЦ» является проведение испытаний (в том числе и сравнительных) по определению реальной эффективности оборудования и устройств по сохранению и снижению теплового влияния на ММГ, например, термокейсов – конструкции, предназначенной для ограничения теплового потока от горячей продукции скважины в окружающий грунт. Для этого в составе центра создан натуральный полигон, в состав которого входит операторная для круглогодичного размещения персонала и исследовательской аппаратуры, стеллажи для хранения и подготовки к исследованиям. Исследовательским ядром полигона являются пять шахт для размещения объектов исследования. Конфигурация каждой шахты (диаметр более 600 мм, глубина 14 м) позволяет размещать практически любое оборудование представляющее интерес для эксплуатации сооружений на ММГ, см. рис. 1.

В распоряжении Лабораторно-исследовательского центра ООО «НОВАТЭК НТЦ» находится широкий спектр оборудования для имитации различных внешних условий и температурных режимов, а также термометрическая система

автоматизированного сбора данных для постоянного мониторинга климатических условий на полигоне и изучаемом оборудовании. Конструкция шахт без засыпки грунта позволяет избежать погрешностей свойственных измерениям, проводимым в грунтовых условиях, что в свою очередь повышает достоверность. Имитируя различные условия работы изделий возможно определение слабых мест (стыков термокейсов) и других особенностей режимов теплообмена.

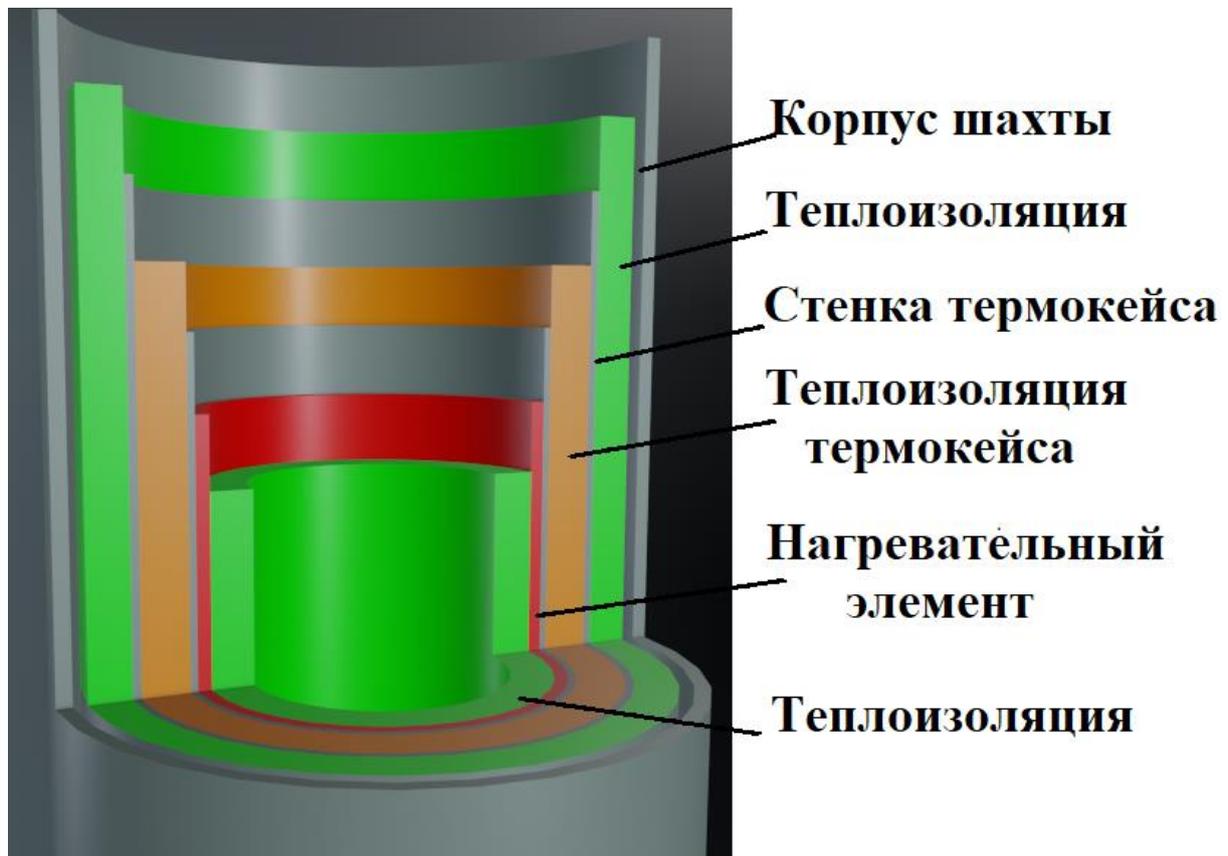


Рис. 1. Схематичная компоновка шахты натурального полигона при исследовании термокейсов

Недостатки присущие испытаниям в условиях реальных грунтов:

- неоднородность геологического строения и, следовательно, свойств окружающих грунтов как по глубине, так и по латерали;
- постоянное изменение температуры окружающего грунта по глубине, латерали и времени ввиду сезонных изменений климата на исследуемом участке;
- взаимное влияние исследуемого оборудования при близком взаимном расположении;
- существенные отличия геологического строения и термометрии в точках размещения оборудования при увеличении расстояния между исследуемыми объектами;
- существенная нелинейная зависимость ряда теплофизических характеристик грунта, зачастую неопределяемая лабораторно, которая усложняет построение моделей для оценки работы оборудования;

–невозможность изменения конструктива в процессе исследований или изменения режима работы.

Все эти факторы существенно усложняют объективную оценку эффективности отдельных изделий, поскольку требуют учета большого количества факторов, частью которых в моделях приходится пренебрегать ввиду сложности самих процессов или отсутствия достоверной информации.

Измерения в условиях натурального полигона с предлагаемой конфигурацией исследовательской шахты обладают следующими преимуществами:

–отсутствие погрешности, обусловленной непосредственным контактом исследуемого объекта с окружающими грунтами;

–постоянная термометрия исследуемого объекта и условий в шахте в режиме реального времени;

–габариты шахты позволяют разместить оборудование различных габаритов, компоновки и назначения;

–возможность применения широкого ассортимента исследовательской аппаратуры.

Предлагаемая конфигурация исследований на примере термокейса, позволит определить ее реальную эффективность, в различных заводских исполнениях при одних и тех же условиях. Основными задачами при исследовании термокейсов на натурном полигоне являются:

–проверка соответствия заявленным свойства материала теплоизоляции;

–определение общей эффективности сопротивления теплопередачи через стенку термокейса;

–изучение степени влияния мест соединения частей термокейса на общую эффективность сопротивления теплопередачи.

Предлагаемая методика проведения исследования предполагает создание теплового потока через стенку термокейса и мониторинг в режиме реального времени отклика на наружной поверхности. Обеспечивая при этом контроль температуры вместе с мощностью нагрева, обеспечивается возможность объективного определения реальной эффективности термокейсов различных конструкций и производителей.

ИМПУЛЬСНЫЙ РЕЖИМ ТЕЧЕНИЯ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА В СИСТЕМАХ ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТАБИЛИЗАЦИИ ГРУНТОВ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ИСПАРИТЕЛЕМ

Ишков А.А.^{1,2}, Аникин Г.В.³

¹ООО «ПетроТрейд», Россия; *a.a.ishkov@yandex.ru*

²Тюменский индустриальный университет, Россия

³Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Россия; *anikin@ikz.ru*

В настоящей работе описывается новая экспериментальная установка для температурной стабилизации мерзлых грунтов, работающая на диоксиде углерода и имеющая ряд конструктивных изменений, способствующих ее более эффективному функционированию относительно аналогов. Описываются проведенные ранее экспериментальные исследование функционирования горизонтальной испарительной системы охлаждения грунта, используемой при строительстве сооружений на мерзлых породах. В рамках работы показана работа системы в импульсном режиме течения диоксида углерода. Описание этих колебаний позволяет оптимизировать выбор конфигурации системы температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем под тот или иной объект строительства.

PULSE MODE OF CARBON DIOXIDE FLOW IN GROUND TEMPERATURE STABILIZATION SYSTEMS WITH A HORIZONTAL EVAPORATOR

Ishkov A.A.^{1,2}, Anikin G.V.³

¹LLC «PetroTrace», Russia; *a.a.ishkov@yandex.ru*

²Tyumen State Oil and Gas University, Russia

³Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia; *anikin@ikz.ru*

This paper describes a new experimental installation for temperature stabilization of frozen ground using carbon dioxide with a number of design modifications that contribute to its more efficient operation compared with analogues. The experimental study of the functioning of the horizontal evaporative ground cooling system used in the construction of structures on frozen ground is described. The work shows the operation of the system in the pulsed mode of carbon dioxide flow. The description of these oscillations allows us to optimize the choice of configuration of the ground temperature stabilization system with a horizontal evaporator for a particular construction object.

Введение

• Ввиду возрастания масштабов строительства объектов гражданского и промышленного назначения на территориях распространения многолетнемерзлых грунтов, проблема нарушения их естественного температурного режима и потеря ими несущей способности приобретает все большую актуальность [9; 10; 13-15]. Освоение новых территорий, находящихся в субарктических зонах, осложняется нарушением естественных условий, являющегося причиной возведения на многолетнемерзлых грунтах инженерных сооружений. Вследствие такого строительства происходит нарушение как температурного, так и влажностного режимов грунтовых оснований [11].

В настоящей работе описывается новая экспериментальная установка для температурной стабилизации мерзлых грунтов, работающая на диоксиде углерода и имеющая ряд конструктивных изменений, способствующих ее более эффективному функционированию относительно аналогов.

На данный момент есть варианты выбора систем температурной стабилизации грунтов в зависимости от объекта, где необходимо регулирование температурного режима ММП. Так, например, нет необходимости монтировать площадную систему ТСГ с горизонтальным испарителем в основании опор трубопровода, а достаточно установить одиночный термосифон. Однако, есть объекты, где необходима повышенная ответственность при планировании проектных решений – гражданское многоэтажное строительство в субарктических широтах. Очевидно, что здесь необходимы мощные и надежные системы. Напомним, что в качестве хладагента используется аммиак, хотя диоксид углерода имеет существенно больший потенциал с точки зрения хладопроизводительности.

Ранее проводились экспериментальные исследования в системах данного типа, где в качестве хладагента были использованы хладагенты: ацетон [2], аммиак [3; 12] и пропан [3]. Авторами настоящей работы проведены исследования функционирования систем данного типа на новом хладагенте – диоксиде углерода.

Таким образом, предложена экспериментальная установка, работающая на диоксиде углерода и имеющая ряд конструктивных изменений. Выбор диоксида углерода в качестве теплоносителя обусловлен тем, что в работе [1] было показано теоретически, что диоксид углерода является лучшим хладагентом для подобных установок, поскольку перепад температур между испарителем и конденсатором для запуска системы в работу наименьший. Предлагаемые устройства начинают работать,

когда грунт теплее атмосферы на десятые доли градуса (разница температур практически нулевая), в то время как устройства НПО «Фундаментстройаркос», работающие на аммиаке, начинают функционировать, когда грунт теплее атмосферы на несколько градусов. Таким образом, время работы сезонных охлаждающих устройств на диоксиде углерода в течении зимнего сезона существенно больше времени работы СОУ с аммиаком в качестве хладагента [1]. Также тепловая мощность установки, работающей на диоксиде углерода, значительно больше, чем мощность установки на аммиаке.

Как следует из работы [1], мощность установки, работающей на диоксиде углерода, всегда значительно больше мощности установки, работающей на аммиаке, а при разнице между температурой грунта и температурой воздуха меньше 2.65 °С, установка на аммиаке вообще не работает, что является большим недостатком существующих установок, работающих на аммиаке. Другими словами, отношение мощностей говорит, в том числе, о том, что там, где необходимо было установить три установки на аммиаке, достаточно одной на диоксиде углерода, что позволяет получить существенную экономическую выгоду. Кроме этого, применение диоксида углерода в качестве хладагента позволяет сократить количество конденсаторов и длину испарительной части, которые составляют большую часть стоимости установки охлаждения грунтов [6].

Предлагаемая экспериментальная установка отличается от описанных выше тем, что трубы испарительной системы не помещены под землю, а теплоизолированы и нагреваются электрическим током. Это позволяет получать заданные тепловые нагрузки, а также зависимости между тепловой нагрузкой и такими параметрами как, температура хладагента, поток жидкости, поток пара и т.д.

Описанные ниже исследования позволили установить все закономерности работы таких устройств и определить пути их дальнейшего усовершенствования. При исследовании экспериментальным путем было доказано, что установка при большой площади поверхности конденсатора может работать при разнице температуры грунта и атмосферы меньше одного градуса Цельсия.

Описание экспериментальной установки

Экспериментальная установка представляет собой герметичную конструкцию, где испаритель сообщается с конденсатором [4; 5]. Испаритель представляет собой герметичную стальную трубу диаметром 32 мм, толщиной стенки 3 мм и длиной 304 м. Труба испарителя покрыта теплоизоляцией (скорлупой из пенополиуретана) диаметром 120 мм для предотвращения влияния внешних факторов. Конденсатор представляет собой 48 соединенных между собой труб диаметром 102 мм и толщиной стенки 4 мм. Трубы конденсатора имеют оребрение. Каждое ребро представляет собой квадрат, изготовленный из алюминия со стороной 0.10 м. Суммарная площадь оребрения составляет 76.36 м². Общий вид установки изображен на рисунке 1, испарительная часть – на рисунке 2.

Жидкость в конденсаторе имеет уровень u , который может меняться в ходе проведения эксперимента. На входе в конденсатор находится труба, конец которой всегда находится выше уровня жидкости в конденсаторе. Она выполняет функцию гидрозатвора, обеспечивающего движение жидкости в направлении от входа в конденсатор к выходу из него. Конденсатор находится выше труб испарителя на 3.10 м.



Рисунок 1 – Общий вид экспериментальной установки: слева – испаритель (ближе) и конденсатор (дальше), справа – конденсатор



Рисунок 2 – Испарительная система экспериментальной установки. Трубы №№ 1 и 2 образуют такой угол с горизонтальной поверхностью, чтобы пар мог двигаться только в одном направлении от трубы 1 к трубе 2.

В экспериментальной установке тепловой поток на трубы испарителя осуществляется путем подачи на него электрического тока, вследствие чего они нагреваются. Это позволяет получать необходимый тепловой поток для моделирования работы в условиях теплового воздействия сооружений, построенных на мерзлых грунтах. Электрическая схема нагрева труб приведена на рисунке 3.

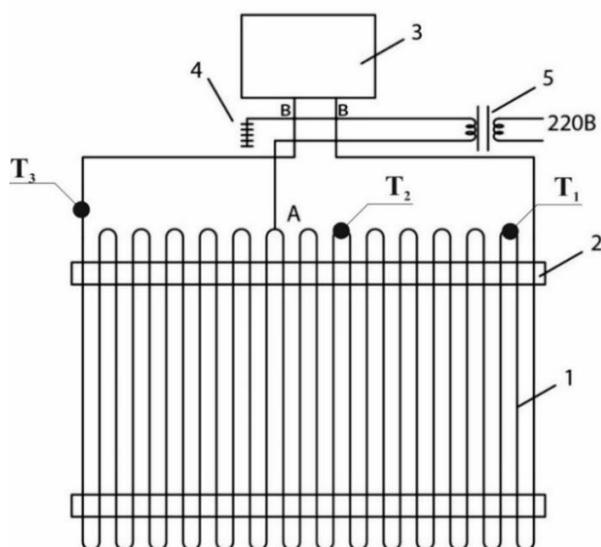


Рисунок 3 – Вид установки сверху. 1 – трубы в скорлупе из пенополиуретана, 2 – подложка поверхности установки системы, 3 – конденсатор, 4 – заземление, 5 – понижающий трансформатор. T_i – термометрические датчики.

Переменный ток подается на трубы испарителя через понижающий трансформатор. Одна клемма трансформатора соединена с точкой **A**, вторая с точками **B**. Так как труба входа в конденсатор и труба выхода из конденсатора имеют один и тот же электрический потенциал, то ток через конденсатор не течет.

Температура труб испарителя измерялась термометрическими датчиками T_1 , T_2 и T_3 , расположенными в начале, середине и конце испарителя (см. рис. 3).

Температура оребрения конденсатора измерялась температурными датчиками T_4 , T_5 и T_6 . Температура воздуха измерялась датчиком T_9 , вынесенным на некоторое расстояние от установки. Скорость течения жидкого хладагента на выходе из конденсатора определялась ультразвуковым расходомером StreamLux SLS-700F.

Система может быть быстро и качественно собрана из доступных отечественных материалов и полностью готова к промышленному внедрению.

Проведенные ранее экспериментальные исследования на установке

Ранее в работах [4; 5] были проведены экспериментальные исследования функционирования разработанной системы, заправленной диоксидом углерода. Исследования были проведены в два этапа.

На первом этапе экспериментов определялась концептуальная способность работы системы на диоксиде углерода, а также изучался режим функционирования системы температурной стабилизации грунтов. Результатом данного этапа стала информация о том, что примерно через 2 часа система выходит на работу в стационарном режиме, что весьма оптимистично и позволяет системе начинать работать в первые заморозки, тогда как для систем на аммиаке необходимо большее время для выхода на режим.

После проведения экспериментов по определению времени выхода экспериментальной установки на стационарный режим, началось выполнение второго этапа исследований – определение функционирования системы при различных тепловых нагрузках.

Актуальностью данного этапа послужили мысли о том, что в режиме высоких тепловых нагрузок система работает стабильно, но при малых тепловых на грузках на

испаритель наступают моменты, когда система простаивает, так как тепловой энергии не хватает для инициализации процесса кипения хладагента внутри системы. Теоретические исследования [8] также говорят в пользу систем ТСГ на диоксиде углерода, как более эффективных.

Таким образом, в ходе проведения экспериментов при подаче тепловых нагрузок на испаритель ниже 2 кВт были зафиксированы пульсации потока жидкости из конденсатора в испаритель. Всего было проведено 4 серии экспериментов с низкими значениями тепловой нагрузки: 0.734 кВт, 1.05 кВт, 1.51 кВт и 2.05 кВт.

В результате обработки экспериментальных данных было установлено, что при мощностях выше 3.60 кВт наблюдается стационарный режим течения. Это позволяет сделать вывод о наличии такого пограничного значения тепловой нагрузки на испаритель, при превышении которого хладагент (диоксид углерода) будет циркулировать более равномерно, что напрямую скажется на эффективности системы.

На основании полученной в рамках эксперимента информации появляется возможность выбора такой конфигурации системы температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем под сооружением, чтобы не было флуктуирующего режима течения хладагента и было легко предсказывать риски растепления грунтов и предупреждать их. На основании математического расчета [6; 8; 12] легко вычислить оптимальные длину испарителя и число конденсаторов под конкретным объектом в конкретном геокриологическом районе, что будет сопряжено с оптимизацией затрат на установку систем и поддержанием их в рабочем режиме на всем сроке эксплуатации.

Результаты третьего этапа экспериментальных исследований режимов функционирования системы температурной стабилизации многолетнемерзлых грунтов

Схема проведения исследований схожа с ранее проведенными этапами. По мере того, как в испарителе образуется определенное количество пара, он начинает двигаться в конденсатор, увлекая за собой жидкость. Затем на входе в конденсатор поток усиливается и достигает максимума. Поток на выходе при этом становится положительным. В таблице 1 приведены периоды колебаний потоков жидкого диоксида углерода.

Таблица 1 – Периоды колебаний (час) потоков жидкого диоксида углерода зависимости от тепловой нагрузки на испаритель (Вт/м)

| | | | | | |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|
| Тепловая нагрузка (Вт/м) | 3.56 | 5.08 | 5.45 | 7.63 | 8.52 |
| Период колебаний потоков (час) | 0.53 | 0.46 | 0.43 | 0.4 | 0.39 |

• Как видно из таблицы 1 при увеличении тепловой нагрузки период колебания потоков уменьшается.

В процессе экспериментов были получены значения потоков жидкого диоксида углерода на входе в конденсатор и на выходе из конденсатора. На рисунке 4 приведены замеренные характеристики потока хладагента при нагрузке 3.56 Вт/м.

Как и на прошлых этапах исследования видна четкая периодическая структура потока хладагента от времени. На основании экспериментальных данных удалось разработать теорию импульсного режима течения диоксида углерода в системах температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем. Это позволяет уточнить критерии применимости той или иной конфигурации системы ТСГ с горизонтальным испарителем в любых геотехнических системах. Далее рассмотрим

экономическую составляющую от использования систем температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем.

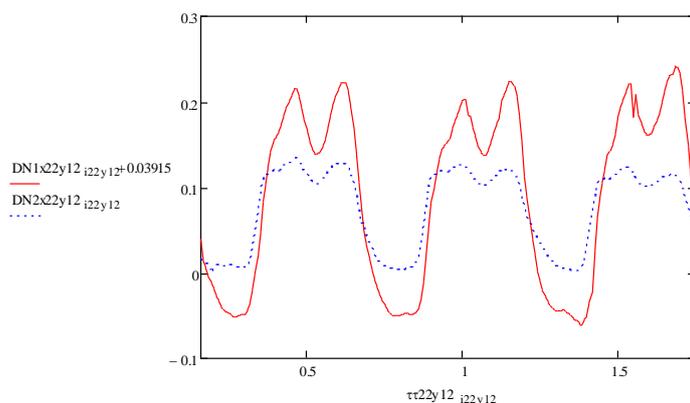


Рисунок 4 – Зависимость потоков, выраженных в м³/час, от времени выраженного в часах при тепловой нагрузке на испаритель 3.56 Вт/м. Красная сплошная линия – объемный поток жидкого диоксида углерода на выходе из конденсатора, синяя пунктирная линия – на входе в конденсатор

Экономический эффект от использования систем температурной стабилизации грунтов

Экономический эффект от применения оснований с системами температурной стабилизации мерзлых грунтов с горизонтальным испарителем вместо свайных оснований с проветриваемым подпольем заключается в снижении затрат на капитальное строительство. Согласно технико-экономическим расчётам при сравнении капитальных затрат между вариантами с использованием систем температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем и свайного фундамента отмечается, что применение охлаждаемых оснований с системами термостабилизации позволяет снизить стоимость строительства на 53 % по сравнению с проветриваемым подпольем со свайным полем. Кроме этого, применение насыпных охлаждаемых оснований также позволяет более чем в два раза сократить сроки выполнения работ.

В настоящей работе показано, что разработанные системы более эффективны, чем существующие системы типа «ГЕТ» производства фирмы «ФундаментСтройАркас», за счет конструктивных особенностей и использования диоксида углерода в качестве хладагента, против аммиака в стандартном варианте систем.

Кроме этого, за счет представленных улучшений аналогичного устройства российского производства удалось увеличить мощность отведения теплоты от мёрзлого грунта, что дает более эффективное охлаждение пород фундамента и лучшую их несущую способность.

Также экономическая целесообразность системы может быть увеличена за счет снижения длины испарительной части и количества конденсаторных блоков. Так в работе [6] поднимался вопрос об обосновании шага укладки между трубами испарителя системы температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем и количестве конденсаторных блоков, которых будет достаточно для эффективного функционирования системы, т.е. для поддержания грунтов в мерзлом состоянии. Было показано, что для эффективного функционирования системы не обязательно использовать стандартный шаг укладки, равный 0,5 м, а можно его увеличить без риска потерять несущую способность мерзлого грунта. В качестве одного из результатов работы выступает факт переопределенности системы температурой стабилизации грунтов при малых расстояниях шага укладки относительно увеличенного расстояния,

что выражено в уменьшении количества рабочих дней в течение календарного года при прочих равных условиях.

Также отмечается, что благодаря использованию диоксида углерода в качестве хладагента появляется возможность применения систем в различных геокриологических зонах, в том числе в тех, где системы на аммиаке не справляются со своими функциями [7].

Выводы

1. В работе предложена новая экспериментальная установка для температурной стабилизации мерзлых грунтов, работающая на диоксиде углерода и имеющая ряд конструктивных изменений, способствующих ее более эффективному функционированию относительно аналогов.

2. Проведено экспериментальное исследование функционирования горизонтальной испарительной системы охлаждения грунта, используемой при строительстве сооружений на мерзлых породах. Определено, что установка успешно функционирует (скорость жидкости на выходе из конденсатора 0.156 м/с, температура испарителя выше температуры конденсатора на 0.46 °С). Низкое значение перепада температур обусловлено применением диоксида углерода в качестве хладагента и его низким термическим сопротивлением.

3. Приведены данные прошлых этапов экспериментов, говорящих о том, что система выходит на стационарный режим функционирования через 1.98 часа после включения. Показано, что система на диоксиде углерода значительно эффективнее охлаждает грунт, чем аналогичная система на аммиаке.

4. Согласно экспериментальным исследованиям на полномасштабном стенде, разработанная система запускается в работу при разнице температур между испарителем и конденсатором порядка 0.1 °С, тогда как у системы-аналога эта величина составляет несколько градусов Цельсия. Это позволяет системе запускаться в работу раньше и работать большее количество дней в году, что напрямую сказывается на температуре мерзлого грунта и его несущей способности.

5. Было обнаружено три режима течения хладагента в установке: стационарный (при больших мощностях), пульсирующий с изменением направления скорости, пульсирующий без изменения направления скорости. При всех трех режимах установка работала и эффективно отводила тепло от испарителя в атмосферу. Показано, что при тепловых нагрузках на испарительную часть выше 3.60 кВт, наблюдается стационарный режим течения хладагента.

6. Показано, что режим течения в данном диапазоне исследуемых тепловых нагрузок имеет импульсный характер и объемные потоки газообразного и жидкого диоксида углерода являются квазипериодическими функциями времени.

7. Приведена информация о том, что применение настоящей системы температурной стабилизации позволяет снизить стоимость строительства на 53 % по сравнению с проветриваемым подпольем со свайным полем, а также позволяет более чем в два раза сократить сроки выполнения работ.

8. Ввиду большей эффективности разработанной системы, ее применение возможно в тех геокриологических зонах, где система-аналог не способна поддерживать грунт в мерзлом состоянии.

9. Применение разработанной системы температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем, ввиду ее лучшей эффективности по сравнению с аналогами, позволит значительно сократить риски растепления мерзлых грунтов на объектах эксплуатации, что положительно скажется на охраноспособности. Особенно

это актуально на опасных производствах, работающих с вредными веществами, попадание которых в грунты оставляет существенный экологический след.

Литература

1. Аникин Г.В. О выборе хладагента для сезонных охлаждающих устройств типа «ГЕТ» / Г.В. Аникин, К.А. Спасенникова // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18. – № 2. – С. 31-33.
2. Горелик Я.Б. Причины неустойчивой работы двухфазного естественно-конвективного охлаждающего устройства с горизонтальным испарителем / Я.Б. Горелик // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 4. – С. 81-93.
3. Долгих Г.М. Разработка природоохранных мероприятий, экологически безвредных технологий и оборудования для освоения газовых газоконденсатных месторождений полуострова Ямал / Г.М. Долгих, С.Н. Окунев. – Отчет о НИР: Гипротюменнефтегаз, 1989.
4. Исследование двухфазных потоков диоксида углерода при охлаждении грунтов горизонтальной испарительной системой / В.П. Мельников [и др.] // Криосфера Земли. – 2019. – Т. 23. – № 6. – С. 47-56.
5. Исследование режимов течения диоксида углерода в системах температурной стабилизации грунтов в зависимости от тепловой нагрузки / В.П. Мельников [и др.] // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24. – № 3. – С. 58-66.
6. Ишков А.А. Определение оптимального шага укладки между трубами испарителя и количества конденсаторных блоков системы температурной стабилизации грунтов ГЕТ / А.А. Ишков, Г.В. Аникин // Вестник Тюменского Государственного Университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. – 2020. – Т. 6. – № 1 (21). – С. 100-117.
7. Ишков А.А. Определение эффективности функционирования систем температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем, заправленных разными хладагентами / А.А. Ишков, А.А. Губарьков, Г.В. Аникин // Вестник Тюменского Государственного Университета. Физико-математическое моделирование. Нефть, газ, энергетика. – 2019. – Т. 5. – № 4. – С. 37-57.
8. Ишков А.А. Математическое моделирование функционирования систем температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем : автореф. дис. ... канд. техн. наук: 01.04.14 / А.А. Ишков. – Тюмень: Тюменский государственный университет, 2020. – 23 с.
9. Мельников В.П. Климатические и криогенные факторы обустройства северных территорий / В.П. Мельников, Д.С. Дроздов, Г.В. Малкова // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2009. – Т. 15. – № 6. – С. 75-83.
10. Попов А.П. Использование естественного криогенного ресурса, программных средств нестационарного численного прогноза, технических средств управления прочностью и устойчивостью грунтовых оснований, как методологическая основа обеспечения и целенаправленного управления механической безопасностью промышленных и гражданских объектов в процессе их эксплуатации в криолитозоне / А.П. Попов, В.В. Самсонова // Материалы международной научно-практической конференции по инженерному мерзлотоведению, посвященной XX-летию создания ООО НПО «Фундаментстройаркос». – Тюмень: Сити-Пресс, 2011. – С. 282-292.
11. Совершенствование способа управления криогенным ресурсом оснований при проектировании нулевых циклов зданий и сооружений / А.П. Попов [и др.] // Геотехника. – 2010. – № 6. – С. 4-22.
12. Сопоставление результатов физико-математического моделирования системы «ГЕТ» с экспериментальными данными / А.А. Ишков [и др.] // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22. – № 5. – С. 57-64.
13. Farouki O.T. Thermal Properties of Soils / O.T. Farouki. – Germany: TransTech Publications, 1986. – 136 p.
14. Holubec I. Geotechnical Site Investigation Guidelines for Building Foundations in Permafrost / I. Holubec // Report submitted to the Government of the Northwest Territories. – Department of Public Works and Services, 2010. – P. 48.
15. Hwang C.T. Predictions and observations on the behaviour of a warm gas pipeline on permafrost / C.T. Hwang // Canadian Geotechnical Journal. – 1976. – Vol. 13. – № 4. – P. 452-480.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ МЕРОПРИЯТИЙ ПО ЗАЩИТЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ НА НЕФТЕТРАНСПОРТНОМ ТЕРМИНАЛЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Калашников А.В.¹, Крайнев В.Г.², Лукин Д.А.¹

¹ ООО «Агентство прикладной экологии»

²Северный (Арктический) федеральный университет имени М.В. Ломоносова,
г. Архангельск, Россия; *e-mail: ecoling@yandex.ru*

В статье приведены результаты наблюдений за состоянием оборудованного термостабилизаторами основания под нефтяными резервуарами, расположенными на побережье Баренцева моря. Описаны технические решения обустройства фундамента и дополнительные эксплуатационные мероприятия, направленные на минимизации теплового воздействия на многолетнюю мерзлоту в Ненецком автономном округе.

PERMAFROST PROTECTION RESULTS ON OIL FACILITIES IN THE COASTAL ZONE OF THE BARENTS SEA

Kalashnikov A.V.¹, Kraynev V.G.², Lukin D.A.¹

¹Agency for Applied Ecology, Arkhangelsk

²Northern (Arctic) Federal University named after M.V. Lomonosov, Россия;
e-mail: ecoling@yandex.ru

The results of the operation of thermal stabilizers based on oil reservoirs located on the coast of the Barents Sea are presented. The technical solutions for arranging the foundation are described. Additional operational measures aimed at minimizing the thermal impact on permafrost in the Nenets Autonomous district are given.

Строительство нефтегазовых сооружений на Севере сопровождается значительным техногенным воздействием на компоненты природной среды. Это обусловлено сложными природно климатическими условиями и практически повсеместным распространением многолетнемерзлых пород (ММП). Строительные работы, изменение толщины сезонно-талого слоя за счет выемки грунта и отсыпки производственных площадок, а также нарушение почвенно-растительного покрова может быть причиной пучения грунтов и деформации расположенных на них сооружений, что в свою очередь может привести к их разрушению, авариям и разливам нефти и других опасных веществ.

В статье обобщены результаты опыта применения технологий обустройства объектов транспорта и хранения нефти в прибрежной зоне Баренцева моря. Наиболее представительным объектом для анализа является Варандейский нефтяной терминал, расположенный в Ненецком Автономном округе в 7,5 км северо-восточнее поселка Варандей и в 0,8 км от побережья Баренцева моря. Варандейский терминал был построен и введен в эксплуатацию в 2007 году для вывоза нефти, добываемой на месторождениях Ненецкого автономного округа (НАО), морским путем. В настоящее время перевалка нефти через терминал составляет более 70% от всей добываемой в регионе нефти. Близость береговой линии и сложные инженерно-геологические условия потребовали особых проектных решений, которые должны были минимизировать воздействие на природную среду и обеспечить целостность производственных сооружений, а вместе с этим экологическую и промышленную безопасность проекта. Площадка расположения терминала относится к северному участку Большеземельской тундры с отметками естественной поверхности от 1,4 до 5,0 м. По всей территории площадки на глубину изысканий распространены многолетнемерзлые грунты с температурами от минус 0,5 °С до минус 2,8 °С. С поверхности до глубины 5,0-9,5 м грунты находятся в твердомерзлом и пластично мерзлом состоянии представлены в основном песками мелкими и пылеватыми, с отдельными прослоями суглинков. Далее залегают охлажденные (в талом состоянии)

засоленные грунты со степенью засоленности от 0,3 % до 1,44 %. Засоленные грунты представлены в основном суглинками от твердого до туго пластичного состояния. Данный район характеризуется преимущественно сплошным распространением ММП. Здесь наблюдаются такие мерзлотные процессы как: криогенные трещины (до нескольких метров в глубину), термокарст, термоэрозия, криогенное пучение и др. [1] Для минимизации тепловом воздействии со стороны объектов Варандейского терминала были приняты следующие решения:

Для трубопроводов, транспортирующих подогретую до плюс 70 °С нефть, с целью сокращения их теплового воздействия на грунты применяют:

- возведение их на свайных и плитных фундаментах,
- теплоизоляцию (повсеместно);
- при подземном способе сооружения технологических трубопроводов - применяется устройство насыпи или засыпка из непучинистого грунта (песчано-гравийной смесью).

Возведение сырьевых резервуаров на Крайнем Севере предусматривает два варианта: свайное поле или создание песчаной подушки с термостабилизацией. Наиболее частым способом обустройства фундамента резервуаров является вариант создания песчаной подушки на естественном основании с применением термостабилизации грунтов. Такая технология применена при строительстве резервуаров на Варандейском терминале, на объектах Южно-Хыльчуйского месторождения (НАО), на объектах Новопортовского НГК (Ямал), Ванкорское НГМ и на многих других объектах.

Система термостабилизации грунтов включает в себя (рис.1):

- теплоизолирующий экран из пенополистирола (440 мм);
- песчаную насыпь (500-1000);
- систему термостабилизации грунтов (рис.2), состоящую из 132 СПМГ;
- сборное железобетонное кольцо из дорожных плит;
- гидрофобный слой (для сохранения изоляционных свойств пенополистирола) [2,3].

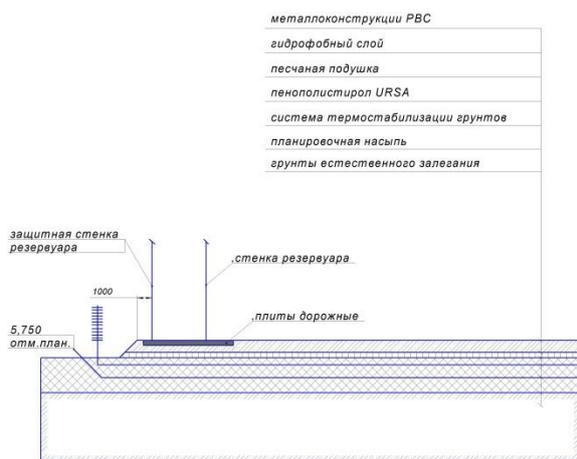


Рис.1 Конструкция фундамента резервуара

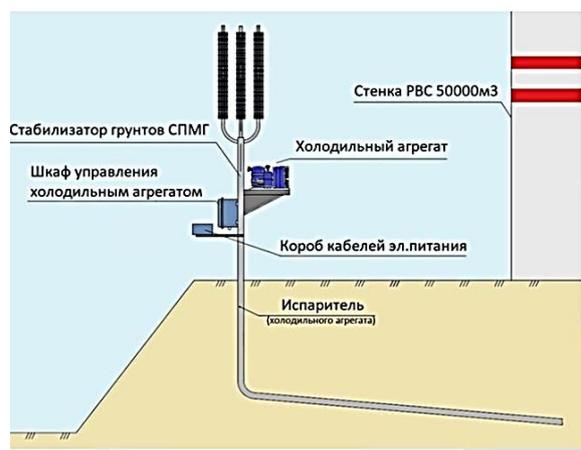


Рис.2 Схема термостабилизатора грунта

С помощью системы термостабилизации под сооружением создается мерзлая грунтовая подушка, которая работает как конструктивный несущий элемент основания. Для контроля работы термостабилизаторов оборудованы наблюдательные термометрические скважины и горизонтальные термометрические поперечники.

Управление работой термостабилизаторов осуществляется с использованием термопар, входящих в комплект СПМГ и установленных на их боковой поверхности. При температурах выше минус 10 °С работа термостабилизаторов обеспечивается холодильным агрегатом. Информация с термокос внутренних и ТМП собирается и хранится при помощи комплекта оборудования (измерительный комплекс) для термомониторинга, представляющий собой программно-аппаратный измерительный комплекс «Логгер LPC».

С момента ввода в эксплуатацию (2007 г) по настоящее время на Варандейском терминале реализуется программа геокриологического мониторинга, ключевыми объектами которого являются вертикальные стальные резервуары, вместимостью 50 000 м³ каждый, и включает в себя:

- наблюдение за температурами грунтов основания резервуаров;
- измерение деформаций фундаментов резервуаров;
- наблюдение за уровнем грунтовых вод.

Термометрический мониторинг, проводимый на объектах оборудованных термостабилизаторами показывает, что под резервуарами формируется массивная несущая твердомерзлая грунтовая плита толщиной (на Варандейском терминале это 5,5 м) под слоем теплоизоляции [4]. И ежегодные результаты мониторинга показывают, что температурный режим устойчив и обеспечивает сохранение фундамента в мерзлом состоянии. В 2012 году средние значения температуры грунтов оснований (рис.3а) в слое 3,0...6,0 м под теплоизоляцией на всех резервуарах на конец наблюдения достигали минус 4 °С и ниже, что указывало на работу системы температурной стабилизации в проектном режиме и отражало стабильное состояние мерзлого грунтового массива. На 15 год эксплуатации (в 2021 году) температуры (рис.3б, 4) не превышали проектных значений, оставались

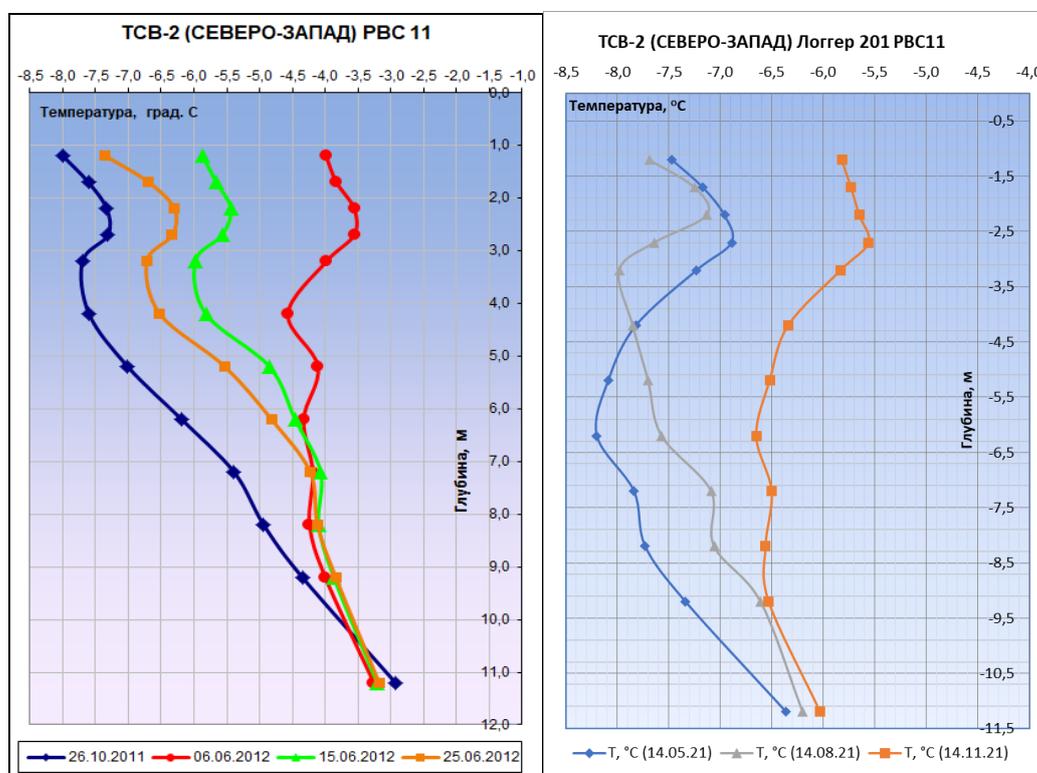


Рис. 3 Наблюдения за температурой по вертикальной термометрической скважине на РВС-11 в 2012 (а) и в 2021 (б)

стабильно отрицательными, что также являлось гарантией надежности и устойчивости резервуаров РВС-50000 м³. На резервуаре РВС-11 (рис.3а) температуры в интервале глубин от 0...3,0 м колебались в пределах от минус 0,49 до минус 6,77 °С. В интервале 3...6 м находились в пределах от минус 2,89 до минус 7,08 °С. От 6...10 м в пределах от минус 3,26 до минус 5,39 °С.

Результаты измерений деформаций фундаментов (оснований) резервуаров, выполненные посредством нивелировки (рис.4), показали, что превышения допустимых значений отсутствуют и категория технического состояния фундамента оценивается как работоспособное. Анализ в динамике годового цикла показывает небольшие колебания (рис.5) отметок, однако они остаются в пределах допустимых значений и являются следствием сезонного колебания температур окружающего воздуха и активности деятельного слоя.

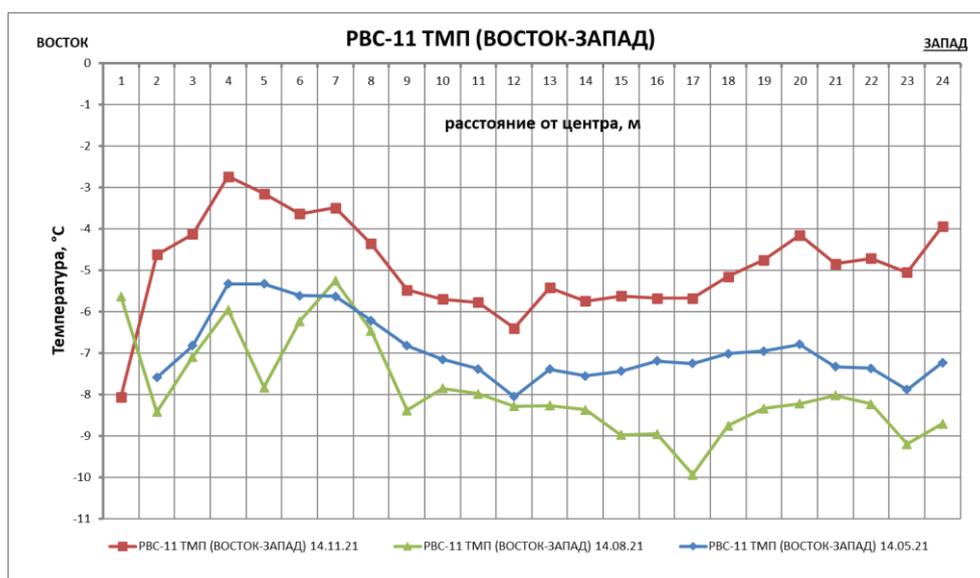


Рис.4 График наблюдений по термометрическому поперечнику (РВС-11)

Постоянное проведение мероприятий по сохранению ММП позволяет использовать естественные природно-климатические условия (для стабилизации температурного режима грунтов оснований и повышения устойчивости сооружений).

Данные многолетних наблюдений на этих объектах в ходе реализации программ локального экологического мониторинга позволяют обобщить полученные результаты и унифицировать технологию строительства и эксплуатации промышленных объектов на мерзлых грунтах. Опыт рассмотренных мероприятий позволит обеспечить сохранность ММП под объектами НГК, а вместе с ней экологическую и промышленную безопасность. В качестве дополнительных мер по защите ММП от растепления эксплуатирующая организация на производственной площадке производила очистку от снега территории вокруг сооружений, устройство экранов для предотвращения снежных заносов, устройство дренажных канав в проветриваемых подпольях для предотвращения затопления, а также проведение противоэрозионных мероприятий на откосах насыпи.



Рис.5 Результаты нивелировки основания РВС-11 за 2021 год

Литература

1. Губайдуллин, М. Г. Современные геокриологические процессы и явления при обустройстве месторождений нефти и газа в НАО / М. Г. Губайдуллин, В. Г. Крайнев, В. А. Садовой // Актуальные проблемы освоения нефтегазовых месторождений приарктических территорий России : Материалы Всероссийской с международным участием научно-практической конференции , Архангельск, 22–23 октября 2021 года. – Архангельск: Северный (Арктический) федеральный университет имени М.В. Ломоносова, 2021. – С. 17-25.

2. Анализ мер по обеспечению устойчивости нефтегазовых объектов в прибрежной зоне Баренцева моря / Губайдуллин М.Г., Крайнев В.Г, Калашников А.В., Бурков Д.В. // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений приарктических территорий России: материалы Всероссийской научно-практической конференции (17–18 декабря 2020 г.) / отв. ред. профессор М.Г. Губайдуллин и доцент Крайнева О.В.; Сев. (Арктич.) федер. ун-т. – Архангельск: САФУ, 2020. – Вып. 3. – 199 с. ISBN 978-5-261-01507-9. С. 3-14.

3. Вахаев В.Г., Губайдуллин М.Г., Козякова Е.С., Бурков Д.В. Анализ типов фундамента для нефтяных резервуаров Варандейского терминала с целью снижения воздействия на многолетнемерзлые породы /Сб. научн. трудов «Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Европейского Севера России». Вып. 2. Архангельск: изд-во АГТУ, 2007. С. 13-22.

4. Сравнительный анализ технических показателей различных систем термостабилизации грунтов оснований (Шубина А.Ю., ООО НПО «Фундаментстройаркос»). Официальный сайт компании «Фундаментстройаркос». Доступ: открытый, URL: <https://www.npo-fsa.ru/sravnitelnyy-analiz-tehnicheskikh-pokazateley-razlichnyh-sistem-termostabilizacii-gruntov-osnovaniy>. Дата обращения 07.11.2021.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО ОТОПЛЕНИЯ ЗДАНИЙ, В ТОМ ЧИСЛЕ В ЗОНЕ НЕСПЛОШНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ, КАК ОДНОГО ИЗ НАПРАВЛЕНИЙ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ЭНЕРГОРЕСУРСОВ, НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И МЕТОДОВ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Кальбергена В.Р.¹

¹ Университет г. Фрибурга, Швейцария, vkalbergen@soprano.ch

Геотермальное отопление или геотермия, в настоящее время стоит на втором месте по востребованности в мире из всех видов возобновляемых источников энергии, уступая лишь солнечному теплоснабжению. Эта отрасль существует уже более 50 лет и развивается очень активно. Так в Швейцарии, согласно новой энергетической стратегии, предполагается плавный переход от сгораемых источников отопления к возобновляемым и практически повсеместное их замещение к 2050 году. Данная программа имеет также цель повлиять на снижение CO₂ в атмосфере и как следствие, способствовать уменьшению акселерации глобального потепления. Данная система работает за счет температурного градиента Земли, способна производить как тепло и холод, так и электроэнергию, позволяя использовать

энергию бесперебойно. Необходимо заметить, что данный вид теплоэлектроснабжения может быть организован как самостоятельной системой, так и комбинированной, в сочетании с солнечными панелями и иными энергосистемами.

PROSPECTS FOR THE DEVELOPMENT OF GEOTHERMAL HEATING OF BUILDINGS, INCLUDING IN THE ZONE OF DIFFERENT DISTRIBUTION OF PERMAFROST SOILS, AS ONE OF THE DIRECTIONS OF RENEWABLE ENERGY RESOURCES, ON THE BASIS OF THE APPLICATION OF MODERN TECHNOLOGIES AND METHODS IN ENGINEERING GEOLOGY

Kalbergenova V.R.¹

¹ The Faculty of science and medicine of the University of Fribourg, Switzerland,
vkalbergen@soprano.ch

Geothermal heating, or geothermics, is currently the second most demanded renewable energy in the world, behind only solar heating. This industry has existed for more than 50 years and is developing very actively. So, in Switzerland, according to the new energy strategy, it is assumed a smooth transition from combustible heating sources of energy to renewable ones and their almost total replacement to the 2050. This program also has the goal of reducing the concentration of CO₂ in the atmosphere and, as a norm, reducing the acceleration of global warming. This system works due to the temperature gradient of the Earth, is able to produce both heat and cold, as well as electricity, allowing the uninterrupted use of energy. It should be noted that this type of heat and power supply can be organized both as an independent system and combined, in combination with solar panels and other energy systems

Преимущество геотермальных отопительных систем в их автономности, высоком КПД, а также в длительном сроке службы, и быстрой окупаемости. Данные системы обеспечивают бесперебойную работу на длительный период - геозонд служит более 75 лет, а теплонасос 25–30 лет и могут быть классифицированы по глубине и по типу используемой методики в зависимости от нужд потребления. (Рис. 1).

Принцип геотермального отопления основан на отборе энергии теплового потока Земли и его усилении посредством теплового насоса, с дальнейшим подключением к системам отопления, системам нагревания воды, или же сезонного охлаждения помещения [9,10,11]. Во многом эффективность геотермального отопления зависит от температурного градиента в данном регионе, который, в свою очередь, напрямую связан с такими факторами, как климат, глубина нулевых годовых колебаний температуры грунтов, уровень грунтовых вод, стратиграфия, альтитуда, наличие разломов и др. Например, более высокий градиент характерен для магматических пород, и более низкий для пористых слабо консолидированных пород, однако, при наличии грунтовых вод в пористом горизонте этот показатель может быть значительно увеличен. В Швейцарии на территории Швейцарского плато температурный градиент составляет 3°/100м (Рис.2), для Восточно-Европейской равнины - 2.0 - 2.5°С/100м, в то время как в районе озера Байкал температурный градиент местами >6°С на 100м. [1].

Существует два принципиально разных типа геотермальных установок по принципу отбора тепла из грунта (Рис.3). Первый тип – закрытые системы, когда внутри зонда циркулирует жидкость-теплоноситель (вода, гликоль и т. д.). Второй тип - открытые системы, с забором грунтовых вод или воды из водоносных пластов и последующей ее закачкой в тот же самый водоносный горизонт (что очень важно), с использованием воды как теплоносителя. Для обоих типов принцип действия заключается в том, что получаемая тепловая энергия поступает к теплонасосу, который в свою очередь ее усиливает и передает в систему отопления/охлаждения помещения, а также нагревает бытовую горячую воду [6,7].

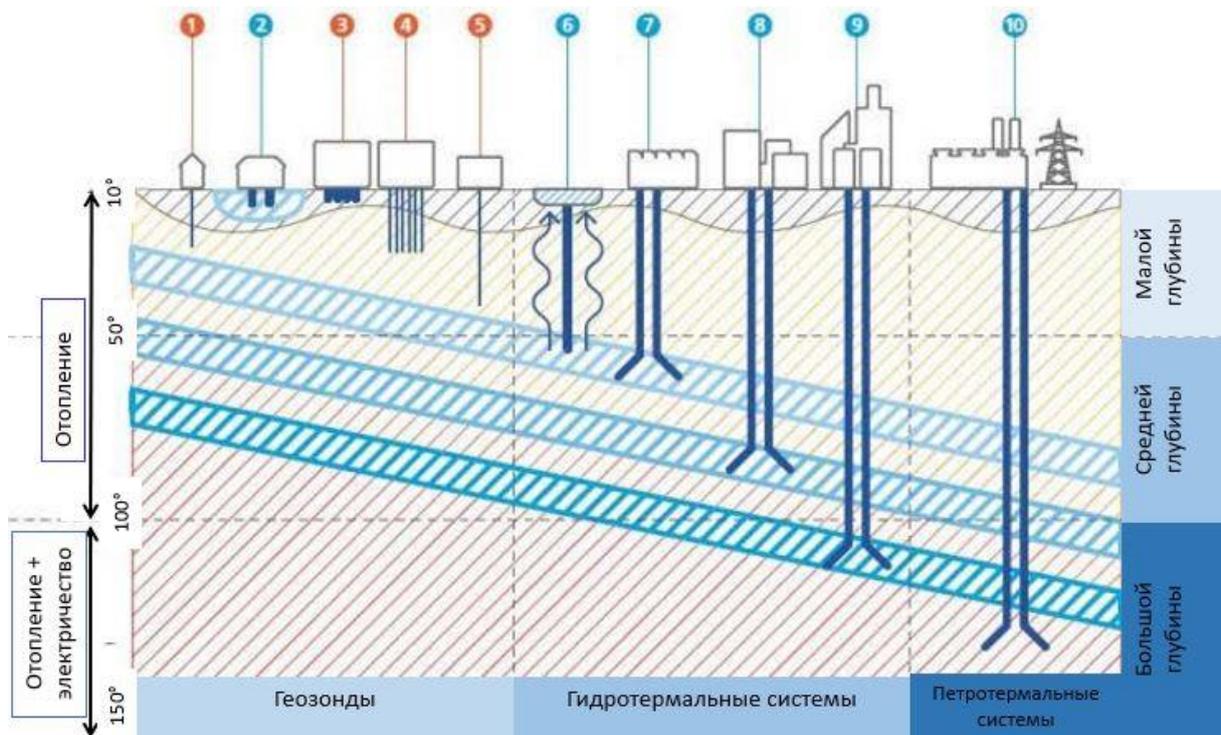


Рисунок 1. Классификация геотермальных систем по глубине. Основные примеры использования [2]. 1 – Геотермальные зонды ; 2 – Использование подземных вод ; 3 – Геотермальные сваи ; 4 – Геотермальные площадки (полигоны) ; 5 – Геотермальные зонды большой глубины ; 6 – Гидротермальные источники ; 7 – Использование для теплиц и промышленных учреждений ; 8 – Отопление и горячая вода.

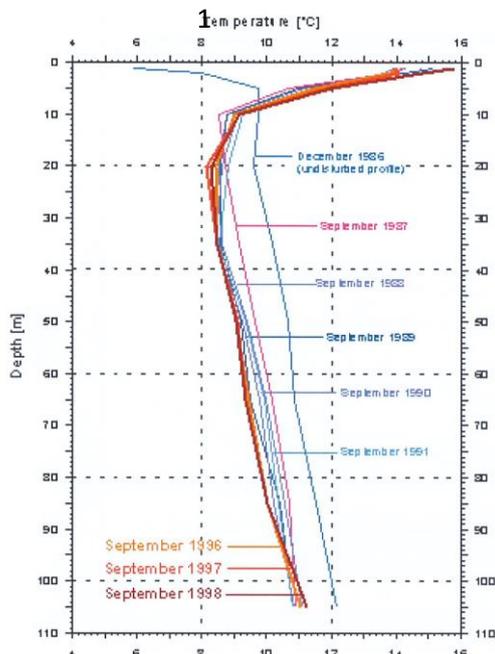


Рисунок 2. Пример графика изменения температуры с глубиной на территории Швейцарского плато - Цюрих. Синяя линия (1) соответствует данным в декабре до начала эксплуатации термозонда, остальные соответствуют графикам изменения температуры в сентябре (до отопительного сезона) после установки геозонда. [3].

Можно привести много разных примеров ее использования, однако, необходимо отметить, что использование открытых систем имеет много ограничений с точки зрения экологии, а также может быть проблемным в зонах с высокой трещиноватостью пород и в зонах разломов. Закрытые системы могут быть менее востребованы, только по причине сложности бурения разных по литологии пород.

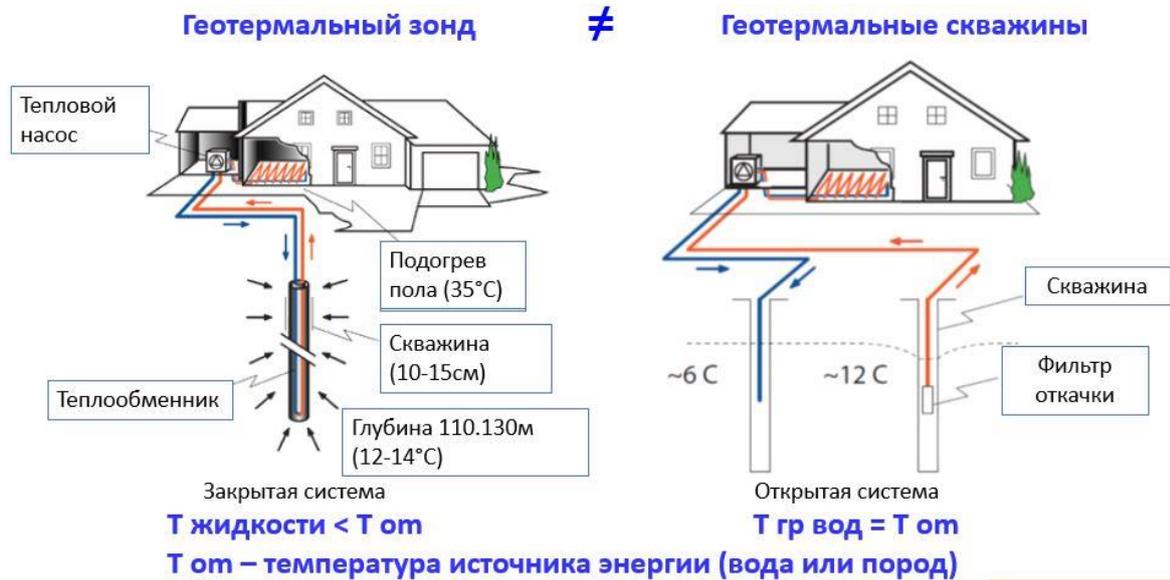


Рисунок 3. Примеры основных типов геотермальных систем отопления. Закрытый – без водозабора по принципу геозондов и открытый – с использованием тепла грунтовых или межпластовых вод. [7]

На территории Российской Федерации уже существуют разные проекты с использованием геотермии - Мутновская станция, Паужетская ТЭС и другие [8]. В основном, они имеют привязку к районам с высоким термоградиентом, такими как Камчатка. Однако, территория Российской Федерации включает в себя обширную зону Многолетнемерзлых пород (Рис.4). На основании чего возникает вопрос, а можно ли

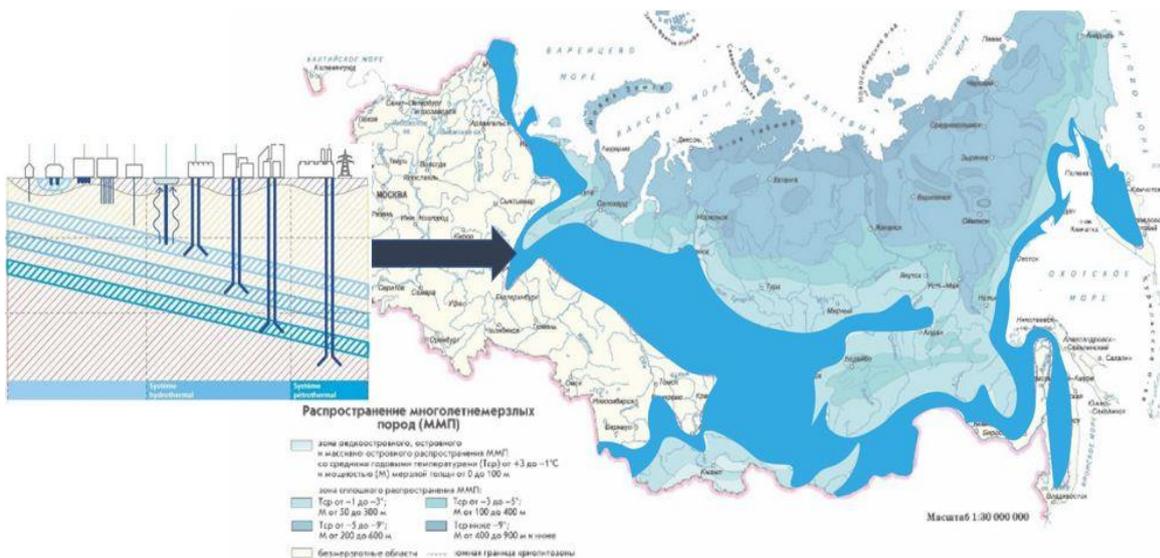


Рисунок 4. Карта распространения Многолетнемерзлых пород, где бирюзовым цветом отмечена зона островного распространения ММП [12].

там использовать геотермию? Конечно, в зоне сплошного распространения ММП это было бы нереалистично, однако в обширной зоне островного распространения ММП это было бы возможно и способствовало ее сохранению ввиду понижения температуры в контактирующих с зондом пород после начала эксплуатации системы. Так как при использовании геотермальных зондов происходит постепенное снижение средней температуры окружающих зонд пород, что может иметь благотворное влияние в зонах прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. (Рис. 5)

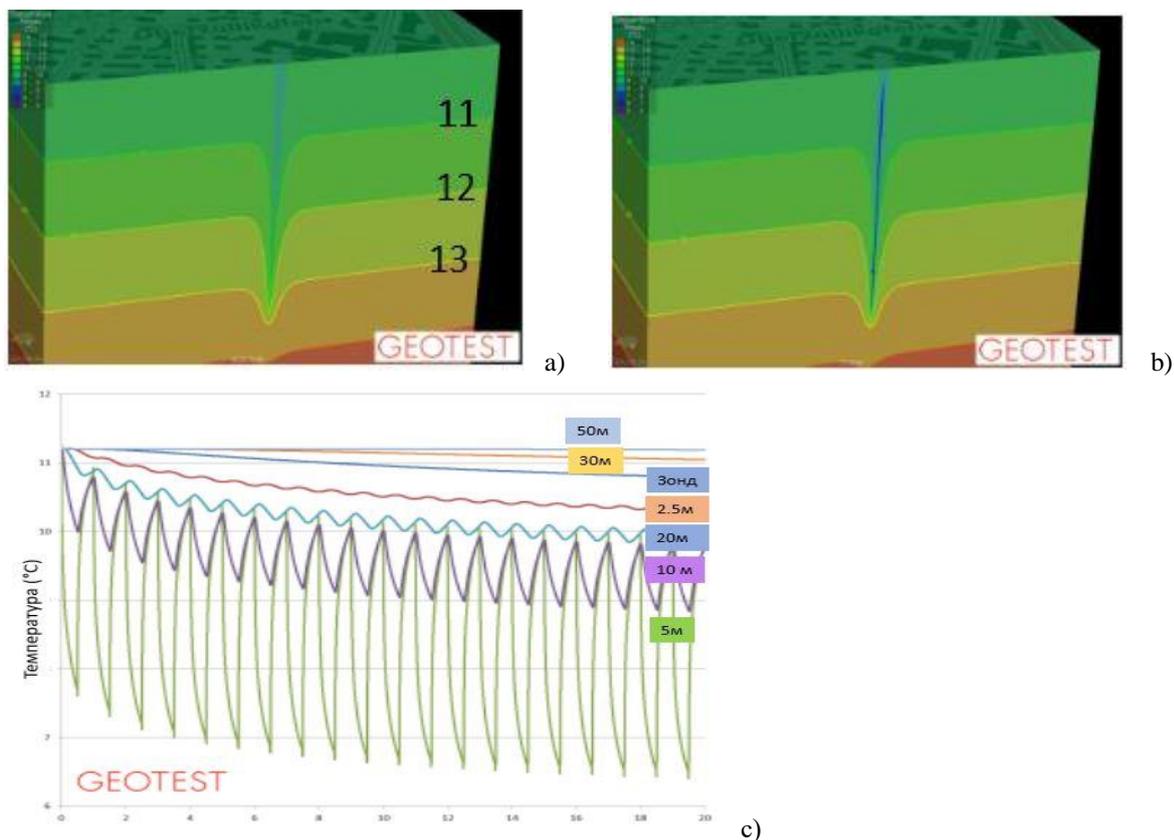


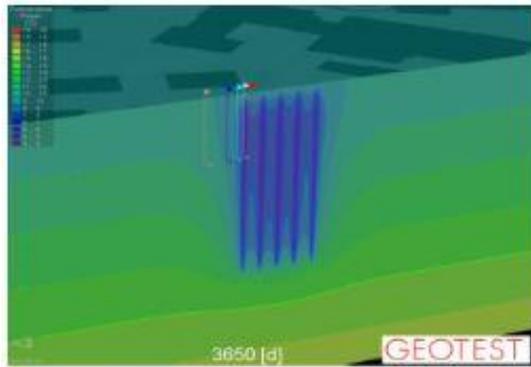
Рисунок 5. Диаграммы распределения температуры окружающих единичный геозонд пород к концу отопительного сезона. а) – после года эксплуатации, б) после 20 лет эксплуатации. А так же график температурных колебаний с) в течении 20 лет на разной дистанции от зонда -2,5; 5; 10; 20; 30; 50 м [5].

Рисунок 5 наглядно показывает изменение температуры окружающих зонд пород и тенденцию к ее снижению при длительном периоде эксплуатации, а также формирование термоворонки вокруг каждого единичного зонда. Если стоит задача установки нескольких зондов, они должны располагаться на расстоянии не менее 10 метров для наибольшей эффективности, так как каждый зонд формирует термоворонку, которые будут взаимодействовать между собой (Рис.6).

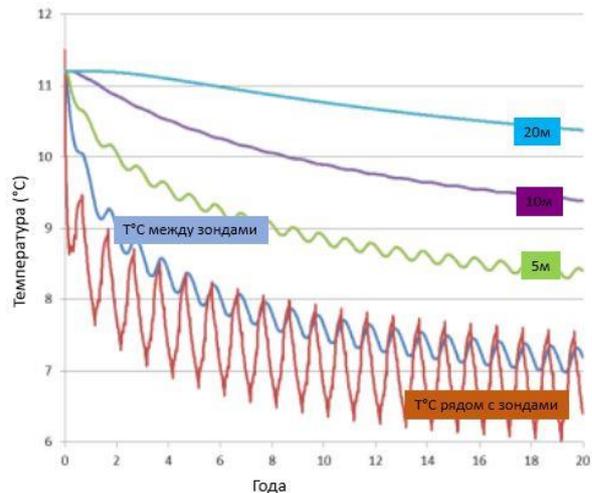
Для расчетов глубины зонда и требуемого количества используются нормативные документы [3], а также программное обеспечение – Geowattcore [4], позволяющие произвести подсчет количества и длину геозондов для проекта N.

Так, например, для камерального здания гидрогеологической базы МГУ в Звенигороде, при улучшении теплоизоляции помещения (установки двойных стекол на окна, и теплоизоляция потолочных перекрытий), по предварительным подсчетам,

потребуется геотермальный зонд 130 м длиной при потреблении 50 kWh/m²/а в год тепла, без подключения к системам нагревания воды, или же сезонного охлаждения помещения. При этом температура на выходе термонасоса будет составлять 35°C. Для сравнения были сделаны перерасчеты для 2 геозондов по 75м и 4-х геозондов по 45 м, при тех же начальных данных (Рис.7,8). При установке системы, для максимальной эффективности, необходимо соблюдать 10-метровую дистанцию между зондами.



a)



b)

Рисунок 6. Диаграмма распределения температуры окружающих пород 5-ти геозондов к концу отопительного сезона. а) – после 10 лет эксплуатации, б) график температурных колебаний в течении 20 лет на разной дистанции от зондов [5].

GEOWATT CORE professionnels online

Гénéralités | Projet | **Planification** | Champ SG | Mesures | Assistance | Administration

Assistants de modèles

Modèle de sim.

Liste pour CC

Résultats

Éléments de modèle

Accumulateur souterrain

Chaleur PAC/MP

Autres élem.

Données localisation

Options

Dimensionnement de simples systèmes de sondes géothermiques conforme à la norme SIA 384/6

Enregistrer entrée/sélection

Vous êtes connecté sous le nom de Vera Kolbergstruova

Logout

français

FreeAb: jabo/5 22.03.2022 22:58

Sélection du projet: ZV

Entrées/résultats: INPUT...

Beesoin chauffage (pertes comprises)

Surface ré énergétique 100 m²

Beesoin chaleur 50 kWh/m²/a

Beesoin puissance thermique 25 W/m²

Beesoin chauff. 2.5 kW / 4 MWh / 2000 h/a

Température entrée 35 °C

Beesoin eau chaude (pertes comprises)

Consommation journalière 50 l/jour

Température eau froide 10 °C

Température eau chaude 60 °C

Actif ?

Beesoin en froid (directement de la SG)

Surface ré énergétique 16 m²

Beesoin refroidissement 8 kWh/m²/a

Puissance refroidissement 10 W/m²

Temp. retour 21 °C

Actif ?

Pompe à chaleur

Puissance requise → 2.5 kW

B2W35 → 7.5 kW / COP 3.011 air

Inverseur (sim. unique) →

Proposition Lh → F314 / F323 Lh

| | | | |
|-----------|-----|-----|-----|
| SC 20105 | 7.5 | 2.5 | 3.0 |
| S-C 20105 | 0.7 | 2.3 | 2.5 |

La puissance PAC saisie est largement supérieure à la demande !

Régénération

Sans

Capteur solaire

Surface captage 10 m²

Azimut inclination (S.0° E.+°) 0 °

Inclinaison 30 °

Type vide

(Approximation: imprécision avec capteur directif forte.)

Échangeur de chaleur à air

Puissance (EN) 040 6 kW

Diff. temp. min. en marche 0 K

Sondes géotherm./champ de SG

Quantité/config. (x x y) 1 x 1 2

Espacement SG 10 m

Type SG Dégel 40 P/10

Fluide SG MF6 10% / 10.5%

Temp. de dimension. de la saumure pour 50 ans de service -1.5 °C

Écoulement dans SG → laminaire

Caractéristiques du sol

Conduct. thermique 2.5 W/mK

Capacité thermique 2.20 MJ/m²/K

Température du sol à 100 m de profondeur

Proposition 10% → 13.5 °C

Valeur entrée 13 °C

Systèmes voisins

| Nr | 1 | 2 | 3 |
|--------------------|------|------|------|
| Distance [m] | 50 | 60 | 10 |
| n-1 engueur [m] | 200 | 220 | 100 |
| Ancée Mes | 2010 | 2011 | 1970 |
| kWh/col (1800 kWh) | 0 | 0 | 0 |

Actif ?

Calcul longueur SG

Nombre de crédis: 100

Nom calcul (20): name

Approximation... (10 Crédis) Pour systèmes petits/simples → 2x 75 m

Simulation... (90 Crédis) Pour systèmes grands/complexes → 0 m

Notes

Action

Imprimer le PDF

Supprimer

Réinitialiser

Hydra Link →

Résultats simulation

Ce calcul est une solution approchée.

© GEOWATT AG, Switzerland, 2016 Règles de confidentialité CGV Recommandation du Groupement professionnel suisse pour les pompes à chaleur GSP

Рисунок 7. Скриншот программы Geowattcore [4]. Расчет длины геозонда для отопления камерального помещения Геологического факультета на Звенигородской биологической станции МГУ.

a)

The screenshot shows the 'Planification' (Planning) tab of the Geowattcore software. The interface is in French. The main content area is divided into several panels:

- Dimensionnement de simples systèmes de sondes géothermiques conforme à la norme SIA 384/6:** This section includes 'Sans' (None), 'Capteur solaire' (Solar collector) with a surface of 10 m², and 'Echangeur de chaleur à air' (Air heat exchanger) with a power of 6 kW.
- Sondes geotherm./champ de SG:** Includes 'Quantité/config (x x y)' set to 1 x 4, 'Espacement SG' set to 10 m, and 'Type SG' set to Duplex 40 PNTS. The 'Temp. de dimension de la saumure pour 50 ans de service' is set to -1.5 °C.
- Caractéristiques du sol:** 'Conduct. thermique' is 2.5 W/mK, 'Capacité thermique' is 2.20 MJ/m³K, and 'Température du sol à 100 m de profondeur' is 13.5 °C.
- Calcul longueur SG:** Shows a calculated length of 4 x 45 m for 'Approximation... (10 Credits)' and 0 m for 'Simulation... (50 Credits)'. The number of credits is 100.

At the bottom, there are sections for 'Notes', 'Action' (with buttons for 'Imprimer le PDF', 'Supprimer...', 'Ranger', 'Hydraulique'), and 'Résultats simulation' (Ce calcul est une solution approchée).

b)

This screenshot shows the same software interface but with a different configuration. Key changes include:

- Besoin chauffage (besoins compris):** 'Surface réf. énergétique' is 100 m², 'Besoin puissance thermique' is 25 W/m², and 'Température entrée' is 35 °C.
- Besoin eau chaude (besoins compris):** 'Consommation journalière' is 50 l/jour, 'Température eau froide' is 10 °C, and 'Température eau chaude' is 50 °C.
- Besoin en froid (abaissement de la SG):** 'Surface énergétique' is 16 m², 'Besoin refroidissement' is 8 kWh/m²/j, and 'Temp. retour' is 21 °C.
- Pompe à chaleur:** 'Puissance requise' is 2.9 kW.
- Calcul longueur SG:** Shows a calculated length of 1 x 130 m for 'Approximation... (10 Credits)' and 0 m for 'Simulation... (50 Credits)'. The number of credits is 100.

The 'Résultats simulation' section at the bottom states: 'Ce calcul est une solution approchée.'

Рисунок 8. Скриншот программы Geowattcore [4]. Расчет длины геозондов для отопления камерального помещения Геологического факультета на Звенигородской биологической станции МГУ: а) Для - 2-х геозондов; б) Для – 4-х геозондов.

Выводы

Как было показано выше, геотермальные системы отопления становятся очень востребованы и как для индивидуального строительства, так и для городского. При нынешнем развитии градостроительства и высоких его темпах, панелями со встроенными линиями теплообменников с дальнейшей подачей тепла в близлежащие квартал оснащаются тоннели, а также строятся жилые многоэтажные дома и крупные городские объекты с системой геотермального отопления, часто в гибридном варианте с солнечными панелями. Что применительно также для университетов и аэропортов.

Данная система, видится автору очень перспективной. Однако ее оправданность в зоне островного распространения ММП пока несет теоретический характер и требует дополнительного изучения и развития.

Литература

1. Смыслов, А.А. Геотермическая карта России. Масштаб: 1:10000000 / А.А. Смыслов (ред.) // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр. Серия: обзорные карты Российской Федерации масштаба 1:10000000. – ФГУП «ВСЕГЕИ». – 1995
2. OFEN, 2016, article 805.016 - Office fédéral de l'énergie (admin.ch)
3. SIA, Sondes géothermiques ; 384/6
4. www.geowattcore.ch
5. Groupe Systèmes Energétiques, Département F.-A. Forel des Sciences de l'Environnement et de l'Eau, Faculté des Sciences, Institut des Sciences et de l'Environnement
6. C.Vuilleumier & V.Badoux, GEOTH20-L1EWS,
7. Daniel Pahud, GEOTH21-IG, Exemples de Systèmes Fermés bass Temperature: champ de sondes.
8. Черкасов С. В., Методологические основы создания и эксплуатации природно-техногенных систем геотермальной энергии, диссертация. Москва, 2021.
9. R. McKibbin, Mathematical Models for Heat and Mass Transport in Geothermal Systems. Transport Phenomena in Porous Media, 1998
10. Sdiq J.Zarrouk; Ktie Mc Lean, Geothermal systems; Geothermal Well Test Analysis, 2019
11. Lyesse Laloui, Alessandro F. Rotta Loria, Energy and geotechnologies, Analysis and Design of Energy Geostructures, 2020.
12. https://moya-planeta.ru/travel/view/vechna_li_na_samom_dele_vechnaya_merzlota_47494

РЕМОНТНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ТЕРМОСТАБИЛИЗАТОРОВ ГРУНТА

**Лишенко В.П.¹, Лишенко О.Ю.¹, Штефанов Ю.П.¹, Прокопенко И.Ф.¹,
Шилин В.А.², Ляш А.М.², Орлов А.М.³**

¹ ООО «Ньюфрост», Россия, *palich-jr@yandex.ru*, *5715679@mail.ru*,
yury.shtefanov@mail.ru, *prokopenko3349@mail.ru*.

² ООО "Транснефть-Восток", Россия, *ShilinVA@vsmn.transneft.ru*,
LyashAM@vsmn.transneft.ru.

³ ООО "Ямальское бюро оценки и экспертизы", ЯНАО, Россия,
am-orlov@yandex.by.

В работе рассмотрена перспективная ремонтная технология, позволяющая восстанавливать работоспособность вышедших из строя термостабилизаторов грунта. Технология рекомендуется для тех случаев, когда на объекте невозможно выполнить дополнительное бурение и установить новые термостабилизаторы взамен вышедших из строя. Решение связано с тем, что старые корпуса на выходе из грунта срезаются, делается анализ их герметичности и они становятся либо гильзами, либо обсадными

трубами. Технология прошла успешную опытную отработку в компании "Транснефть-Восток" и на социальных объектах ЯНАО.

REPAIR TECHNOLOGIES IN THE OPERATION OF SOIL THERMOSTABILIZERS

**Lishenko V.P.¹, Lishenko O.Yu.¹, Stefanov Yu.P.¹, Prokopenko I.F.¹, Shilin V.A.²,
Lyash A.M.², Orlov A.M.³**

¹ LLC "Newfrost", Russia, *palich-jr@yandex.ru, 5715679@mail.ru,*
yury.shtefanov@mail.ru, prokopenko3349@mail.ru.

² LLC "Transneft-East", Russia, *ShilinVA@vsmn.transneft.ru,*
LyashAM@vsmn.transneft.ru.

³ LLC "Yamal Bureau of Assessment and Expertise", ЯНАО, Россия,
am-orlov@yandex.by.

The paper considers a promising repair technology that allows restoring the operability of failed soil thermostabilizers. The technology is recommended for those cases when it is impossible to perform additional drilling at the facility and install new thermostabilizers to replace those that have failed. The solution is due to the fact that the old housings are cut off at the exit from the ground, their tightness is analyzed and they become either sleeves or casing pipes. The technology has been successfully tested in the company "Transneft-Vostok" and at the social facilities of the Yamal-Nenets Autonomous District.

Использование термостабилизаторов грунта для укрепления несущей способности оснований сооружений, возводимых на многолетнемерзлых грунтах, стало широко распространенной строительной практикой. Отечественный опыт северного строительства и опыт таких стран, как США, Канада, Китай, свидетельствует о том, что начиная с Трансаляскинского нефтепровода, изготовлены и успешно применяются сотни тысяч единиц продукции данного назначения.

В последние годы эксплуатирующие организации существующих зданий и сооружений, расположенных в районах Крайнего Севера и не имеющих специальных систем термостабилизации, все чаще и чаще сталкиваются с проблемами деформации свайных оснований. Основной причиной является растепление грунтов в основании зданий и сооружений. Из-за потепления климата и техногенных факторов граница вечноммерзлых грунтов уходит все ниже и ниже относительно поверхности. Там, где ранее фундаменты зданий и сооружений проектировались по 1-ому принципу с сохранением мерзлых грунтов, в настоящее время мерзлота отступила, и несущая способность оснований снизилась. Как следствие данных процессов, участились случаи просадки оснований зданий и сооружений.

Одной из современных технологий повышения несущей способности оснований является применение термостабилизаторов грунта - термосифонных устройств, использующих сезонный холод для промораживания грунта по всей высоте основания. Изготовители стремятся к тому, чтобы термостабилизаторы имели длительный ресурс работы. Для этой цели применяются качественные металлы, чистые теплоносители, высокий уровень технологии их сборки, сварки, заправки и контроля. Однако, в силу ряда причин, термостабилизаторы через некоторый период эксплуатации выходят из строя полностью или их характеристики снижаются ниже допустимого уровня. Возникает проблема замены или ремонта термостабилизаторов. Задача осложняется тем, что многие дефектные термостабилизаторы расположены в труднодоступных местах: в проветриваемых подпольях, под эстакадами и т.д.

В настоящей работе рассмотрены варианты использования нестандартных решений, предложенные компанией "Ньюфрост", по восстановлению

работоспособности термостабилизаторов на двух типовых объектах: на НПС-14 (Олекминск) и при ремонте детского сада (Аксарка, ЯНАО).

Восстановление работоспособности термостабилизаторов на НПС-14

Ряд термостабилизаторов, установленных на объектах НПС-14 (Олекминск), после восьми лет эксплуатации вышли из строя. Во всех местах расположения: технические эстакады, основания зданий и сооружений, была констатирована невозможность замены термостабилизаторов с помощью повторного бурения из-за труднодоступности. Решение задачи представилось как установка в срезанные корпуса термостабилизаторов ($\text{Ø}38\times 2$) новых термостабилизаторов, имеющих уменьшенный диаметр. Старые корпуса превращаются в гильзы, а в межтрубное пространство вводится хладоноситель на основе пропиленгликоля.

Были реализованы два вида конструкций термостабилизаторов уменьшенного диаметра с жесткой и гибкой зонами испарения. В первом случае местоположение скважины позволяло установить в нее термостабилизатор, имеющий сплошной по длине стальной корпус. Во втором случае из-за того, что над термостабилизатором имеются технические перекрытия, была применена более сложная конструкция, имеющая в зоне испарения гибкую вставку из сильфонного металлорукава, что позволило провести монтаж изделий в труднодоступных зонах. Данное техническое решение отражено в патенте на полезную модель [1].

На рисунке 1 приведены эскизы данных конструкций.

Термостабилизатор с жесткой конструкцией испарителя (рисунок 1, а) выполнен из стальной трубы $\text{Ø} 25\times 2$. Корпус конденсатора выполнен из стальной трубы $\text{Ø} 38\times 2$, имеющей на внешней поверхности на длине 800 мм накатанное алюминиевое оребрение внешним диаметром 70 мм. Между конденсатором и испарителем приварен переходник, обеспечивающий плавный переход внутренних диаметров. Между переходником и испарителем располагается крышка, жестко фиксирующая изделие после его помещения в гильзу.

Основу конструкции испарительной зоны термостабилизатора (рисунок 1, б) составляет сильфонный металлорукав ВЗМ МР015.1А01 $16\times 20\times 8800$. Термостабилизатор имеет такой же конденсатор, переходник и фиксирующую крышку. В нижней части испарителя к металлорукаву приварен утяжелитель: стальной цилиндр диаметром 24 мм, заканчивающийся коническим днищем с углом 90° .

Опытные термостабилизаторы в количестве 9 шт. установлены на территории НПС-14 (Олекминск) в январе 2018 г. Для анализа имеются 2 термометрические скважины, по которым возможно проверять работоспособность данных термостабилизаторов. Это скважина Т18, установленная на расстоянии около 5 метров от термостабилизатора гибкой конструкции и Т32, установленная на расстоянии около 1 м от термостабилизатора жесткой конструкции.

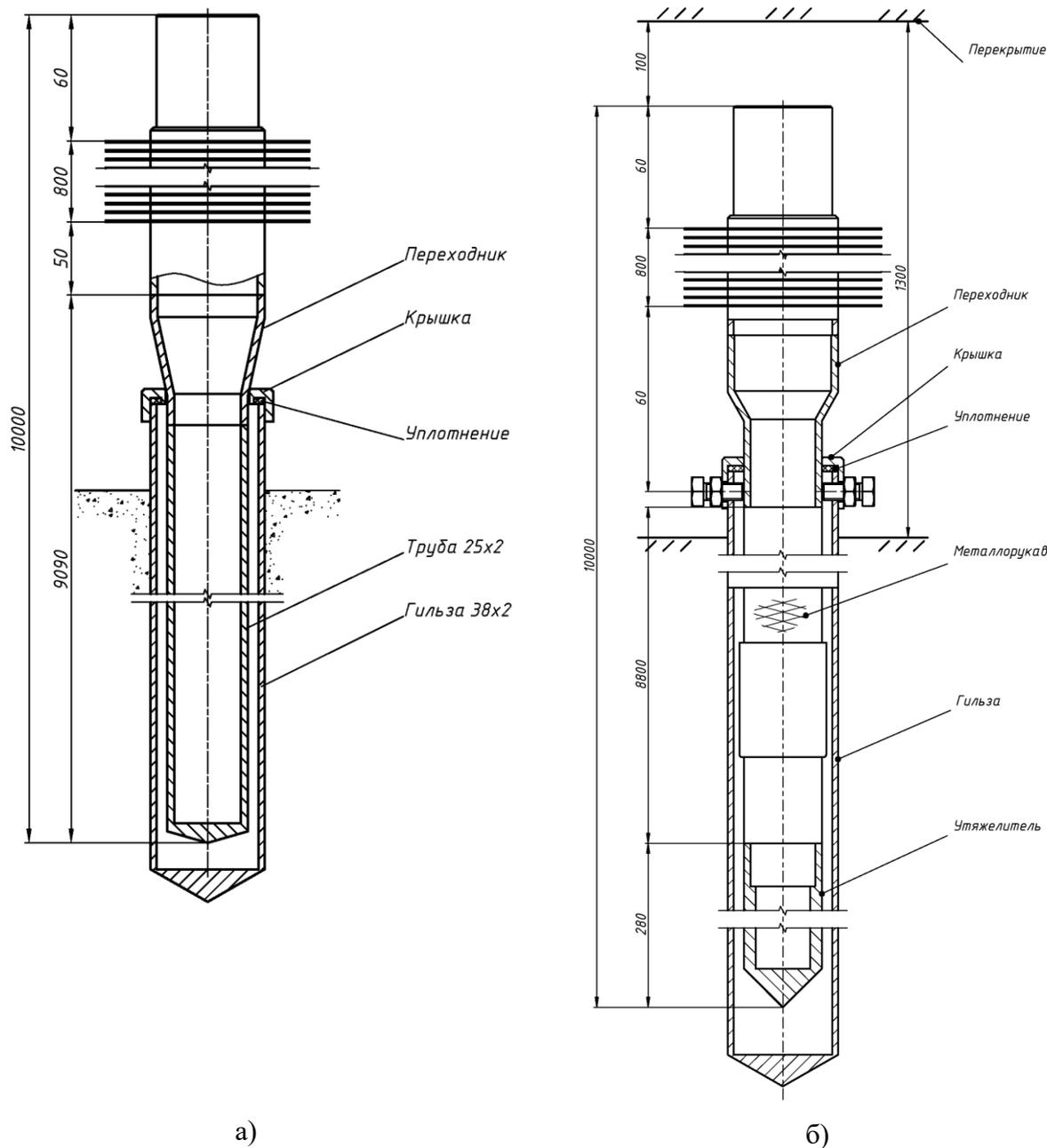


Рисунок 1 - Схемы установки термостабилизаторов уменьшенного диаметра:
 а) термостабилизатор с диаметром испарителя 25 мм; б) термостабилизатор с металлорукавом Ду16.

По результатам анализа данных ТК полученных за период 2018-2021 год наблюдается стабилизации глубины сезонного оттаивания грунтов с одновременным понижением среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов и снижением среднегодовой температуры грунтов в зоне защемления свайного фундамента (см. рисунок 2). Незначительное увеличение глубины сезонного оттаивания с повышением среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов и зоны защемления свайного фундамента в Т18 связано с изменением среднегодовой температуры окружающего

воздуха с минус 13°С до минус 3°С и удалённостью скважины от термостабилизатора гибкой конструкции.

| № п/п | Наименование ЗИС | № ТС скважины по ген.плану | Зав №ТК | Дата обустройства ТС | Глубина ТС, м | Глубина кровли ММГ, м | | | | Т _{сред.} на отметке кровли ММГ, °С | | | | Рабочая зона сква | | | | |
|-------|------------------|----------------------------|---------|----------------------|---------------|-----------------------|------|------|------|--|-------|-------|-------|-------------------|-------------------------|-------|-------|-------|
| | | | | | | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 | Глубина, м | Т _{сред.} , °С | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| 1 | Молниевод МНС | T18 | 11866 | Март 2020 | 8,0 | 2,5 | 2,5 | 3,5 | 3,5 | -2,4 | -1,52 | -1,33 | -1,87 | 2,8 | -1,73 | -1,47 | -1,23 | -1,69 |
| 2 | ТЭ | T32 | 2613 | Январь 2018 | 10,0 | 4,0 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | -0,33 | -0,38 | -0,52 | -0,75 | 5,0 | -0,56 | -0,70 | -0,72 | -0,85 |

Рисунок 2 - Результаты измерений температурного режима грунтов в термоскважинах Т18 (коса № 11866) и Т32 (коса № 2613) за период 2018-2021 гг.

После установки опытной партии ремонтных термостабилизаторов на объекте была проверена их работоспособность с помощью тепловизионной съемки (рисунки 3, 4), а также понижение температуры грунта, зафиксированное показаниями системы геотехнического мониторинга (термометрической скважиной Т32 с установленной в ней термометрической косой № 2613). По результатам проведенных измерений выявлено уменьшение глубины сезонно-талого слоя с 4,0 м до 3,0 м и понижение среднегодовой температуры на границе с многолетнемерзлыми грунтами с минус 0,33 до минус 0,76 °С (рисунок 2).



Рисунок 3 - Результаты проверки работы термостабилизатора с металлорукавом Ду16 посредством тепловизионной съемки.

По результатам тепловизионной съёмки конденсаторной части термостабилизаторов за период 2018-2021 гг. установлено, что последние начинают работать с приходом холодного (активного) периода и не выключаются до прихода теплого периода года.

Учитывая трехлетний опыт эксплуатации экспериментальных термостабилизаторов, можно сделать вывод о работоспособности предлагаемого метода ремонта и эффективности экспериментальных термостабилизаторов, практически не уступающей стандартным.



После снятия защитного кожуха с радиатора термостабилизатора

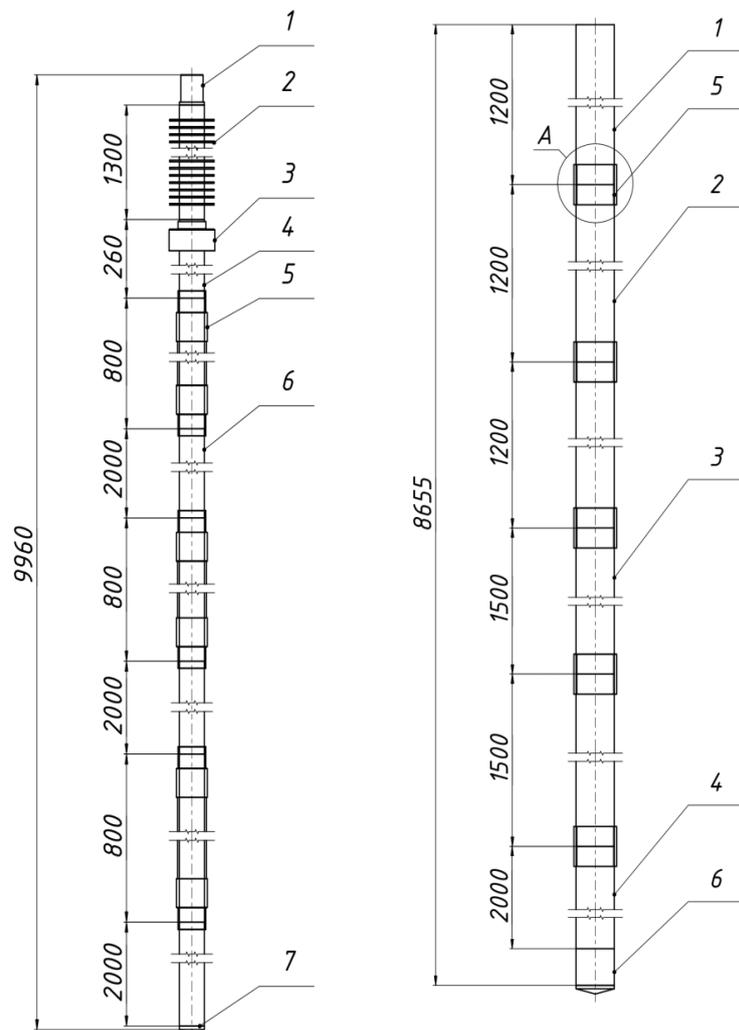
Рисунок 4 - Результаты проверки работы термостабилизатора с диаметром испарителя 25 мм посредством тепловизионной съемки.

Подполье детского сада.

Обследование ряда объектов в гг. Салехарде, Лабытнанги, Приуральском и Ямальском р-нах ЯНАО показало, что благополучно простоявшие десятки лет здания и сооружения в настоящее время вследствие сверхнормативных деформаций свайных оснований, находятся в аварийном состоянии. Усиление несущей способности фундамента действующих зданий требует установки дополнительных термостабилизаторов. Но цельнотрубные термостабилизаторы непригодны в данном случае из-за стесненных условий и ограниченной высоты проветриваемого подполья.

ООО «Ньюфрост» предлагает новую ремонтную технологию. Изготавливаемые на мощностях предприятия термостабилизаторы с гибкими вставками помогают решать возникающие проблемы усиления грунтового основания в условиях выполнения работ в проветриваемом подполье. Погружение таких термостабилизаторов в стесненных условиях предлагается выполнять в обсадных трубах с последующим заполнением межтрубного пространства шламом, образовавшимся от бурения лидерных скважин, либо заполнять обсадную трубу незамерзающей жидкостью на основе пропиленгликоля.

Технология проходит успешную апробацию в подполье детского сада (с. Аксарка) и предполагает применение термостабилизаторов с несколькими гибкими связями, для того чтобы можно было их разместить в специально подготовленных скважинах в подполье объекта. На рисунке 5 показан эскиз термостабилизатора, который был применен в рассматриваемом техническом решении.



1 - колпачок; 2 - оребрение; 3 - уплотнительный узел; 4, 6 - труба Ø38×2 мм AISI 304; 5 - металлорукав Ду32 длиной 0,8 м (3 шт); 7 - дно.

1, 2-4, 6 - труба ВГП оцинкованная Ø60×3,5 ГОСТ 3262-75; 5 - муфта стальная Ду50(2") ВР с фаской DN50



Рисунок 5 - Схема и вид термостабилизатора с тремя гибкими связями.

Использование термостабилизаторов меньшего диаметра несколько уменьшает эксплуатационные характеристики, в частности радиус промерзания грунта. В работе [2] отмечено, что радиус замораживания грунта (R_M) идеальным термосифоном определен соотношением:

$$R_M \sim 0.9 \cdot (D \cdot H_C^2)^{0.33},$$

где D – диаметр термостабилизатора; H_C – глубина сезонного промерзания.

Подстановка численных значений для самого тяжелого случая с использованием металлорукава Ду16 вместо стандартного корпуса Ø38 показывает, что радиус замораживания будет меньше номинального на 15%, что вполне допустимо.

Заключение

Значительное увеличение в последнее время аварийных объектов, требует принятия системных мер. В этих условиях представляется целесообразной инвентаризация объектов, по которым использовались технологии термостабилизации. С целью получения реальной картины, необходимы работы по обследованию свайных оснований на проблемных объектах.

Крайне важную роль играет геотехнический мониторинг и своевременное техническое обслуживание систем термостабилизации. Выявление неработающих термостабилизаторов и их техническое обслуживание, позволит своевременно устранять возникающие проблемы и предотвращать аварийные ситуации. Предлагаемая технология представляется важным шагом для решения подобных задач.

Литература

1. Лобанов А.Д., Штефанов Ю.П., Прокопенко И.Ф., Лобанов М.А. Двухфазный термосифон. Патент на полезную модель № 181261.
2. Макаров В.И. Термосифоны в северном строительстве. – Новосибирск: Наука, 1985.

АДАПТАЦИЯ ФУНДАМЕНТОВ НА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА

Набережный А.Д.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия, Якутск;
artemon2003@inbox.ru

В работе приведен анализ исследований повышения температур грунтов в криолитозоне России при потеплении климата и его влияние на несущую способность оснований. Приведены результаты обследования здания, претерпевшего изменение мерзлотно-грунтовых условий и установленного на фундаментах, наиболее эффективно использующих потенциальную несущую способность грунтов. Предложена конструкция адаптированного к изменению климата фундамента.

ADAPTATION OF FOUNDATIONS ON PERMAFROST TO CLIMATE CHANGE

Naberezhnyi A.D.¹

¹Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia; *artemon2003@inbox.ru*

The study of soils in the permafrost zone of Russia during climate warming and its effect on the bearing capacity of foundations is investigated in this work. The results of a study that has undergone a change in permafrost-soil conditions and installed on a foundation, which most effectively uses the potential bearing capacity of soils, are presented. The design of the foundation adapted to the collective climate is proposed.

Глобальное потепление климата является свершившимся фактом. В этих условиях нельзя недооценивать его влияние на все виды хозяйственной деятельности в криолитозоне Российской Федерации, неоспоримо его влияние на экономику страны. При сохранении темпов потепления климата непременно будут негативные последствия: разрушение объектов инженерной инфраструктуры в Арктике, ухудшение транспортной доступности (срока завоза грузов), связанной с деятельностью транспорта по зимникам и льду рек, рост повторяемости ледовых штормов, увеличение риска появления айсбергов, что создаст риски для прохода судов по Северному морскому пути [1].

Огромное влияние глобальное потепление оказывает на устойчивость зданий и сооружений в криолитозоне. Рассмотрим непосредственное влияние изменения климата на здания и сооружения в регионах России, расположенных в криолитозоне. Как указано Д.А. Стрелецким и др.[2], несущая способность оснований свай сечением 35x35 см и длиной 10 м согласно аналитическому расчету по СНиП 2.02.04-88 к 2010 г. в среднем по региону Севера Западной Сибири уменьшилась на 17%, в некоторых районах до 45% при повышении среднегодовой температуры воздуха до 1,1° С. Перспективу снижения несущей способности оснований, особенно для грунтов, представленных суглинками (до 10%), отмечают Юров Ф.Д., В.И. Гребенец для района Таз-Хетско-Енисейского междуречья [3]. Расчеты, проведенные для Таймырского полуострова, показали, что прогнозируется снижение несущей способности оснований типовых свай длиной 10 м и диаметром 500 мм до 25% за 20 лет и до 65% за 50 лет [4].

Исследования, проведенные в г. Якутске, имеют разную количественную оценку, но, в целом, отмечают слабовыраженную тенденцию к повышению температуры грунтов. Например, Сыромятников И.И. отмечает, что в результате потепления климата на территории г. Якутска увеличения мощности деятельного слоя не произошло, в то время как среднегодовые температуры на глубине 10 м повысились на 1-2°С, а местами более 3°С [5]. Анализ изменения температур грунтов на глубине 10-15°С с 1976 по 2011 гг., проведенный Нерадовским Л.Г., показал годовой прирост 0,056°С/год в центральной части города и 0,017°С/год для окрестностей [6]. Однако наблюдения за температурами грунтов, проведенные в 2013-2016 гг. сотрудниками СВФУ им. М.К. Аммосова и ИМЗ СО РАН, и сравнение их с температурными данными, полученными в 1980-е гг. и в 2002-2010 гг., показали, что в пределах городской застройки происходит перераспределение температур грунтов, причем как в сторону повышения, так и в сторону их понижения [7].

Несмотря на то, что в настоящее время основной причиной снижения несущей способности оснований является неправильная эксплуатация зданий и сооружений [8,9], необходимо предусмотреть превентивные меры для обеспечения безаварийной эксплуатации проектируемых зданий и сооружений. Все вышеизложенное свидетельствует о высокой актуальности изучения надежности зданий и сооружений в условиях изменения климата. Эту задачу можно решить с помощью изучения опыта неправильной эксплуатации зданий в криолитозоне, в т.ч. возведенных на фундаментах, при использовании которых обеспечивается наиболее полное использование потенциальной несущей способности грунтов.

Исследование проведено в г. Якутске, являющимся крупнейшим городом, возведенным в криолитозоне. Г. Якутск расположен в геокриологическом районе Центральной Якутии, выделенным П.И. Мельниковым [10]. В пределах первой и второй надпойменных террас в районе Якутска преимущественно распространены пылеватые пески и супеси. Суглинки встречаются редко в виде выклинивающихся линз различной мощности. Температура вечномерзлых грунтов на глубине 20 м изменяется от -2 до -5°С на преобладающей площади района и только в северной ее части понижается до -6°; -9°С. Вблизи современных водоемов или древних русловых и озерных понижений температура грунтов достигает -1°С. Нормативная глубина сезонного оттаивания грунтов в зависимости от рельефа, литологии и экспозиции местности изменяется от 0,5 до 1,5 м в северной части района и от 1,5 м до 3,0 в южной.

Обследование грунтов основания и технического состояния надземной части зданий, возведенных на столбчатых фундаментах, а также на свайных фундаментах с последующим устройством разгружающих башмаков, показали, что даже при многолетней неправильной эксплуатации, включающей в себя постоянное скопление поверхностных и технологических вод на поверхности отмостки, утечки из

инженерных коммуникаций, обрушения зданий не произошло. Этот факт свидетельствует о высокой надежности столбчатых фундаментов, использующих сопротивление грунтов нормальному давлению.

Более индустриальным аналогом столбчатым фундаментам могут стать ребристые сваи, также использующие сопротивление грунтов нормальному давлению. Данный вид фундаментов предполагается устанавливать как по буроопускной, так и по буронабивной технологиям. Испытания на вдавливающие нагрузки моделей ребристых свай в мерзлых песках, проведенные в Подземной лаборатории Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова, показали увеличение несущей способности оснований по боковой поверхности свай до 3-х раз по сравнению с аналогичными гладкими сваями [11]. Кроме изменения способа передачи нагрузок от свай в грунты также можно оперировать свойствами грунтовых растворов, предназначенных для заполнения пазух между сваями и стенками скважин при буроопускном способе установки свай.

Литература

1. Селин В.С., Васильев В.В. Тенденции и риски хозяйственной деятельности в Арктике в условиях долговременных климатических изменений. Арктика и Север. 2011. №1.
2. Стрелецкий Д.А., Шикломанов Н.И., Гребенец В.И. Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на Севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2012. №1. С.22-32.
3. Юров Ф.Д., Гребенец В.И. Несущая способность вечномерзлых грунтов оснований объектов в нефтегазоносном Таз-Хетско-Енисейском регионе при потеплении климата // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа.
4. Алексеев А.Г., Зорин Д.В. Об изменении температурного состояния многолетнемерзлых пород в Таймырском районе Красноярского края // Фундаменты. №2/2020.
5. Сыромятников И.И. Строение и температура основания урбанизированных ландшафтов криолитозоны (на примере территории города Якутска). Якутск, 2017.
6. Нерадовский Л.Г. Изменение фоновой температуры мерзлых грунтов в Якутске в период потепления климата в Сибири (1976-2011) // Криосфера Земли. 2020. И. XXIV, №4, с.46-57.
7. Никифорова М.Н., Шестернев Д.М. Исследование влияния динамики температурного режима грунтов оснований на эксплуатацию многоэтажных зданий г. Якутска. Якутск, 2017.
8. Набережный А.Д., Кузьмин Г.П., Посельский Ф.Ф. Анализ причин снижения несущей способности оснований и фундаментов в геокриологических условиях Якутии // Промышленное и гражданское строительство. 2011. №8. С.64-69.
9. Алексеев А.Г., Рабинович М.В. Влияние изменяющегося климата на техническое состояние зданий и сооружений Арктического региона России на примере городского округа Воркута. Вестник НИЦ «Строительство». 4(23). 2019.
10. Войтковский К.Ф. Фундаменты сооружений на мерзлых грунтах в Якутии/ Войтковский К.Ф., Мельников П.И., Порхаев Г.В., Вотяков И.Н., Гончаров Ю.М., Гречищев С.Е., Жигульский А.А., Кротов В.М., Лукин Г.О. – М.: Изд-во «Наука», 1968. – 198 с.
11. Набережный А.Д. Исследование несущей способности мерзлых грунтов основания ребристых буроопускных свай. Якутск, 2018.

ОБЕСПЕЧЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИН ПРИ РАЗРАБОТКЕ НЕОКОМ-ЮРСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ БОВАНЕНКОВСКОГО И ХАРАСАВЭЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Осокин А. Б.¹, Афонин А. С.², Васильева А.О.¹, Николайчук Э. В.², Пахунов А. В.²

¹ООО «Газпром добыча Надым» Надым, Россия; *Osokin.AB@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²ООО «Газпромнефть-Заполярье» Тюмень, Россия; *Afonin.AS@gazprom-neft.ru*

¹ООО «Газпром добыча Надым» Надым, Россия; *Vasilyeva.AO@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²ООО «Газпромнефть-Заполярье» Тюмень, Россия; *Nikolaychuk.EV@gazprom-neft.ru*

²ООО «Газпромнефть-Заполярье» Тюмень, Россия; *Pakhunov.AV@gazprom-neft.ru*

Обеспечение устойчивости приустьевых зон газовых скважин в сложных геокриологических условиях месторождений полуострова Ямал является одной из важнейших задач, стоящих перед предприятиями нефтегазового комплекса севера Западной Сибири. С учетом опыта эксплуатации сеномантских пластов Бованенковского, и утвержденных решений по обеспечению устойчивости добывающих скважин для Харасавэйского месторождений, предложен комплексный подход к выбору оптимальной компоновки технических решений, направленных на предотвращение оттаивания многолетнемёрзлых пород в приустьевой зоне, обеспечения устойчивости крепи, в зависимости от геокриологических условий кустовых площадок и температуры добываемого флюида.

ENSURING THE STABILITY OF PRODUCTION WELLS DURING THE DEVELOPMENT OF NEOCOM-JURASSIC DEPOSITS OF THE BOVANENKOVSKOYE AND KHARASAVEYSKOYE FIELDS

Osokin A.B.¹, Afonin A.S.², Vasilyeva A.O.¹, Nikolaychuk E.V.², Pakhunov A.V.²

¹Gazprom dobycha Nadym LLC Nadym, Russia; *Osokin.AB@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²Gazpromneft-Zapolyarye LLC Tyumen, Russia; *Afonin.AS@gazprom-neft.ru*

¹Gazprom dobycha Nadym LLC Nadym, Russia; *Vasilyeva.AO@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²Gazpromneft-Zapolyarye LLC Tyumen, Russia; *Nikolaychuk.EV@gazprom-neft.ru*

²Gazpromneft-Zapolyarye LLC Tyumen, Russia; *Pakhunov.AV@gazprom-neft.ru*

Ensuring the stability of the near-mouth zones of gas wells in the difficult geocryological conditions of the fields of the Yamal Peninsula is one of the most important tasks facing the enterprises of the oil and gas complex in the north of Western Siberia. Considering the experience of operating the Senom-Aptian reservoirs of Bovanenkovskoye, and approved solutions to ensure the stability of production wells for the Kharasaveyskoye fields, an integrated approach is proposed for choosing the optimal layout of technical solutions aimed at preventing the thawing of permafrost in the near-mouth zone and ensuring the stability of the lining, depending on the geocryological well pad conditions and produced fluid temperature.

На полуострове Ямал активно формируется новый центр добычи углеводородов, который стал ключевым в развитии топливно-энергетической базы Российской Федерации. Масштабное освоение промышленной Бованенковской зоны, которая включает в себя три месторождения: Бованенковское, Харасавэйское, Крузенштернское, не имеет аналогов в мировой практике по климатическим и геокриологическим условиям строительства и эксплуатации объектов газового комплекса. На данный момент компания ПАО «Газпром» осуществляет эксплуатацию сеноман-аптских залежей Бованенковского месторождения и приступило к полномасштабному обустройству Харасавэйского газоконденсатного месторождения, где начало добычи газа запланировано на 2023 год. Перед компанией ПАО «Газпромнефть» стоит амбициозная задача разработки на обоих проектах более глубоких неоком-юрских залежей.

Одной из главнейших задач, возникающих при проектировании, строительстве и эксплуатации газодобывающих объектов в криолитозоне, является обеспечение эксплуатационной надежности инженерных сооружений, возводимых на мёрзлых основаниях [3]. Многолетнемёрзлые породы (ММП) в районе Бованенковского и

Харасавэйского месторождений характеризуются вертикальной и площадной неоднородностью. Они имеют сплошное распространение и мощность от 100 до 300 метров. В верхней сильнольдистой части разреза развиты повторно-жильные льды вертикальной мощностью до 12 метров. В разрезе ММП присутствуют линзы и пласты льда (рис. 1) мощностью до 30 метров, мёрзлые породы с различной степенью засоленности, линзы напорных и безнапорных криопэггов, внутримёрзлотные газовые и газогидратные скопления [1,4].



Рис. 1 - Пластовые льды, вскрытые в обнажении III морской террасы. Бованенковское НГКМ

Основным сооружением газового комплекса в криолитозоне являются добывающие скважины [2]. Строительство и эксплуатация добывающих скважин без применения специализированных термостабилизационных решений с целью снижения теплового потока от добываемого флюида в интервале льдистых низкотемпературных мёрзлых толщ, будет сопровождаться рядом осложнений:

- Деформации оснований кустов газовых скважин, провалы и воронки, которые появляются при оттаивании ММП вокруг скважин с соответствующим влиянием на фонтанную арматуру и приустьевое оборудование (рис. 2);
- Потеря устойчивости обсадных колонн скважин, возникновение сверхнормативных напряжений в трубопроводах устьевой обвязки и фонтанных арматурах, ведущие к тяжелым авариям, вплоть до потери скважины;
- Порывы и смятия обсадных колонн скважин за счет дополнительного обжатия и продольного нагружения оттаивающими слоями ММП, обусловленными нарушением крепи скважины, вплоть до ее потери;
- Возникновение заколонных газопроявлений, несущих в себе риски для пожарной безопасности.



Рис. 2 – Просадка грунта в приустьевой зоне добывающих скважины

Освоение Ямала началось с Бованенковского месторождения - одного из крупнейших в Российской Федерации по запасам природного газа. Право пользования участком недр для разведки и добычи полезных ископаемых получило дочернее общество компании ПАО «Газпром» ООО «Газпром добыча Надым». Реализация такого крупномасштабного проекта потребовала от специалистов ООО «Газпром добыча Надым» проведения большого комплекса изыскательских, научно-исследовательских и конструкторских работ, направленных на обеспечение надежной эксплуатации добывающих скважин [5]. Работы проводились совместно с проектными организациями ПАО «ВНИПИгаздобыча», ООО «ТюменНИИгипрогаз», ООО «Газпром ВНИИГАЗ», ООО НПО «Фундаментстройаркос». В результате разработаны и внедрены специальные технические решения, обеспечивающие устойчивость добывающих скважин и оснований площадок в особо сложных горно-геологических и геокриологических условиях (рис. 3):

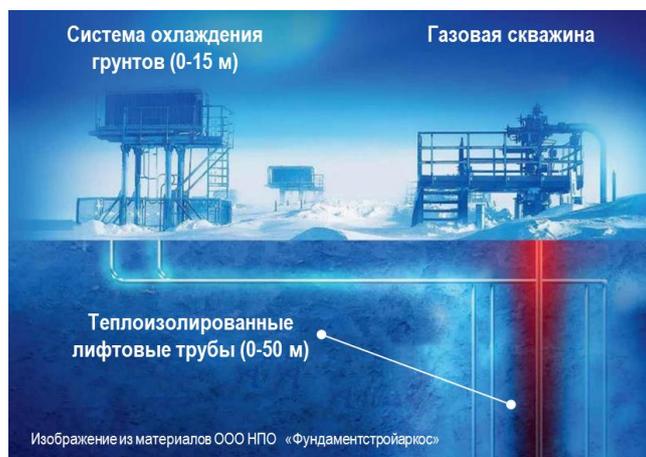


Рис. 3 - Комплексное решение по температурной стабилизации ММП приустьевых зон газовых скважин Бованенковского месторождения

- В конструкции крепи скважин предусмотрено усиленное, «шахтное» направление из трубы ДУ 426 мм с креплением башмака колонны в устойчивых, хорошо литифицированных породах, обеспечивающее продольную устойчивость крепи скважины в интервале залегания ММП;
- Предусмотрен спуск в скважины теплоизолированных лифтовых труб (ТЛТ) с вакуумной теплоизоляцией в интервале глубин 0–50 м с целью ограничения теплового воздействия в верхней части разреза, где распространены породы с избыточной льдистостью за счет ледяных включений;
- В приустьевых зонах скважин предусмотрены парожидкостные сезонно-действующие системы термостабилизации с глубиной спуска охлаждающих устройств 15 м для предотвращения оттаивания наиболее льдистого и просадочного интервала ММП [5].

На стадии подготовки проекта для оптимизации размещения и обеспечения надежности проектирования, строительства и эксплуатации добывающих скважин месторождений разработаны специализированные геокриологические карты районирования территории (рис. 4). Определены два основных типа районов: с неблагоприятными и условно благоприятными геокриологическими условиями.

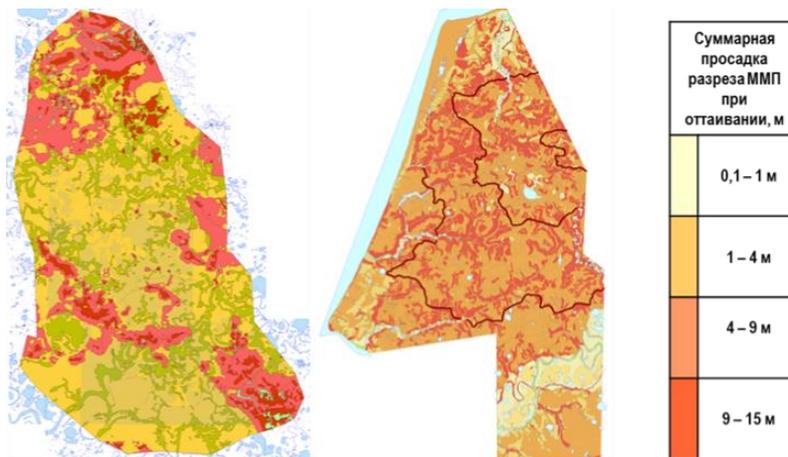


Рис. 4 - Карта геокриологического районирования Бованенковского НГКМ и Харасавэйского ГКМ по условиям строительства и эксплуатации добывающих скважин (по материалам ООО «ТюменНИИгипрогаз»)

Красные зоны на карте соответствуют территории с высокой льдистостью многолетнемерзлых пород за счет ледяных включений, в том числе вмещающих значительные по мощности и простиранию залежи пластового льда, неблагоприятные для размещения кустов газовых скважин. Оттенками желтого и зеленого обозначены «условно благоприятные» для строительства участки с умеренной льдистостью разреза ММП [5].

С учетом результатов картирования и глубокого мерзлотно-параметрического бурения некоторые кустовые площадки были перенесены на участки с более благоприятными геокриологическими условиями в пределах, допустимых с точки зрения обеспечения оптимальной разработки продуктивных пластов. Это исключило наличие в основаниях кустов скважин мощных прослоев высокольдистых отложений и пластовых льдов. При этом даже с учетом оптимизации, геокриологические условия участков оставались весьма сложными. Надежная эксплуатация добывающих скважин не представлялась возможной без применения специализированных термостабилизационных решений. Выполненные исследования и разработка технических решений послужили основой для создания ряда стандартов и нормативно-технической документации федерального и отраслевого уровня с регламентированными требованиями к обеспечению надежности крепи скважин, обеспечению сохранности устьев и околоствольного пространства за счет применения соответствующих технических средств и технологических решений. Принятые решения позволили значительно снизить затраты на обустройство насыпей кустовых площадок за счет сокращения расстояния между устьями скважин [5].

С момента ввода скважинного фонда Бованенковского месторождения в эксплуатацию в 2012 г. службой геотехнического мониторинга Инженерно-технического центра ООО «Газпром добыча Надым» проводятся регулярные визуальные, термометрические и геодезические наблюдения для оценки состояния инженерных сооружений на кустовых площадках. Результаты геотехнического мониторинга скважинного фонда свидетельствуют о высокой эффективности комплексных решений для защиты от деградации мёрзлой толщи и обеспечения устойчивости крепи скважин и оснований кустовых площадок. При этом полностью исключить осложнения не удалось. На части кустов газовых скважин, в которых не спущены ТЛТ, отмечаются осадки кустовых оснований, обусловленные деградацией ММП, в том числе при повышении их температуры в отрицательном диапазоне. Ранее

с данным геокриологическим процессом добывающие предприятия в арктических регионах еще не сталкивались, процесс малоизучен и требовал научного обоснования [5]. Для обеспечения механической безопасности добывающих скважин и объектов обустройства кустов газовых скважин, в том числе с высокой температурой добываемого флюида, выполнена научно-исследовательская работа (исполнитель ООО «Газпром ВНИИГАЗ»). В рамках работы проанализированы инженерно-геокриологические условия, выполнена оценка просадочности и газоопасности разреза ММП кустовых площадок скважин неоком-юрских залежей месторождений, предложена расчетная методика для оценки термомеханического взаимодействия газовой скважины с грунтовым массивом с учетом увеличения сжимаемости ММП при повышении температуры. Одним из результатов работы является разработка Р Газпром 2-3.3-1243-2021 «Комплексные решения по термостабилизации многолетнемерзлых пород в основаниях кустов газовых скважин в условиях криолитозоны». Необходимо отметить, что на государственном уровне нормативно-техническая документация в части проектирования и обеспечения устойчивости газовых скважин в зоне распространения ММП отсутствует. В целом, по результатам накопленного к настоящему моменту опыта эксплуатации Бованенковского месторождения, можно утверждать, что оптимизация местоположения кустовых площадок, внедрение комплекса термостабилизационных решений, позволили значительно снизить основные геотехнические риски. Результаты НИР, накопленный опыт проектирования и эксплуатации легли в основу технических решений для добывающих скважин на эксплуатационные объекты сеномана на Бованенковском НГКМ, предусматривающих увеличение глубины спуска ТЛТ до 150 м.

Ввод в эксплуатацию Харасавэйского месторождения планируется в 2023 году. Обустройство второго по величине проекта на Ямале потребовало от специалистов проектных организаций и ООО «Газпром добыча Надым» дополнительной проработки технических решений для обеспечения строительства добывающих скважин, основанных на опыте эксплуатации и апробированных решениях на Бованенковском месторождении. Для территории Харасавэйского месторождения присущи более сложные геокриологические условия по сравнению с Бованенково: многолетнемерзлые породы имеют большую льдистость и засоленность, избыточная льдистость ММП встречается на больших глубинах, что подтверждается материалами по параметрическому бурению. Анализ карты геокриологического районирования по условиям строительства подтвердил, что оптимизация кустовых площадок в части расположения практически невозможна. В связи с чем является очевидным, что внедрённые решения для Бованенковского НГКМ не позволят обеспечить надежную эксплуатацию газовых скважин на Харасавэйском ГКМ. Потребовалась их существенная доработка и адаптация. В основу проектирования термостабилизационных решений был положен принцип максимально возможного сокращения теплового воздействия скважин на ММП на максимально возможную глубину, в пределах допустимых с точки зрения экономической эффективности проекта. Аналитическим путем были обоснованы следующие технические решения по конструкции скважин и обустройству площадок их размещения:

- Теплоизолированные направления скважин (термокейсы) с пенополиуретановой теплоизоляцией в интервале глубин 0-40 м;
- Теплоизолированные лифтовые трубы (ТЛТ) с увеличенной относительно Бованенковского НГКМ (скважины 1 и 2 этапа) глубиной спуска до 150 м;
- Парожидкостные сезонно-действующие системы охлаждения в приустьевых зонах скважин с увеличенной относительно Бованенковского НГКМ глубиной спуска (до 40 м).

Предложенное комплексное решение для Харасавэйского ГКМ направлено на полное предотвращение деградации ММП в наиболее льдистой, просадочной части разреза мёрзлых пород, а также на существенное ограничение теплового воздействия на встречающиеся ниже по разрезу засоленные ММП при разработке сеноман-аптских залежей. На данный момент проект находится на стадии реализации [5].

В настоящее время компания ПАО «Газпромнефть» в лице дочернего Общества ООО «Газпромнефть-Заполярье» осуществляет подготовку к промышленному освоению неоком-юрских залежей Бованенковского и Харасавэйского месторождений, ввод в эксплуатацию намечен на 2025 год. Идет активный процесс разработки и обоснования проектных решений по конструкциям и технологиям сооружения эксплуатационных скважин.

При разработке неоком-юрских залежей Бованенковского и Харасавэйского месторождений расчетная температура добываемого флюида на устьях скважин составит до 60°C и выше, что в сравнении с сеноман-аптскими (25–30 °C) существенно повышает геотехнические риски.

Первоначальное базовое решение в проекте по конструкции эксплуатационных скважин предусматривало лишь применение пассивной теплоизоляции в верхней части разреза в виде «термокейса» со спуском на глубину до 50 м. По результатам проверочных теплотехнических расчетов было определено, что предлагаемая защита ММП от теплового воздействия со стороны скважины не обеспечивает сохранение массива в мёрзлом состоянии и не позволяет исключить геотехнические риски на этапе эксплуатации.

Проработка термостабилизационных решений для добывающих скважин неоком-юрских отложений потребовала от специалистов проектного института и ООО «Газпромнефть-Заполярье» изучения и анализа значительного количества научно-практических, изыскательских материалов и нормативно-технической документации.

Оптимизировать расположение кустовых площадок по условиям строительства исходя из карты геокриологического районирования в условиях застроенной территории месторождения и при этом сохранить эффективность разрабатываемых пластов с точки зрения добычи газа, не представлялось возможным. Все кустовые площадки, кроме десяти кустов на Бованенковском месторождении, охарактеризованы как сложные и особо сложные с точки зрения геокриологических условий, что было подтверждено анализом результатов параметрического бурения ООО НТФ «Криос» 1996-2006 гг. и инженерно-геологическими изысканиями, проведенными на площадках расположения газовых скважин в 2021 году ПАО «Гипротюменнефтегаз».

В условиях ограниченности данных по глубокому опережающему параметрическому бурению на проектируемых площадках размещения газовых скважин возникла потребность в актуализации геокриологических условий площадок методом корреляции. В ходе работы принято решение, что геологические разрезы всех кустовых площадок Харасавэйского ГКМ необходимо классифицировать как особо сложные геокриологические условия; для Бованенковского НГКМ предусмотрено разделение на особо сложные и участки средней сложности, что позволило оптимизировать экономические затраты в части компоновки термостабилизационных решений. Также в рамках работы выполнены расчеты продольной устойчивости крепи скважин, для выделенных выше геокриологических условий месторождений, в соответствии с СТО Газпром 16-2005. По результатам расчетов установлено, что для обеспечения надежной эксплуатации добывающих скважин необходимо предусмотреть жесткое защемление верхнего интервала крепи посредством инженерно-технических мероприятий. Для Харасавэйского ГКМ длина необходимого защемления крепи

составила - 40 м, для Бованенковского (особо сложные геокриологические условия) – 27 м, (условия средней сложности) -12,5 м.

По материалам ООО «ГазпромВНИИГАЗ» температура добываемого флюида неоком-юрских залежей может изменяться в широких пределах и достигать на устье до плюс 80 °С. Исходя из чего, при выполнении теплотехнических расчетов в модели, учитывалось три возможных варианта температурного режима добываемого продукта – 40, 60 и 80 °С. Расчет производился в соответствии с рекомендациями Р Газпром 2-3.3-1243-2021, в программных комплексах «Frost 3D» и «Борей 3D».

Главным критерием при выборе комплексных термостабилизационных решений (таблица 1), послужили следующие параметры:

- Обеспечение мёрзлого состояния массива просадочных при оттаивании пород в межскважинном пространстве;
- Не смыкание ореолов оттаивания вокруг скважины по глубине зацементования крепи в верхней части разреза;
- Обеспечение фазовой характеристики мёрзлого массива пород в межскважинном пространстве.

Таблица 1. Комплексных термостабилизационных решений, рассматриваемых в ходе прогнозного моделирования

| № вт | Термостабилизационные решения в приустьевой зоне газовых скважин неоком-юрских отложений | | |
|---------|--|--|--|
| | ХГКМ (особо сложные условия) | БНГКМ (особо сложные условия) | БНГКМ (условия средней сложности) |
| 1.1 | ТЛТ (вакуум) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 40 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (вакуум) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 27 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (вакуум) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 12,5 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м |
| 1.2 | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 40 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 27 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; Термокейс - 50 м; ТСГ - 12,5 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м |
| 2 | ТЛТ (вакуум) - 150 м; ТСГ - 40 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; ТСГ - 27 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; ТСГ - 12,5 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м |
| 3 | Термокейс - 50 м; ТСГ - 40 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | Термокейс - 50 м; ТСГ - 27 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | Термокейс - 50 м; ТСГ - 12,5 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м |
| 4.1 | ТЛТ (вакуум) - 150 м; Термокейс - 50 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | | |
| 4.2 | ТЛТ (без вакуума) - 150 м; Термокейс - 50 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | | |
| 5 | Термокейс - 50 м; Низкотеплопроводный цемент - 150 м | | |

На основании выполненных теплотехнических расчетов были рекомендованы и приняты к рассмотрению следующие комплексные термостабилизационные решения по конструкции добывающих скважин (таблица 2).

Таблица 2. Рекомендованные варианты термостабилизационных решений для добывающих скважин на пласты неоком-юрских отложений

| Технические решения | ХГКМ (особо сложные условия, t флюида от 40 до 80 °С) | БНГКМ (особо сложные условия, t флюида от 40 до 80 °С) | БНГКМ (условия средней сложности, t флюида от 41 до 80 °С) | БНГКМ (условия средней сложности, t флюида до 40 °С) |
|--|--|---|---|---|
| Теплоизолированные лифтовые трубы (ТЛТ) | Глубина спуска 150 м | Глубина спуска 150 м | Глубина спуска 150 м | - |
| Теплоизолированное направление (Термокейс) | Глубина спуска 50 м | Глубина спуска 50 м | Глубина спуска 50 м | Глубина спуска 50 м |
| Система охлаждения грунтов (СОУ) | Глубина спуска 40 м | Глубина спуска 27 м | Глубина спуска 12,5 м | Глубина спуска 12,5 м |
| Низкотеплопроводный цементный раствор | Глубина спуска 150 м | Глубина спуска 150 м | Глубина спуска 150 м | Глубина спуска 150 м |

Рекомендованные технические решения позволяют рассматривать сокращение расстояния между добывающими скважинами с 40 до 30 м. С целью оптимизации затрат на реализацию проекта, для геокриологических участков средней сложности Бованенковского НГКМ при температуре добываемого флюида до 40 °С предложен вариант без применения ТЛТ. Для предотвращения возможных деформаций на этапе эксплуатации данный вариант рекомендуется дополнить техническими решениями по приспособлению конструкции трубопроводной обвязки газовых скважин к возможным деформациям посредством обустройства регулируемых опор.

Для контроля характеристик термостабилизационных решений и теплового воздействия добывающих скважин на вмещающие многолетнемерзлые породы в соответствии с требованиями Р Газпром 2-3.2-305-2009 планируется обустройство внешних обсадных колонн термометрическими трубками-сателлитами на глубину до 40 м. Рекомендовано обустройство сети геотехнического мониторинга на кустовых площадках автоматизированным термометрическим оборудованием с целью оперативного контроля возможного растепления ММП в режиме реального времени.

Выводы

Бованенковское НГКМ стало основой для освоения всего кластера Ямальских месторождений. Впервые в российской практике были апробированы принципиально новые технические решения по температурной стабилизации ММП, позволяющие обеспечить устойчивость газопромысловых сооружений в сложных геокриологических условиях. При этом опыт эксплуатации БНГКМ показал, что исключить развитие любых деструктивных процессов, связанных с растеплением ММП возможно только при условии соблюдения требований внутренних стандартов организации по не допуску оттаивания льдистых ММП на границе цементного кольца наружной колонны

скважин и сохранению температурного режима ММП межскважинного пространства близкого к его естественному.

Разработанное комплексное решение по температурной стабилизации ММП для сеноман-аптских залежей Харасавэйского ГКМ «система термостабилизации грунтов + термокейс + ТЛТ» будет реализовано на объектах ПАО «Газпром» впервые в Российской практике.

В основу обоснования проектных решений для неоком-юрских залежей, планируемых к разработке компанией ПАО «Газпромнефть», легли вариативный подход к анализу геокриологических условий по степени сложности, выбор оптимальной комбинации теплоизоляционных материалов и системы термостабилизации грунтов, а также опыт эксплуатации фонда добывающих скважин п-ова Ямал.

Базовой основой эксплуатационной надежности добывающих скважин является разработка и применение новых, ранее не применявшихся в России технологий и подходов к проектированию. Выполненный масштабный комплекс работ по выбору оптимальных термостабилизационных решений по всем аспектам разработки Бованенковского и Харасавэйского месторождений в значительной степени станет основой для освоения всего арктического региона.

Литература

1. Бадю Ю.Б., Гафаров Н.А., Подборный Е.Е. Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. М.: ООО «Газпром экспо», 2013. -424 с.

2. Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И., - др. Геокриологические условия Харасавэйского и Крузенштернского газоконденсатных месторождений (полуострова Ямал). ГЕОС, 2003. -180с.

3. Березняков А.И., Грива Г.И., Осокин А.Б., Попов А.П., Салихов З.С., Смолов Г.К., Чугунов П.С. Проблемы устойчивости добывающих скважин месторождений полуострова Ямал. М.: ИРЦ Газпром, 1997. -159 с.

4. Васильчук Ю.К., Крылов Г. В., Подборный Е.Е. Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. Тюмень: ООО «ТюменьНИИГипрогаз»; СПб.: Недра, С-Петербург. 2006.-347 с.

5. Мельников И.В., Нерсесов С.В., Осокин А.Б., Николайчук Э.В., Васильева А.О., Михальченко Д.И. Геотехнические решения для строительства газовых скважин в особо сложных геокриологических условиях полуострова Ямал. М.; Газовая промышленность №12, 794, 2019 - 64-71 с.

ПРОБЛЕМЫ ОБУСТРОЙСТВА МОРСКИХ ОБЪЕКТОВ ДОБЫЧИ КРУЗЕНШТЕРНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осокин А. Б.¹, Васильева А.О.¹, Николайчук Э. Н.², Пахунов А. В.²

¹ООО «Газпром добыча Надым», Россия; *Osokin.AB@nadym-dobycha.gazprom.ru*

¹ООО «Газпром добыча Надым», Россия; *Vasilyeva.AO@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²ООО «Газпромнефть-Заполярье» Тюмень», Россия; *Nikolaychuk.EV@gazpromneft.ru*

²ООО «Газпромнефть-Заполярье» Тюмень», Россия; *Pakhunov.AV@gazpromneft.ru*

Разработку шельфовой части Крузенштернского газоконденсатного месторождения планируется производить с искусственных грунтовых островов. С учетом обоснованных предварительных осадков грунтов основания проектируемых гидротехнических сооружений, в том числе просадок дна залива Шарапов шар вследствие отбора газа, предложено принципиально новое техническое решение в части закрепления трубопроводной обвязки газовых скважин.

PROBLEMS OF CONSTRUCTION OF OFFSHORE PRODUCTION FACILITIES OF THE KRUZENSHTERNSKOYE GAS CONDENSATE FIELD

Osokin A.B.¹, Vasilyeva A.O.¹, Nikolaychuk E.V.², Pakhunov A.V.²

¹Gazprom dobycha Nadym LLC, Russia; *Osokin.AB@nadym-dobycha.gazprom.ru*

¹Gazprom dobycha Nadym LLC, Russia; *Vasilyeva.AO@nadym-dobycha.gazprom.ru*

²Gazpromneft-Zapolyarye LLC Tyumen, Russia; *Nikolaychuk.EV@gazprom-neft.ru*

²Gazpromneft-Zapolyarye LLC Tyumen, Russia; *Pakhunov.AV@gazprom-neft.ru*

The development of the shelf part of the Kruzenshternskoye gas condensate field is planned to be carried out from artificial soil islands. Taking into account the reasonable preliminary soil settlements of the foundation of the designed hydraulic structures, including the subsidence of the bottom of the Sharapov Shar Bay due to gas extraction, a fundamentally new technical solution has been proposed in terms of fixing the piping of gas wells.

На полуострове Ямал активно формируется новый центр газодобычи, который становится одним из ключевых в развитии топливно-энергетической базы Российской Федерации. Крузенштернское газоконденсатное месторождение (ГКМ) относится к числу наиболее перспективных месторождений углеводородов в Западной Сибири и в настоящее время Группа «Газпром» приступает к его освоению.

Основная часть (более 60%) запасов сеноманской залежи газа находится в шельфовой зоне месторождения, в акватории залива Шарпапов Шар Карского моря, что предопределяет морской характер ее освоения и необходимость применения морских технологий при обустройстве. В существующих климатических и инженерно-геологических условиях для разработки шельфовой части месторождения наиболее перспективным решением с экономической и технической стороны является строительство искусственных грунтовых островов (ИГО).

Необходимость учета осадки ИГО и результаты научно-исследовательской работы по оценке деформаций продуктивных пластов Крузенштернского месторождения в качестве принципиально нового технического решения позволили предложить использование крепи скважин как опорной конструкции для трубопроводной обвязки (ТПО). При этом отдельное внимание уделено обустройству сети геотехнического и геодинамического мониторинга для обеспечения механической безопасности морских инженерных сооружений на всех стадиях жизненного цикла (проектирование–строительство–эксплуатация). Предложены дистанционные и автоматизированные методы контроля систем геотехнического мониторинга (ГТМ).

Специализированные инженерно-геологические и геокриологические исследования на Ямале развернулись еще в 60 – 70-е годы. В середине 70-х годов в связи с подготовкой к освоению Харасавэйского и Бованенковского месторождения, были проведены геокриологические исследования и инженерно-геологические изыскания на территории Крузенштернского месторождения как на суше, так и на прилегающих участках шельфа [1]. Месторождение расположено в зоне с суровыми климатическими условиями, которые характеризуются холодной продолжительной зимой и прохладным коротким летом. Большую часть года Карское море покрыто дрейфующими ледяными полями. К ноябрю ледяной покров закрывает акваторию моря вплоть до пролива Карские Ворота. Мелководность залива Шарпапов Шар и почти полная его защищенность косой Шарпаповы Кошки от волнового влияния открытого моря обуславливает формирование в приповерхностной части разреза донных отложений слабоконсолидированных илов, мощность которых в центральной части залива достигает первых метров. Мелководность залива также обеспечивает протяженную зону контакта лед-дно в зимний период, наличие которой способствует

формированию сезонно-мерзлых и сохранности многолетнемерзлых пород (ММП) под акваторией [9].

Главная геокриологическая особенность шельфа Карского моря и прилегающей суши Ямала – чрезвычайно сложное неоднородное строение криогенных толщ, представленных современными и реликтовыми охлажденными и мерзлыми породами. Мерзлые и охлажденные грунты прибрежных и шельфовых районов характеризуются повышенной засоленностью. Суммарная мощность криогенной толщи, превышает 100 – 150 м, а мощность массивов реликтовых мерзлых пород по данным электроразведки, проведенной ОАО «АМИГЭ» в 2010 г., составляет не менее 30 м [5].

В 2020 году компанией ООО «ИнжГео» проведены инженерно-геофизические исследования, пробурено 11 инженерно-геологических скважин глубиной до 50 м вдоль береговой линии залива Шарапов Шар (рис. 1) [10].

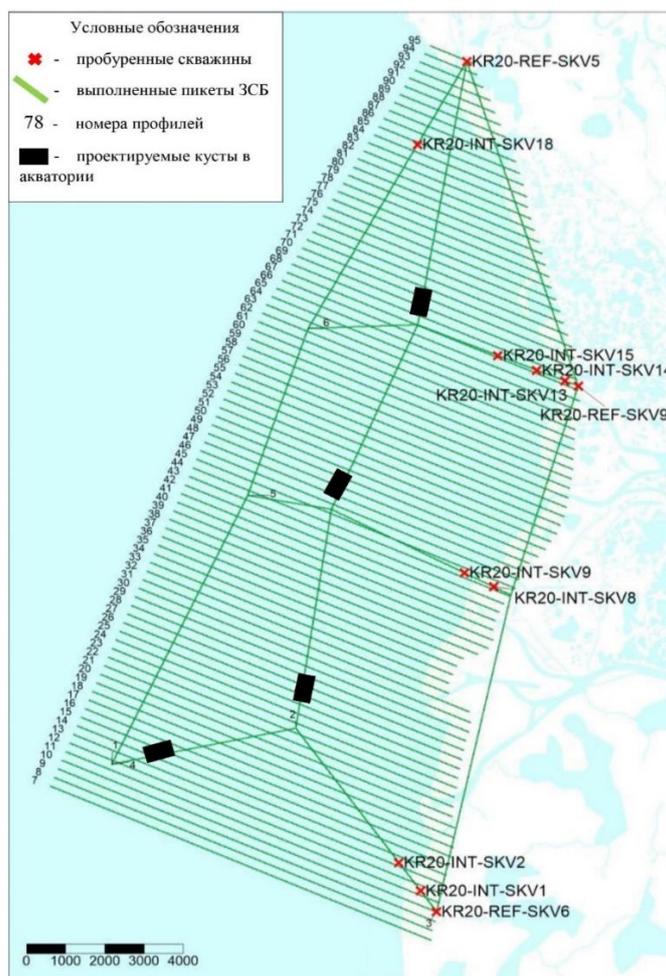


Рисунок 1. Карта фактических материалов исследований ООО «ИнжГео» на Крузенштернском ГКМ (2020 г.)

На геоэлектрическом разрезе по профилю №06 (рис. 2) нанесены упрощенные инженерно-геологические колонки по 4 скважинам: красным цветом обозначены породы в мерзлом состоянии, фиолетовым – охлажденные породы. Граница между мерзлыми, талыми и охлажденными породами во всех четырех скважинах соответствует уровню удельного электрического сопротивления (УЭС) около 4 Ом·м. При этом талые и охлажденные породы соответствуют более проводящим зонам и составляют от 0.7 до 3 Ом·м. уровень их проводимости зависит от водонасыщенности и

литологического состава. Сопоставление колонок по скважинам и геоэлектрической модели демонстрирует совпадение результатов бурения и геофизических работ методом зондирования становления поля в ближней зоне (ЗСБ). Таким образом на основании выполненных геофизических работ, под акваторией залива выделены и намечены границы распространения ММП, области сквозных и локальных таликов. Однако следует учитывать, что для более точного определения геоэлектрической характеристики ММП на акватории необходимо провести бурение дополнительных скважин.

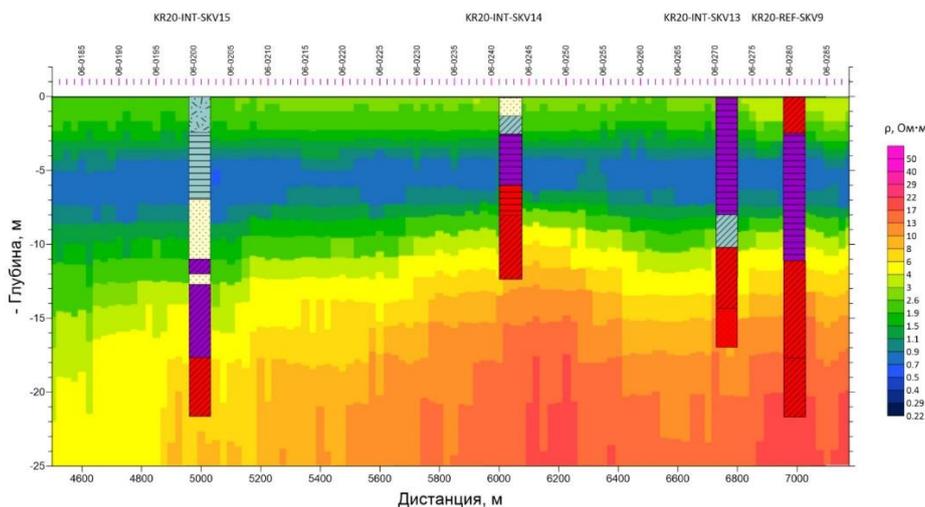


Рисунок 2. Фрагмент геоэлектрической модели по профилю № 06 с нанесенными инженерно-геологическими колонками по пробуренным скважинам в 2020 г.

Для отработки газовых залежей морской части, проектом технологической схемы месторождения, разработанной ООО «Газпром ВНИИГАЗ», предусмотрено строительство в акватории залива 4-х морских добычных комплекса. Наличие мелководной акватории и геокриологические условия в морской части месторождения делают неприменимыми технологии строительства площадок газовых скважин (ГС), разработанные для условий Бованенковского и Харасавэйского месторождений. Таким образом, Крузенштернское ГКМ сочетает проблемы строительства в сложнейших геокриологических условиях и трудности освоения мелководного шельфа замерзающих арктических морей. Для обустройства морских добычных комплексов при подготовке технологической схемы разработки месторождения были рассмотрены: ледостойкая стационарная погружная платформа (ЛСПП) и искусственный грунтовый остров. На основании технико-экономического сравнения (ТЭС) вариантов обустройства морских кустов газовых скважин для проектирования был принят ИГО с оконтуриванием по периметру вертикальной шпунтовой стенкой [8].

Опираясь на зарубежный опыт строительства ИГО, а также данные ООО «Газпром ВНИИГАЗ», выделены основные проблемы использования этого типа сооружения для освоения акватории месторождения, находящегося на мелководье. Одной из основных проблем при проектировании, с которой столкнутся инженеры – это деформации грунтов основания в морской части, включая прибрежно-морской участок. Связано это с тем, что геологический разрез на всю вскрытую мощность представлен грунтами с низкой несущей способностью. Для таких грунтов характерны неравномерная сжимаемость и длительное уплотнение во времени при приложении дополнительного давления от веса сооружения. Для оценки возможных деформаций (осадок) грунтов оснований при приложении дополнительных давлений и времени

уплотнения специалистами ООО «Газпром ВНИИГАЗ» выполнены расчеты максимальных теоретически возможных стабилизированных осадок и их динамики во времени на основе теории фильтрационной консолидации грунтов. Расчеты выполнялись для грунтовых условий в диапазоне дополнительных нагрузок 0,1–0,2 МПа. Результаты оценочных расчетов показали, что стабилизация осадок при дополнительном давлении на грунты основания $p=100$ кПа наступает через 7,1 года, при этом максимальная расчетная осадка составляет 0,57 м. Стабилизация осадок при давлении на грунты основания $p=150$ кПа наступает через 6,1 года, максимальная расчетная осадка составит 0,79 м. Стабилизация осадок при $p=200$ кПа наступает через 5,2 года, при этом осадка составляет 0,95 м [6]. Для ускорения процессов консолидации донных грунтов могут быть рассмотрены следующие варианты: замена, закрепление слабых грунтов геомеханическим способом, предпостроечное уплотнение слабых грунтов с применением вертикальных перфорированных дрен. При возведении острова Oooguruk компанией Pioneer National Resources в 2006 г. в море Бофорта были использованы вертикальные перфорированные дрены для решения аналогичной проблемы. Вода из них откачивалась с помощью насосов, что приводило к более быстрой консолидации грунта. Датчики, встроенные в ядро ИГО для контроля просадок, свидетельствовали, что за 90 дней осадка донного основания составила в среднем 0,6 м. Это подтвердило эффективность использования дрен для ускорения процесса консолидации грунтов [6].

Следующее, на что необходимо обратить внимание – это строительные материалы, которые предполагается использовать для возведения ИГО в акватории, представленные мелким пылеватым песком. Высота грунтового основания острова при глубине моря 2,5–3,0 м должна составлять не менее 7,0–7,5 м. Прогнозируемая величина осадки за счет консолидации гидронамывного грунта ИГО приблизительно будет составлять первые десятки сантиметров и может продолжаться 2–3 года. Сократить продолжительность процесса можно путем гидромеханизированного намыва грунтового ядра острова, в две очереди при использовании Geotube в роли контура, заполненных под давлением песком и илистым грунтом. Кроме того, использование Geotube поможет улучшить качество грунтового ядра и снизить техногенное воздействие на акваторию залива Шарапов Шар.

Однако, мировой опыт укрепления грунтов при реализации различных шельфовых проектов в сложных инженерно-геологических условиях показал, что на сегодняшний день широко применяются следующие технологии повышения несущей способности и укрепления:

- SCP (англ. sand compaction piles) и GCP (англ. gravel compaction piles) – повышение несущей способности грунта путем создания в укрепляемом массиве щебеночных (GCP) либо песчаных (SCP) вертикальных свай-столбов диаметром до 1,4 м и длиной до 50 м;
- DSM (англ. deep soil mixing) – глубинное перемешивание грунта, заключающееся в его механическом разрушении путем погружения и вращения в грунте режущего рабочего инструмента, установленного на буровой колонне, с последующим перемешиванием и внесением через буровую колонну неорганических вяжущих (цемента, извести, активных зол уноса).

Технология DSM, в отличие от технологий SCP и GCP, не зависит от наличия в районе производства работ грунтовых строительных материалов, а потому является наиболее универсальной [2].

В пределах морской части месторождения ММП имеют широкое распространение. Основываясь на полученных данных по инженерным изысканиям,

выполнена приблизительная оценка осадки грунтов основания ИГО при оттаивании мерзлой толщи на всю вскрытую мощность (20,8 м). Установлено, что осадка грунтов основания на участках расположения скважин может составить от 0,5 до 0,7 м. В случае размещения ИГО на участках с ММП, исключить их деградацию под воздействием теплового потока от добывающих скважин, будет невозможно без дополнительных комплексных решений по термостабилизации. Опыт эксплуатации Бованенковского месторождения свидетельствует, что кустовые площадки, не обустроенные теплоизолированными лифтовыми трубами, подвержены возникновению и формированию ореолов оттаивания грунта вокруг скважин. Наиболее эффективным решением в данном случае, является размещение морских кустов на участках, с талым разрезом грунтов, при этом наличие охлажденных грунтов и криопэгов не несет данных рисков.

Факт оседания дневной поверхности (а для морских разработок – морского дна) вследствие добычи нефти и газа общеизвестен. Выявлено, что оседание может составлять от десятков сантиметров до нескольких метров [8].

Специалистами ООО «Газпром проектирование» произведен расчет и получены максимальные деформации продуктивных пластов при отборе газа (таблица. 1).

Таблица 1. Расчеты максимальных деформаций продуктивных пластов месторождений Бованенковской группы при отборе газа

| Эксплуатационные объекты | | Потенциальная величина осадки (Δh , м) при различных значениях коэффициента отбора (к, дол. ед) | | | |
|---|--------------|--|----------|----------|---------|
| | | k = 0,25 | k = 0,50 | k = 0,75 | k = 1,0 |
| Крузенштернское ГКМ | | | | | |
| ПК ₁ | Δh_1 | 0,22 | 0,44 | 0,64 | 0,89 |
| ПК ₉ – ПК ₁₀ | Δh_2 | 0,05 | 0,11 | 0,16 | 0,22 |
| ХМ ₂ | Δh_3 | 0,04 | 0,08 | 0,12 | 0,16 |
| ТП ₁₋₃ | Δh_4 | 0,63 | 0,27 | 0,42 | 0,56 |
| ТП ₄₋₅ – ТП ₁₄ | Δh_5 | 0,65 | 1,31 | 1,97 | 2,63 |
| БЯ ₂ | Δh_6 | 0,07 | 0,14 | 0,21 | 0,28 |
| $\Delta h_{\Sigma} = (\Delta h_1 + \dots + \Delta h_6)$ | | 1,66 | 2,35 | 3,52 | 4,74 |

Как видно из таблицы, величина деформации пластов при разработке месторождений, а, следовательно – и осадки дневной поверхности, в значительной степени зависит от коэффициента отбора газа. Наиболее существенные осадки массивов пород прогнозируются при разработке сеноманской залежи, с учетом небольшой глубины ее залегания, слабосцементированных коллекторов, значительных мощностей продуктивных пластов и высоких темпов отбора газа [7].

С учетом вышеизложенного суммарная (Собщ.) осадка ИГО (рис. 3) в акватории залива в процессе строительства и разработки месторождения обусловлена следующими процессами:

- S1 - осадка за счет консолидации гидронамывного грунта ИГО;
- S2 - осадка грунтов основания ИГО, представленных донными отложениями с низкими прочностными и деформационными свойствами;
- S3 - осадка ИГО в случае деградации ММП;
- S4 - просадка поверхности морского дна вследствие отбора пластового флюида в процессе разработки продуктивных горизонтов.

Таким образом, строительство и эксплуатация ИГО в морской части будет сопровождаться осадками массива пород в его основании и самого искусственного насыпного сооружения, что в свою очередь представляет определенные риски для объектов газодобычи:

- Осадка основания и тела ИГО и обусловленные ею деформации (осадки) фундаментов трубопроводной обвязки (ТПО) газовых скважин и прискважинных сооружений;
- Развитие сверхнормативных напряжений в ТПО и соединительных деталях фонтанной арматуры скважин;
- Возникновение непроектных нагрузок на крепь скважин вследствие осадки вмещающих массивов пород при их консолидации, возможно – при оттаивании в случае наличия в основании ИГО льдистых многолетнемерзлых грунтов;
- Деформации газопроводов на участке перехода из надземного положения в подводное и на донных участках распространения «слабых» грунтов;
- Риск затопления ИГО.

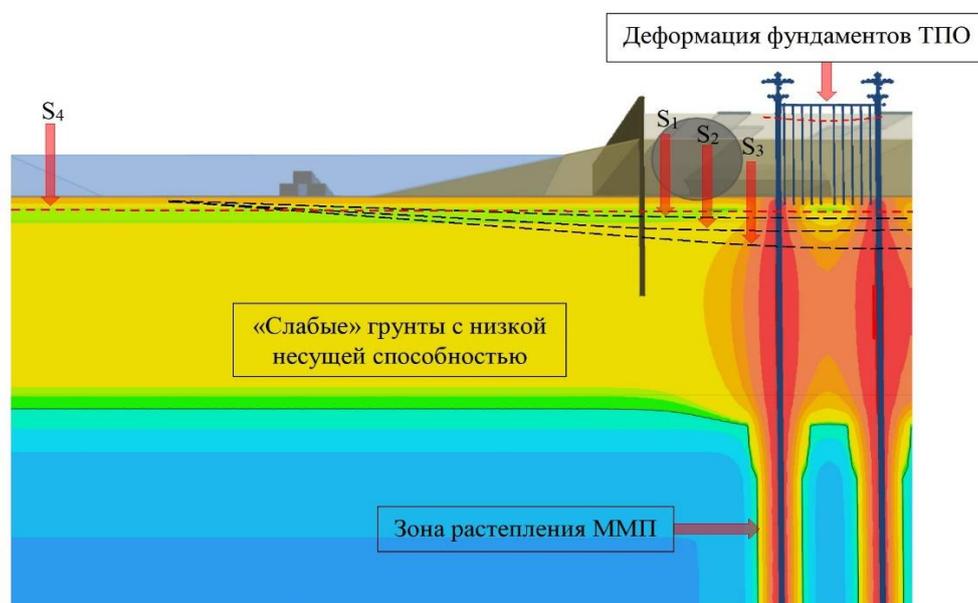


Рис. 3. Схематическое отображение осадки и рисков, возникающих на этапах строительства и эксплуатации ИГО в акватории залива Шарапов Шар

На текущий момент разработку сеноманской залежи месторождения предполагается осуществлять наклонно-направленными скважинами, сгруппированными в кусты.

С учетом сделанного выше вывода о невозможности обеспечения абсолютной стабильности ИГО на момент окончания их возведения и строительства объектов обустройства, остро встает вопрос о фундировании прискважинных сооружений, в первую очередь – ТПО, которая по существу представляет собой единую, жестко связанную со скважиной трубопроводную систему. В качестве принципиального нового технического решения предлагается использовать в качестве опорной конструкции для ТПО крепь скважин (рис. 4), что исключит перемещения ТПО относительно скважин под воздействием различных инженерно-геологических процессов. Конструктивно ростверки под ТПО могут быть выполнены в виде ферм.

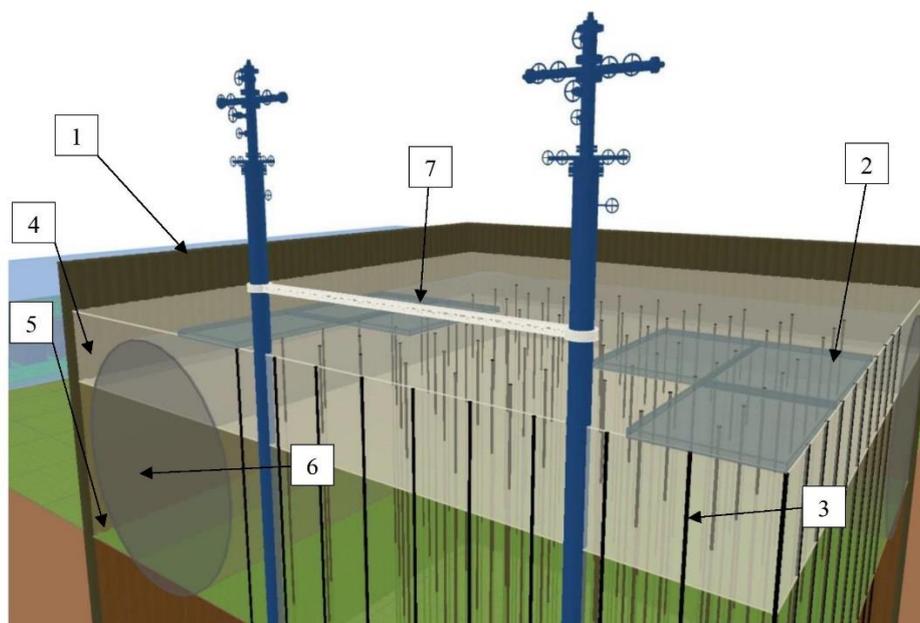


Рисунок 4. Эскизная проработка площадки трубопроводной обвязки газовых скважин в безфундаментном исполнении и рекомендуемая конструкция ИГО (1-стенка из трубошпунта; 2-бетонные плиты; 3-вертикальные перфорированные дрены; 4-песок намывной (II очереди); 5- песок намывной (I очереди); 6-геотубы; 7-ростверк для ТПО в виде фермы)

Разработка системы геотехнического мониторинга морских объектов обустройства является одной из важнейших задач. Целевая функция ГТМ направлена на обеспечение механической безопасности зданий и сооружений на всех стадиях жизненного цикла. Если для объектов, расположенных на суше назначение комплекса работ возможно исходя из опыта эксплуатации Бованенковского НГКМ и строительства Харасавэйского ГКМ, то для морских объектов необходимы изменения в назначении системы геотехнических наблюдений, как с точки зрения методов, так и подходов к измерению. В большинстве случаев измерения должны проводиться автоматизировано, с максимальным использованием дистанционных методов опроса сетей ГТМ, из-за труднодоступности морских объектов [3].

Сеть мониторинга для морских объектов должна включать в себя следующие системы:

- Система наблюдений за ИГО для контроля возможных осадок при помощи специализированного массива датчиков, установленных в основании и теле насыпи;
- Система наблюдений за изменением высотного и пространственного положения несущих конструктивных элементов объектов газодобычи на ИГО на базе роботизированного тахеометра и сети специализированных (отражателей) марок;
- Система наблюдений за подводными трубопроводами, их положением, перемещением и возможными деформациями с использованием деформационных и температурных сенсоров;
- Система наблюдений за температурным режимом ММП в основании ИГО с обустройством сети глубоких термометрических скважин, трубок-сателлитов в цементном кольце ГС с дистанционным опросом;
- Система измерений высотных отметок морских объектов добычи при помощи глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС).

Для обеспечения надежного функционирования объектов месторождения необходимо на стадии строительства и эксплуатации предусмотреть проведение комплексного геодинамического мониторинга, для выявления аномальных геодинамических ситуаций и прогноза возможного экономического и экологического ущерба [4].

Основные принципы создания геодинамического полигона сводятся к следующему:

- Комплексирование геодезических, геофизических и гидрометеорологических методов, что позволит на ранних стадиях развития природно-техногенных деформационных процессов осуществить прогноз их развития и выдавать рекомендации по их устранению;
- Размещение измерительных комплексов (геодезических пунктов, дополнительно оборудованных для проведения геофизических и гидрометеорологических, термометрических измерений);
- Сочетание профилейных (линий нивелирования) и обсерваторских (опорные, опорные деформационные пункты) геодинамических наблюдений.

ВЫВОДЫ

1. Геодинамические, инженерно-геологические и геокриологические условия территории Крузенштернского ГКМ, в том числе – в его морской части, в настоящее время исследованы крайне слабо и не позволяют с необходимой точностью обосновать устойчивость искусственных грунтовых островов в акватории залива Шарапов Шар, планируемых для размещения морских добычных комплексов. Для определения местоположения ИГО необходимо выполнения дополнительного комплекса инженерных изысканий.
2. К моменту окончания возведения ИГО и строительству объектов обустройства не удастся обеспечить абсолютную стабильность искусственных морских сооружений, и при их проектировании, в том числе – при определении высоты искусственных островов над уровнем моря необходимо располагать обоснованными расчетными оценками прогнозируемых осадок.
3. Снижения рисков неравномерных осадок ИГО можно достигнуть, разместив их на участках дна, характеризующихся минимальной мощностью «слабых» илистых и многолетнемерзлых грунтов, выполнив для этого специализированное инженерно-геологическое картирование территории, а также посредством разработки специальных технических решений по армированию и технической мелиорации грунтов ИГО и их оснований.
4. Все идентифицированные нагрузки и воздействия на проектируемые сооружения морских добывающих комплексов должны быть обеспечены корректными расчетными обоснованиями с учетом данных, полученных при проведении инженерных изысканий и геомеханических исследованиях массивов горных пород.
5. Для исключения неравномерных деформаций системы «добывающие скважины – трубопроводная обвязка» рекомендуется рассмотреть техническое решение, предусматривающее использование крепи скважин в качестве опорной конструкции для ТПО и возможно – других прискважинных сооружений.
6. Обеспечение надежной эксплуатации морских газодобывающих объектов на всех стадиях жизненного цикла потребует новых подходов введений в части методов контроля систем мониторинга с использованием современных дистанционных средств измерений.

7. Для выявления аномальных геодинамических ситуаций и прогноза возможного социально-экономического и экологического ущерба необходимо проведение комплексного геодинамического мониторинга.

Литература

1. Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И., - др. Геокриологические условия Харасавэйского и Крузенштернского газоконденсатных месторождений (полуострова Ямал). ГЕОС, 2003. – 180с.
2. Голубин С.И., Савельев К.Н. Перспективные технологии повышения несущей способности грунтов в основании шельфовых сооружений и береговых объектов нефтегазового комплекса / Газовая промышленность. – 2017. - №4 (32). - 43 - 48 с.
3. Колпаков Д.А., Ремизов А.Е. Подледный maintenance. Технологии мониторинга технического состояния, обслуживания и ремонта подводных трубопроводов месторождений арктического континентального шельфа РФ / Neftegaz.RU/ - 2017. - №11(71). - 61 -70 с.
4. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Калашник Н.А. Техногенные геодинамические процессы при освоении нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря / Вестник МГТУ, том 12, №4, 2009. – 601-608 с.
5. Рокос С. И., Куликов С. Н., Коротков С. В. и др. Технический отчет по объекту «Инженерные изыскания в пределах Крузенштернского участка» / ОАО «АМИГЭ». — Мурманск, 2011. — 181 с.
6. Под общей редакцией исполнительного директора ФГУП «Крыловский государственный научный центр», Морские нефтегазодобывающие платформы: история, современности, перспективы. Аналитический обзор. – СПб.: ФГУП, «Крылатский государственный научный центр», 2016, 352 с.
7. Отчет о научно-исследовательской работе «Динамика и прогноз климатических, экосистемных характеристик и экстремальных ситуаций в районах первоочередного освоения месторождений углеводородов и транспорта газа на полуострове Ямал» по договору с ПАО «Газпром» / ООО «Газпром проектирование». – Тюмень, 2019. – 295 с.
8. Отчет о научно-исследовательской работе «Технологическая схема разработки Крузенштернского газоконденсатного месторождения» по договору ПАО «Газпром» / ООО «Газпром ВНИИГАЗ» - М., 2019 – 383 с.
9. Отчет о работе «Региональные ледовые и гидрогеологические исследования на Крузенштернском участке» по договору с ПАО «Газпром» / ООО «Газфлот». – Подольск, 2011. – 304 с.
10. Отчет о выполнении инженерных изысканий по объекту «Обустройство сеноманской залежи Крузенштернского ГКМ» по договору с ПАО «Газпром» / ООО «Газпром проектирование». – Тюмень, 2020. – 498 с.

РАСЧЁТ АЭРОДИНАМИКИ ЗДАНИЯ С ОТКРЫТЫМ ПОДПОЛЬЕМ И ОЦЕНКА ЕГО ТЕПЛОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПОВЕРХНОСТЬ ГРУНТА

Рожкова К.В., Грибовский Г.В.

ООО «НТЦ «Симмэйкерс», Москва, Россия; *info@simmakers.ru*

В работе рассмотрено компьютерное моделирование в ANSYS CFX аэродинамики здания с открытым подпольем в двумерной постановке задачи, а также представлена оценка теплового влияния сооружения на окружающую среду, в частности, на температуру грунта в подполье. В работе представлены результаты двумерных полей скорости ветра и средней температуры грунта в подполье. Также представлен расчёт температуры воздуха в подполье согласно СП 25.13330.2020, приложению Д, и сопоставление расчёта с данными, полученными по результату компьютерного моделирования.

AERODYNAMICS SIMULATIONS OF BUILDING WITH AN OPEN CRAWL SPACE AND ASSESSMENT OF ITS THERMAL IMPACT ON THE GROUND SURFACE

Rozhkova K.V., Gribovskii G.V.

LLC STC Simmakers, Moscow, Russia; *info@simmakers.ru*

The study considers ANSYS CFX computer simulation of the building aerodynamics with an open crawl space in a two-dimensional problem formulation, and also presents an assessment of the thermal effect of the

building on the environment, in particular, on the temperature of the ground surface. The study presents the results of two-dimensional fields of wind speed and average ground temperature in the open crawl space. Also, the calculation of the air temperature in the underground according to SP 25.13330.2020 (Appendix D) and a comparison of the calculation with the data obtained from the result of the computer simulation are presented.

Введение. При проектировании зданий и сооружений в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов (ММГ) одним из популярных проектных решений является обустройство зданий на сваях с открытым подпольем. Данный подход обеспечивает сохранение в мёрзлом состоянии основания сооружения при условии регулярной его очистки от снегового покрова при эксплуатации и теплоизоляции здания.

При проектировании зданий с открытым подпольем наиболее актуальной задачей является оценка теплового влияния сооружения на грунт и скорость ветра в подполье. Это особенно актуально для строений с большой площадью, где наблюдаются заметные повышения температуры в подполье и понижение скорости ветра [1,6]. Скорость ветра является важным параметром при оценке коэффициента теплообмена для поверхности грунта и конденсаторной части сезонно-охлаждающих устройств, а также других поверхностей для компьютерного моделирования теплового состояния мёрзлых грунтов в таких программных комплексах, как Frost 3D [3].

Сегодня в инженерной практике полагается, что температура воздуха и скорость ветра в подполье соответствуют значениям в естественных условиях. Простых инженерных методик, которые позволяют оценить скорость ветра в подполье и тепловое воздействие от сооружения практически нет. Температуру воздуха в открытом подполье можно оценить согласно СП 25.13330.2020 (далее СП 25), приложению Д [4], зная модуль вентилирования и положив за неизвестную температуру воздуха в подполье.

В данной работе рассматривается компьютерное моделирование аэродинамики здания с открытым подпольем в двухмерной постановке задачи с учётом радиационного теплообмена в программном комплексе ANSYS CFX. По результату расчётов представлены данные по скорости ветра и температуре воздействия здания на грунт. Произведено сравнение температур, полученных вследствие компьютерного моделирования и расчета по СП 25.

Постановка задачи. ANSYS CFX – программный комплекс для моделирования процессов гидрогазодинамики, где численно решается уравнение Навье-Стокса методом конечных элементов. В ANSYS CFX рассматривалась задача двумерного обтекания воздухом здания с открытым подпольем, где моделировались процессы конвективного и радиационного теплообмена с моделью турбулентности $k-\epsilon$ (интенсивность 5 %). Нестационарный аэродинамический расчёт производился до установления квазистационарного равновесия в модели.

Размеры расчетной области составили $70 \times 35 \times 0,1$ м. Высота и ширина здания приняты равными $h = 7$ м и $l = 10$ м соответственно. Конечно-элементная сетка представлена на рис. 1 и состоит примерно из 450 тыс. узлов. Воздействие здания на окружающую среду учитывалось при помощи граничных условий. В общем, на границах модели были заданы следующие граничные условия (рис. 2):

Поверхность грунта задана как адиабатическая стенка, а степень черноты поверхности была принята как для песка $\epsilon_g = 0,76$ [4].

На поверхности здания задан теплообмен по Ньютону с учётом теплообмена по Стефану-Больцману (ГУ 4-го рода), где была задана температура здания $T_b = 22$ °С, коэффициент теплообмена $\alpha = 1$ Вт/м² К и чернота поверхности для бетона $\epsilon_b = 0,8$ [5].

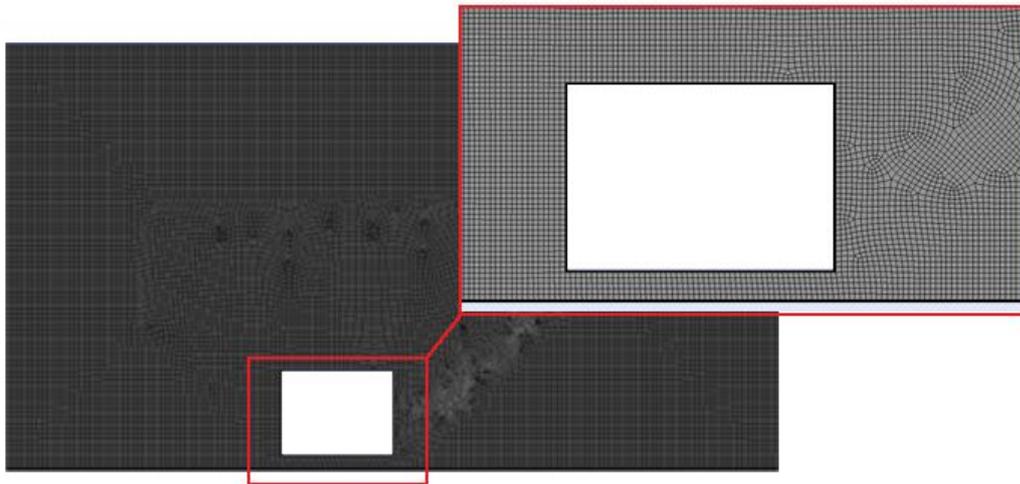


Рис. 1. Конечно-элементная сетка

На левой грани задано условие входящего потока воздуха (Inlet), где задаётся скорость ветра v , температура воздуха T_{air} , °С и избыточное давление, равное 0 Па.

На правой и верхней грани модели задано граничное условие на выходе (Outlet).

В случае естественной конвекции ($v = 0$ м/с) на верхней и боковых гранях было задано условие с открытой границей (Opening).

При расчётах варьировались следующие параметры:

высота подполья $s = 1,2$ м, $1,6$ м, 2 м;

скорость ветра $v = 0$ м/с (естественная конвекция), 1 м/с, 2 м/с, 3 м/с.

температура воздуха $T_{air} = -20$ °С, -10 °С, 0 °С.

Расчёт температуры подполья согласно СП 25, приложению Д, был произведён с помощью Калькулятора условий теплообмена Frost 3D. Пример расчёта в калькуляторе представлен на рис. 3. Площадь здания была принята равной 600 м², что соответствует зданию 10×60 м. Площадь продухов была рассчитана как произведение периметра сооружения $p = 140$ м на высоту подполья s . Коэффициент потери напора принят равным 1, т.к. в постановке задачи отсутствуют сваи и другие элементы, влияющие на скорость потока. Описанные допущения необходимы для получения результатов и последующего сравнения результатов расчёта температур в ANSYS CFX с расчётом по СП 25.

Результаты расчётов. По результату компьютерного моделирования в ANSYS CFX было произведено 36 расчётов в зависимости от высоты подполья s , скорости ветра v и температуры воздуха T_{air} . Были получены следующие результаты:

двумерные распределения полей температур и скорости ветра;

усреднённые температуры по нижней грани грунта в подполье $T_{ср}$, °С;

максимальная скорость ветра в подполье v_{max} , м/с;

расчёты температуры в подполье согласно приложению Д СП 25, T_k , °С.

На рис. 4 представлен пример векторного поля скоростей воздуха для здания с высотой подполья $1,2$ м и скорости ветра 3 м/с. Для всех конфигураций высоты подполья и скорости ветра хорошо виден характер обтекания здания потоком воздуха, где над зданием и в подполье наблюдается увеличение скорости воздуха. В случае подполья это может способствовать переносу тепла на поверхность грунта за пределами сооружения. Также перед зданием наблюдается характерное торможение потока и аэродинамическая тень за ним. Ввиду этого при проектировании систем термостабилизации основания сооружений необходимо учитывать розу ветров, характерную для рассматриваемой местности.

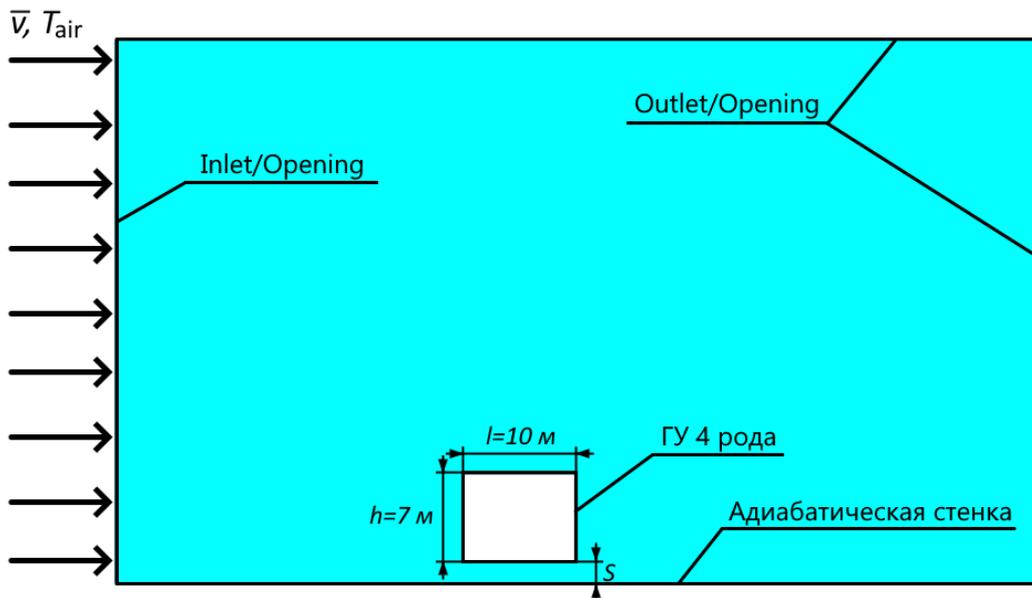


Рис. 2. Граничные условия

Расчет условий теплообмена

Файл Справка

Результат

Температура в подполье -19.809944909873 [°C]

Входные параметры

Расчет температурного режима вентилируемого подполья

Скорость ветра 3 [м/с]

Температура наружного воздуха -20 [°C]

Температура воздуха в помещении 22 [°C]

Площадь сооружения 600 [м²]

Вентилирование

Рассчитать модуль вентилирования

Площадь продухов 168 [м²]

Соотношение расстояния между зданиями (L) и высоты зданий (H) L >= 5H

Аэродинамический коэффициент Сооружение прямоугольной формы

Коэффициент потери напора 1

Объемная теплоемкость воздуха 1300 [Дж/м³·К]

Тепловое сопротивление перекрытий 1 [м²·К/Вт]

Учет наличия цоколя

Учет наличия коммуникаций

Рис. 3. Калькулятор условий теплообмена Frost 3D

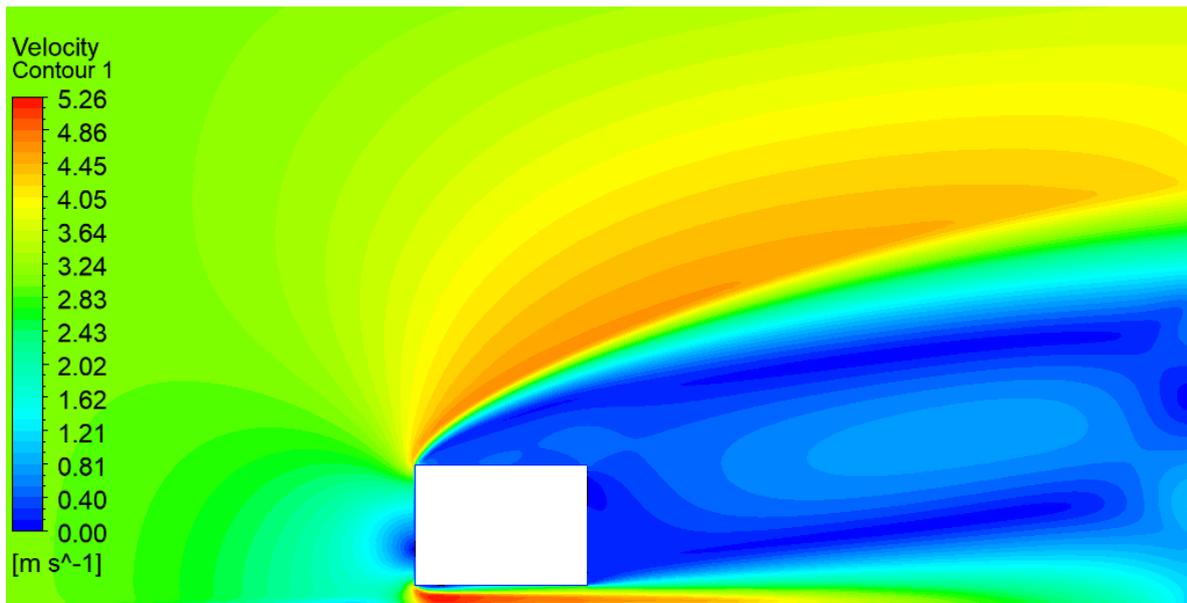


Рис. 4. Общий вид на всю модель с полем скоростей потоков воздуха при $s = 1,2$ м и $v = 3$ м/с

На рис. 5 представлено поле скоростей для сооружений с различной высотой проветриваемого подполья, при температуре окружающего воздуха -20°C и скорости ветра 3 м/с. Из этого рисунка можно оценить, как меняется характер обтекания здания в зависимости от высоты его подполья. На рис. 6 из графиков видно, что скорость ветра в подполье в среднем в 1,5 раза выше, чем в начальных условиях, что значительно уменьшает тепловое воздействие здания на грунт. Также за счет варьирования высоты подполья происходит перераспределение потоков воздуха, при котором одна часть потока обтекает здание сверху, а другая – через подполье. При высоте подполья 1,6 м наблюдается снижение на 8% и 15% максимальной скорости потока по сравнению с максимальной скоростью в подполье с высотой 1,2 м и 2 м соответственно.

В таблице ниже представлены значения средней температуры поверхности грунта под зданием, полученные в ANSYS CFX и с помощью калькулятора теплофизических свойств Frost 3D согласно СП 25, а также приведена их абсолютная разность. Расчёт T_k для случая естественной конвекции ($v=0$) не приведён, т.к. методика СП 25 не предназначена для такого случая. В случае естественной конвекции ($v = 0$) температура воздуха в подполье значительно выше (до 1.8°C) по сравнению с $v > 0$.

Показатели температуры в подполье, полученные численным методом и с помощью калькулятора, достаточно близки к друг другу и при увеличении скорости ветра также уменьшаются до температуры воздуха. Расчёт согласно СП 25 даёт заниженные температуры от нескольких сотых до нескольких десятых градуса в зависимости от высоты подполья и скорости ветра. Тем не менее, при увеличении скорости ветра данная разница уменьшается, а наименьшая разница между T_{air} и T_{cp} наблюдается для $s = 1.6$. При численном моделировании для $s = 1.6$ м температуры T_{cp} оказались ниже, чем при $s = 2$ и 1,2 м, что может объясняться наиболее неблагоприятной конфигурацией подполья.

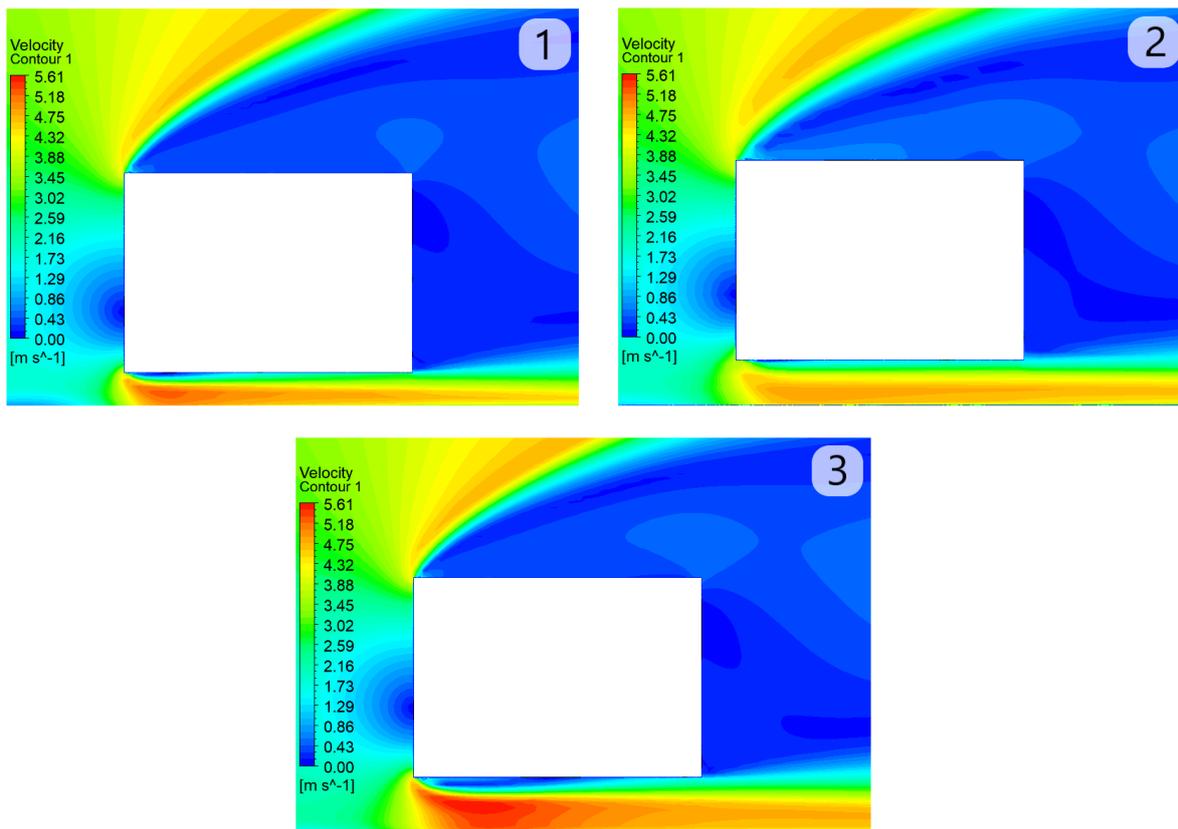


Рис. 5. Поле скоростей потоков воздуха при скорости ветра $v = 3$ м/с и высотой подполья s : 1) 1,2 м, 2) 1,6 м, 3) 2 м.

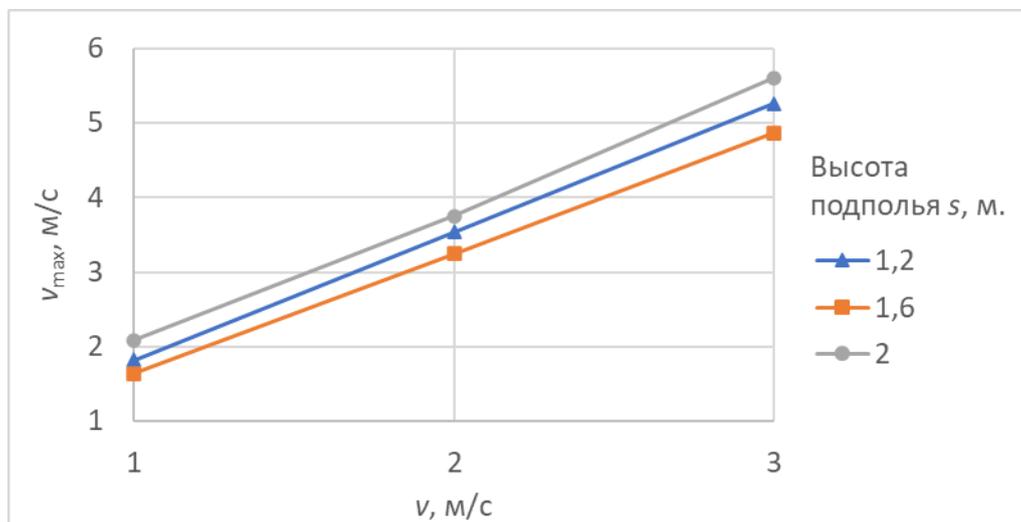


Рис. 6. Зависимость максимальной скорости потока в подполье v_{max} от скорости ветра v и его высоты s

Таблица. Температура воздуха в подполье, рассчитанная в ANSYS CFX T_{cp} и по СП 25 T_k в зависимости от скорости ветра v , температуры воздуха T_{air} и высоты подполья s

| | Высота подполья 1,2 м | Высота подполья 1,6 м | Высота подполья 2 м |
|--|-----------------------|-----------------------|---------------------|
| | $T_{air} = -20$ °C | | |

| $v, \text{ м/с}$ | $T_{\text{ср}}$ | $T_{\text{к}}$ | $T_{\text{ср}} - T_{\text{к}}$ | $T_{\text{ср}}$ | $T_{\text{к}}$ | $T_{\text{ср}} - T_{\text{к}}$ | $T_{\text{ср}}$ | $T_{\text{к}}$ | $T_{\text{ср}} - T_{\text{к}}$ |
|---|-----------------|----------------|--------------------------------|-----------------|----------------|--------------------------------|-----------------|----------------|--------------------------------|
| 0 | -18,137 | - | - | -19,348 | - | - | -18,390 | - | - |
| 1 | -19,361 | -19,730 | 0,369 | -19,772 | -19,800 | 0,028 | -19,370 | -19,840 | 0,470 |
| 2 | -19,641 | -19,860 | 0,219 | -19,878 | -19,900 | 0,022 | -19,630 | -19,910 | 0,280 |
| 3 | -19,810 | -19,910 | 0,100 | -19,918 | -19,930 | 0,012 | -19,730 | -19,940 | 0,210 |
| $T_{\text{air}} = -10 \text{ }^\circ\text{C}$ | | | | | | | | | |
| 0 | -8,612 | - | - | -9,500 | - | - | -8,819 | - | - |
| 1 | -9,502 | -9,800 | 0,298 | -9,830 | -9,850 | 0,020 | -9,558 | -9,870 | 0,312 |
| 2 | -9,702 | -9,900 | 0,198 | -9,906 | -9,920 | 0,014 | -9,720 | -9,940 | 0,220 |
| 3 | -9,811 | -9,930 | 0,119 | -9,945 | -9,950 | 0,005 | -9,800 | -9,960 | 0,160 |
| $T_{\text{air}} = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ | | | | | | | | | |
| 0 | 0,914 | - | - | 0,314 | - | - | 0,780 | - | - |
| 1 | 0,340 | 0,140 | 0,200 | 0,114 | 0,100 | 0,014 | 0,310 | 0,084 | 0,226 |
| 2 | 0,198 | 0,070 | 0,128 | 0,064 | 0,050 | 0,014 | 0,195 | 0,042 | 0,153 |
| 3 | 0,025 | 0,047 | 0,022 | 0,038 | 0,030 | 0,008 | 0,032 | 0,028 | 0,004 |

Выводы. В рамках данной работы в ANSYS CFX было произведено компьютерное моделирование аэродинамики здания с открытым подпольем в двумерной постановке при различных высотах подполья s , температуры воздуха T_{air} и скорости ветра v . Размеры здания составляли 10 м в ширину и 7 м в высоту. Температура ветра, полученная по результатам компьютерного моделирования, была сравнена с температурами, полученными согласно СП 25, приложению Д.

По результатам расчёта видно, что за зданием образуется ветровая тень [2] со значительно заниженными скоростями потока. Это говорит о том, что при проектировании систем термостабилизации грунта необходимо учитывать розу ветров для наиболее оптимального размещения конденсаторных блоков сезонно-охлаждающих устройств и обеспечения высокой эффективности их работы.

В открытом подполье для здания с рассматриваемыми габаритами максимальная скорость ветра v_{max} выше в $\approx 1,5$ раза по сравнению с начальной скоростью потока v , что способствует более эффективному охлаждению поверхности грунта. Зависимость v_{max} от высоты подполья s оказалась нелинейной, где максимум наблюдался при высоте подполья $s = 2$ м, а минимум при $s = 1,6$ м. Необходимы дополнительные исследования для выявления более подробной зависимости v_{max} от s , а также при других габаритах сооружения, в т.ч. с учётом свай в трёхмерной постановке.

Максимальная температура поверхности грунта наблюдалась при естественной конвекции ($v = 0$) и была выше температуры воздуха более чем на $1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ при $s = 1,2$ м. При увеличении скорости ветра, ожидаемо, тепловое влияние здания значительно уменьшается. Сравнение температур, полученных в результате компьютерного моделирования и расчета по СП 25.13330.2020, приложению Д, показало хорошую корреляцию друг с другом. Разность между результатами уменьшалась при увеличении скорости ветра. Расчёт по своду правил всегда показывал температуры ниже, оптимистичнее, чем результаты расчёта в ANSYS CFX.

Стоит отметить, что двумерная постановка не учитывает в полной мере взаимодействия потока воздуха со зданием. Вследствие симметричных граничных условий здание представляется бесконечным, что существенно влияет на характер его обтекания. Тем не менее, полученные результаты позволили настроить и откалибровать компьютерную модель в ANSYS CFX, а также дали первичное представление о поведении потока воздуха в открытом подполье и его тепловом влиянии на

окружающую среду. Так же численное моделирование позволяет определить смещение теплового поля из-за ветрового воздействия и оценить картину обтекания здания в целом, что не позволяет сделать методика СП 25.13330.2020. Необходимы дальнейшие исследования поведения потока воздуха и температуры в открытых подпольях, в частности, переход к трехмерной постановке задачи и явный учёт свай в расчёте.

Литература

1. Gaoa Q. Effect of a ventilated open structure on the stability of bored piles in permafrost regions of the Tibetan Plateau [Text] / Q. Gaoa, Z. Wena, A. Brouchkovd, M. Zhange. //Cold Regions Science and Technology. –2020 –178.

2. Мягков, М. С. Архитектурная климатография: учебное пособие / М.С. Мягков, Л.И. Алексеева. – Москва: ИНФРА-М, 2022. — 363 с.

3. Программный комплекс для тепловых расчетов грунтов FROST 3D: [Электронный ресурс]. URL: <http://www.frost3d.ru> (Дата обращения: 01.03.2022).

4. СП 25.13330.2020 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Москва, 2020.

5. Таблица коэффициентов излучения (степени черноты) ϵ , в зависимости от материала поверхности : [Электронный ресурс]. URL: <https://dpva.ru/Guide/GuidePhysics/GuidePhysicsHeatAndTemperature/EmmisionCoefficients/EmmisionCoefficientsTable01/?>. (Дата обращения: 01.03.2022).

6. Федоровых Ю.Ю. Влияние строительных конструкций при расчете аэродинамического режима вентилируемого подполья технологических зданий и сооружений нефтегазовых месторождений [Текст] / Ю.Ю. Федоровых // Технологии обустройства нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. ОАО «ТомскНИПИнефть», Томск, 24-25 сентября 2019, 4 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ХРАНИЛИЩ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ВЕЧНОМЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Сотникова К.С.¹, Маслаков А.А.¹

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия; ks.sotnikova25@gmail.com

Подземные хранилища в вечномерзлых грунтах используются жителями регионов Крайнего Севера для хранения продуктов питания уже тысячи лет. Из-за климатических изменений ухудшается устойчивость подземных хранилищ, что часто ведет к их разрушению. Моделирование термического режима данных конструкций может помочь сохранить их в устойчивом состоянии и разработать профилактические мероприятия для поддержания режима эксплуатации.

NUMERICAL SIMULATION OF THE THERMAL REGIME OF THE ICE CELLARS OF THE CHUKCHI PENINSULA IN PERMAFROST

Sotnikova K.S.¹, Maslakov A.A.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ks.sotnikova25@gmail.com

The indigenous peoples from North Regions use the ice cellars in permafrost as storage facilities for thousands of years. In the context of rapidly changing natural conditions, such storage facilities become unstable due to warming which causes destruction of these ice cellars. Monitoring and modeling the thermal regime of permafrost soils around ice cellars will help to keep ice cellars in working condition and develop the effective engineering solutions to sustain these facilities.

Вечная мерзлота, или вечномерзлые породы, занимают более четверти площади суши на Земле [7]. Народы, населяющие данные территории, научились использовать ресурсы криосферы в своих интересах. В связи с деградацией многолетнемерзлых пород ухудшается геокриологическая обстановка в регионах Крайнего Севера. Мониторинг и моделирование вечномерзлых пород может стать инструментом смягчения негативных последствий, связанных с деградацией многолетнемерзлых пород.

Одним из способов использования ресурсов криосферы стали ледники сооружения, представляющие собой тоннель и/или помещения, выкопанные в вечной мерзлоте, которые используются в качестве естественного охлаждения для хранения продуктов [8]. В качестве синонима также используется слово «погреб» [1]. В связи с ухудшением геокриологической обстановки в регионах Крайнего Севера подобные сооружения пришли в неустойчивое состояние. Существует ряд факторов, которые могут негативно влиять на ледники, такие как глобальное потепление, местные грунты/почвы, богатые льдом и имеющие высокую соленость, близость к разливающимся рекам или побережью, влияние городского развития на местную гидрологию и близость к другим типам инфраструктуры [10][11]. Глобальное потепление климата делает геокриологический прогноз одним из важных составляющих оценки динамики изменений температуры многолетнемерзлых пород. Именно поэтому мониторинг и поддержка, в том числе и моделирование тепловых условий грунтов, играют особую роль в сохранении рабочего состояния подземных хранилищ.

Одним из регионов, где подземные хранилища используются в условиях транспортной изоляции и тотальной энергетической зависимости от привозного топлива – Чукотский полуостров. Недавнее исследование показало, что со времен строительства ледников среднегодовая температура воздуха на Чукотском полуострове увеличивается в среднем на 0,7 °C за 10 лет [8]. Столь кардинальные изменения в сочетании с общим ухудшением социально-экономических условий в 1990-х и 2000-х годах привело к коллапсу или затоплению большинства погребов. Сегодня ледник в Лорино – один из двух оставшихся хранилищ в регионе, который активно используется для нужд почти 1000 коренных жителей села [6]. Мониторинг и профилактические мероприятия помогают поддерживать ледник в рабочем состоянии. Моделирование термического режима хранилища с рассмотрением разных климатических сценариев может помочь определить его устойчивость к будущим климатическим изменениям и разработать мероприятия по продлению его эксплуатации.

Конструкция данного ледника была спроектирована в 1950-х годах специально для сохранения мяса в помещениях хранилища в течение длительного периода. Именно поэтому подземное хранилище представляет собой тоннель-коридор с боковыми галереями и комнатами, вырытыми в холме с относительной высотой 10 м. Общая протяженность ледника составляет 159 метров. Тоннели прямые и расположены под углом 130 градусов друг к другу. Общее количество комнат хранилища – 17, 15 из которых расположены в виде ответвлений тоннелей, а 2 другие являются тамбурами юго-восточного тоннеля. Размеры комнат варьируются и составляют от 6 до 66 м². Северо-западный коридор оканчивается дверью, которая обеспечивает вентиляцию в зимнее время. Юго-восточный тоннель оканчивается системой двойных дверей, после которых расположена система тамбуров, которые также разделены дверьми [8].

Одной из особенностей эксплуатации данного типа хранилища являются зимние проветривания помещений хранилища для поддержания низких отрицательных температур с помощью вентиляции в январе, феврале и марте [8].

При выполнении расчетов и построения модели в трехмерном пространстве был использован программный пакет Frost 3D [2]. Программа производит расчет процессов теплопередачи в многолетнемерзлых грунтах для нестационарной задачи с учетом влияния внешних тепловых воздействий. Здесь используется математический метод конечных разностей [3].

Входные данные, которые были использованы для построения модели, состояли из двух блоков – материалы и граничные условия. Для получения необходимых для моделирования свойств материалов были сопоставлены данные, полученные во время

полевых наблюдений за последние годы и технические отчеты прошлых лет [4][5], на территории было выделено 5 инженерно-геокриологических элементов (ИГЭ):

- Торф с супесью (ИГЭ 1)
- Насыпной гравийный грунт (ИГЭ 2)
- Песок среднезернистый сильнольдистый (ИГЭ 3)
- Песок среднезернистый с галькой (ИГЭ 4)
- Глина серая слабольдистая засоленная (ИГЭ 5)

Для граничных условий необходим ввод климатических данных. Значения температуры воздуха и высоты снежного покрова были взяты с метеостанции Уэлен, которая находится на северо-востоке Чукотского полуострова в 114 км к северо-востоку от села Лорино. Данные были осреднены за период с 2014 по 2019 гг., так как на этот временной промежуток имеются данные о температуре воздуха внутри ледника. Для создания граничных условий использовались средние значения за каждые 2 недели для температуры воздуха и высоты снежного покрова.

Внутри подземного хранилища круглогодично находятся несколько логгеров марки Hoboware, которые помогают определить температурный режим хранилища. Измерения показали, что среднезимняя температура внутреннего воздуха в погребе колеблется от $-4,8^{\circ}$ до $-6,2^{\circ}$ С. Более холодные температуры происходят ближе к центральной вертикальной шахте в погребе, где температура может упасть до -20° С, когда она открыта для вентилирования. Средние летние температуры внутри холодильных камер обычно варьируются от $-3,5^{\circ}$ до $-4,0^{\circ}$ С, а иногда достигают $-1,0^{\circ}$ до $-2,0^{\circ}$ С.

В результате создания 3D модели ледника была получена геологическая модель грунтов с длиной 145 м, шириной 95 м и глубиной 30 м. Для расчетов температуры модель была разбита на сетку размером 6,35 млн узлов. Были выполнены 2 типа расчетов. Первый представляет собой квазистационарную модель, построенную по осредненным метеорологическим данным с 2014 по 2019 г. Второй тип – на основе квазистационарной модели были спрогнозированы изменения температуры хранилищ ледника по трем сценариям глобального потепления в период с 2020 по 2050 г. Данный тип моделирования проводился как без учета профилактических мер, так и с учетом возможного размещения сезонно-охлаждающих устройств и уборки снежного покрова. Модель выдавала расчет на 15 число каждого месяца за моделируемый период [10].

В данной работе впервые было выполнено 3D-моделирование для ледника подобной конструкции с использованием как данных наблюдений, так и прогнозом изменения климата по трем климатическим сценариям. По результатам компьютерного моделирования температура мерзлых грунтов под хранилищами, залегающими ниже слоя годового хода температуры составляет -3° С. Прогноз колебаний температуры почвы, основанный на климатических изменениях, показал, что к 2050 г. температура мерзлых грунтов вокруг камер и коридоров ледяного погреба повысится на $0,5^{\circ}$ С, а глубина сезонного протаивания от поверхности земли увеличится до 3,7 м в зависимости от климатического сценария и типа почвы [9]. Подобные изменения ухудшат устойчивость стен и крыши хранилища, но они не будут критичными. По результатам моделирования было определено, что для сохранения и повышения устойчивости ледника предлагаем ввести дополнительные меры по охлаждению мерзлых грунтов в зимний период: регулярная уборка снега с поверхности над подземным хранилищем и установка термосифонов.

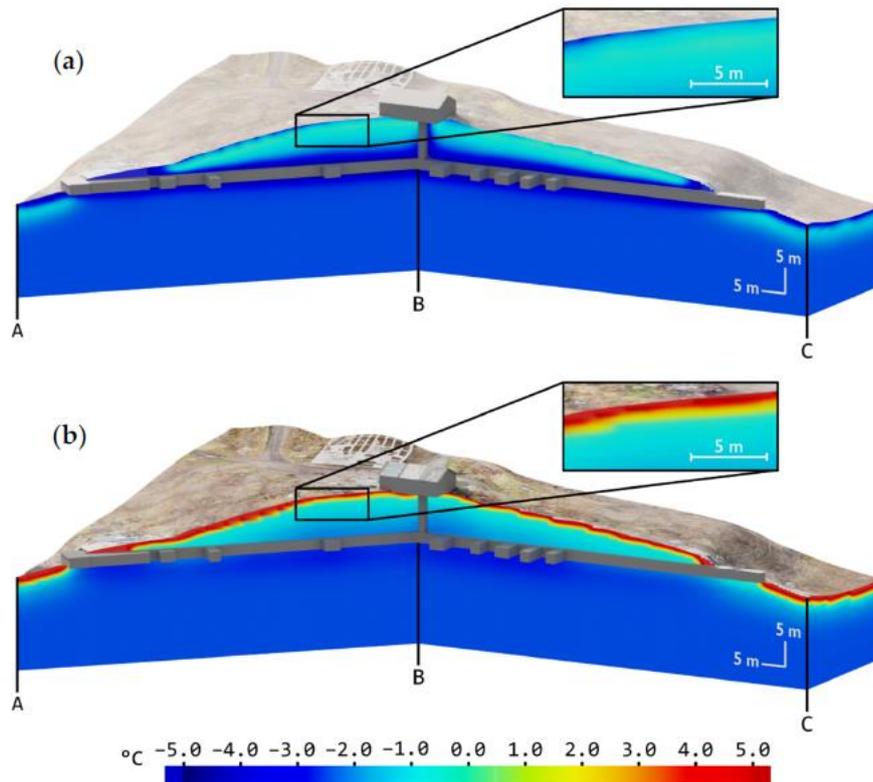


Рис. 1. Пример моделирования для осредненным данным для стационарной модели для 15 марта 2019 г. (a) и 15 сентября 2019 г. (b) [9]

Литература

1. Мельников В.П., Федоров Р.Ю. Роль природных криогенных ресурсов в традиционных системах жизнеобеспечения народов Сибири и Дальнего Востока // Вестник Томского государственного университета. 2018. №426. С. 133-141.
2. Программный комплекс для тепловых расчетов грунтов Frost 3D. URL: <https://frost3d.ru/> (дата обращения: 15.02.2022)
3. Самарский А. А. Теория разностных схем. 3-е изд. М.: Наука, 1989. 616 с.
4. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: пункт по переработке и утилизации продуктов морских млекопитающих в с. Лорино. Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостГИСИЗ, 1984. – 46 с.
5. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: «Корректировка проекта планировки и застройки с. Лорино – центральной усадьбы совхоза им. Ленина Чукотского района». Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостГИСИЗ, 1979. – 54 с.
6. Федеральная Служба Государственной Статистики. URL: <https://gks.ru/> (дата обращения: 15.02.2022)
7. Brown J. et al. Digital circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions // International Permafrost Association Data and Information Working Group, Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), CD-ROM version. – 1998.
8. Maslakov A.A, Nyland K.E., Komova N.N., Yurov I. F. D., Yoshikawa K., Kraev G. N. Community Ice Cellars In Eastern Chukotka: Climatic And Anthropogenic Influences On Structural Stability // Geography, Environment, Sustainability. 2020. Vol. 13, No. 3. Pp.49-56.
9. Maslakov A., Sotnikova K., Gribovskii G., Evlanov D. Thermal Simulation of Ice Cellars as a Basis for Food Security and Energy Sustainability of Isolated Indigenous Communities in the Arctic // Energies. Vol.15. № 3. Pp. 1-16.
10. Nyland K., et al. Traditional Inupiat Ice Cellars (SIĠUAQ) in Barrow, Alaska: Characteristics, Temperature Monitoring, and Distribution // Geographical Review. 2017. Vol 107. No. 1. Pp. 143-158.
11. Yoshikawa K., et al. Traditional Ice Cellars (Lednik, Bulus) In Yakutia: Characteristics, Temperature Monitoring, And Distribution // Арктика XXI век. Естественные науки. 2016. №1 (4). С.15-22

КОМПЛЕКСНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ТРАНСПОРТНЫХ СООРУЖЕНИЙ ИНКЛИНОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Устьян Н. А.

ООО «ГЕО-ПРОЕКТ», Санкт- Петербург, Россия; e.mail: *nagapet_ustyan@mail.ru*

В статье рассматривается новый геофизический метод измерения осадок и смещение сооружений на грунтовых основаниях с применением инклинометрии. Приведены организационные и технические особенности проведения измерений, показана новизна предлагаемого метода, его технические особенности и экономическая целесообразность применения.

Ключевые слова: насыпи автомобильных и железных дорог, слабое грунтовое основание, геомониторинг, инклинометрия, измерение осадок и смещений.

COMPLEX MEASUREMENTS OF DEFORMATIONS OF TRANSPORT STRUCTURES BY THE INCLINOMETRIC METHOD

Ustyan N. A.

LdT "GEO-PROJECT", Saint – Petersburg, Russia; e.mail: *nagapet_ustyan@mail.ru*

The article discusses a new geophysical method for measuring sediments and displacements of structures on ground bases using inclinometry. Organizational and technical features of measurements are given, the novelty of the proposed method, its technical features and economic feasibility of application are show

Keywords: embankments of roads and railways, weak soil foundation, geomonitoring, inclinometry, sediment and displacement measurement.

Строительство автомобильных и железных дорог, других транспортных сооружений часто ведется на слабых грунтовых основаниях, а на северных территориях и на многолетнемерзлых грунтах. Возведение земляного полотна на них и обеспечение нормативных прочностных характеристик грунтового основания является сложной задачей. Требуется применение сложных инженерных решений, особых методов устройства грунтовых оснований или фундаментов, использование различных геоматериалов для сохранения геометрических и прочностных параметров земляного полотна на весь срок его эксплуатации. Данные обстоятельства требуют от строителей и проектировщиков постоянный контроль соответствующего режима отсыпки насыпи и динамики консолидации грунтов слабого основания. В период строительства и последующей эксплуатации автомобильных и железных дорог на слабых основаниях особенно важна организация мониторинга за деформациями (осадки и смещения) [1, 2]. Это очень важные показатели, пренебрежение которыми может привести к непоправимым последствиям - выпору основания насыпи при строительстве или даже при эксплуатации дороги, обрушению откосов или участка дорожной насыпи в целом. От своевременной и полной информации о состоянии слабого основания зависит ход строительства и риски возникновения нештатных ситуаций, связанные с потерей прочности основания и устойчивости откосов насыпей.

В настоящее время для измерений вертикальных (осадок) и горизонтальных (сползания откосов) деформаций земляного полотна используют визуально-инструментальные, геодезические, геофизические и другие методы. Наиболее часто используют визуально-инструментальные и геодезические методы, так как они гораздо дороже и доступнее.

Например, для измерения осадок дорожных насыпей чаще всего применяют геодезический метод с установкой осадочных марок на основание насыпи в начальный период ее отсыпки [4]. Это позволяет контролировать осадки земляного полотна на

период его возведения. Как правило, для измерения одного поперечника устанавливаются по три марки в основание насыпи. Данный метод применяется чаще всех остальных, хотя и имеет ряд существенных недостатков: осадочные марки мешают работе техники на насыпи, часто повреждаются или уничтожаются, требуется много металла для их изготовления, при измерениях осадок откосные части насыпи вообще остаются вне зоны контроля.

Приведенные недостатки показывают, что совершенствование методов измерений деформаций, дающих более полную и достоверную информацию о напряженно-деформированном состоянии слабых грунтовых оснований, является актуальной задачей.

За рубежом с 80-х годов прошлого века стали применять инклинометрический метод измерения горизонтальных смещений откосов выемок, стенок котлованов и склонов. Но вертикальные осадки насыпей данным методом практически не измерялись ввиду технических трудностей и отсутствия соответствующей методики измерений и оборудования.

При строительстве кольцевой автодороги вокруг г. Санкт-Петербурга в 2008 г. автором статьи был предложен к внедрению новый геофизический метод, предназначенный для измерения осадок слабых грунтовых оснований насыпей транспортных сооружений с применением принципов инклинометрии [5].

Инклинометрия – определение пространственного положения ствола скважины в грунтовом массиве с помощью инклинометров - приборов, выполняющих измерения искривлений измерительного канала из инклинометрических труб, с последующим построением плана (инклинограммы) проекции оси скважины на горизонтальную плоскость.

Данный метод позволяет производить измерения осадок насыпей по всей ширине основания, в любой его точке с применением инклинометра через специально проложенный инклинометрический измерительный канал (ИИК) из специальных труб, с протяжным шнуром внутри. При устройстве на участке измерительной сети для проведения геомониторинга, его укладывают поперек оси дороги на выровненное основание насыпи до начала отсыпки, по всей его ширине, через каждые 20-50 м (рисунок 1).



Рисунок 1 - Устройство инклинометрического измерительного канала при строительстве кольцевой автодороги вокруг Санкт-Петербурга в 2008 г.

После укладки ИИК засыпают слоем грунта для обеспечения проезда строительной техники, затем производят первичную съемку (измерение траектории ИИК), которая является эталонной. С ним сравнивают все последующие измерения и определяют величины осадок в каждой точке измерительного канала.

Основным измерительным инструментом является инклинометр, который вмонтирован в металлический зонд портативного инклинометрического комплекта и имеет соответствующее программное обеспечение (рисунок 2). Для измерения осадок насыпи предлагаемым методом, достаточно применять одноосные инклинометры, с базовой длиной инклинометрического зонда 50 см (между направляющими роликами).



Рисунок 2 - Портативный инклинометрический комплект УСМ-ИСП

Суть измерения осадок предложенным методом состоит в том, что ИИК из пластиковых труб, уложенный поперек оси дороги при осадке насыпи изгибается одновременно с массивом грунта основания и образует траекторию, отличную от первоначальной (рисунок 3). Каждая точка его оси приобретает новое значение угла наклона α_i относительно вектора силы тяжести G . При перемещении инклинометрического зонда внутри трубы с установленным шагом, (равным расстоянию базовой длине инклинометрического зонда - 50 см), измеряется угол между вектором силы тяжести G и осью зонда в каждой точке измерения. Значение угла, полученное от инклинометра, отображается на экране считывающего устройства.

Время измерения одной точки занимает 3-5 сек. Таким образом измеряются углы наклона по всей длине ИИК через каждые 50 см. По достижении последней точки, инженер вытаскивает зонд из измерительного канала, отсоединяет его от кабеля, переворачивает и присоединяет к разъему с другой стороны инклинометра. После этого все измерения выполняются по тем же точкам для определения среднеквадратической ошибки. Измерения выполняют инженер-геофизик с одного конца ИИК и техник на другой стороне насыпи. С помощью протяжного шнура он по команде инженера перемещает зонд по точкам измерения.

Данные измерений сохраняются в специальных электронных журналах наблюдений портативного комплекта и переводятся в формат Excel. Результаты обрабатываются прикладной программой считывающего устройства и сразу выдаются в виде инклинограммы или таблиц (рисунок 4). При необходимости их можно передать по интернету на другой компьютер и обработать отдельно.

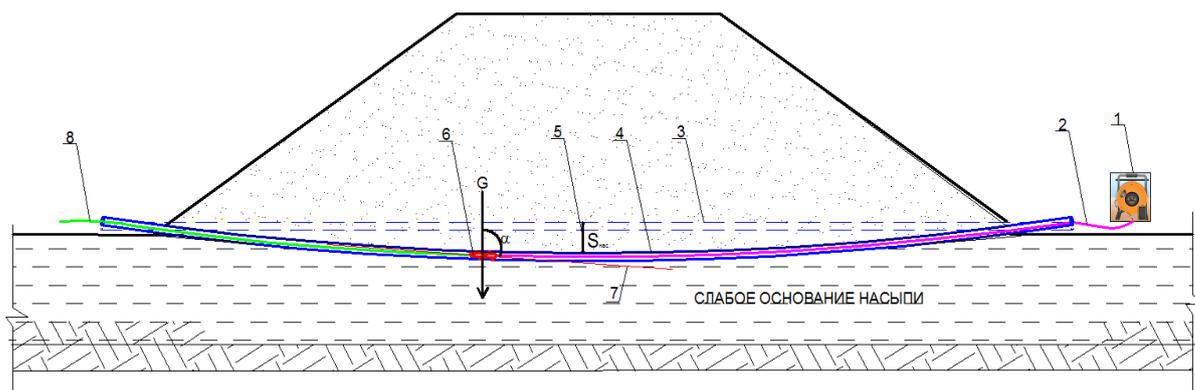


Рисунок 3 - Принципиальная схема измерения осадок портативным инклинометрическим измерительным комплектом.

1- портативный инклинометрический измерительный комплект, 2-кабель инклинометра, 3-инклинометрический измерительный канал до осадки насыпи; 4-инклинометрический измерительный канал после осадки насыпи, 5- величина осадки насыпи, 6-инклинометрический зонд; 7- протяжной шнур

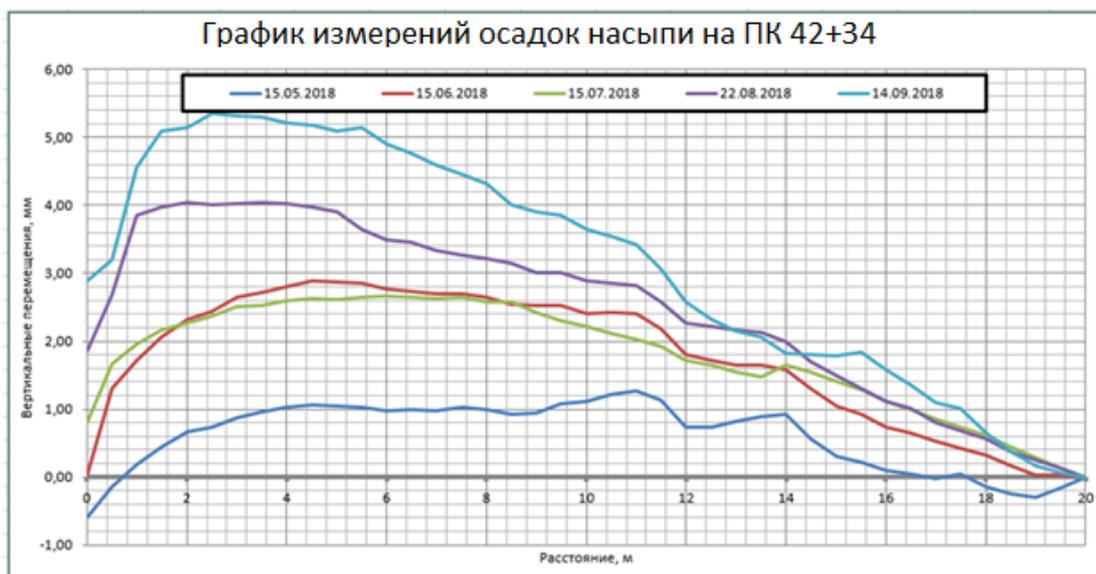


Рисунок 4 - Инклинограмма измерений осадок водопропускной трубы на экране считывающего устройства

Измерение одного канала (туда-обратно) в среднем занимает 20-30 мин. Величина осадки определяется путем сравнения полученных данных с эталонными, которые были получены после укладки ИИК. Точность измерений составляет $\pm 0,05\%$ измерительного диапазона ($\pm 0,26$ мм/м для диапазона $\pm 30^\circ$), что соответствует требованиям ГОСТ 24846 [3]. При практических измерениях осадок насыпи при ИИК длиной 70 метров ошибка составляла не более 1 мм.

Предлагаемый метод позволяет измерять вертикальные деформации насыпи за короткий срок с большой точностью, что значительно сокращает затраты на проведение геотехнического мониторинга. К тому же этот метод гораздо проще существующих как при устройстве измерительной системы, так и при проведении самого мониторинга.

Это существенно облегчает прогнозирование состояния земляного полотна,

позволяет получить подробные и наглядные графики в электронном виде по каждому участку за весь период наблюдений.

Устройство измерительной сети на участках проведения геотехнического мониторинга по предлагаемому методу значительно точнее и дешевле (в 3-5 раз), чем создание сети контрольных точек с применением осадочных марок. Кроме этого, отсутствие осадочных марок не мешает маневру строительной техники, а измерительная сеть не повреждается. Измерения могут быть проведены в любое время – как при строительстве земляного полотна дороги, так и при последующей эксплуатации участка.

Для измерения горизонтальных смещений откосов насыпей, склонов и бортов котлованов устраиваются вертикальные инклинометрические скважины. С их помощью можно измерить скорость, точное место и глубину образования круглоцилиндрических поверхностей скольжения массива, а также выпоров в слабом грунтовом основании сооружений от избыточной нагрузки. Другими способами нельзя с такой же точностью определить эти столь специфичные параметры деформации в грунтовой толще.

Совмещение вертикальных и горизонтальных деформаций позволяют создавать трехмерную объемную картину деформаций всего сооружения, включая грунтовое основание, что очень важно для прогноза состояния объекта и решения геотехнических задач.

В заключении следует отметить, что инклинометрический метод измерений деформаций оснований можно применять не только для дорог, но и для водопропускных труб, резервуаров, дамб, портовых сооружений и др. Это существенно расширяет возможности получения информации о действительном состоянии развития деформаций основания сооружений в любое время, упрощает проведение геотехнического мониторинга, что в целом повышает уровень безопасности и качества построенных дорог и других сооружений.

Литература

1. ГОСТ 33179-2014 Дороги автомобильные общего пользования. Изыскания мостов и путепроводов. Общие требования
2. ГОСТ 32868-2014 Дороги автомобильные общего пользования. Требования к проведению инженерно-геологических изысканий
3. ГОСТ 24846-2012 Методы измерений деформаций оснований зданий и сооружений;
4. Пособие по проектированию земляного полотна автомобильных дорог на слабых грунтах. - М.: Минтранс РФ, 2003. -218с.
5. Патент №2714536 Российская Федерация, МПК E02D1/00 G01C9/00, Система инклинометрических измерений осадок насыпей и способ измерений для такой системы: № 2018143573: заявл. 07.12.2018; опублик. 18.02.2020/Устьян Н.А. – 5 с. ил. – Текст: непосредственный.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕХКОНТУРНОЙ ВСЕСЕЗОННОЙ СИСТЕМЫ ТЕРМОСТАБИЛИЗАЦИИ ГРУНТОВ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

**Шевчик Ф.А.¹, Комаров И.А.¹, Исаев В.С.¹, Коткин В.Б.², Коткин В.В.²,
Черняк А.В.², Скапинцев А.Е.², Ананьев В.В.³, Кривов Д.Н.⁴**

¹- Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

²- ООО «МобиДик», Курган, Россия;

³- ООО «РИВЗМАШ-Т», Москва, Россия;

⁴- ООО «Русгеотех», Москва, Россия

Глобальное изменение климата накладываемое на интенсивный техногенез, представляет серьезную опасность для функционирования природно-технических систем севера. Темпы и интенсивность освоения Арктики возрастают, а проектирование и строительство сооружений требует овладения набором возможных технических решений по применению инженерной защиты данных территорий. Перспективным решением проблемы повышения надежности функционирования оснований инженерных сооружений может являться потенциальная возможность использовать круглогодичные системы термостабилизации грунтовых оснований.

PROSPECTS FOR THE APPLICATION OF A THREE-CIRCUIT ALL-SEASON SYSTEM OF THERMAL STABILIZATION OF SOILS IN THE CONDITIONS OF CLIMATE CHANGE

Shevchik F.A.¹, Komarov I.A.¹, Isaev V.S.¹, Kotkin V.B.², Kotkin V.V.², Chernyak A.V.², Skapintsev A.E.², Ananyev V.V.³, Krivov D.N.⁴

¹- Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²- MobiDik LLC, Kurgan, Russia;

³- RIVZMASH-T LLC, Moscow, Russia;

⁴- Rusgeotech LLC, Moscow, Russia

Global climate change, superimposed on intensive technogenesis, poses a serious threat to the functioning of the natural and technical systems of the north. The pace and intensity of development of the Arctic is increasing, and the design and construction of facilities requires mastering a set of possible technical solutions for the application of engineering protection of these territories. A promising solution to the problem of increasing the reliability of the functioning of the foundations of engineering structures may be the potential to use all-season systems of thermal stabilization of soil foundations.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетнемерзлые грунты распространены более чем на 60% территории России в районах Европейского Севера, центральной части Сибири и Дальнего Востока, что превышает 11 млн. км² [18].

Глобальное изменение климата оказывает огромное воздействие на формирование и динамику мерзлых толщ. В настоящее время многолетнемерзлые породы, особенно в зоне их сплошного распространения, достаточно устойчивы, но потепление климата в будущем, накладываемое на интенсивный техногенез, представляет серьезную опасность для функционирования природно-технических систем севера. Сейчас темпы и интенсивность освоения Арктики возрастают, а проектирование и строительство сооружений добывающего комплекса требует прогноза последствий освоения, а также овладения набором возможных технических решений по применению инженерной защиты данных территорий. В последнее двадцатилетие отмечается постоянный рост аварийности всевозможных зданий и сооружений в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. Учитывая, что из всех случаев аварий около 85 процентов приходится на потерю несущей способности оснований и фундаментов, проблемы повышения безопасности, надежности и эффективности фундаментостроения стали к настоящему времени наиболее актуальными [5, 13, 18].

Эффективным способом поддержания или усиления мерзлого состояния грунта в основаниях сооружений при первом способе строительства в криолитозоне осуществляется с использованием хладопотенциала атмосферного воздуха в зимний период на базе сезонных охлаждающих парожидкостных устройств (СОУ) [6], называемых термостабилизаторами, применяемыми с шестидесятих годов прошлого столетия [2, 3, 17, 19] или машинными методами (принудительное всесезонное охлаждение) [15]. Другим методом, в первую очередь, для локализации форс-мажорных ситуаций является использование хладоресурса жидкого азота, сжиженного

природного газа и продуктов его ректификации этана и пропана, имеющих крайне низкую в отрицательном диапазоне температуру кипения [8, 9].

Перспективным решением проблемы повышения надежности круглогодичного функционирования оснований инфраструктуры на пластично-мерзлых и засоленных грунтах может являться потенциальная возможность в летний сезон использовать машинные методы (круглогодичные системы) термостабилизации грунтовых оснований.

С целью обеспечения всевозможного замораживания грунтов оснований и поддержания проектных отрицательных температур без межсезонных пауз в работе термостабилизирующих устройств специалистами компании ООО «МобиДик» были разработаны принципиально новые системы круглогодичной вертикальной и горизонтальной термостабилизации (КСВТ, КСГТ), испытания действующих моделей которых проводятся с апреля 2020 года по настоящее время на испытательном полигоне ООО «МобиДик» в г. Курган, а также на научно-исследовательском и испытательном полигоне на базе Звенигородской биологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова в г. Звенигород Одинцовского района Московской области.

ИСПЫТАТЕЛЬНЫЙ ПОЛИГОН

Для экспериментального изучения эффективности работы трехконтурной системы всевозможной термостабилизации грунтов на научно-учебном стационаре геологического факультета на базе Звенигородской биологической станции (ЗБС) им. Скадовского МГУ им. М.В. Ломоносова в Одинцовском районе Московской области был создан опытный стенд (рис. 1), который располагается на второй надпойменной террасе Москвы реки.

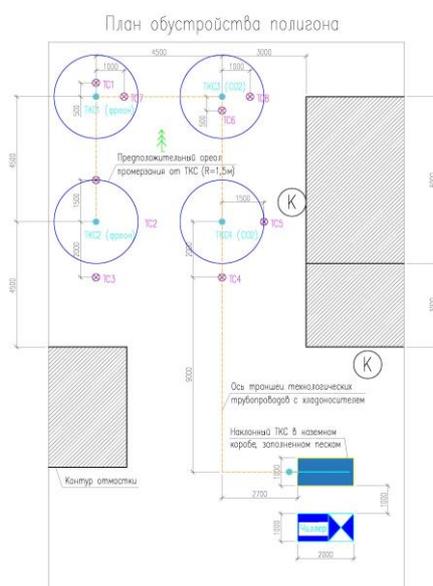


Рис. 1. Схематический план испытательного полигона трехконтурной системы всевозможной термостабилизации грунтов.

Данная территория относится к умеренно континентальному климату с холодной зимой и умеренно тёплым летом. Преобладающие ветра – западные и юго-западные. Среднегодовая скорость ветра составляет 2,8 м/с. Среднегодовая температура района равна +4,8 °С. Самый тёплый месяц года – июль со средней температурой +18.2 °С.

Январь является самым холодным месяцем, со средней температурой $-9,2$ °С. Среднегодовая норма осадков составляет 650 мм, из которых $2/3$ выпадает в виде дождя, а $1/3$ в виде снега. Снежный покров в среднем составляет 25 – 40 см на открытых участках. Наименьшие мощности снега наблюдаются в области развития древесной растительности (10 -20 см). Плотность снега составляет $0,1 - 0,2$ г/см³, а теплопроводность – от 0,08 до 0,2 Вт/м*К. Глубины сезонного промерзания могут варьировать от 0 до 1,5 м (в среднем 20 – 50 см).

Из геокриологических процессов, наблюдается процесс криогенного пучения пород. Данный процесс проявляется неравномерно в зависимости от температуры воздуха, влажности пород, возможности миграции влаги и ее поступления к фронту промерзания.

Длина испытательной площадки составляет 20 м, а ее ширина – 12 м.

Поверхность испытательного полигона покрыта травянисто-кустарниково-древесной растительностью (растительный покров сохранен). Грунты испытательной площадки по данным скважин МД_ТС_1 – МД_ТС_8 сложены современными делювиальными (dQ_{IV}) супесями почвенно-растительного слоя переходящими в суглинки бурого цвета (0 – 0,5 м), ниже залегают аллювиальные плейстоценовые пески ($aQ_{III_{mnv}}$) бурого цвета с включениями гальки и гравия (0,5 – 3,2 м), сменяющиеся светло-желтыми песками, с включением гравия (3,2 – 6,9 м), которые подстилаются темно-серыми глинами, оксфордского яруса верхнего отдела Юры (J_{3ox}) (с 6,9 м до забоя). Глубина грунтовых вод – 2,8 м.

ОПИСАНИЕ ТРЕХКОНТУРНОЙ ВСЕСЕЗОННОЙ СИСТЕМЫ ТЕРМОСТАБИЛИЗАЦИИ ГРУНТОВ

Трехконтурная всесезонная система термостабилизации грунтов, оборудованная на научно-исследовательском и испытательном полигоне на базе ЗБС МГУ им. М.В. Ломоносова состоит из 4 вертикальных термостабилизаторов (ТКС) с различными хладагентами (ТКС_1-ТКС_2 – R410a (фреон); ТКС_3-ТКС_4 – CO₂), установленных по периметру наблюдательной площадки со сторонами 4,5x4,5 м, а также 1 пологонаклонного термостабилизатора (хладогент – R410a (фреон)), установленного в испытательном коробе (рис. 1). Глубина погружения испарительной части вертикальных термостабилизаторов составляет 7 м. Высота конденсаторной части составляет 1,5 м. Термостабилизаторы произведены в соответствии с [16].

Объединенные технологическим трубопроводом термостабилизаторы системы способны функционировать в автономном режиме (аналогично традиционным СОУ) при разнице температур грунта и окружающего воздуха порядка 12°С. При отсутствии вышеуказанной разницы температур, функционирование КСГТ и КСВТ обеспечивается путем принудительного охлаждения за счет работы специализированной холодильной установки (иллюстрации приведены на рис. 2).

Работа трехконтурной всесезонной системы термостабилизации грунтов основана на том, что хладагент холодильной машины проходит по первому контуру от компрессора через конденсатор, где происходит его охлаждение за счёт холодного воздуха, попадает в теплообменник, в котором при контакте горячего жидкого и холодного парообразного хладагента происходит теплообмен, повышающий холодопроизводительность установки и далее поступает в испаритель где, переходя в парообразное состояние, охлаждает хладоноситель второго контура, поступающий в испаритель из гидромодуля. Далее хладоноситель второго контура по системе технологических трубопроводов подается на теплообменники термостабилизаторов, где нагревается в процессе конденсации хладагента третьего контура, и возвращается в емкость. Все вышеописанные действия циклично повторяются, обеспечивая работу

системы. Холодильная установка обеспечивает мощность равную от 0,5 кВт на каждый термостабилизатор в составе системы.

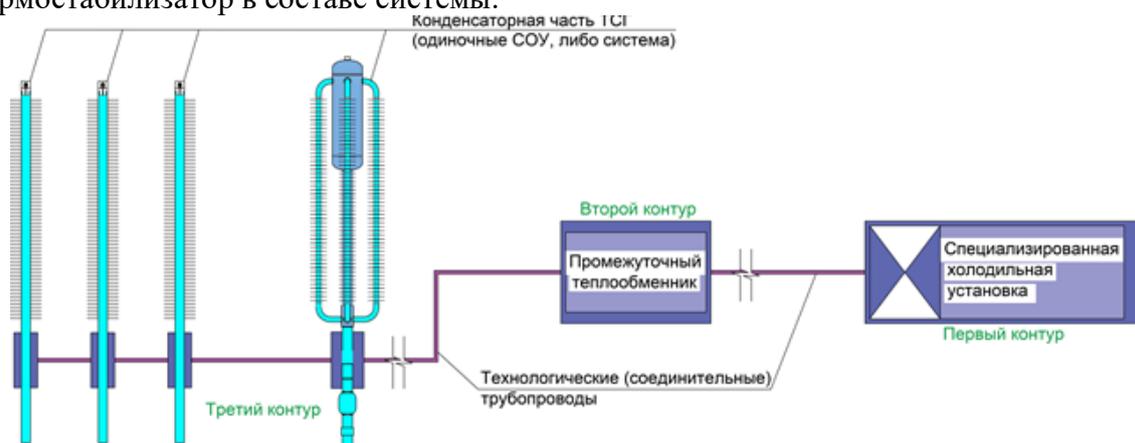


Рис. 2. Принципиальная схема КСВТ и КСГТ.

Для контроля работоспособности КСГТ и КСВТ на испытательном полигоне обустроены 8 термометрических скважин (ТС_1 – ТС_8), глубина которых равна глубине погружения испарительной части термостабилизаторов (7 м). Расположение ТС обусловлено прогнозируемым развитием ореола промерзания от термостабилизаторов и составляет от 0,5 до 2 м с интервалом 0,5 м. Наблюдения осуществляются посредством систем мониторинга, опционально реализующих ручной и автоматизированный способы передачи данных. Автоматизированная система считывания температуры грунтов установлена в 4 термометрических скважинах (ТС_1, ТС_6, ТС_7, ТС_8), которые располагаются на расстоянии 0,5 и 1 м от ТКС_1 и ТКС_3. При этом ООО «РУСГЕОТЕХ» разработан программно-аппаратный комплекс, позволяющий в автоматизированном режиме следить за состоянием температуры грунтов.

Система состоит из термометрического оборудования (цифровые термокосы), устройств для сбора и передачи данных по беспроводным технологиям и программного обеспечения для организации единой базы данных температурных наблюдений. Дистанционный сбор/передача данных организован с использованием беспроводных технологий. Алгоритм работы системы, следующий: информация о температуре грунта, полученная термокосой, регистрируется автономным устройством для сбора и передачи данных, и посредством беспроводных технологий передается на удаленный сервер с предустановленной базой данных SmartGTM. SmartGTM с функцией автоматизированного импорта данных с цифровых автономных устройств обеспечивает накопление полученной информации, ее обработку, анализ и визуализацию, с построением графиков изменения температуры и деформаций, и прогнозированием ситуации [13].

ПРИМЕРЫ ОБРАБОТКИ ОПЫТНЫХ ДАННЫХ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рисунках 3 и 4 показаны примеры результатов мониторинга температуры (T) в грунтах на испытательном полигоне в скважинах ТС_1 и ТС_6, располагающихся в радиусе 0,5 м от термостабилизаторов ТКС_1 (хладогент – R410a (фреон)) и ТКС_3 (хладогент – CO₂).

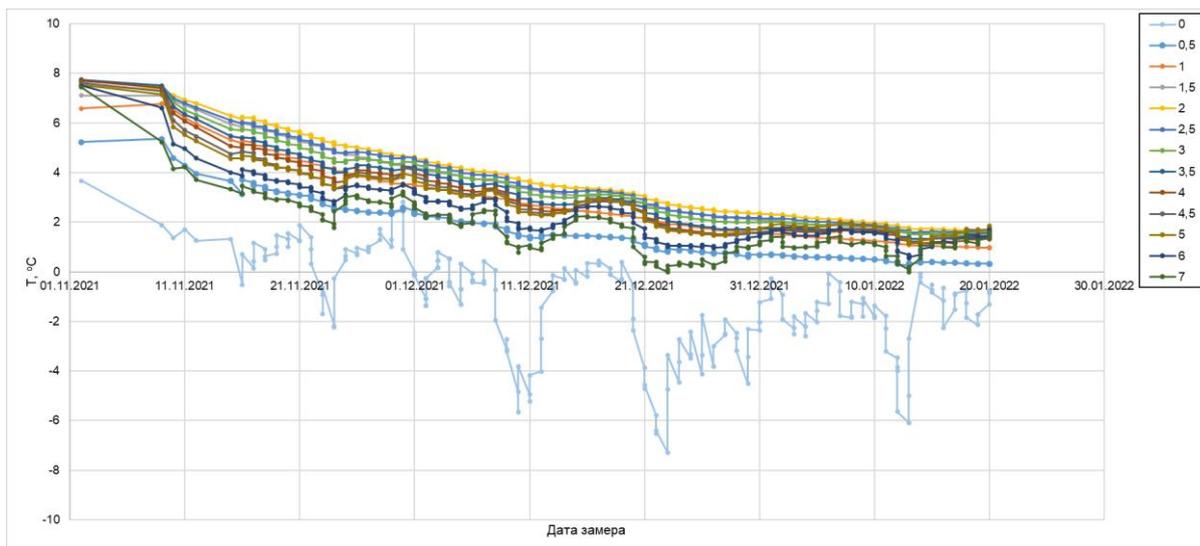


Рисунок 4. Динамика температуры грунта на разных глубинах по ТС_1 (0,5 м от ТКС_1).

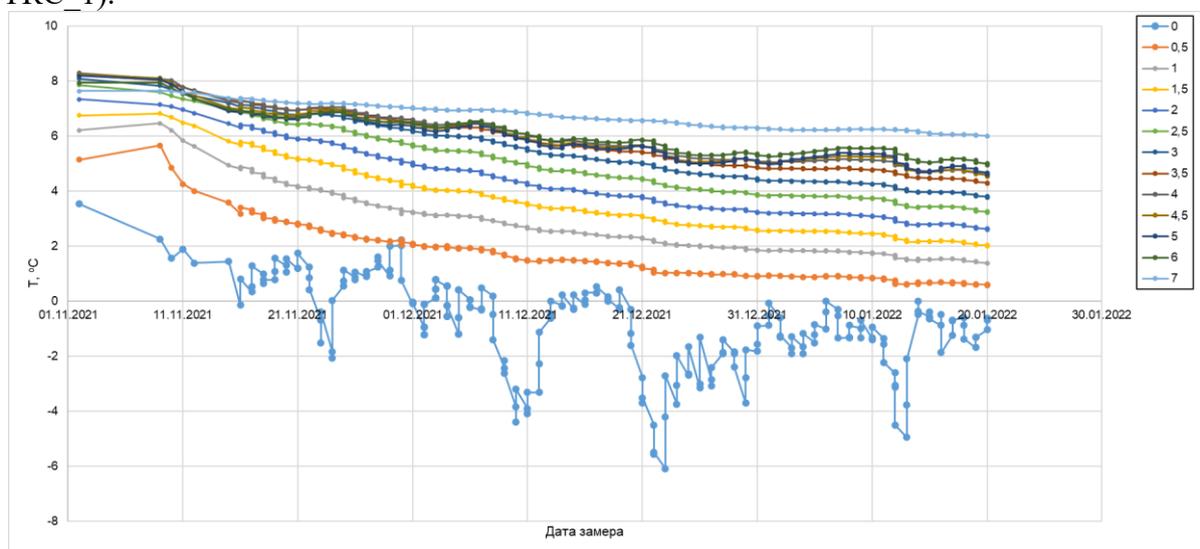


Рисунок 5. Динамика температуры грунта на разных глубинах по ТС_6 (0,5 м от ТКС_3).

По результатам мониторинга температуры грунтов в термометрических скважинах получены значения температуры грунтов на различных глубинах в радиусе 0,5 м от термостабилизаторов ТКС_1 (хладогент – R410a (фреон)) и ТКС_3 (хладогент – CO₂). В радиусе 0,5 м от ТКС_1 (хладогент – R410a (фреон)) средняя температура грунтов от 1 до 7 м за 79 дней работы системы понизилась с 7,5 °С до 1,5 °С, при этом интенсивность изменения температуры на глубине от 1 до 7 м составляет от 0,06 до 0,08 °С/сут. Средняя температура грунтов от 1 до 7 м за 79 дней работы системы в радиусе 0,5 м от ТКС_3 (хладогент – CO₂) понизилась с 7,7 °С до 3,8 °С, при этом интенсивность изменения температуры на тех же глубинах составляет от 0,06 до 0,02 °С/сут.

Столь выраженная динамика (Т) объясняется бесперебойной работой трехконтурной системы всепогодной термостабилизации грунтов, как в безморозный, так и в зимний период, а также ее высокой хладопроизводительностью.

Также можно отметить, что термостабилизатор с хладогентом в виде фреона изменяет температуру грунта равномерно, по всей длине испарительной части, в

отличие от термостабилизатора с хладагентом в виде углекислоты, у которого наибольшее изменение температуры грунтов происходит в верхней и средней части разреза, постепенно уменьшаясь к нижней части испарителя.

На настоящий момент в ходе испытаний определены следующие параметры и характеристики КСГТ и КСВТ (при расчетах использованы методики [1, 7, 10, 12]):

- термостабилизаторы обеспечивают передачу теплового потока плотностью до $1766,93 \text{ Вт/м}^2$ от грунта к конденсаторной части;
- линейное термическое сопротивление R термостабилизатора в системе составляет $0,00103 \text{ м}^2\cdot\text{К/Вт}$;
- коэффициент теплопроводности конденсаторной части термостабилизатора в системе K равен $969,51 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При первом способе строительства в криолитозоне термостабилизация грунтов оснований сооружений обычно осуществляется с использованием хладопотенциала атмосферного воздуха в зимний период на базе сезонных охлаждающих парожидкостных устройств (СОУ) или машинными методами, которые позволяют поддерживать отрицательные температуры грунтов без межсезонных пауз в работе термостабилизирующих устройств.

С целью изучения эффективности работы термостабилизирующих устройств на научно-исследовательском геологического факультета на базе ЗБС МГУ им. М.В. Ломоносова было создано 2 опытных стенда: 1) с 4 индивидуальными СОУ с различными хладагентами (фреон, аммиак, углекислый газ); 2) трехконтурная система всесезонной термостабилизации грунтов.

Для обеспечения всесезонного замораживания грунтов специалистами компании ООО «МобиДик» была разработана принципиально новая система круглогодичной термостабилизации, которая в сравнении с СОУ и традиционными круглогодичными системами термостабилизации, имеет явные преимущества. Конструкция системы позволяет избегать межсезонных (весенне-осенних) остановок (пауз) в работе термостабилизаторов. Дополнительной сферой применения КСГТ и КСВТ является возможность мобильного использования системы для экстренного промораживания грунтов на опасных участках критического растепления, определенных по результатам геотехнического мониторинга.

Полученные экспериментальные данные показывают, что средняя температура грунтов в радиусе 0,5 м от ТКС_1 (хладогент – R410a (фреон)) за 79 дней работы системы понизилась с $7,5 \text{ }^\circ\text{C}$ до $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, при этом интенсивность изменения температуры m составляет от 0,06 до 0,08 $^\circ\text{C/сут}$ соответственно, в радиусе 0,5 м от ТКС_3 (хладогент – CO₂) на глубине от 1 до 7 м за 79 дней работы системы понизилась с $7,7 \text{ }^\circ\text{C}$ до $3,8 \text{ }^\circ\text{C}$, при этом интенсивность изменения температуры на тех же глубинах составляет от 0,06 до 0,02 $^\circ\text{C/сут}$.

Учитывая эксплуатационную и экономическую эффективность очевидны перспективы применения данных систем для обеспечения устойчивости особо ответственных зданий и сооружений, требующих использования всесезонной термостабилизации.

Литература

- [1] Вихарев А.Н., Долгова И.И. Гидравлика. Режимы движения, уравнение Бернулли, потери напора, каналы: Учебное пособие. -Архангельск: Изд-во АГТУ, 2001. - 92 с.
- [2] Вялов, С.С. Термосваи в строительстве на севере / С.С. Вялов, С.Э. Городецкий, Ю.А. Александров и др. - Л.: Стройиздат, 1984. -149 с.

- [3] Гапеев, С.И. Укрепление мерзлых оснований охлаждением / С.И. Гапеев. - М.: Стройиздат, 1969. - 104 с.
- [4] ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация.
- [5] Зворыкина Ю.В., Калабина М.В. О проявлениях глобальных изменений климата в Арктике // РЭЭ №5-6, 2019.
- [6] Ибрагимов, Э.В. Прогноз напряженно-деформированного состояния термостабилизированного основания / Э.В. Ибрагимов, Я.А. Кроник, В.Н. Парамонов // Основания, фундаменты и механика грунтов. - 2018. - № 6. - С. 36-40.
- [7] Исаченко В.П., Осипов В.А., Сукомел А.С. Теплопередача. - М.: Энергоиздат, 1981. - 416 с.
- [8] Комаров И.А., Ананьев В.В., Бек Д.Д. Использование хладоресурса сжиженного природного газа для промораживания засоленных грунтов, вмещающих криопэги. // ОФМГ Основания, Фундаменты и Механика Грунтов, 2016, № 2, - С. 31-36.
- [9] Комаров, И.А., Ананьев В.В., Бек Д.Д., Исаев В.С. Проблемы термостабилизации грунтовых оснований инженерных сооружений. / Материалы V конференции гкриологов России, Москва, 2016. - С. 266-278.
- [10] Краснощеков Е.А., Сукомел А.С. Задачник по теплопередаче. - М.: Энергия, 1980. - 288 с.
- [11] Кроник, Я.А. Динамика аварийности и безопасности природно-техногенных систем в криолитозоне / Я.А. Кроник // Материалы IV Конференции геокриологов России. - 2011. - Том 3., ч. 8. - С. 285-292.
- [12] Михеев М.А. Основы теплопередачи. - М. - Л.: ГЭИ, 1956. - 390 с.
- [13] Прокопюк И.В., Кривов Д.Н., Шевчик Ф.А. Современные подходы к организации мониторинга температуры многолетнемерзлых грунтов. / Материалы 5-ой конференции «День науки 2020». - «КДУ», «Добросвет» Москва, 2020. с. 61 – 67.
- [14] Попов А.П. Геотехнический мониторинг в криолитозоне. Экологическая или промышленная безопасность // Записки Горного института. – 2010. – Т. 188.
- [15] СП 25.13330.2012 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах.
- [16] ТУ 28-99-39-001-70577056-2018 Термоколонка стабилизирующая ТКС. Технические условия.
- [17] Хрусталева, Л.Н. Основы геотехники в криолитозоне: учебник для студентов ВУЗ / Л.Н. Хрусталева. - М.: Изд. МГУ, 2005. - 544 с.
- [18] Хрусталева Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата: монография / Л.Н. Хрусталева, С.Ю. Пармузин, Л.В. Емельянова. – М.: Университетская книга, 2011. – 260 с.
- [19] Means for Maintaining Permafrost Foundations. Pat. USA. N 3, 217, 791, Cl 165-45 / Long E.L. - 1964.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОНТРОЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЙ ОБЪЕКТОВ КАПИТАЛЬНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА В САЛЕХАРДЕ: ОБОРУДОВАНИЕ И ПРОГРАММА

Шейн А.Н.¹, Филимонов М.Ю.^{2,3}, Камнев Я.К.¹, Ваганова Н.А.^{2,3}

¹ Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия; *e-mail:*

A.N.Shein@yandex.ru

² Институт математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН,
Екатеринбург, Россия;

e-mail: vna@imm.uran.ru, fmy@imm.uran.ru

³ Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия

В работе описывается методика мониторинга температуры мерзлых грунтов при помощи термометрических скважин и компьютерного моделирования под зданиями со свайным фундаментом в городе Салехард. Температурные данные со скважин передаются на сервер для последующей обработки и становятся доступными для компьютерного моделирования трехмерных нестационарных тепловых полей в грунте во всей области свайного фундамента. Сравнение результатов численных расчетов с экспериментальными данными показали хорошее совпадение. На основе рассчитанных температурных полей вычислены несущие способности всех свай одного из зданий в заданный момент времени и дан прогноз их изменений в будущем.

AUTOMATED CONTROL OF SOIL TEMPERATURE OF FOUNDATIONS OF BUILDINGS IN SALEKHARD: EQUIPMENT AND PROGRAM

Shein A.N.¹, Filimonov M.Yu.^{2,3}, Kamnev Y.N.¹, Vaganova N.A.^{2,3}

¹ Arctic Research Center of the Yamal-Nenets Autonomous District, Salekhard, Russia;
e-mail: A.N.Shein@yandex.ru

²Krasovskii Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch of RAS,
Yekaterinburg, Russia;

e-mail: vna@imm.uran.ru, fmy@imm.uran.ru

³Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

The paper describes a method of monitoring the temperature of frozen soils using thermometric wells and computer simulation under buildings with pile foundations in the city of Salekhard. Temperature data from the wells are transferred to the server for further processing and become available for computer simulation of three-dimensional non-stationary thermal fields in the soil of the area of the pile foundation. The results of numerical calculations and the experimental data are in good agreement. Based on the computed temperature fields, the bearing capacities of all piles of one of the buildings at a time moment are calculated and a forecast of their changes in the future is given.

Введение

Криолитозона занимает 35 млн. км², что составляет больше четверти суши Северного полушария. Непосредственное отношение к криолитозоне имеет Россия, где вечная мерзлота занимает 60–65% территории или 11 млн. км² [1, 2]. Мерзлые грунты могут значительно различаться по структуре, степени льдистости, температуре и другим характеристикам. Все эти параметры должны учитываться при строительстве и эксплуатации капитальных объектов в условиях криолитозоны.

Сегодня российская Арктика развивается быстрыми темпами, а возведение и дальнейшая эксплуатация инфраструктуры в условиях многолетнемерзлых пород (ММП) сопровождаются рядом проблем. Всё больше исследований посвящено современному состоянию ММП и прогнозированию развития ситуации в зонах вечной мерзлоты [3, 4, 5, 6, 7]. По некоторым прогнозам несущая способность грунтов оснований зданий и сооружений за 1990–2010 г. по сравнению с климатической нормой 1960–1990 г. в некоторых районах уменьшилась до 45%, а к 2050 году уменьшится ещё на 25%. Такие оценки кажутся вполне реальными при рассмотрении текущей ситуации [8,9].

Большинство жилых зданий и промышленных сооружений в зоне вечной мерзлоты возводятся по принципу сохранения мерзлого состояния грунтов оснований. Однако, при строительстве объектов и дальнейшей эксплуатации используются устаревшие нормы и правила [10, 11]. Но эксплуатационные нормы носят рекомендательный характер и зачастую не выполняются эксплуатирующими организациями. В первую очередь это касается температуры, контроль которой необходим для подтверждения требуемой несущей способности грунтов основания и предотвращения опасных мерзлотных геологических процессов (термокарст, просадка, пучение и др.).

Для безопасной эксплуатации зданий и сооружений в зоне многолетних мерзлых грунтов в ЯНАО с 2018 г. разрабатывается система автоматизированного температурного мониторинга [12, 13], включая программу для расчёта нестационарных тепловых полей под зданиями со свайными фундаментами с возможностью пересчёта полученных значений в текущую и будущую несущую способность грунтов. Для апробации методики в 2020 г. администрация г. Салехарда предоставила четыре капитальных здания, где для отработки и оптимизации методики было пробурено и

оборудовано термометрическими косами около 80 скважин. Плотная сеть термометрических скважин позволяет получить уникальные данные, которые можно использовать для численного моделирования и прогнозирования температуры грунта во всей области расположения свайного фундамента.

Методика дистанционного мониторинга температуры грунта

Автоматизированный мониторинг за температурой грунтов заключается в устройстве термометрических скважин в вентилируемом подполье на глубину не менее фактической длины сваи под данным жилым сооружением (10 метров и более). Пробуренные скважины оборудованы термокосами (шаг термодатчиков 0.5 м до глубины 5 м, далее 1 м), подключёнными к системам автоматического мониторинга температуры САМ-мерзлота (производство ИП Кураков Сергей Анатольевич, город Томск). Погрешность калибровки датчиков измерения температуры: $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. Разрешающая способность измерения температуры: 0.07°C .

Данное оборудование регистрирует и передаёт температуру грунтов основания здания в единую базу на удалённый сервер при помощи GSM модуля. Данные дублируются на специально разработанный веб-ресурс <https://monitoring.arctic.yanao.ru>. Для специалистов и всех заинтересованных лиц предусмотрен полный доступ к ресурсу, где реализованы следующие возможности:

- отображение объектов мониторинга на карте с возможностью просмотра расширенной информации (количество скважин, время установки и др.);
- отображение плана размещения термометрических скважин для капитальных объектов с возможностью просмотра информации по каждой из скважин;
- отображение данных в виде таблиц и графиков, а также их экспорт для выбранных термометрических скважин.

Результаты мониторинга температуры грунтов под жилыми зданиями

Для апробации методики под жилым зданием I и II оборудовано 24 и 16 скважин соответственно (рис. 1). Густота скважин обусловлена отработкой методики: определение оптимального расстояния между скважинами и тестирование разрабатываемой программы для расчёта нестационарных тепловых полей с возможностью пересчёта полученных значений в текущую и будущую несущую способность грунтов. Замер температур производится каждые 3 часа, данные передаются на сервер каждые 12 часов.

Оборудованная плотная сеть мониторинга позволяет провести трёхмерную интерполяцию температуры грунтов в основании фундамента. Такая интерполяция средненедельной температуры грунтов представлена на рисунке 2 для жилых зданий I и II в декабре 2020 г и мае 2021 г. Здесь сине-зелёным-жёлтым цветам соответствуют отрицательные температуры, а красным – положительные, красные точки – термометрические датчики, серые столбики – положение свай. В начале зимнего периода, в декабре (рис. 2а, 2в) температура грунтов находится на максимальных значениях $-1 - -2^{\circ}\text{C}$, а в мае (рис. 2б, 2г) температура опускается до $-6 - -7^{\circ}\text{C}$.

Под зданием I существует локальная талая зона, которая чётко видна на трёхмерной картине (красная область на рис. 2а). Повышение температуры грунта в этом месте, вероятно, вызвана утечками из коммуникаций, которые погружаются в землю в этом месте. Выявленная аномалия промерзает в зимней период, что можно увидеть в мае 2021 г (рис. 2б). Дальнейший мониторинг позволит выяснить и спрогнозировать влияние этого нарушения на мёрзлые породы под зданием и несущую способность грунтов.

Под зданием II, в отличие от первого объекта, не выявлено аномальных зон растепления (рис. 2в, 2г). Температурная картина равномерная слоистая, а грунты

находятся в мёрзлом состоянии. Есть температурные неоднородности в зоне отрицательных температур, причины которых предстоит выяснить в дальнейшем.

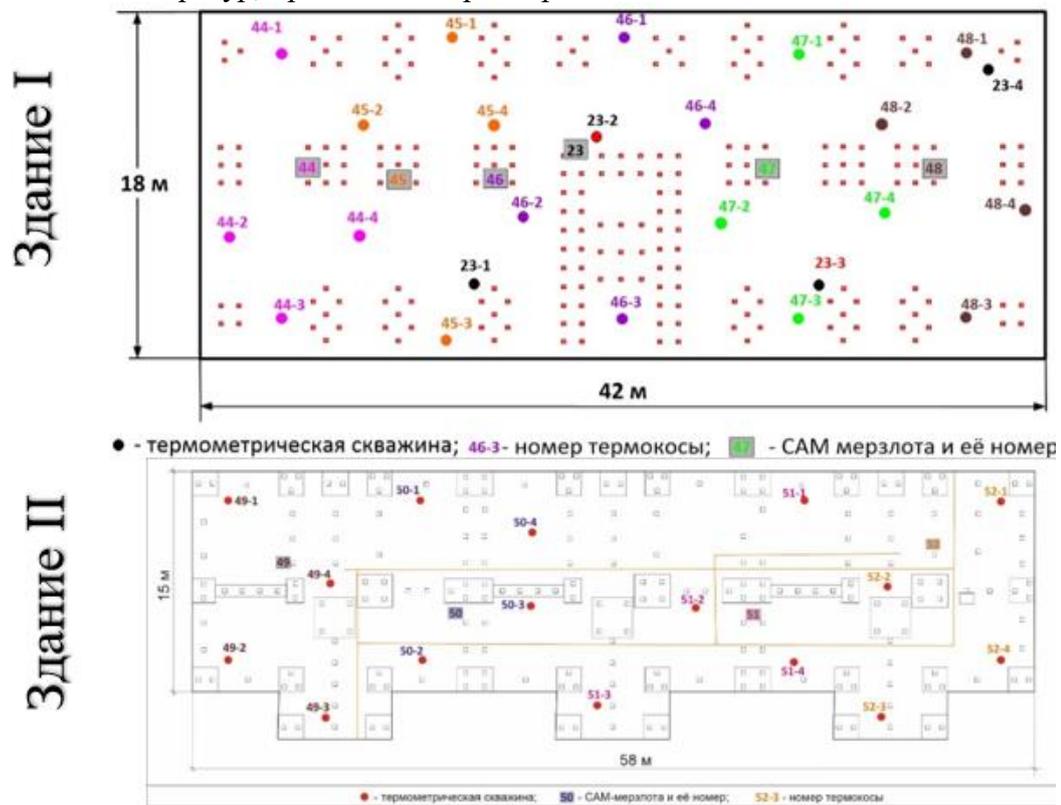


Рисунок 1. Схема расположение термометрического оборудования в скважинах под зданиями I и II.

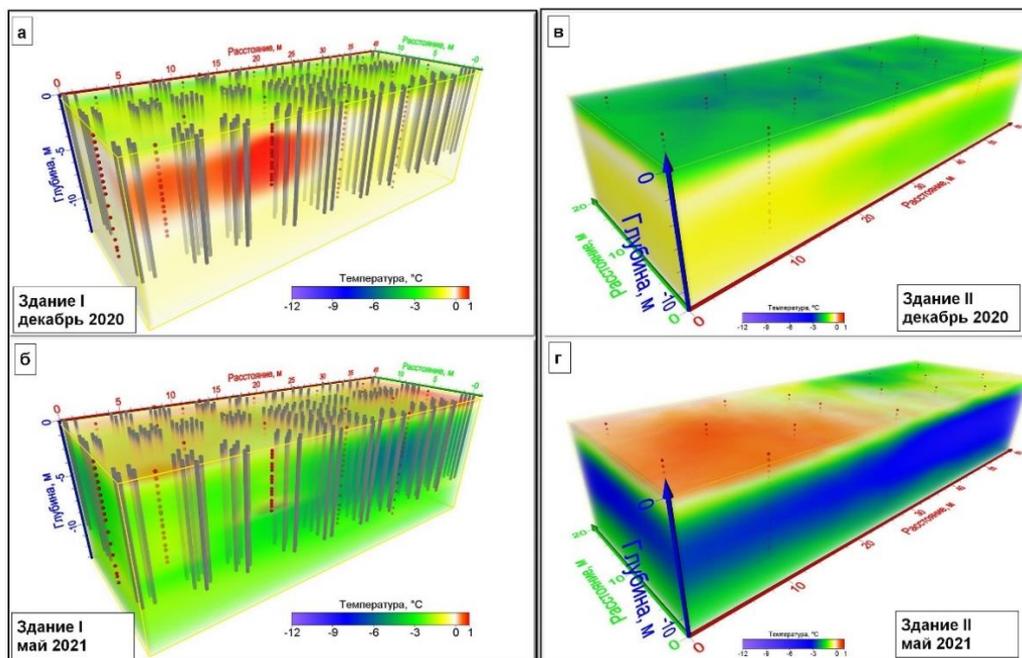


Рисунок 2. Трёхмерная интерполяция средненедельной температуры грунтов, измеренной в основании фундамента жилых зданий: (а) – 1-6 декабря 2020 г. здание I, (б) – 24-30 мая 2021 г. здание I, (в) – 1-6 декабря 2020 г. здание II, (г) – 24-30 мая 2021 г. здание II

Численное моделирование

Для моделирования тепловых полей в грунте, содержащим свайные фундаменты жилых зданий в северных городах, следует учитывать различные климатические и физические факторы. К первой группе факторов относится, сезонное изменение температуры воздуха, приводящее к периодическому протаиванию (промерзанию) грунта, снежный покров, учет солнечного излучения в случае необходимости и т.п. Ко второй группе факторов относятся теплофизические параметры грунтов, которые могут меняться при изменении температуры. Для полного моделирования тепловых полей в расчетной области, содержащей свайный фундамент, следует учитывать геометрические места расположения свай, их размеры, наличие сезоннодействующих охлаждающих устройств (СОУ) и возможные источники тепла, выявляемые в ходе мониторинга с помощью термометрических скважин.

На основе известных алгоритмов и моделей [14, 15, 16] реализована программа TИPFIS для расчета нестационарных тепловых полей под зданиями со свайными фундаментами в зоне распространения многолетнемёрзлых грунтов [13, 17, 18]. Численный алгоритм, реализованный в программе, учитывает данные мониторинга температуры грунта и технические особенности конкретного свайного фундамента.

Для тестирования разработанной программы было использовано здание I, где для температурного мониторинга грунта используется 24 скважины (рис. 1, сверху). Первые Накопленные данные наблюдений мониторинга были проанализированы в [13]. При бурении термометрических скважин проводилось подробное геологическое описание грунтов и анализ образцов грунтов, что позволило с некоторым приближением восстановить теплофизических характеристик грунта в области свайного фундамента и построить трёхмерную физико-геологическую модель основания здания I. Построенная модель использовалась при расчётах.

На рисунке 3 приведено рассчитанное поле температур на глубине 2.3 м в плоскости $\{x,y\}$ в декабре 2020 г. и январе 2021г. Отчетливо видна работа СОУ, усиливающаяся в январе: увеличивается охлаждённая область (оттенки синего). Аномальная тёплая область грунта (оттенки красного/жёлтого), выявленная с помощью термометрических скважин (области с координатами $\{7;4\}$ и $\{15;4\}$), в процессе работы СОУ начинает охлаждаться, что соответствует дальнейшему мониторингу температуры грунта. Отметим, что в этом численном эксперименте использовались среднемесячные температуры в проветриваемом подполье.

При использовании среднемесячных температур и игнорирование истории работы СОУ рассчитываемые данные существенно отличались от температур, измеренных в термоскважинах. Данный подход давал только качественный характер распределение температуры в основании здания. Дальнейшие расчёты показали, что при учете климатических параметров при проведении расчетов температурных полей необходимо использовать среднесуточную температуру воздуха на основании данных температурного мониторинга и учитывать всю историю эксплуатации свайного фундамента, в первую очередь работу СОУ. На рисунке 4 показаны экспериментальные (сплошные линии) и рассчитанные (точечные кривые) температурные данные.

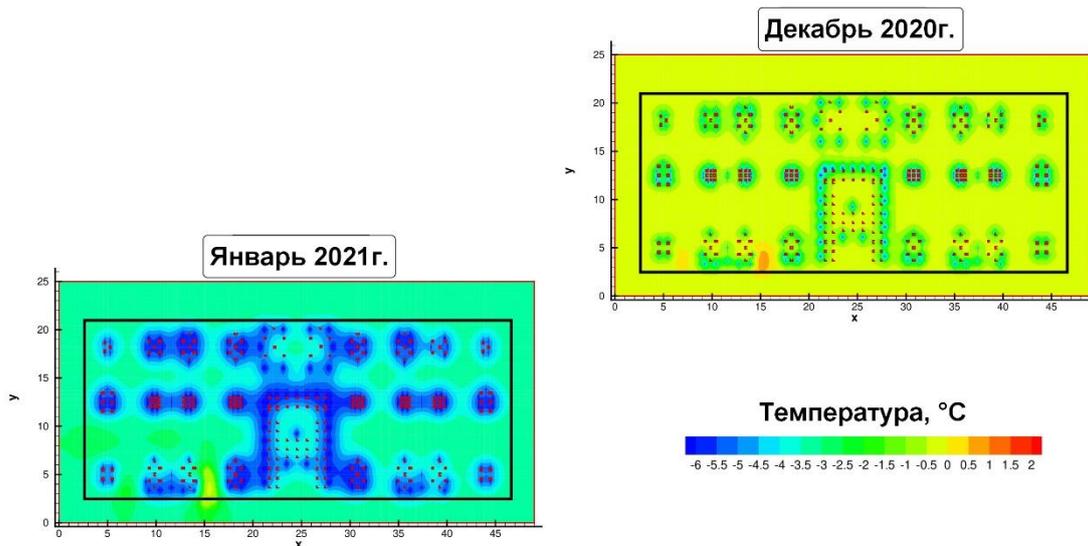


Рисунок 3. Поле температур на глубине 2.3 м под зданием I в декабре 2020 года и январе 2021 года в плоскости {x,y}.

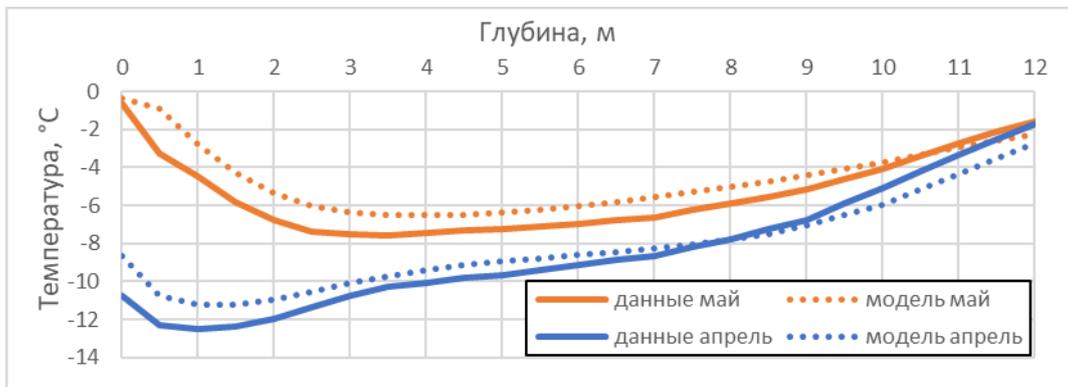


Рисунок 4. Полученная экспериментально и рассчитанная температура в скважине 44–1 под зданием I в апреле и мае 2021 года.

Для оценки несущей способности грунта в зоне свайного поля необходимо определить температуру на поверхности подземной части свай. Для здания I используются квадратные бурозабивные сваи: 229 свай со сторонами 300 мм и проектной глубиной подземной части 10 м. Для термостабилизации грунтов используется 186 СОУ (с диаметрами 38 мм и проектными глубинами подземных частей 10 м), большинство из которых, как и термометрические скважины расположены на площади проветриваемого подполья. На рисунке 5 представлена динамика распределения температуры на поверхности свай в декабре 2020 г. и январе 2021г.

Зная температуру на поверхности свай и используя действующий свод строительных правил [10], можно определить наименьшее и наибольшее значения несущей способности. Такой подход был реализован в отдельном модуле для программы TPFIS [18], проведены соответствующие тесты.

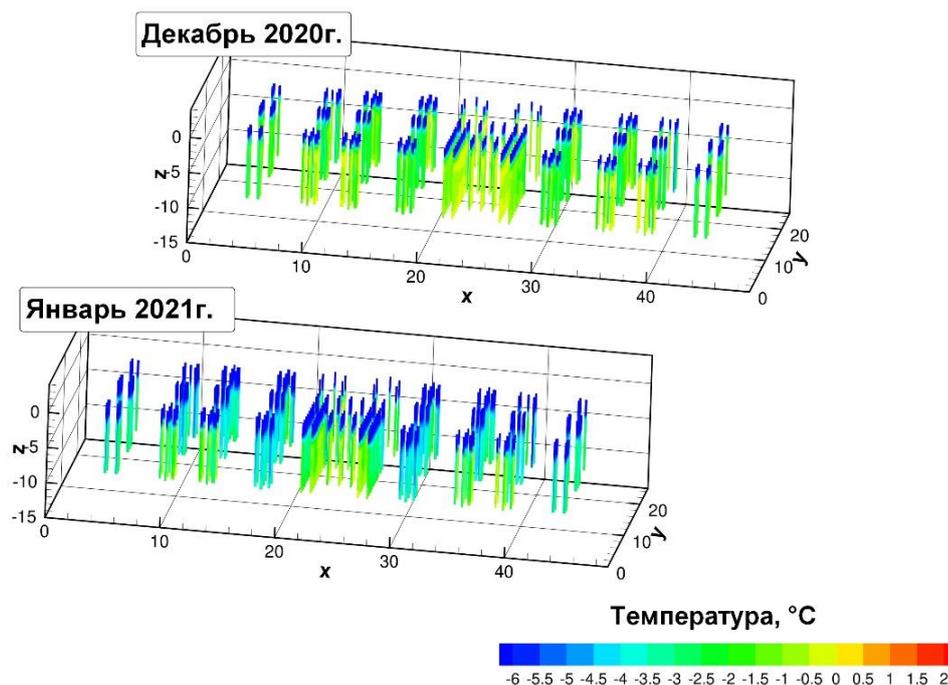


Рисунок 5. Рассчитанная температура на поверхности свай здания I в декабре 2020 года и январе 2021 года.

Заключение

Разработана система автоматизированного контроля температуры грунтов оснований объектов капитального строительства в г. Салехард, включающая приборную базу и программу для расчета нестационарных тепловых полей под зданиями со свайными фундаментами в зоне распространения многолетнемёрзлых грунтов.

В результате температурного мониторинга под зданием I выявлена локальная талая зона. Повышение температуры грунта в этом месте, вероятно, вызвана утечками из коммуникаций, которые погружаются в землю в этом месте. Дальнейший мониторинг позволит выяснить и спрогнозировать влияние этого нарушения на мёрзлые породы под зданием и несущую способность грунтов. Под зданием II температурная картина слоистая однородная, а грунты находятся в мёрзлом состоянии.

Установлено, что при компьютерном моделировании необходимо использовать среднедневную температуру. Кроме того, для здания I было показано, что необходимо учитывать не менее 3 предшествующих лет функционирования сезоннодействующих устройств в зоне свайного фундамента.

Разработан и протестирован программный модуль для расчета несущих способностей свай фундамента, опирающийся на теплотехнические расчеты температуры на поверхностях свай и строительные правила СП 25.13330.2021 [10].

Литература

1. Brown J., Ferrians Jr, O.J., Heginbottom J.A. and Melnikov E.S. (1997). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions (p. 45). Reston, VA: US Geological Survey.
2. Brown J., Ferrians, Heginbottom J.A. and Melnikov E. (2002). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2. [online]. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center, DOI: 10.7265/skbg-kf16. (Accessed 15 Feb. 2021).
3. Nelson F.E., Anisimov O.A. and Shiklomanov N.I. (2001). Subsidence risk from thawing permafrost. Nature, 410, 889-890, DOI:10.1038/35073746.

4. Romanovsky V.E. and Osterkamp T.E. (2001) Permafrost: Changes and impacts / In R. Paepe & V. Melnikov (eds), *Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources*, Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 297–315.
5. Streletskiy D.A., Shiklomanov N.I. and Grebenets, V.I. (2012). Changes of foundation bearing capacity due to climate warming in Northwest Siberia. *Earth Cryosphere*, 16(1), 22-32. (in Russian with English summary).
6. Streletskiy, D. A., Suter, L. J., Shiklomanov, N. I., Porfiriev, B. N., and Eliseev, D. O. (2019). Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost. *Environmental Research Letters*, 14(2), 025003, DOI: 10.1088/1748-9326/aaf5e6.
7. Hjort, J., Karjalainen O., Aalto J., Westermann S., Romanovsky, V.E., Nelson F.E., Bernd Eitzelmüller and Luoto M. (2018). Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. *Nature communications*, 9(1), 1-9, DOI: 10.1038/s41467-018-07557-4.
8. Grebenets V., Streletskiy D. and Shiklomanov N. (2012). Geotechnical safety issues in the cities of Polar Regions. *Geography, Environment, Sustainability*, 5(3), 104–119, DOI: 10.15356/2071-9388_03v05_2012_08.
9. Шейн, А. Н. Обзор научных и производственных работ по изучению многолетнемёрзлых пород в естественных и антропогенных условиях / А. Н. Шейн, Я. К. Камнев // *Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа*. – 2020. – № 3(108). – С. 42–50. DOI: 10.26110/ARCTIC.2020.108.3.007
10. СП 25.13330.2020 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. [Электронный ресурс] URL: <https://docs.cntd.ru/document/573659326> (дата обращения 15.03.2022 г.)
11. Постановление Госстроя РФ от 27.09.2003 N 170 «Об утверждении Правил и норм технической эксплуатации жилищного фонда» [Электронный ресурс] / КонсультантПлюс: <http://www.consultant.ru/> URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_44772/ (дата обращения 15.03.2022)
12. Громадский А.Н. Дистанционный контроль за температурным режимом вечномерзлых грунтов под зданиями г. Салехард / А.Н. Громадский, С.В. Арефьев, Н.Г. Волков, Я.К. Камнев, А.И. Сеницкий // *Научный вестник ЯНАО*. – 2019. – №3. – С. 17–21. DOI: 10.26110/ARCTIC.2019.104.3.003
13. Kamnev Y.K., Filimonov M.Y., Shein A.N., Vaganova N.A. Automated Monitoring The Temperature Under Buildings With Pile Foundations In Salekhard (Preliminary Results). *GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY*. 0; <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-021>
14. Samarsky, A.A.; Vabishchevich P.N. *Computational Heat Transfer, Volume 2, The Finite Difference Methodology*; New York: Chichester, Wiley, 1995.
15. Vaganova, N.A.; Filimonov, M.Yu. Simulation of Cooling Devices and Effect for Thermal Stabilization of Soil in a Cryolithozone with Anthropogenic Impact. *Lecture Notes in Computer Science (including subseries Lecture Notes in Artificial Intelligence and Lecture Notes in Bioinformatics)* 2019, 11386, 580–587. DOI: 10.1007/978-3-030-11539-5_68
16. Vaganova, N.; Filimonov, M. Simulation of freezing and thawing of soil in Arctic regions. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ* 2017, 72, 012006. DOI: 10.1088/1755-1315/72/1/012005
17. Н.А. Ваганова, М.Ю. Филимонов, Я.К. Камнев, А.Н. Шейн Расчет нестационарных температурных полей в зоне свайного фундамента зданий с учетом температурного мониторинга // *Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике*. Под ред. В.П. Мельникова и М.Р. Садуртдинова. - Салехард: 2021. – 75–77 с.
18. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021660516. – М.: Роспатент, 28.06.2021. URL: https://www.fips.ru/registers-doc-view/fips_servlet?DB=EVM&DocNumber=2021660516&TypeFile=html (дата обращения 17.09.2021).

Секция 11

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

ВКЛАД ОЛЕДЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ФОРМИРОВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА

Гаврилов А.В.¹, Малахова В.В.², Деревягин А.Ю.¹, Пижанкова Е.И.¹, Попова А.А.³

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; *gavrilov37@bk.ru*

² Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск; *malax@sscc.ru*

³ ООО «Северные Изыскания», г. Москва; *PopovaAA@northernsurvey.ru*

Установлено, что в области оледенения среднего неоплейстоцена Восточно-Сибирского шельфа (восточная часть Новосибирских островов) мощность мерзлоты может на 150-200 м быть меньше, чем вне ее. Это связано с более кратким периодом субаэрального существования и промерзания области оледенения. Вне этой области в криохроны он превышал последние 200 тыс. лет, а в ее пределах - начался только в последние 70 тыс. лет. Этот вывод справедлив лишь при близком составе и свойствах пород в сравниваемых областях.

THE CONTRIBUTION OF THE MIDDLE PLEISTOCENE GLACIATION TO THE FORMATION OF THE PERMAFROST ON THE EAST SIBERIAN SHELF

Gavrilov A.V.¹, Malakhova V.V.², Derevyagin A.Yu.¹, Pizhankova E.I.¹, Popova A.A.³

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; *gavrilov37@bk.ru*

² Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk; *malax@sscc.ru*

³ LLC "Northern Research", Moscow; *PopovaAA@northernsurvey.ru*

It has been established that in the Middle Neopleistocene glaciation area of the East Siberian shelf (eastern part of the New Siberian Islands), the permafrost thickness can be 150–200 m less than outside it. This is due to a shorter period of subaerial existence and freezing of the glaciation area. Outside this region, it continued into the cryochrons longer than the last 200 thousand years, and within its limits, only the last 70 thousand years. This conclusion is valid only if the composition and properties of the rocks in the compared areas are similar

Введение. Последние 10-15 лет характеризуются неуклонным возрастанием интереса к геокриологии шельфа арктических морей, включая Восточно-Сибирский шельф. Представления о внеледниковом характере шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского шельфа утвердились в середине XX в. и продолжают доминировать среди российских исследователей в настоящее время. Они получили существенное подкрепление данными о формировании отложений ледового комплекса (ЛК) в каждое из орбитальных плейстоценовых похолоданий, начиная, как минимум, с эоплейстоцена [6]. Однако во время единственного криохрона, соответствовавшего морской изотопной стадии (МИС) - МИС-6 - вместо ЛК на шельфе и во многих частях приморских низменностей севера Якутии формировалась малольдистая куччугуйская

свита. В этот криохрон на востоке Новосибирских островов и прилегающем шельфе имело место локальное оледенение [1; 2; 12]. В горном обрамлении приморских низменностей оледенение МИС-6 превосходило по площади оледенения криохронов позднего неоплейстоцена. Отложения кучугуйской свиты формировались вследствие таяния ледников: Новосибирского – на шельфе, горного обрамления – на предгорных частях приморских низменностей [12]. Оледенение МИС-6 было масштабнее также в Европе, на Русской равнине, в Западной Сибири. Более того, к МИС-6 был приурочен шельфовый ледника толщиной до 1 км в глубоководной части Северного Ледовитого океана, «заякоренный» на вершинах хр. Ломоносова [15]. Перечисленные сведения говорят об актуальности создания модели криолитозоны Восточно-Сибирского шельфа, учитывающей существование оледенения в среднем неоплейстоцене.

Материалы и методы. Для составления сценария геологического развития региона использовался комплекс данных по геологии, мерзлоте и гидрогеологии Новосибирских островов и прилегающего шельфа, глобальные и региональные данные по динамике климата и уровня моря в среднем плейстоцене-голоцене. Исследования осуществлялись с помощью численного моделирования. Создание палеотемпературного сценария проводилось на основе методики трансформации изотопных палеотемпературных кривых, отражающих глобальные колебания климата, в региональные палеотемпературные модели с помощью серии региональных палеотемпературных реконструкций [3]. В этих целях использовались изотопная кривая ст. Восток (Восточная Антарктида) и серия палеотемпературных реконструкций для климатических экстремумов, составленных по датированным осадкам Новосибирских островов и приморских низменностей севера Якутии. Для расчета теплового состояния ММП использовалась одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учетом фазовых переходов между мерзлым и талым грунтом [17; 18].

Район работ. В геолого-структурном отношении район исследований относится к эпипозднекимерийской платформе Восточно-Сибирского моря [10], прилегающей к Новосибирским островам. Площадь оледенения МИС-6 находится в основном в пределах положительных морфоструктур северо-запада Восточно-Сибирского шельфа и простирается от поднятия Де Лонга, где предположительно был его центр [1], до островов Новая Сибирь и Фаддеевский. Вклад оледенения оценивается путем сравнения с мощностью ММП на неотектонических поднятиях внеледниковой области. Оценка производится применительно к шельфовому окружению Джаро-Куэльского поднятия о. Новая Сибирь [10], а для внеледниковых условий используемый разрез изменялся. Перечень доводов в пользу существования оледенения приводятся в другом докладе авторов [4].

Результаты исследований носят предварительный характер. Выполнены расчеты при одинаковом разрезе в ледниковой и внеледниковой областях. Первые результаты моделирования в реалиях внеледниковой области показывают необходимость дополнительных расчетов. Последние будут сделаны, проанализированы и доложены на конференции. Ниже излагаются результаты, полученные к настоящему времени.

Сценарий геокриологического развития региона в среднем неоплейстоцене-голоцене (последние 200 тыс. лет). Сценарий развития региона состоит из модели (сценария) колебаний уровня моря, палеотемпературного сценария, геологической модели региона. Сценарий уровня моря внеледниковой области строился на основе гляциоэвстатических кривых колебаний уровня Мирового океана и их трансформации в соответствии с региональными данными [14; 11; 7]. Для построения сценария уровня моря в ледниковой области количественно оценивались гляциоизостатические

движения [13]. В этих целях рассчитывались величина погружения земной поверхности под ледником во время оледенения и ход ее воздымания в постледниковый период. Переход из морских условий, существовавших во время оледенения, в субаэральные по его окончании задан в соответствии с самыми ранними датами мамонтового комплекса и начала накопления ЛК позднего неоплейстоцена на островах Новая Сибирь и Фаддеевский [1;12].

Палеотемпературные сценарии ледниковой и внеледниковой областей отличаются не только наличием/отсутствием ледника. Ледниковой области в отличие от внеледниковой, свойственны более мягкие начальные температуры пород, обусловленные преимущественно морским осадконакоплением в доледниковый средний неоплейстоцен. Во время оледенения МИС-6, происходившего в прибрежно-морских условиях, ледник возвышался над уровнем моря и служил проводником атмосферного холода в толщу пород. Во время дегляциации деградирующий ледник действовал охлаждающе в радиусе многих сотен километров. Охлаждение было столь велико, что в казанцевский оптимум на берегах пролива Дм. Лаптева формировался быччагыйский ледовый комплекс (ЛК) [12]. В ледниковой области, также в отличие от внеледниковой, в течение МИС-5а существовал морской бассейн.

Геологическая модель построена в трех вариантах. Во всех трех вариантах разрез ледниковой области оставался неизменным. Это разрез скважины на береговой линии юго-западной части о. Новая Сибирь в пределах склона Джаро-Куэльского поднятия. Здесь мощность платформенного чехла составляет менее 500 м [10]. Разрез внеледниковой области наоборот каждый раз менялся. В первом варианте оценка делалась «в чистом виде», т.е. при одинаковом с ледниковой областью разрезе. Второй основывается на том, что Ляховский мегавал, относящийся к проливу Дм. Лаптева, является частью тектонически активной Котельническо-Ляховской гряды. Поэтому мощность чехла в его пределах должна быть меньше, чем в ледниковой области. тектонически [8] менее активной. Состав и последовательность наслоения пород задается в соответствии с разрезом южного берега о. Б. Ляховский [12]. В третьем случае состав и последовательность наслоения отложений принимаются в соответствии с разрезом скважины в центре прол. Дм. Лаптева [9], а мощность чехла задается такой же, как в ледниковой области – 500 м.

Плотность геотермического потока в регионе варьирует от 50 до 75 мВт/м² [15]. Моделирование проводится при задании как трех значений теплопотока - 50, 60 и 75, так и одного – основного - 60 мВт/м².

Результаты моделирования. Область оледенения в соответствии с современными глубинами моря в ее пределах ограничена изобатами до 35-40 м. Результаты моделирования для районов изобат 5, 20 и 40 м при одинаковом (ледниковом) разрезе во внеледниковых и ледниковых условиях при тепловом потоке 50, 60 и 75 Вт/м² представлены на рис. 1. Они показывают, как меняется мощность (глубина залегания нижней поверхности) ММП в ледниковой и внеледниковой областях в зависимости от геотермического потока и глубины моря. В первой из областей мощность мерзлоты оказывается существенно (от 150-170 до 200 м) меньше, чем во второй. При 75 мВт/м² на изобатах 20 и 40 м и при 50 мВт/м² на изобате 5 м эта разница даже превышает 200 м.

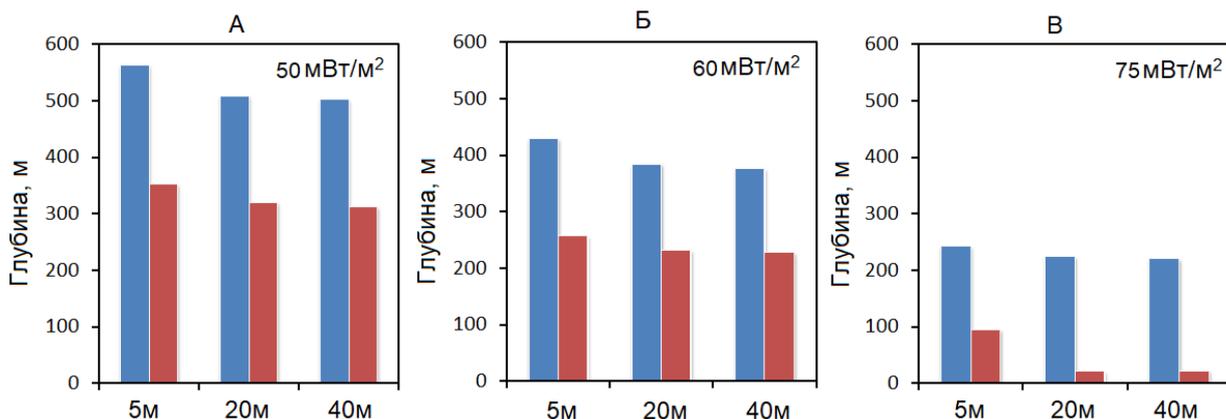


Рис. 1. Мощность многолетнемерзлых пород шельфа во внеледниковых (синие столбики) и ледниковых условиях (красные столбики) на изобатах 5, 20 и 40 м при тепловом потоке: А - 50 мВт/м², Б - 60 мВт/м², В - 75 мВт/м².

Таким образом при тепловом потоке 75 мВт/м² на изобатах 20-40 м по данным моделирования речь может идти о формировании прерывистых или островных ММП. В зависимости от соотношения температуры придонной воды и температуры замерзания поровых растворов на этих изобатах возможно новообразование ММП.

Чем определялись столь большие различия мощности ММП? Первое, в истории развития ледниковой области имели место морские интервалы, отсутствовавшие во внеледниковой области. В результате промерзание в субаэральных условиях в ее пределах начинается только с МИС-4, не ранее 70 тыс. лет назад. Во внеледниковых условиях наоборот субаэральное промерзание началось задолго до исследуемого периода (последние 200 тыс. лет). Оно только прерывалось на короткие интервалы термохронов.

Моделирование при мощности чехла во внеледниковой области, меньшей чем в ледниковой зоне, осуществляется при тепловом потоке 60 мВт/м². В выполненном к настоящему времени расчету мощность чехла во внеледниковой области составляла 90, в ледниковой - 400 м. Модельные данные показали, что на изобатах 5-40 м, модельная мощность ММП в ледниковой области почти в 2,5 раза меньше, чем вне ее. На глубинах моря 5 м в ледниковой области она составляет 366, а в пределах внеледниковой – на 544 м больше, - 910 м. Эта разница существенно больше, нежели полученная при задании одинакового геологического разреза в сравниваемых областях (150 м).

Чем обусловлены полученные столь значительные различия? Они обусловлены не наличием или отсутствием ледника, а различиями в составе и теплопроводности пород сравниваемых областей. В верхней части разреза в ледниковой области – это малотеплопроводные рыхлые кайнозойские отложения, во внеледниковой - в основном скальные теплопроводные породы. В свою очередь, различия в составе и свойствах пород обусловлены неотектоническим режимом в сравниваемых областях. Район Котельническо-Ляховского поднятия характеризуется умеренным, а Джаро-Куэльского - слабым воздыманием в олигоцен-голоцене [8].

Моделирование с чехлом одинаковой мощности и свойствами пород, существенно различающихся в сравниваемых областях, по-видимому, также является бесперспективным в оценке вклада оледенения в формирование мощности ММП. По крайней мере, первые расчеты показывают, что для получения результата значительных различий в задаваемых свойствах пород в ледниковой и внеледниковой областях быть не должно.

Подводя предварительный итог, можно отметить, что результаты расчетов при одинаковом составе и свойствах пород в сравниваемых областях (рис. 1) позволяют составить достаточно объективное суждение о вкладе оледенения среднего неоплейстоцена в формирование мощности мерзлоты. Завышение номинального вклада вызваны палеогеографическими особенностями шельфа в районе островов Новая Сибирь и Фаддеевский. Прибрежно-морские отложения канарчакской свиты, вмещающей пластовые льды, и подстилающей нерпичинской свиты показывают: с конца раннего до начала позднего неоплейстоцена в районе существовали условия, предотвращавшие или ограничивавшие промерзание пород ледниковой области. И наоборот, палеогеография северного и южного берегов пролива Дм. Лаптевых свидетельствует о полном преобладании континентальных обстановок в среднем – позднем неоплейстоцене [12], обуславливавших глубокое промерзание пород внеледниковой области. Таким образом, вклад оледенения в сокращение мощности ММП наращивался вкладом палеогеографии шельфа в районе островов Новая Сибирь и Фаддеевский.

Выводы

1. С помощью математического моделирования получены первые модельные данные о распространении и мощности ММП области покровного оледенения конца среднего неоплейстоцена на северо-западе Восточно-Сибирского шельфа.

2. Результаты моделирования показывают, что в ледниковой области мощность ММП при тепловом потоке 50 и 60 мВт/м² на 150-200 м меньше, чем в ледниковых. Столь значительный вклад оледенения в сокращение мощности ММП обусловлен существованием морских обстановок в среднем – начале позднего неоплейстоцена. Это получено применительно к шельфу в районе островов Новая Сибирь и Фаддеевский.

3. При тепловом потоке 75 мВт/м² на изобатах 20-40 м может формироваться прерывистое или островное распространение ММП. В зависимости от соотношения температуры придонной воды и температуры замерзания-таяния поровых растворов на этих изобатах возможно новообразование ММП.

4. Период существования толщи ММП во внеледниковых условиях существенно превышает продолжительность расчетного периода (200 тыс. лет). В ледниковой области он меньше указанного периода.

Работа частично поддержана Российским научным фондом (код проекта 20-11-20112).

Литература

1. Базилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (Новая Сибирь) // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, 2007, № 67, с. 76-84.
2. Базилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным ²³⁰Th/U - датирования раковин моллюсков. Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 506-514.
3. Гаврилов А.В. Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене – голоцене). Автореф.... д.г.-м.н. М., 2008, 48 с.
4. Гаврилов А.В., Малахова В.В., Деревягин А.Ю., Пижанкова Е.И., Попова А.А. Мощность мерзлых пород о. Новая Сибирь по данным геотермии и численного моделирования. Доклад в настоящем сборнике, 2022.
5. Зайцев В.Н., Соловьев В.А., Плетнев В.Е. Формирование мощности и строения криогенной толщи // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток (под ред. Э.Д. Ершова). М.: Недра, 1989, с. 262-273.
6. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии, М., Наука, 1981, с. 153-181.

7. Коваленко Ф.Я., Купцова И.А. Морские отложения кайнозоя Восточно-Сибирского моря // XIV Тихоокеанский науч. конгресс. Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца. Тез докл., т.2. М., 1979, с. 64-66.
8. Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Книга 1. Арктические моря., СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, с. 26-31.
9. Неизвестнов Я.В. Гидрогеология // Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия), лист S-53-55 (Новосибирские острова), Л., ВСЕГЕИ, 1999, с. 139-146.
10. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 Новосибирские острова. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 208 с.
11. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли, 1997, т.1, № 2, с. 42-49.
12. Тумской В.Е. Особенности криолитогеनेза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене-голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 12-21.
13. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., Недра, 1972, 157 с.
14. Bauch H.A., Muller-Lupp T, Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin. // "Global and Planetary Change" 31 (2001) ELSEVIER, p. 125-139.
15. Davies J. H. (2013), Global map of solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, doi: 10.1002/ggge.202711
16. Jakobsson M., Nilsson J., Anderson L., Backman J. et al. Evidence for an ice shelf covering the central Arctic Ocean during the penultimate glaciation // *NATURE COMMUNICATIONS* | 7:10365 | DOI: 10.1038/ncomms10365 | www.nature.com/naturecommunications
17. Malakhova, V.V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf. In Proceedings SPIE: 24nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. **2018**, 10833, pp. 108337T.
18. Malakhova, V.V., Eliseev, A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments. *Global and Planetary Change* 2020, 192, 103249. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249

МОЩНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ О. НОВАЯ СИБИРЬ ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМИИ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Гаврилов А.В.¹, Малахова В.В.², Пижанкова Е.И.¹, Попова А.А.³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; *gavrilov37@bk.ru*

² Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск; *malax@scc.ru*

³ ООО «Северные Изыскания», г. Москва; *PopovaAA@northernsurvey.ru*

Построена модель мощности мерзлоты о. Новая Сибирь. Установлено соответствие мощности мерзлоты геологической структуре острова. Для территории эпипозднекиммерийской плиты мощность варьирует от 250 до 340 м, для поднятия фундамента она составляет 654 м. Выявлено, что мощность мерзлоты острова в сравнимых условиях существенно меньше, чем на севере континента. Это обусловлено существованием и промерзанием острова в субаральных условиях лишь в последние 70 тыс. лет. На континенте же этот период продолжается около 2 млн. лет.

THE THICKNESS OF THE PERMAFROST OF NEW SIBERIA ISLAND ACCORDING TO THE DATA OF GEOTHERMS AND NUMERICAL SIMULATION

Gavrilov A.V.¹, Malakhova V.V.², Pizhankova E.I.¹, Popova A.A.³

¹ Lomonosov Moscow State University M.V. Lomonosov, Faculty of Geology,
Moscow, Russia; *gavrilov37@bk.ru*

² Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,
Novosibirsk; *malax@sccc.ru*

³ LLC "Northern Research", Moscow; *PopovaAA@northernsurvey.ru*

A model of the permafrost thickness of New Siberia Island has been created. Correspondence of permafrost thickness to the geological structure of the island was established. For the territory of the Epilate Cimmerian plate, the thickness varies from 250 to 340 m. For the uplift of the basement, it is 654 m. It was revealed that the thickness of the permafrost of the island under comparable conditions is significantly less than in the north of the continent. This is due to the existence and freezing of the island in subaerial conditions only in the last 70 thousand years. On the continent, this period lasts about 2 million years.

Введение

В сводках по региональной геокриологии России (СССР) [5, 6] и Мира [10] мощность многолетнемерзлых пород (ММП) характеризуется по-разному, хотя источник исходных данных один. Это результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 (Севморгео, отв. исполнитель В.А. Соловьев, 1978 г.). В опубликованном виде они содержатся в сводке «Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток (1989)» [6, 9]. Территориальное распределение мощности ММП в каждой из приведенных публикаций характеризуется по-разному. На Геокриологической карте отражена азональность ее изменения по площади. На приморских низменностях континента она составляет 500-700 м, а на Новосибирских островах – 300-500 м. В «Основах геокриологии, т. 3» [10] наоборот, подчеркивается зональность в распределении мощности для севера Восточной Сибири и Новосибирских островов. Величина геотермического градиента при этом характеризуется, как изменяющаяся от 1,5 до 2°C/100 м...» [10, стр. 324].

Между тем, градиенты температур в верхней 100-200 метровой части разреза островов Новая Сибирь и Ляховских, зафиксированные измерениями в скважинах, оказались очень большими (5-6°/100 м) [9, 11]. Однако для оценки мощности ММП в 1970-80-е гг. были использованы значения, никак не связанные с указанными величинами (2 и 3°/100 м). Значения мощности ММП «в пределах 300-500 м, возможно более» [10] не соответствуют ни температуре пород в слое годовых колебаний (-1,5...-15°C) [6], ни широтно-зональному распределению мощности в секторе 135-152° в.д. Восточной Сибири и Новосибирских островов. Закономерности ее формирования остаются не выявленными до сих пор. Между тем, оценка мощности мерзлоты Новосибирских островов и о. Новая Сибирь, в частности, является весьма актуальной. Прилегающий шельф оценивается как перспективный в отношении углеводородного сырья. Важнейшее значение имеет также создание инфраструктуры Северного морского пути, роль которого в экономике Севера и обеспечении национальной безопасности России, продолжает возрастать. Большое значение данные о мощности ММП о. Новая Сибирь имеют также для верификации результатов численного моделирования современного состояния криолитозоны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Методы

Исследования проводятся путем анализа фактических данных, построения концептуальной модели (сценария) палеогеографических событий и численного математического моделирования. Для создания палеотемпературного сценария района исследований используются методы трансформации изотопных палеотемпературных кривых Восточной Антарктиды в непрерывную во времени кривую эволюции температуры пород Новосибирских островов [4]. Трансформация осуществляется с

помощью палеотемпературных реконструкций в отдельные временные отрезки, полученных для этих островов и приморских низменностей севера Якутии.

Для расчета теплового состояния многолетнемерзлых пород используется одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учетом фазовых переходов между мерзлым и талым грунтом [17, 18].

Район работ и новые данные о его средненеоплейстоцен-голоценовом развитии

В геолого-структурном отношении о. Новая Сибирь с прилегающими морями относится к эпипозднекиммерийской платформе. Преобладающую часть площади острова занимают апт-кайнозойские породы чехла мощностью до 300-400 м. К основанию относится участок высокого залегания юрских пород (до 60 м от поверхности) в его северной части. [8].

Исследованиями 2000-х гг. получены следующие данные о развитии о. Новая Сибирь:

1) Здесь и на о. Фаддеевский описаны пластовые льды [1] и доказан их ледниковый генезис [2, 3, 12]. Центр оледенения, происходившего в прибрежно-морских условиях, предположительно располагался на о-вах Де Лонга.

2) Пластовый лед и подстилающие его морские отложения ниже-канарчакской свиты были датированы концом среднего неоплейстоцена (МИС-6.1), а морские осадки перекрывающей лед верхне-канарчакской свиты - началом позднего неоплейстоцена (МИС-5) [2, 3]. Возраст оледенения коррелирует с новыми свидетельствами существования в МИС-6 в глубоководном центре Северного Ледовитого океана шельфового ледника толщиной 1 км [16]. Его южная граница находилась всего в 400 км от Новосибирского ледника. Существование Новосибирского ледника МИС-6 коррелирует также с масштабом оледенения в горах Северо-Востока Сибири. Снеговая линия располагалась там ниже и площадь оледенения была больше, чем в МИС-4 и МИС-2.

3) Передатированы отложения нерпичинской свиты, подстилающие канарчакскую свиту. По малакофауне они отнесены к концу раннего-среднему неоплейстоцену. На о. Новая Сибирь они преимущественно морские.

4) Выявлено, что известные ранее интенсивные складчато-надвиговые деформации мезо-кайнозойских отложений [8] связаны с экзарационной деятельностью ледника. Они являются гляциодислокациями [7]. В результате экзарационной деятельности ледника дислоцированные отложения срезаны на абс. отметках 40 м на севере о. Новая Сибирь и 30 м на о. Фаддеевский. Выровненная поверхность островов покрыта грубообломочной абляционной мореной. В ее составе встречаются валуны с ледниковой штриховкой. В поперечнике они достигают 1,5 м.

5) В разрезах островов Новая Сибирь и Фаддеевский зафиксирована смена морского режима осадконакопления континентальным. Это событие произошло не позднее 54 000 л.н. и выражено в постепенном перекрытии морской верхне-канарчакской толщи отложениями ледового комплекса (ЛК) позднего неоплейстоцена [2, 12]. Таким образом, новые данные показали, что значительную часть своей позднеледниковой истории территория о. Новая Сибирь находилась в морских условиях, и промерзание, если и имело место, было весьма ограниченным.

6) Оледенение региона в течение криохронов плейстоцена формировалось один раз – в МИС-6. Однократность подтверждается в криолитологии. Вместо традиционного ЛК на Ляховских о-вах и приморских низменностях севера Якутии формировались малольдистые отложения куччугуйской свиты. Они по В.Е. Тумскому [13] являются флювиогляциальными. На островах и континентальном побережье куччугуйские осадки связаны с таянием Новосибирского ледника, на приморских

низменностях - с таянием горных ледников. По данным изотопно-кислородного анализа повторно-жильных льдов (ПЖЛ) в кучугуйские зимы было холоднее, чем в периоды накопления ЛК. Дополнительное охлаждение обуславливалось климатообразующим воздействием ледника.

7) Существование ледника в стадии деградации в самое теплое время в последние 130 тыс. лет (МИС-5е) действовало также охлаждающе. Охлаждение было настолько велико, что на осушенном в то время проливе Дм. Лаптева (в 300-400 км от ледника) формировался быччагыйский ЛК [13]. По изотопным данным ПЖЛ зимы в это время были столь же холодными, как в МИС-4 или МИС-2.

8) Осушение о. Новая Сибирь произошло не позднее C^{14} 54 тыс.л.н. [2, 12]. Это – наиболее ранние даты присутствия мамонтового комплекса на о. Новая Сибирь и постепенной смены верхне-канарчакского морского осадконакопления накоплением ЛК позднего неоплейстоцена.

Перечисленное выше свидетельствует о том, что история геологического развития о. Новая Сибирь кардинально отличалась от развития прибрежных областей континента. На острове большую роль играли морские обстановки и оледенение среднего неоплейстоцена. На континенте в стабильно существовавших субаэральных условиях мерзлые породы могли формироваться, начиная с плиоцена [15]. На о. Новая Сибирь, наоборот, в течение среднего и начала позднего неоплейстоцена существовало море, исключавшее его глубокое промерзание. Возвышавшийся над морем ледник некоторое время являлся проводником атмосферного холода в толщу пород, однако редуцированным. И только с середины позднего неоплейстоцена, когда остров осушился, начинается его глубокое промерзание. Таким образом, остров и континент весьма существенно отличались продолжительностью периода промерзания в субаэральных условиях.

Результаты исследований

Анализ перечисленных и других данных [8, 14?] позволили выявить основные закономерности промерзания о. Новая Сибирь и составить сценарий геологического развития острова в последние 200 тыс. лет. В сценарии учтены гляциоизостатические движения, сопутствовавшие оледенению. В истории геокриологического развития региона выделяются четыре этапа: доледниковый (с рубежа раннего и среднего неоплейстоцена до 190 т.л.н.), ледниковый (конец среднего неоплейстоцена, 190-130 т.л.н), этап дегляциации (от 130 до 70-55 т.л.н.) и этап континентального развития и многолетнего промерзания пород (от 70-55 т.л.н. до современности). Оледенению и гляциоизостатическим движениям принадлежит особая роль в формировании ММП о. Новая Сибирь. Северная часть острова предположительно осушалась позже южной. Она представлена сейчас гляциоизостатически поднятой послеледниковой морской террасой, в южной части морские осадки перекрыты отложениями ЛК позднего неоплейстоцена. Поэтому в сценарии южной части осушение (около 70 тыс.л.н.) задано в соответствии с первыми датировками мамонтовой фауны и ЛК на острове. Задание осушения севера отнесено к 55 тыс. л.н. в соответствии с наиболее ранними датами озерного термокарста в МИС-3 на севере континента.

В этап континентального развития палеотемпературный сценарий строился на основе трансформации изотопной палеотемпературной кривой ст. Восток (Восточная Антарктида) в палеотемпературную модель о. Новая Сибирь. Трансформация осуществлялась с помощью палеотемпературных реконструкций Новосибирских островов и севера Якутии в температурные экстремумы среднего неоплейстоцена-голоцена.

Верификация сценария осуществлена в соответствии с разрезом скважины в пределах тектонического поднятия и выхода на поверхность пород верхнего мела (урочище Деревянные горы) и проведенными в ней геотермическими наблюдениями до глубины 200 м. Измерения температуры пород в интервале глубин 15-200 м произведены только на этих двух глубинах. Поэтому для оценки мощности ММП с помощью численного моделирования составлена модель геотермического градиента для верхней части разреза Деревянных гор. Анализ термограмм скважин островов Новая Сибирь и Ляховские показывает, что термический минимум МИС-2 не выражен в современном геотемпературном поле указанных островов. Поэтому модель построена в соответствии с составом и свойствами пород в порядке их напластования в угленосной толще верхнего мела, вскрытой скважиной. Верификация сценария дала возможность использовать его для расчета мощности мерзлых пород в различных частях о. Новая Сибирь.

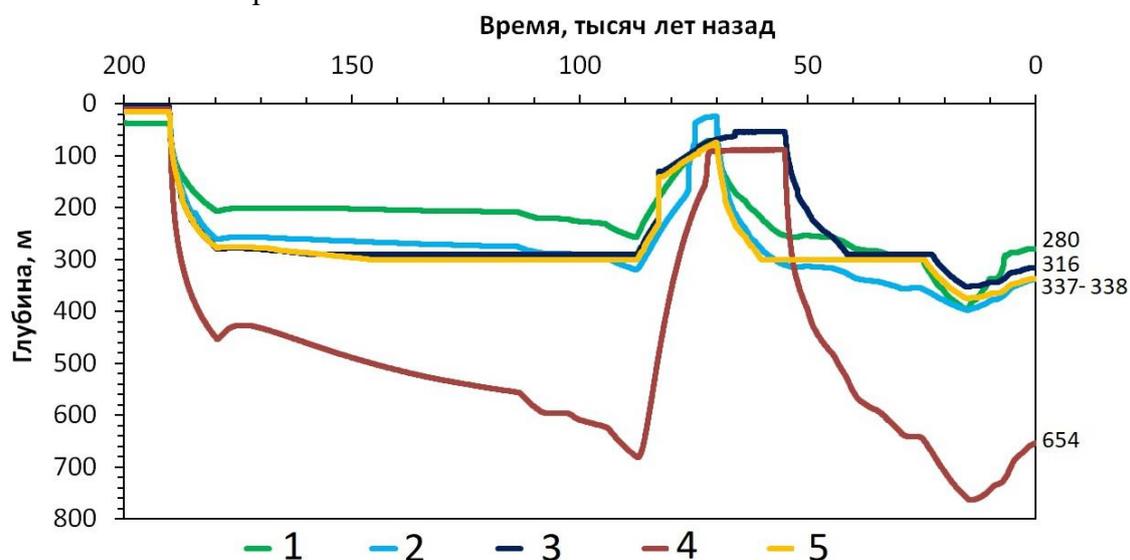


Рис. 1. Эволюция и современная мощность ММП в районах: 1 – тектонического поднятия Деревянных гор; 2 – морских голоценовых террас; 3 – севера о. Новая Сибирь (морская постледниковая терраса) (м. Каменный); 4 – поднятия фундамента; 5 – юга острова (равнина, сложенная ЛК позднего неоплейстоцена).

Условия формирования мощности ММП в наибольшей степени индивидуализированы на территории следующих частей острова. Это тектоническое поднятие в районе Деревянных гор, южная и северная части острова, различающиеся по времени их осушения, район неглубокого (60 м) залегания фундамента и голоценовые морские террасы. Геологические разрезы для указанных районов заданы по данным бурения, береговых обнажений и геологического картирования [7 8].

В результате численного моделирования получены данные об эволюции и современной мощности ММП для упомянутых районов (рис. 1).

В четырех из пяти районов мощность мерзлых пород составляет от 280 до 330 м. И только один район характеризуется значением около 650 м. Это район неглубокого (60 м) залегания фундамента эпикиммерийской плиты. Полученные величины мощности мерзлых пород позволяют высказать следующие соображения.

1. Глубина промерзания определяется двумя главнейшими факторами: историей геологического развития региона в неоплейстоцене-голоцене и геологическим строением. При сходной истории развития приоритетным являются различия в геологическом строении. Четыре района с меньшей мощностью мерзлоты

характеризуются мощным (300-400 м) рыхлым мезо-кайнозойским чехлом. Высокая влажность пород чехла, обуславливая большие затраты тепла на фазовые переходы в процессе промерзания-оттаивания, определяет их относительно неглубокое промерзание.

Наоборот, малая мощность чехла – 60 м – и почти полуторакилометровая толща практически безводных юрских песчаников, алевролитов, аргиллитов в районе поднятого фундамента, обладающих высокой теплопроводностью, определяет формирование мерзлых пород мощностью более 650 м.

2. Значительную роль свойств пород и, прежде всего, температуры замерзания поровой влаги, в формировании мощности мерзлоты демонстрирует эволюция мерзлой толщи на севере острова. Морской период здесь продолжался 33 тыс. лет, на 15 тыс. лет дольше, чем на юге острова. Однако он не сказался на сокращении мощности в этот период. На участке 3 (мыс Каменный) оттаивание остановилось на глубине 50 м, а на уч. 4 (поднятие фундамента) - на глубине 90 м. Остановка оттаивания на этих участках составила 10 и 15 тыс. лет соответственно. Причиной явилось установление подвижного равновесия на фронте оттаивания между притоком тепла из недр и его оттоком. Отток обуславливался разностью температур морской воды и замерзания поровой влаги. На участке 3 она составляла -1,5, на участке 4 – -1,8°C.

Значимая роль состава и свойств пород выявляется также при сравнении мощности мерзлых пород севера (район 3) и юга острова (районы 1, 2, 5), существовавших и промерзавших в субаэральных условиях 55 и 70 тыс. лет соответственно. По мощности они очень близки.

3. Роль истории геологического развития выявляется при сопоставлении мощности мерзлоты на равнинах, сложенных ЛК позднего неоплейстоцена, на острове Новая Сибирь и районе Ильдикиллях на континенте. Мощность мерзлой толщи на Новой Сибири на 120-170 м меньше, чем на участке Ильдикиллях, хотя он находится в 500 км южнее. Там, где разрез представлен преимущественно скальными породами (участок 4 и скважина в п. Тикси), мощность одинакова, несмотря на разницу в 400 км.

Различия в мощности обусловлены существенно меньшим сроком промерзания острова в субаэральных условиях. Оно длилось всего 55-70 тыс. лет, тогда как субаэральная обстановка на континенте существовала, начиная с плейстоцена.

4. Осуществлена верификация сценария в соответствии с геологическим разрезом, натурными и модельными геотермическими данными скважины с-А. В результате построена модель геотермического градиента одного из важнейших районов о. Новая Сибирь – поднятия Деревянных гор. Она отражает соответствие вариаций градиента составу и свойствам пород в порядке их напластования в угленосной толще верхнего мела, вскрытого скважиной.

5. Верификация дала возможность на основе численного моделирования охарактеризовать различие мощности ММП в соответствии с различием в геологическом строении острова. Области поднятия фундамента свойственны ярус ММП максимальной мощности (654 м) и расположенный ниже ярус охлажденных пород мощностью 10 м. Для плиты характерен только ярус ММП. Его мощность варьирует от 253 (область выхода на поверхность пород верхнего мела) до 340 м (равнина, сложенная ЛК, и участки голоценовых морских террас). Мощность ММП послеледниковой морской террасы составляет 320 м.

6. Выявлены основные факторы, определяющие формирование и распределение мощности ММП по территории. Это коэффициент теплопроводности и влажность пород. Первый определяет основные закономерности в распределении мерзлоты. Низкие значения λ бурого угля и высокие – плотных дислоцированных юрских песчаников, алевролитов, сланцев определяют экстремумы мощности ММП - 253 и 654

м - на обнажении верхнего мела в Деревянных горах и поднятии фундамента на севере острова соответственно.

Роль различий в сроках осушения севера и юга острова затушевывается влиянием свойств пород.

7. Мощность ММП о. Новая Сибирь весьма мала по сравнению с таковой в приморской зоне континента. Основной причиной являются различия в сроках существования и промерзания осадочных толщ в субэаральных условиях острова и континента. Для острова Новая Сибирь это 70-55 тыс. лет. Для приморских зон континента возраст первых проявлений мерзлоты отсчитывается, по меньшей мере, от двух миллионов лет назад. Мощность ММП на острове сократилась в голоцене. Однако основной тенденцией в их развитии продолжает оставаться агградация мерзлоты в силу несоответствия низкой температуры пород в слое их годовых колебаний (-13.5°C) малой мощности ММП (250-340 м в пределах плиты).

Выводы

1. История геологического развития региона определила строение мезо-кайнозоя Новой Сибири, развитие криосферы и формирование ее мощности в последние 200 тыс. лет.

2. Меньшая мощность мерзлых пород о. Новая Сибирь, чем на побережье континента, обуславливается существенно меньшим временем их существования и промерзания в субэаральных условиях.

3. Большую роль в формировании мощности мерзлых пород о. Новая Сибирь играют также состав, водно-физические и теплофизические свойства пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН (проект 0251-2021-0003) (в части разработки модели и численного моделирования).

Литература

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Материалы гляциологических исследований, 2006, вып. 101. С. 143-145.
2. Базилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (Новая Сибирь) // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, 2007, № 67. С. 76-84.
3. Базилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - датирования раковин моллюсков. Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 506-514.
4. Гаврилов А.В. Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене – голоцене). Автореф.... д.г.-м.н. М., 2008, 48 с.
5. Геокриологическая карта СССР, м-б 1:2 500 000 (Ред. Э.Д. Ершов). М., МГУ, геологический ф-т, 1991.
6. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток (ред. Э.Д. Ершов). М. Недра, 1989. 515 с.
7. Голионко Б.Г., Базилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника, 2019, № 6. С. 46-64.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 - Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
9. Зайцев В.Н., Соловьев В.А., Плетнев В.Е. Формирование мощности и строения криогенной толщи // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток (под ред. Э.Д. Ершова). М.: Недра, 1989, с. 262-273.
10. Основы геокриологии, ч. III. Региональная и историческая геокриология. М., Изд-во МГУ, 1998. 575 с.

11. Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субарктической мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, изд. ИМ СО АН СССР, 1981. С. 28-38.
12. Тумской В.Е., Базилян А.Э. Опорный разрез о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере, СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С.107.
13. Тумской В.Е. Особенности криолитогеоза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене-голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1. С. 12-21.
14. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М. Недра, 1972. 157 с.
15. Шер А.В. Возраст четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления // Докл. АН СССР, 1984, т.278, №3. С. 708-713.
16. Jakobsson M., Nilsson J., Anderson L., Backman J. et al. Evidence for an ice shelf covering the central Arctic Ocean during the penultimate glaciation // NATURE COMMUNICATIONS | 7:10365 | DOI: 10.1038/ncomms10365 | www.nature.com/naturecommunications
17. Malakhova, V.V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf. In Proceedings SPIE: 24nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2018, 10833, pp. 108337T.
18. Malakhova, V.V., Eliseev, A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments. Global and Planetary Change 2020, 192, 103249. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249

СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЛЕНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

**Галанин А.А.¹, Васильева А.Н.¹, Павлова М.Р.¹, Шапошников Г.И.¹,
Торговкин Н.В.¹, Тихонравова Я.В.¹, Лыткин В.М.¹**

¹Институт мерзлотоведения СО РАН им. П.И.Мельникова, Якутск, Россия,
agalanin@gmail.com

Рассмотрены строение и состав стабильных изотопов залежи пластовых льдов Приленского плато, залегающей в основании покровных niveo-эолиных отложений дьолкуминской свиты (МИС 2). Мощность залежи составляет 70 м, мощность 2,5-3 м. Осредненный изотопный состав (18 образцов) (N=18; $\delta^{18}\text{O}=-31,1\pm 1,1$; $\delta\text{D}=-241,2\pm 9,4$; dex=7,8 \pm 1,0) указывают на сходство с зимними атмосферными осадками Якутска, а также с древними полигонально-жильными льдами региона. Особенности строения залежи указывают на ее сегрегационно-инъекционное происхождение.

STRUCTURE AND ISOTOPE COMPOSITION OF ICE FORMATION IN LATE QUATERNARY DUNE SEDIMENTS OF THE PRILENSKY PLATEAU (EASTERN SIBERIA)

Galanin A.A.¹, Vasil'eva A.N.¹, Pavlova M.R.¹, Shaposhnikov G.I.¹, Torgovkin N.V.¹, Tikhonravova Y.V.¹, Lytkin V.M.¹

Melnikov permafrost institute SB RAS, Yakutsk, Russia, *agalanin@gmail.com*

The structure and stable isotope composition of the massive ice deposit of the Prilensky Plateau, which occurs at the bottom of the niveo-eolian sand cover deposits of the D'olkuma Series (MIS 2), are considered. The thickness of the massive ice deposit is 70 m, the thickness is 2.5-3 m. The average isotope composition (N=18; $\delta^{18}\text{O}=-31,1\pm 1,1$; $\delta\text{D}=-241,2\pm 9,4$; dex=7,8 \pm 1,0) indicates similarity with the modern winter precipitation in Yakutsk, and also with ancient polygonal ice wedges of the region. The structural features of the deposit indicate its segregation-injection origin.

Ископаемые залежи пластовых льдов весьма широко распространены в пределах арктических низменностей Северной Евразии и Северной Америки [2, 3]. Вопросы

таксономии и генезиса данных образований дискутируются уже более полувека. Предполагают, что в пределах ареалов четвертичных оледенений некоторые из них имеют осадочно-метаморфическое происхождение и являются законсервированными в мерзлоте остатками ледников [1, 16, 18, 20, 22]. Во внеледниковых районах формирование пластовых залежей связывается с процессами сегрегации грунтовой влаги в ходе промерзания обводненной толщи [4, 5, 10] или инъекции и одновременной сегрегации [3, 4, 11, 12, 14]. Некоторые исследователи полагают, что ряд пластовых залежей представляют собой ископаемые рекристаллизованные снежники, законсервированные в составе многолетнемерзлой толщи терригенных отложений [13, 20].

Большая часть исследованных пластовых залежей приурочена к арктическим низменностям с холодным умеренно влажным климатом. Гораздо меньше имеется данных о строении пластовых льдов континентальных районов Восточной Сибири. На этом основании некоторые исследователи полагают, что пластовые льды вообще не характерны для данных регионов. Так Ю.К. Васильчук [3] указывает, что Якутия является странным исключением, где на фоне весьма широкого распространения массивных позднеплейстоценовых и голоценовых полигонально-жильных льдов, практически отсутствуют пластовые залежи.

В действительности, залежи пластовых льдов довольно широко распространены в континентальных районах северо-восточной Азии, а в Центральной Якутии данные образования весьма подробно описаны в монографии М.С.Иванова [9]. На основе множества геохронологических скважин, пробуренных автором в 1980 г. в пределах бестяхской и тунгулинской террас р. Лены, установлены прослой и пласты льдов мощностью от нескольких сантиметров до 3-4 м и протяженностью до 100 м и более. Автор указывает, что специфической особенностью данных льдов является их приуроченность к песчаным пакетам дьолкуминской свиты (МИС 2) с наклонной и диагональной слоистостью, причем слоистость льда полностью повторяет структуру вмещающих отложений [7]. К сожалению, в материалах М.С.Иванова [7] не приводится данных о химическом и изотопном составе обнаруженных льдов, кроме того, механизмы их происхождения остаются неясными.

Парадоксально, но льдистость (влажность) широко распространенных в Центральной Якутии покровных дюнных песков дьолкуминской свиты, как правило, необычайно низкая (1-15%). Например, в лесово-ледовых покровах (едомная свита) объемная льдистость превышает 50% и нередко достигает 80-90%. Низкая сингенетическая льдистость (влажность) отложений дьолкуминской свиты связана с ее формированием в холодных гипераридных условиях субаэрального осадконакопления [6, 8]. Поэтому в данных отложениях распространены криотекстуры сублимационного генезиса (контактная, тонкошлифовая, комковатая и др.). Полигонально-жильные льды также практически никогда не встречаются в отложениях данной свиты.

Присутствие значительных по мощности залежей пластовых льдов установлено в пределах Приленского плато в ходе инженерных изысканий ИМЗ СО РАН в 2012 г. вдоль автодороги Якутск-Вилюйск (26-44 км). Здесь в пределах дефляционно-аккумулятивной равнины между руч. Сайилык-Юрях и р. Кенкеме в гипсометрическом интервале 220-250 м распространен позднечетвертичный эоловый мезорельеф, образованный мозаикой ориентированных в юго-восточном направлении песчаных грив, холмов и вытянутых дефляционных котловин, закрепленных сосново-лиственнично-березовым редколесьем. Под покровом хорошо сортированных кварцевых песков (дьолкуминская свита) мощностью 8-12 м, лежит кора выветривания мезозойских песчаников с прослоями лигнитов. Наиболее крупные пласты льда приурочены к подошве свиты на глубине 8-10 м, более тонкие прослой мощностью 30-

50 см установлены в интервале 2,5-4 м от дневной поверхности. В подошве свиты также установлены торфяные палеопочвы с фрагментами древесной растительности. По обломку лиственницы с глубины 9,8 м была получена ^{14}C дата ($48,6 \pm 3$ тыс.л.н., МРІ-24). К сожалению, в ходе бурения опробование пластовых льдов на химический и изотопный составы не выполнялось.

В 2011 г. в результате бурения в пределах Лено-Амгинского водораздела (тунгулинская терраса, 220-250 м н.у.м.) в 80 км к востоку от г. Якутска под покровными лессово-ледовыми отложениями с массивными ПЖЛ (едомная свита) в интервалах 12-17, 23,3-24,4 и 33,6-39 м от дневной поверхности В.Б.Спектором с соавт. [13] были вскрыты тонкослоистые пластовые льды. Их изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -30,8 \pm 0,9\text{‰}$; $\text{D} = -227,9 \pm 6,9\text{‰}$) по мнению авторов близок к составу зимних атмосферных осадков Центральной Якутии. Особенности строения и ксеротермический состав пылицы исследованных льдов позволили авторам высказать оригинальную идею об их осадочно-метаморфическом происхождении путем рекристаллизации погребенных снежников каргинского термохрона (МИС 3) [13].

Действительно, широкое распространение прослоев фирна и фирнового льда в современных нивейно-эоловых отложениях сухих долин Антарктиды [8] позволяет допустить возможность захоронения снежников в составе некоторых фаций покровных отложений Центральной Якутии в наиболее холодные интервалы позднего неоплейстоцена, а также последующую их консервацию в составе многолетнемерзлой толщи. Вместе с тем, для подтверждения данного предположения необходимы дополнительные комплексные исследования.

Осенью 2019 г. в 2 км к северу от п. Верхний Бестях (100 км к югу от г. Якутска) в карьере (61.3914° с.ш., 128.8644° в.д.) по разработке строительного щебня авторами настоящей статьи была исследована специфическая залежь пластовых льдов, приуроченная к кровле коренных кембрийских известняков и перекрытая сверху мерзлыми песками и супесями мощностью около 8 м. Их гранулометрический и минералогический составы, условия залегания, специфические типы слоистости и слойчатости проявляют большое сходство с покровными песками дьолкуминской свиты [8]. Разрез с залежью пластовых льдов приурочен к верхней части северного борта долины р. Сасабыт, врезанной в пологоволнистую цокольно-аккумулятивную водораздельную поверхность с абсолютными отметками 180-200 м. Максимальная мощность залежи достигает 2,5-3 м, а ее протяженность составляет около 70 м.

На участке исследований в северной части карьера авторами был зачищен и опробован на различные виды анализов (рис. 2) следующий разрез (сверху-вниз).

0-15 см. Почвенно-растительный слой;

15-120 см. Сезонно-талый слой, сложенный мелкозернистым песком светло-палевого цвета с суглинистыми вкраплениями, слоистость неявная, деформированная склоновыми процессами;

120-820 см. Песок светло-палевый сухо мерзлый с систематическими тонкими волнистыми прослоями темной супеси пылеватой толщиной от 1 мм до 2-3 см, единичными нитевидными корешками, слоистость горизонтальная, местами слабоволнистая, криотекстура преимущественно тонкошлировая или комковатая. В минералогическом составе пакета (9 проб) представлены кварц ($51,2 \pm 5,4\%$), полевой шпат ($45,1 \pm 7,4\%$), обломки пород ($2,7 \pm 2,9\%$) и тяжелая фракция ($1,8 \pm 0,3\%$). Тяжелая фракция представлена амфиболами ($36,2 \pm 4,0\%$), эпидотом ($21,0 \pm 4,7\%$), ильменитом ($15,7 \pm 3,1\%$) и цирконом ($6,7 \pm 2,6\%$). В целом структурно-литологические признаки данного пакета характерны для нивейно-эоловой фации дюнных отложений;

820-900 см. Суглинок темно-серого (до сизого) цвета, мерзлый плотный, интенсивно криотурбирован, местами разбит трещинами, заполненными светлым песком вышележащего пакета, включает линзы тонкодисперсного гумусированного торфа, обломки древесины, обломки костей мамонтовой фауны. В минералогическом составе пакета (2 пробы) установлены кварц (64,3-59,6%), полевой шпат (25,8-31,0%), карбонаты (3-13%), обломки пород (0-1%) и тяжелая фракция (1,6-2,4%). Тяжелая фракция представлена амфиболами (42,1-42,7%), эпидотом (12,5-17,0%), ильменитом (19,1-19,5%) и цирконом (9,0-11,5%). В целом данный пакет представляет собой хорошо развитую дерново-торфянистую палеопочву;

900-1200 см. Пластовая залежь, сложенная прозрачным, реже мутным льдом с систематическими тонкими (1-3 мм) горизонтальными и волнистыми прослоями желтого песка, единичными окатышами торфа и растительного детрита. Весовая льдистость залежи варьирует от 90 до 99%. В минералогическом составе песчаных прожилков (12 проб) установлены кварц ($51,2 \pm 6,0\%$), полевой шпат ($41,3 \pm 3,7\%$), глинисто-слюдистые агрегаты ($7,1 \pm 5,8\%$) и тяжелая фракция ($1,8 \pm 1,2\%$). Тяжелая фракция представлена амфиболами ($44,7 \pm 14,9\%$), эпидотом ($15,2 \pm 4,9\%$), ильменитом ($15,1 \pm 7,5\%$), цирконом ($12,1 \pm 4,7\%$), гранатом ($9,6 \pm 4,1\%$), пироксенами ($2,3 \pm 1,1\%$), апатитом ($1,6 \pm 1,4\%$), сфеном ($1,2 \pm 1,0\%$). В группе акцессорных минералов присутствуют гидроокислы железа, хлорит, биотит, лейкоксен и турмалин;

>1200 см. коренные известняки темно-серого цвета, кровля фрагментирована многочисленными трещинами, криотекстура трещинная.

Изучение образцов пластовых льдов с помощью полароида показало, что они представлены преимущественно прозрачным слоистым льдом с рассеянными сферическими и цилиндрическими пузырьками воздуха разного размера, ориентированными перпендикулярно слоистости. Слоистость горизонтальная, местами слабоволнистая, образована заземленными минеральными прослоями (толщиной 0,5-3 мм и более), выражена в текстуре и структуре льда (см. рис. 1в, г). Структуру льда идиоморфно- и гипидиоморфнозернистая, в вертикальном срезе ее слагают не крупные слабо вытянутые кристаллы. В горизонтальном срезе структура льда гипидиоморфозернистая, кристаллы более изометричны без выраженной ориентировки. Средний поперечник кристалла варьирует в пределах 0,4-0,6 см, кристаллы однородны по размерам, средняя площадь кристаллов 0,1-0,3 см². У минеральных прослоев, являющихся очагами кристаллизации, отмечены мелкие кристаллы менее 0,2 см.

Минералогический состав песчаных прослоек и включений идентичен составу перекрывающих песков. По содержанию главных и второстепенных минералов данные пески весьма сходны с отложениями дьолкуминской свиты охарактеризованными в опорном обнажении Песчаная Гора [8]. Что может свидетельствовать о сегрегационно-инъекционном происхождении залежи пластовых льдов.

Из пластовой залежи сверху-вниз было отобрано 13 образцов льда. Их осредненный изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -31,1 \pm 1,1$; $\delta\text{D} = -241,2 \pm 9,4$; dex = $7,8 \pm 1,0$) и положение на диаграмме $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ указывают на сходство с зимними атмосферными осадками Якутска, а также с древними полигонально-жильными льдами, исследованными авторами ранее в пределах Приленского плато [6]. Сходство составов подтверждается близкими угловыми коэффициентами линейных регрессий (см. рисунок 2б).

В исследованной пластовой залежи величина $\delta^{18}\text{O}$ слабо варьирует по разрезу, снижаясь от подошвы к кровле залежи на 2-2,5‰. В том же направлении величина D повышается на 5-6‰, а дейтериевый эксцесс снижается от 7 до 9‰. Данное поведение изотопных характеристик может свидетельствовать о криогенном изотопном фракционировании грунтовых вод в результате промерзания обводненного слоя

сверху-вниз в условиях замкнутой или полузамкнутой системы. Данный факт свидетельствует в пользу сегрегационного происхождения исследуемой ледяной залежи.

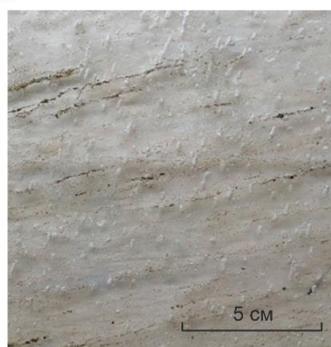
а



б



в



г

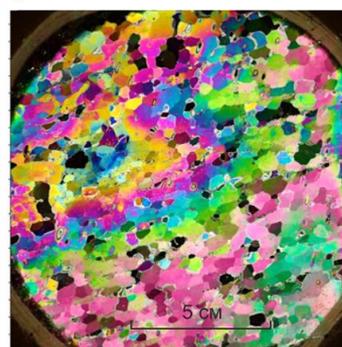


Рис. 1. Вскрытая карьером залежь пластовых льдов в 2 км от п. Верхний Бестях. Приленское плато. а –общий вид исследованного участка карьера; б – горизонтальные прослои крупного песка в пластовом льду; в – текстура льда с пузырьками, ориентированными перпендикулярно слоистости; г – кристаллическая структура льда в поляризованном свете

Химический состав исследованных пластовых льдов (5 проб) характеризуются нейтральной окислительной реакцией ($pH = 6,89-7,10$; $Eh = 341-385$). Расплав льдов имеет гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. По показателю общей жесткости определяются как мягкие (1,028-2,371 мг-экв/л), по величине общей минерализации - как умеренно пресные (0,1379-0,3872 г/дм³). От кровли к подошве ледяной залежи (сверху-вниз) наблюдается закономерное увеличение минерализации (от 56 до 160 мг/л), что свидетельствует о внутригрунтовом сегрегационно-инфильтрационном происхождении данных льдов [2, 3].

С другой стороны, исключительно легкий изотопный состав исследованной ледяной залежи (легче, чем составы ископаемых полигонально-жильных льдов МИС 3), высокий дейтериевый эксцесс и угловой коэффициент линейной регрессии указывают на атмосферное происхождение.

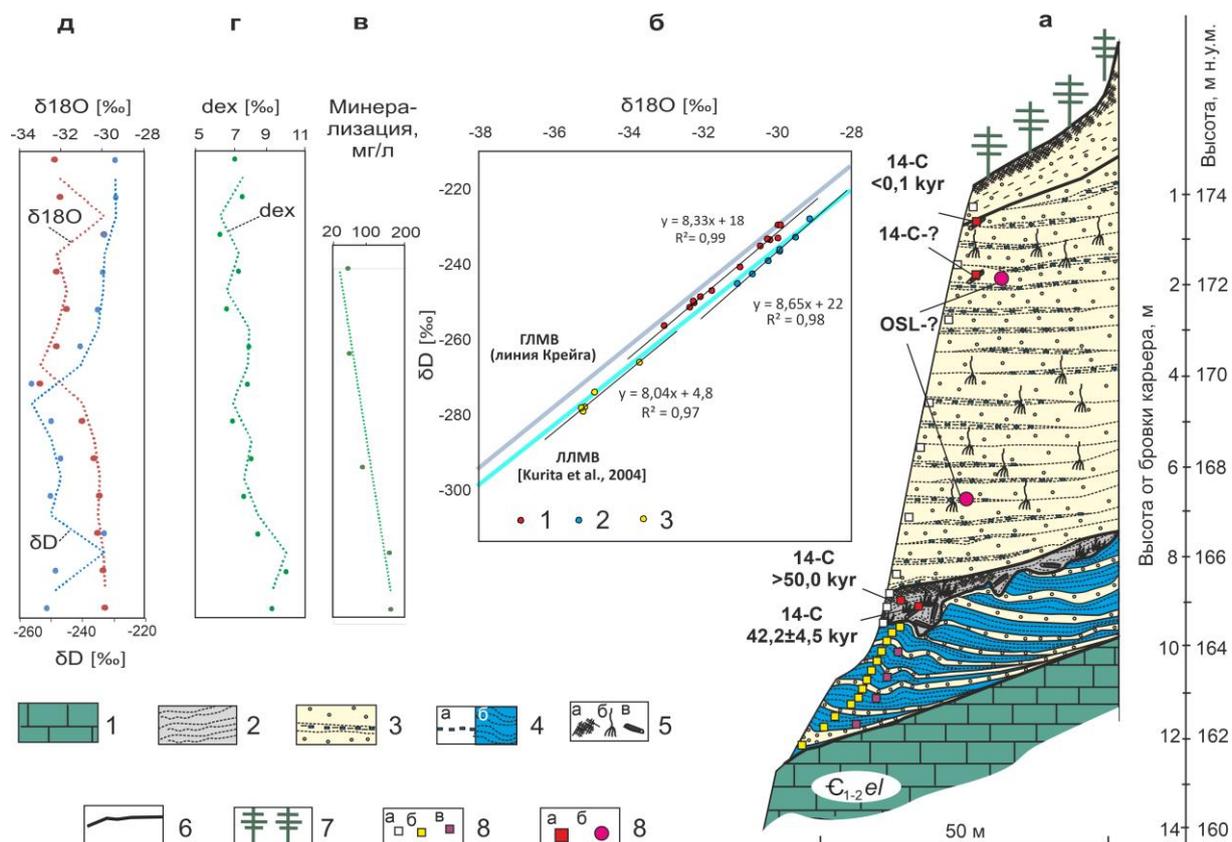


Рис. 2. Строение (а) и состав стабильных изотопов (б-д) залежи пластовых льдов. а – разрез стенки карьера: 1 – коренные известняки нижнего кембрия (еланская свита); 2 – мерзлые интенсивно криотурбированные сизые суглинки с линзами гумуса, торфа, обломками древесины и костными остатками мамонтовой фауны; 3 – светло-палевые мелкие пески с систематическими темно серыми прослоями песков пылеватых, сухо-мерзлые, с преобладанием сублимационных криотекстур; 4а – тонкие прослои (0,5 мм) и мелкие миндалины сублимационного льда; 4б – горизонтально-слоистая залежь льда с волнистой слоистостью; 5 – органические включения: а – тонкодисперсных торф, б нитевидные корешки, в обломки древесины; 6 – резкие фациальные границы и несогласия; 7 – современная растительность; 8 – точки отбора проб на следующие виды анализов: а – гранулометрический и минералогический, б – состав стабильных изотопов, в – химический анализ; 8 – точки абсолютных датировок (в т.ч. ожидаемых): а – радиоуглеродные, б – ОСЛ. Изотопный состав: б – сравнение отношения $\delta^{18}\text{O}/\text{D}$ в пластовой залежи и полигонально-жильных льдах: 1 – исследованная пластовая залежь, 2, 3 – полигонально-жильные (2) и пластовые (3) льды в окрестностях п. Тит-Ары (Приленское плато) по данным [6]; в – вариация минерализации поперек залежи; г-д – вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ (д) D (д) и dex (г)

В настоящее время для исследованного разреза имеется три радиоуглеродные даты. Две из них (>50,0 и 42,2±4,4 тыс. л.н.) получены по обломкам древесины из перекрывающее ледяную залежь палеопочвы (см. рис. 2). Эти даты близки к пределу радиоуглеродного метода и могут свидетельствовать о каргинском (МИС 3) или более древнем возрасте пластовой залежи. Радиоуглеродная дата, отобранная в 1,5 м от кровли песчаного пакета, показала современный возраст. Еще два образца были отобраны на ОСЛ-анализ (результаты ожидаются) из песчаной пачки с глубины 2 и 7 м,

что, возможно прояснит возраст перекрывающих пластовую залежь песчаных niveйно-эоловых отложений.

Таким образом, необходимо заключить следующее. Залежи пластовых льдов весьма широко распространены в Центральной Якутии. Они установлены в составе многолетнемерзлых пород дьолкуминской и едомной свиты, слагающих высокие террасы р. Лены, а также распространены в пределах Приленского плато в составе дюнных отложений дьолкуминской свиты МИС 2. Несмотря на весьма легкий изотопный состав и сходство с зимними атмосферными осадками исследованная в окрестностях п. Верхний Бестях пластовая залежь, имеет гидрогенное сегрегационно-инъекционное происхождение. Очевидно, что она формировалась на протяжении последнего криохрона (МИС 2) вблизи бровки северного борта долины р. Сасабыт в подошве песчаной дюны. Подобные дюны, формирующиеся на подветренных склонах (в ветровой тени), именуется «теневыми дюнами». Особенности литологии, структуры и вероятный возраст (МИС 2) данных отложений полностью идентичны эоловым пескам дьолкуминской свиты, опорный разрез которой детально рассмотрен ранее [8].

Вместе с тем, причины весьма легкого изотопного состава пластовых льдов Центральной Якутии и сходство с одновозрастными полигонально-жильными льдами остаются неясными. По-видимому, для понимания условий образования подобных льдов необходимы дальнейшие исследования.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.

Литература

1. Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.
2. Белова Н.Г. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря // Лёд и Снег, 2015. № 55(2). С. 93-102.
3. Васильчук Ю.К. Некоторые очевидные свидетельства внутригрунтового генезиса пластовых льдов на севере Евразии // Арктика и Антарктика, 2020. № 1. С. 23-34.
4. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли, 2016. Т. XX. № 1. С. 36-50.
5. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли, 2016. Т. XX. № 1. С. 36-50.
6. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019. Т. XXIII. № 1. С. 3-16.
7. Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А. Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лёд и Снег, 2019. № 59(3). С. 333-354.
8. Галанин А. А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли, 2021. Т. 25. № 1. С. 3-34.
9. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 126 с.
10. Королева Е.С., Слагода Е.А., Бабкина Е.А., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В., Факашук Н.Ю. Структурно-текстурные особенности генетических типов пластовых и жильных льдов и условия их образования в низовьях реки Гыда // Арктика и Антарктика, 2020. № 4. С. 15-31.
11. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М., Науч. мир, 2010. 352 с.
12. Слагода Е.А. Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Рогов В.В. Строение и разновидности подземных льдов в верхннеоплейстоцен-голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI, № 2. С. 9-22.
13. Спектор В.Б., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. Погребенные снежники на Лено-Амгинской равнине // Криосфера Земли, 2011. Т. 15. № 4. С. 18-24.

14. Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, 2003. Т. VII. № 1. С. 63-75.
15. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
16. Coulombe S., Fortier D., Lacelle D., Kanevskiy M. and Shur Y. Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada) // Cryosphere, 2019. No. 13(1). P. 97-111.
17. French H.M. and Harry D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western arctic coast, Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 1990. No. 1(1). P. 31-43.
18. French, H.M., Harry, D.G. Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, western Canadian Arctic. Journal of Quaternary Science. 1988. No. 3. P. 19-30.
19. Lacelle D., Lauriol B., Clark I. D., Cardyn R., Zdanowicz C. Nature and origin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine Complex, central Yukon Territory, Canada // Quaternary Research, 2007. No. 68(02). P. 249-260.
20. Lacelle D., St-Jean M., Lauriol B., Clark I. D., Lewkowicz A., Froese D. G., Kuehn S. C., and Zazula, G. Burial and preservation of a 30,000 year old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central Yukon, Canada // Quaternary Sci. Rev., 2009. No. 28. P. 3401-3413.
21. Mackay J.R. Massive ice: some field criteria for the identification of ice types. In: Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Paper 89-1G. 1989. P. 5-11.
22. Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R., 2005. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide ice sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Quaternary Science Reviews, 2005. No. 24. P. 681-708.
23. Tikhonravova Ya., Rogov V., Slagoda E. Genetic identification of nature ice by petrographic method // Geography, Environment, Sustainability, 2021.

ПОСТКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ III ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНОЙ РАВНИНЫ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В РАЙОНЕ ПОС. ГАЗ-САЛЕ

Иванов В.И., Слагода Е.А., Королева Е.С.

Институт криосферы Земли ФИЦ ТюмНЦ СО РАН, Россия, г. Тюмень;
ivanovvi.tyum@gmail.com

Одной из проблем криолитологии является изучение посткриогенных образований для выяснения причин и условий криогенеза вмещающих отложений. Формирование посткриогенных структур влияет не только на породы, в которых они находятся в талом и мерзлом (вторичное промерзание) состоянии, но и на окружающие ландшафты и экзогенные процессы. Исследования природы посткриогенных образований содержат фундаментальные основы изучения палеогеоморфологической истории районов их распространения, которые занимают обширные пространства северного полушария.

POST-CRYOGENIC FORMATIONS IN THE DEPOSITS OF THE III ALLUVIAL-LACUSTRINE PLAIN OF THE PUR-TAZ INTERFLUVE IN THE AREA OF THE GAZ-SALE

Ivanov V.I., Slagoda E.A., Koroleva E.S.

Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia, Tyumen;
ivanovvi.tyum@gmail.com

One of the problems of cryolithology is the study of post-cryogenic formations to determine the causes and conditions of cryogenesis of host deposits. The formation of post-cryogenic structures affects not only the rocks in which they are in a thawed and frozen (secondary freezing) state, but also the surrounding landscapes and exogenous processes. Studies of the nature of post-cryogenic formations contain the fundamental foundations for studying the paleogeomorphological history of their distribution areas, which occupy vast expanses of the northern hemisphere.

Следы мерзлотных процессов и явлений прошлого, как правило позднечетвертичного времени, в верхней части дисперсных отложений севера Западной Сибири встречаются довольно часто. На исследуемой территории современный рельеф водораздельных пространств достаточно сильно видоизменен в результате промерзания и образования льда в осадочных отложениях. Так называемые псевдоморфозы по полигонально-жильному льду можно с легкостью обнаружить благодаря выраженному бугристо-западинному и блочно-полигональному рельефу [3]. В их разрезах нередко встречаются криогенные инволюции и криотурбации, реликтовые бугры пучения и чаши протаивания – сопутствующие образования с псевдоморфозами. Их выделяют, как правило, под общим названием посткриогенных образований – результат криогенеза осадочных отложений и последующего вытаивания льда в них. Посткриогенные образования изучаются для понимания процесса криогенеза в прошлом и его влияния на современные процессы (почвенные, экзогенные) – что и побудило нас к рассмотрению этого вопроса.

Многообразие посткриогенных образований связано в первую очередь с тем, в каких отложениях и элементах рельефа они формировались. При вытаивании льда одни породы могут испытывать наиболее динамичные изменения, чем другие. Например, если сравнивать посткриогенные образования в песчаных и суглинистых отложениях, то результат сразу очевиден: чем тоньше частицы, тем большим изменениям подверглись отложения в результате увеличения их влажности при вытаивании. Мы ставим перед собой задачей выявить эти изменения, изучить их природу образования и оценить современное влияние на ландшафты.

В 2021 году мы провели изучение разрезов дисперсных отложений по трансекте Салехард-Надым-Новый Уренгой-Тазовский. Точек наблюдений было не так много, чтобы выявить закономерность в формировании посткриогенных образований данной территории, их локальную изменчивость – первое посещение разрезов носило в основном описательный характер. В данной работе приведем таковые по изучению разрезов позднечетвертичных отложений Пур-Тазовского междуречья в районе поселков Тазовский и Газ-Сале.

Разрезы приурочены в геоморфологическом плане к III озерно-аллювиальной равнине [1]. На космоснимках отчетливо дешифрируется полигональный рисунок на ее поверхности, на склонах он сильно видоизменен в результате эрозийной и снеговой деятельности, как, впрочем, и на большинстве водоразделов севера Западной Сибири. В районе поселков Тазовский и Газ-Сале были заложены карьеры в отложениях этой равнины еще в 60-х г, где в одном из таких были проведены полевые работы. Данный карьер расположен у автомобильной дороги в 19 км от пос. Тазовский в сторону пос. Газ-Сале. В виду глубоко врезанной стенки, порядка более 4 метров, здесь активно развивается овражная эрозия, которая наследует полигональный рисунок в плане и позволяет изучить разрезы вдоль склона. Верхняя часть отложений неизвестной мощности была удалена вместе с растительностью вовремя подготовки карьера. Сейчас эта поверхность уже достаточно плотно покрыта растительностью, из-за чего полигоны на космоснимке не просматриваются. В верхнем слое мощностью около 0,3-0,4 м в настоящее время происходят процессы локального образования пятен-медальонов и заметно влияние склоновых процессов. В нескольких разрезах, заложенных в стенках оврагов, были обнаружены структуры, представленные в разрезе в виде клиновидных и чашеобразных образований. Вмещающие отложения сложены переслаивающимися песками, супесями и суглинками параллельной слоистости. В одном из разрезов на контакте с одной из таких сложных структур вмещающие слои резко выгибаются кверху, образуя полукруг (рис). Зачистка разреза в стенке оврага также позволила удостовериться в том, что овражная эрозия направлена по межполигональным

понижениям, чем объясняется полигональный рисунок в плане. Врез канавы располагается строго над структурой.

Другой разрез мощностью около 2 м был заложен на Мамийском мысу левобережья р. Таз в верх по течению от пос. Газ-Сале. В нем обнаружена клиновидная структура в виде грунтовой жилы, хвост которой вскрыть не удалось. Вмещающие отложения в этой части III озерно-аллювиальной равнины представлены преимущественно слоистыми песками. В результате склоновых процессов ось жилы наклонена относительно дневной поверхности, а вмещающие отложения смещены по трещинам в виде отдельных блоков, что возможно произошло еще в процессе вытаявания. В верхней части разреза, над самой жилой, отложения представлены суглинками, заполняющими межполигональное понижение, которые при физическом воздействии на них приобретали текучее состояние.

В результате проведенных полевых работ в районе пос. Тазовский и Газ-Сале в 2021 году нами были обнаружены посткриогенные образования в верхней части разреза III озерно-аллювиальной равнины. Полностью вскрыть разрезы не удалось, но по первым признакам эти структуры можно отнести к псевдоморфозам по полигонально-жильному льду и изначально-грунтовым жилам. При сравнении этих разрезов с теми, что были в районе пос. Пангоды Надымского района заметно наибольшее изменение первоначального залегания слоев и посткриогенных структур в результате вытаявания и влияния склоновых процессов [2]. Это связано в первую очередь с присутствием глинистого материала в большем объеме и положении разрезов у края склонов.

Литература

1. Геокриология СССР. Западная Сибирь/Под ред. Э.Д. Ершова. – М.; Недра, 1989. – 454 с.
2. Иванов В.И. Строение и происхождение системы полигонально-жильных структур в районе верховьев р. Правая Хетта (Надым-Пуровское междуречье) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 8. Санкт-Петербург. 2021. – с. 87-90.
3. Попов А.И. Избранные труды и о нем. К 100-летию со дня рождения. – М.: Научный мир, 2013. – 536 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДОВЫХ КУПОЛОВ И ПОТОКОВ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ВО ВРЕМЯ МИС2-6

Кашдан А.И.¹, Шейнкман В.С.^{2,3}

¹Группа палеогляциологических исследований, Монреаль, Канада;
adamykashdan@gmail.com

²Институт криосферы Земли, ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия;
vlad.sheinkman@mail.ru

³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Современные наблюдения на Гренландских и Антарктических ледниках показывают, что некоторые ледники, сохраняющиеся на пиках рельефа ложа, внезапно отступают через годы или десятилетия после начала локального потепления океана или атмосферы. Используя палеогляциологическое моделирование, мы показали, что сохранение ледников может привести к двум очень разным вариантам развития событий: один - когда ледники сохраняются на вершинах ложа неопределенно долго, а другой - когда ледники внезапно отступают от вершины ложа без сопутствующего климатического воздействия в период МИС2 и МИС6.

RECONSTRUCTION OF THE EVOLUTION OF ICE DOMES AND FLOWS OF THE BARENTS-KARA ICE SHEET DURING MS2-6

Kashdan A.Y.¹, Sheinkman V.S.^{2,3}

¹Paleoglaciology Research Group, Montreal, Canada; *adamykashdan@gmail.com*

²Earth Cryosphere Institute, Tyumen FRS, SB RAS, Russia; *vlad.sheinkman@mail.ru*

³Tyumen State University, Tyumen, Russia

Contemporary observations on Greenland and Antarctic glaciers show that some glaciers preserved at the peaks of the bed topography suddenly retreat years or decades after the onset of local ocean or atmospheric warming. Using paleoglaciological modeling, we have shown that glacier retention can lead to two very different developments: one, when glaciers persist at the bed peaks indefinitely, and the other, when glaciers suddenly retreat from the bed top without concomitant climatic forcing during MIS2 and MIS6.

Потеря массы современных ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды ускорилась в последние десятилетия, что обусловлено растущим таянием на их поверхности и расходом ледового вещества путем откола айсбергов [14, 22, 23]. Увеличение стока ледников частично обусловлено отступлением ледников по углубляющемуся (ретроградному) рельефу ложа, что может инициировать положительную обратную связь, известную как "нестабильность морского ледникового щита" [27]. Однако климатическое воздействие, необходимое для запуска этой положительной обратной связи, зависит от ряда других процессов, включая контрфорсирование ледникового шельфа и подледное трение [8,9,10,14,16,17] – не все они точно представлены в теориях устойчивости морских ледниковых покровов, и даже в сложных моделях ледниковых щитов, которые используются для прогнозирования прошлых в МИС2 и МИС6 и будущих изменений ледникового покрова. В частности, топография дна, колеблющаяся в масштабе от десятков до сотен километров, приводит к неустойчивому поведению ледника, которое не может быть точно предсказано с помощью классических теории устойчивости морского ледникового щита [7, 19].

По мере совершенствования методов исследования топографии подледникового ложа и отступления ледников мы узнаем, что она неровная в широком диапазоне масштабов длины [11,13] и что многие ледники в Гренландии и Антарктиде претерпели большие отступления после МИС1 [4, 25, 24]. Как показывают наблюдения, например на леднике Пайн-Айленд, он сохранял свою устойчивость до 1970-х годов, несмотря на то, что региональное потепление океана началось в 1940-х годах [24]. Как мы видим во многих исследованиях, значительные участки побережья Гренландии также подвергались вторжению теплых океанских вод, хотя разные ледники реагировали на эти вторжения по-разному [4], причем наличие наиболее ярких пиков рельефа ложа, таких как краевые ледниковые формы, образовавшиеся при отступлении ледника в период после МИС2 и МИС6, было ключевым фактором для эволюции ледникового щита как в Гренландии, так и в Антарктиде.

Краевые ледниковые формы распознаются на шельфе морей Баренцева и Карского вокруг Новой Земли по совокупности признаков в виде акустически прозрачной, просветленной или хаотичной записи на сейсмоакустических разрезах [3]. Моренные гряды на дне морей Баренцева и Карского, как правило, образуют положительные формы рельефа дна (холмы и гряды) с плоским основанием и пилообразным сводом [2].

Мы хотим отметить, что, как с помощью сейсмических и литологических исследований, так и с помощью палеогляциологического моделирования (рис. 1 и 2), можно определить тот факт, что отступление ледникового щита с морского шельфа может приостанавливаться на пиках ложа (краевые ледниковые формы в нашем случае). Это может происходить в течение длительных периодов времени, даже если ледник продолжает терять массу в ответ на текущее или предыдущее климатическое

воздействии. Сохранение стабильности ледника на вершинах ложа в конечном итоге приводит к одному из двух совершенно разных вариантов развития событий с точки зрения эволюции ледникового покрова. Один вариант – когда ледник продолжает сохранять квазистабильное состояние без потери массы, и другой – когда отступление происходит внезапно, без одновременного изменения климата и приводит к значительному ускорению потери массы. Однако, по данным современных наблюдений за устойчивостью ледников, как в Гренландии, так и в Антарктиде, трудно определить, какой из этих двух возможных вариантов развития событий происходил после МИС2 и МИС6. В нашей работе на основе палеогляциологического моделирования мы определили, что под стабильностью ледника необязательно подразумевается его устойчивое состояние в течение определенного времени. В конечном счете, такое неоднозначное поведение кажущихся "стабильности" или "нестабильности" ледников скрывает истинные причины прошлого повышения или понижения уровня моря в условиях значимых факторов неотектоники в МИС2 и МИС6.

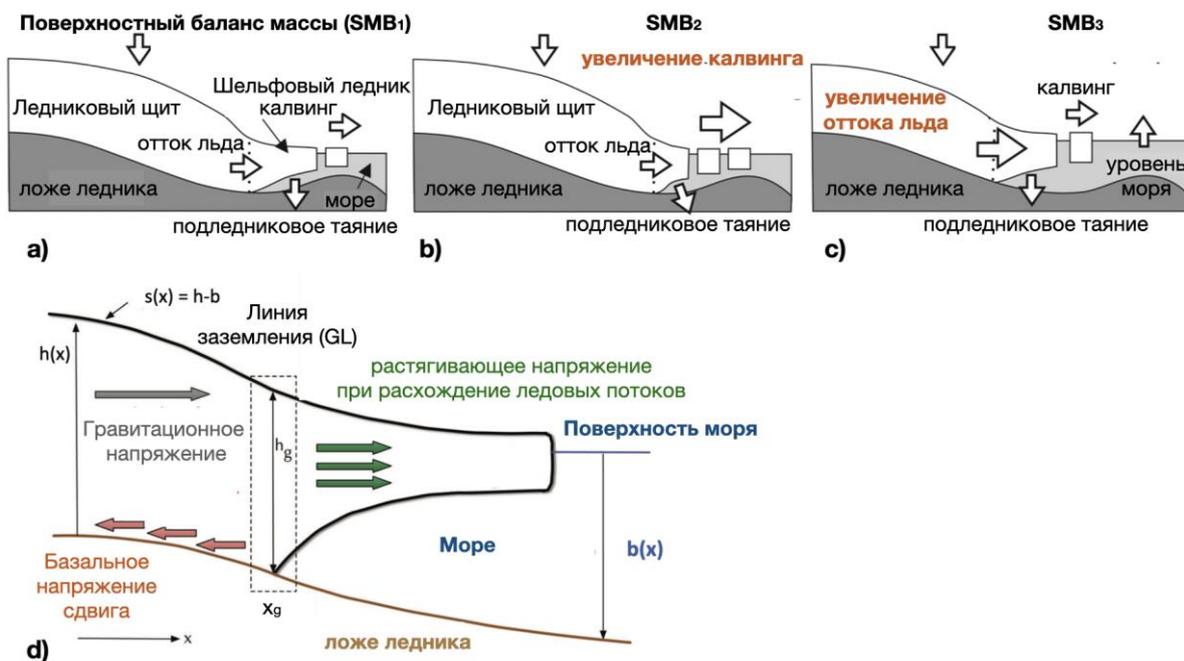


Рис. 1. a-b. Основные компоненты в поверхностного баланса массы (SMB) морского ледникового щита: увеличение откола айсбергов (калвинг) и подледниковое таяние влияют только на массу плавучего шельфового льда и не влияют на резкое повышения уровня моря. c. Увеличение оттока льда через линию заземления и дополнительная аккумуляция (зимние и летние снегопады) контролируют объем плавучего шельфового льда и, следовательно, влияют на повышения уровня моря [18]. d. Схема модели ледникового щита с одним горизонтальным измерением 1D [26], три условия баланса контролирующих сил — дивергенции напряжения растяжения (зеленый), базальное напряжение сдвига (красный) и гравитационное напряжение (серый).

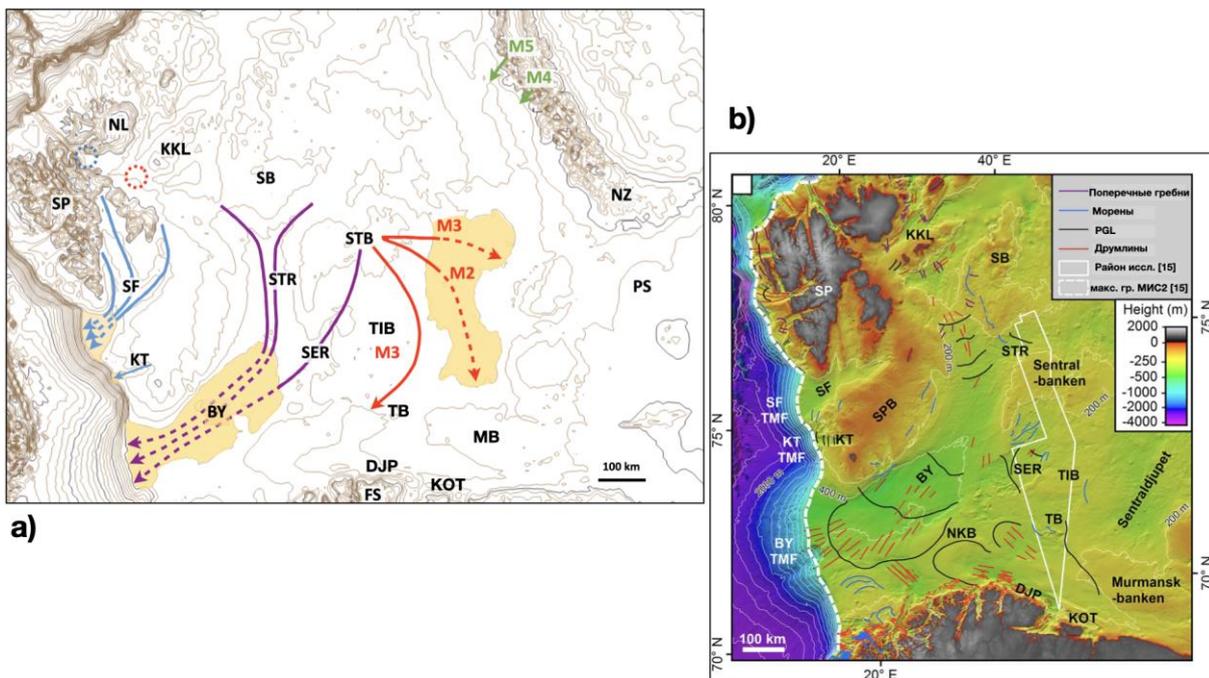


Рис. 2. а. Основные линии смоделированных ледниковых потоков MOD1-4 в МИС2. Изолинии нанесены каждые 100 м, Скандинавский полуостров (FIS), Шпицберген (SP), Новая Земля (NZ), Печорское море (PS), Медвежий желоб (BY), Зюйдкапский желоб (SF), впадина Джупренна (DJP), впадина Квейтехол (КТ), впадина Центральная Банкрена (SER), поднятие Стор Банка (SB), Земля Конга Карла (KKL), поднятие Центральной Банки (STB), поднятие Мурманская Банка (МБ, Мурманская возвышенность). б. Ледниковые формы центральной части Баренцева моря и последствия дегляциации.

Геологические данные, собранные из различных регионов о прошлом отступлении ледников в МИС2 и МИС6, дополнительно демонстрируют важность пиков ложа ледника в реакции ледниковых щитов на изменение климата. Подводный рельеф моря Росса в Антарктиде представлен гладкими, плоскими впадинами, разделяющими большие плато (рис. 3). На фоне этой ровной батиметрии фиксируются такие места, как локализованные ледниковые формы, где отступление ледникового щита в впадине моря Росса приостанавливалось на длительные периоды времени [20,6]. Такие же локализованные ледниковые формы мы определили в морях Баренцевом и Карском (рис. 2). Древние ледниковые формы среднеплейстоценовых оледенений двух генераций были размыты и сохранились лишь фрагментарно в виде останцов [2]. Конечные более молодые морены, контрастно выделяющиеся в рельефе морского дна и окаймляющие архипелаг Новая Земля как со стороны Баренцево так и со стороны Карского моря, относятся авторами к зырянскому МИС4 оледенению [2]. Они перекрываются характерной тощей слоистых морских осадков, сопоставляемых с каргинским временем МИС3 по всему Баренцево-Карскому региону [1].

Наше палеогляциологическое моделирование для Баренцево-Карского ледникового покрова и современные наблюдения за ледниками Гренландии и Антарктиды показали [5], что ледники на вершинах ложа, имеют два возможных эволюционных сценария развития событий: они могут оставаться на вершине ложа неопределенное время (т.е. стабилизироваться) или начать отступление, спустя, потенциально, долгое время после начала изменения климата. Ледники, сохраняющиеся на вершинах ложа, могут продолжать терять массу в ответ на

предшествующее или продолжительное изменение климата, хотя будет наблюдаться растущее "неравновесие" из-за неравномерности в потере массы на вершинах ложа и общей потере массы ледника.

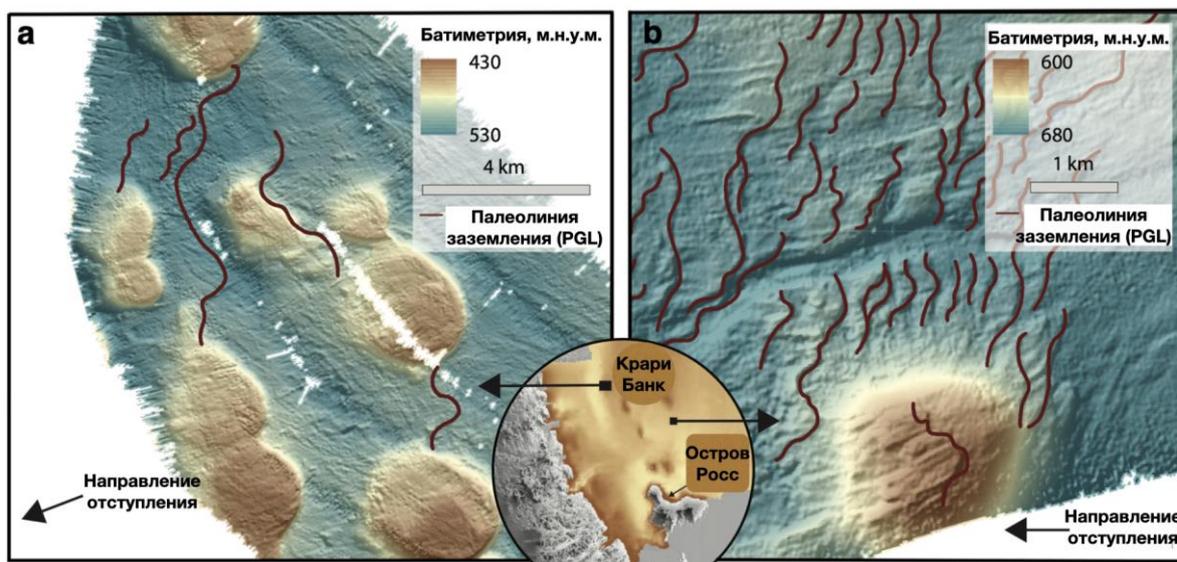


Рис. 3. а. Батиметрия (в метрах ниже уровня моря) юго-западной части моря Росса, Антарктида с палеолиниями заземления (коричневые линии) границы между плавучей частью ледника и той его частью, которая лежала на грунтовом дне в период МИС2. Коричневые линии в целом перпендикулярны направлению местного отступления ледникового щита (черные стрелки). в. Южная часть моря Росса с основанными формами подводного рельефа, где палеолинии заземления параллельно сочленяются с положительными формами разного генезиса [21, 6].

Работа выполнена в рамках тем госзадания 121041600042-7 и 121042000078-9.

Литература

1. Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море//Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2005. No 1. С. 38-44.
2. Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И. Подводные границы Новоземельского оледенения по сейсмоакустическим данным//Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва 25–29 сентября 2017 г. – М.: ГЕОС, 2017. С. 332-334.
3. Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Поляк Л.В. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене – голоцене//Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 47-68.
4. Catania G., Stearns L., Sutherland D., Fried M., Bartholomaeus T., Morlighem M., Shroyer E., Nash J. Geometric controls on tidewater glacier retreat in central western Greenland//Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2018. 123(8), 2024–2038.
5. Christian J.E., Koutnik M., Roe G. Committed retreat: controls on glacier disequilibrium in a warming climate//Journal of Glaciology. 2018. 64(246), 675–688.
6. Greenwood S.L., Simkins L.M., Halberstadt A.R.W., Prothro L.O., Anderson J.B. Holocene reconfiguration and readvance of the East Antarctic Ice Sheet//Nature communications. 2018. 9(1), 1–12.
7. Grosswald, M.G., Hughes, T.J. Paleoglaciology's grand unsolved problem//Journal of Glaciology. 1995. 41(138), 313-332.
8. Gudmundsson G., Krug J., Durand G., Favier L., Gagliardini O. The stability of grounding lines on retrograde slopes//The Cryosphere. 2012. 6(4), 2597–2619.

9. Gudmundsson, G.H. Ice-shelf buttressing and the stability of marine ice sheets//*The Cryosphere*. 2013. 116(19). 7(2), 647-655.
10. Haseloff M., Sergienko O.V. The effect of buttressing on grounding line dynamics//*Journal of Glaciology*. 2018. 64(245), 417–431. doi: 10.1017/jog.2018.30
11. Jordan T.M., Cooper M.A., Schroeder D.M., Williams C.N., Paden J.D., Siegert M.J., Bamber J.L. Self-affine subglacial roughness: consequences for radar scattering and basal water discrimination in northern Greenland//*The Cryosphere*. 2017. 11(3), 1247–1264.
12. Morlighem M., Williams C.N., Rignot E., An L., Arndt J.E., Bamber J.L., Catania G., Chauché N., Dowdeswell J.A., Dorschel B. and others Bedmachine v3: Complete bed topography and ocean bathymetry mapping of Greenland from multibeam echo sounding combined with mass conservation//*Geophysical research letters*. 2017. 44(21), 11–051.
13. Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G., Eisen O., Ferraccioli F., Forsberg R., Fretwell P. and others Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet//*Nature Geoscience*. 2020. 13(2), 132–137.
14. Mouginit J., Rignot E., Bjork A.A., Van Den Broeke M., Millan R., Morlighem M., Noël B., Scheuchl B., Wood M. Forty-six years of Greenland Ice Sheet mass balance from 1972 to 2018//*Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2019. 116(19). 9239–9244.
15. Newton A.M., Huuse M. Glacial geomorphology of the central Barents Sea: implications for the dynamic deglaciation of the Barents//*Sea Ice Sheet Marine Geology*. 2017. 387, 114-131.
16. Pegler S.S. Suppression of marine ice sheet instability//*Journal of Fluid Mechanics*. 2018. 857, 648–680.
17. Robel A.A., Schoof C., Tziperman E. Persistence and variability of ice-stream grounding lines on retrograde bed slopes//*The Cryosphere*. 2016. 10(4), 1883–1896.
18. Schoof C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis//*Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2007. 112, F03S28, 1-19.
19. Sergienko O.V., Wingham D. Grounding line stability in a regime of low driving and basal stresses//*Journal of Glaciology*. 2019. 65(253), 833–849.
20. Sergienko O.V., Wingham D.J. Bed topography and marine ice-sheet stability//*Journal of Glaciology*. 2021. 68(267), 124-138.
21. Simkins L.M., Anderson J.B., Greenwood S.L., Gonnermann H.M., Prothro L.O., Halberstadt A.R.W., Stearns L.A., Pollard D., DeConto R.M. Anatomy of a meltwater drainage system beneath the ancestral East Antarctic ice sheet//*Nature Geoscience*. 2017. 10(9), 691–697.
22. Shepherd A., Ivins E., Rignot E., Smith B., Van Den Broeke M., Velicogna I., Whitehouse P., Briggs K., Joughin I., Krinner G., and others. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017//*Nature*. 2018. 558. 219–222.
23. Shepherd A., Ivins E., Rignot E., Smith B., van Den Broeke M., Velicogna I., Whitehouse P., Briggs K., Joughin I., Krinner G. and others. Mass balance of the Greenland ice sheet from 1992 to 2018//*Nature*. 2020. 579(7798). 233–239.
24. Smith J.A., Andersen T.J., Shortt M., Gaffney A., Truffer M., Stanton T.P., Bindschadler R., Dutrieux P., Jenkins A., Hillenbrand C.D. and others Sub-ice-shelf sediments record history of twentieth-century retreat of Pine Island Glacier//*Nature*. 2017. 541(7635), 77–80.
25. Tinto K., Bell R.E. Progressive unpinning of Thwaites Glacier from newly identified offshore ridge: Constraints from aerogravity//*Geophysical Research Letters*. 2011. 38(20).
26. Tsai V.C., Stewart A.L., Thompson A.F. Marine ice-sheet profiles and stability under Coulomb basal conditions//*Journal of Glaciology*. 2015. 61(226), 205-215.
27. Weertman J. Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf//*Journal of Glaciology*. 1974. 13. 3–11.

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И ТИП ПРОМЕРЗАНИЯ ТОРФЯНИКОВ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Королева Е.С.^{1,2}, Слагода Е.А.^{1,2}

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия;

koroleva_katy@inbox.ru

²Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

Мощные полигональные торфяники широко распространены на Пур-Тазовском междуречье Западной Сибири. Существует неопределенность условных границ между разными типами промерзания. В торфяниках Пур-Тазовского междуречья определен гетерогенный тип промерзания на основании выделенных промежуточных слоев и плотности торфа.

CRYOGENIC STRUCTURE AND TYPE OF FREEZING OF PEATLANDS IN THE PUR-TAZ INTERFLUENCE IN WESTERN SIBERIA

Koroleva E.S.^{1,2}, Slagoda E.A.^{1,2}

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia,
koroleva_katy@inbox.ru

² Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

Thick polygonal peatlands are widespread in the Pur-Taz interfluvium of Western Siberia. There is an uncertainty of conditional boundaries between different types of freezing. In the peat bogs of the Pur-Taz interfluvium, a heterogeneous type of freezing was determined based on the identified intermediate layers and peat density.

Введение

Север Западной Сибири отличается сложными инженерно-геологическими и геоэкологическими условиями верхней части многолетнемерзлых пород (ММП), в т.ч. широким распространением многолетнемерзлых льдистых и талых торфяных массивов, залегающих с поверхности.

Торфяные массивы местами занимают до 80% площади отдельных геоморфологических элементов поверхности (рис. 1). В многолетнемерзлом состоянии находится около 50% торфяников севера Западной Сибири, севернее широты Полярного круга талые участки практически отсутствуют [3, 6], таликовые зоны в районе распространения торфяников встречаются под крупными водотоками и озерами [8].

П.И. Кашперюк [3] в торфяных массивах Западной Сибири выделил пять основных типов: полигональные, бугристые, плоские, кочковатые и грядово-мочажинные. Типы торфяных массивов выделены по морфологическим особенностям: площади, внешней форме элементов микрорельефа, высоте, наличию полигонального микрорельефа, приуроченности к геоморфологическим уровням и их генезису (рис. 1).

Полигональные торфяники на севере Западной Сибири включают три вида: валиково-полигональный с мощностью торфа 0,5-5,1 м, плоско-полигональный – 0,5-3 м и бугристо-полигональный – 0,5-6,5 м [8]. Строение и льдистость первых двух видов П.И. Кашперюк [3] связывал с сингенетическим промерзанием торфа и ростом ПЖЛ. Тип промерзания бугристо-полигональных торфяников до конца не был определен, т.к. собранные данные указывали как на эпигенетическое промерзание торфяной толщи, так и на сингенетическое.

Выделенные разновидности довольно четко отличаются по внешней форме элементов микрорельефа, но вместе с тем они часто связаны между собой постепенными переходами, встречаясь в пределах единого торфяного массива. Такая тесная связь и частое наличие постепенного перехода одного вида в другой в пределах торфяного массива являются свидетельствами их стадийного развития [7].

До сих пор существует неопределенность условных границ между разными типами промерзания торфяников. Полигоны с валиками формируются не только на фоне сингенетического промерзания, но и на фоне разрушения полигональных систем в торфе [5]. Эта неопределенность вытекает из недостаточно детальной изученности свойств и криогенного строения торфяников.

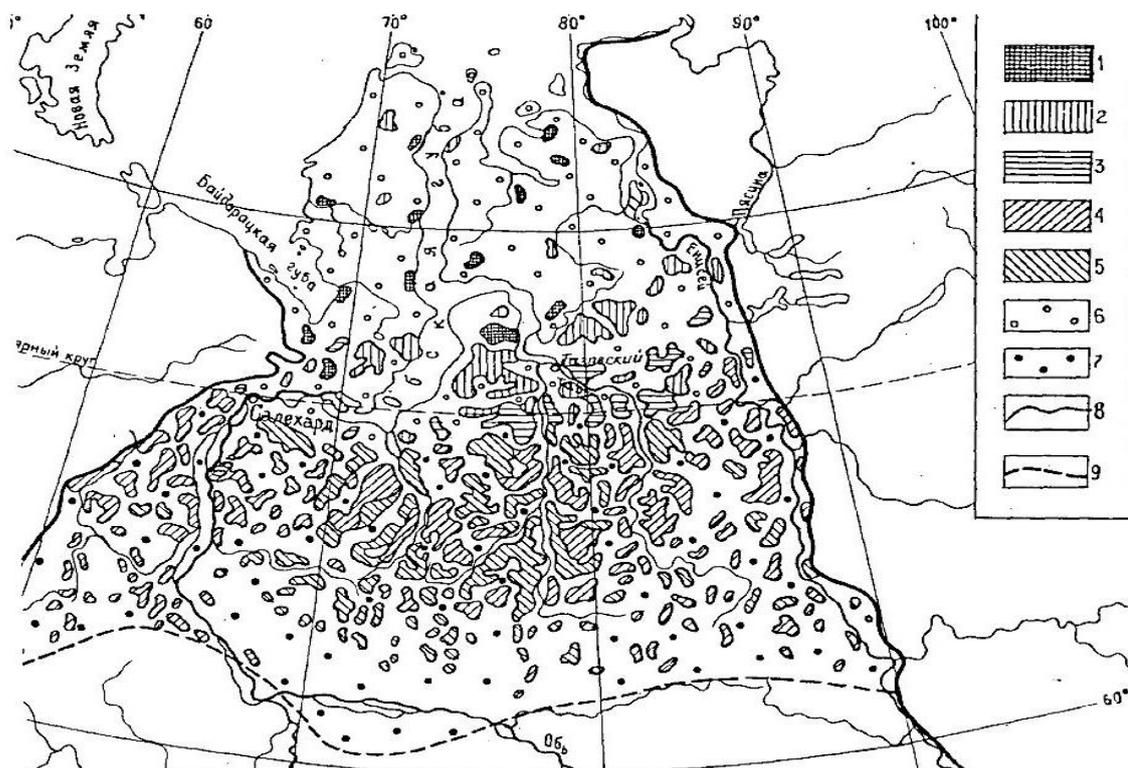


Рис. 1. Распространение и типы многолетнемерзлых торфяных массивов Западно-Сибирской плиты по П.И. Кашперюку [3]. 1-5 - типы торфяных массивов: 1 - валиковополигональные, 2 - плоскополигональные; 3 - бугристополигональные, 4 - выпуклополигональные, 5 - пологобугристые; 6 - территория развития небольших по площади полигональных торфяных массивов; 7 - территория развития небольших по площади/на юге - отдельных торфяных бугров/бугристых торфяных массивов; 8 - границы торфяных массивов; 9 - южная граница распространения с поверхности многолетнемерзлых торфяных массивов

Район исследований

Пур-Тазовское междуречье расположено в северо-восточном секторе Западной Сибири, разделяет Тазовский и Гыданский полуострова, в низовьях р. Таза и его крупных левых притоков. В его рельефе выделяют следующие геоморфологические элементы – лайды, поймы, террасы и равнины, с озерными котловинами, речными долинами и хасырями [9]. Абсолютные отметки наиболее высоких участков поверхности III озерно-аллювиальной равнины достигают 63 м. Верхняя часть мерзлых толщ сложена четвертичными аллювиальными, озерными, озерно-болотными и морскими отложениями [1]. ММП севернее полярного круга развиты с поверхности и имеют практически сплошное распространение за исключением таликов под крупными водотоками и озерами. Мерзлая толща имеет двухслойное строение. В п. Тазовский в скважине по электрокаротажу установлено, что первый слой залегает в интервале 0-250 м, второй – в интервале 340-395 м. Район исследований расположен близ с. Газ-Сале и п. Тазовский (рис. 2).

К торфяникам Пур-Тазовского междуречья приурочены полигонально-жильные льды с вертикальным размером более 4 м [2]. Эти ПЖЛ отличаются гетерогенным строением, которое связано с локальными термокарстом в ходе сингенетического промерзания озерно-болотных отложений преимущественно в голоцене [5]. В

настоящее время в торфяниках проявляются активные процессы термокарста и термоэрозии по полигонально-жильным льдам, криогенное пучение и осадки, что приводит к изменению их строения и свойств торфа.



Рис. 2. Расположение района исследования

Криогенное строение торфяников Пур-Тазовского междуречья

В полигональном торфянике с активной термоэрозией по полигонально-жильным льдам в межполигональном понижении видимой мощностью 2,4 м снизу вверх вскрыты (рис. 3):

Слой 1 [2,3-0,7] – торф автохтонный темно-коричневый и черный из мхов, тонких веточек и стеблей растений, рыхлый. Слои торфа изогнуты вверх вдоль ледяной жилы. Криогенная текстура торфа массивная, базальная, корковая, гнездовая (0,5-2,0 см) и шпировая (толщина шпиров 2-25 см).

Слой 2 – торф талый плотный коричневый из разложенных растительных остатков, залегает в боковых стенках и выклинивается над жилой.

Слой 3 [0,12-0,7] – представлен переслаиванием линз и прослоев торфа из мхов темно-оранжевого рыхлого и темно-коричневого плотного торфа, толщина линз и прослоев 2-6 см, криотурбированный - с изогнутыми, перемятыми и смешанными слоями разного цвета. В межполигональном понижении торф сверху талый, с глубины 0,5 м (дата измерения: 11.08.2017) - мерзлый льдистый, включает прожилки, линзы и шпирь льда с многочисленными пузырьками воздуха (рис. 4) и верхнюю часть ПЖЛ с клиновидными ростками. В пределах полигона шпирь льда в торфе в целом параллельны поверхности, приурочены к контакту с подстилающим торфом, а ближе к жилам изогнуты вверх. Кроме шпиров мерзлый темно-оранжевый торф вмещает линзы термокарстово-полостного льда.

Слой 4 [0-0,12] – мохово-растительный слой. На глубине 0,07-0,12 м преобладают осоково-сфагновый торф. На глубине 0-0,07 м торф содержит множество хорошо сохранившихся мхов и корешки современных кустарничков. Слой обладает средней степенью разложения и высоким показателем зольности.

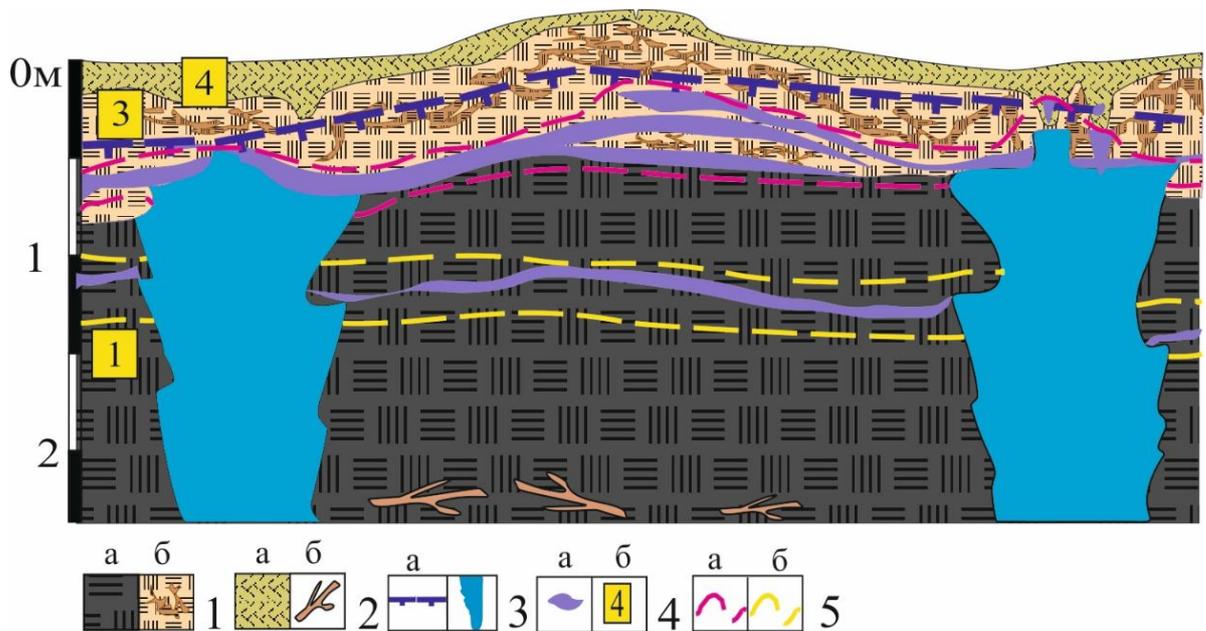


Рис. 3. Криолитологический разрез В8-17. Условные обозначения: 1-2а - слои торфа (см. описание в тексте); 2б - корни деревьев; 3 - кровля многолетнемерзлых отложений (а), ледяные жилы (б); 4 - термокарстово-полостной лед и сегрегационный (а), номер слоя (б); 5 - верхний промежуточный слой (а); нижний промежуточный слой (б).

В полигональных торфяниках Пур-Тазовского междуречья в межполигональных понижениях выделено два промежуточных слоя: 1) нижний в интервале глубин от 0,8-1,3 м до 1,5 м, вложен в более крупные плечи ПЖЛ; 2) верхний - в интервале глубин – 0,55-0,8 м, также вложен в мелкие плечики ПЖЛ, к которым примыкают шпильки льда. Промежуточные слои в торфяниках характеризуются следующими признаками: линзовидными и слоистыми криогенными текстурами, включениями льдов: сегрегационных, термокарстово-полостных, инфильтрационно-сегрегационных и ростками ПЖЛ [4].

Заключение

На основании полученных данных в строении полигональных торфяников Пур-Тазовского междуречья могут быть выделены участки торфа с различными типами промерзания. Слой 1, представленный рыхлым автохтонным торфом, не прошедшим стадии диагенеза, а перешедшем в мерзлое состояние синхронно в геологическом смысле, имеет сингенетический тип промерзания.

В составе слоя 1 и 3 выделены участки промежуточных верхнего и нижнего промежуточных слоев. По Ю.Л. Шуру [10] данные слои имеют квазисингенетический тип промерзания. Квазисингенез имеет ряд общих черт с сингенетическим промерзанием, но в отличие от последнего протекает после прекращения осадконакопления.

В сезонноталом слое 2 и 3, торф плотный, прошедший диагенетические преобразования в результате циклического промерзания и протаивания. При изменении климатических условий в сторону похолодания, возобновлении морозобойного растрескивания и образования ПЖЛ, возможен эпигенетический тип промерзания отложений.

Мощные полигональные торфяники Пур-Тазовского междуречья имеют гетерогенный тип промерзания.

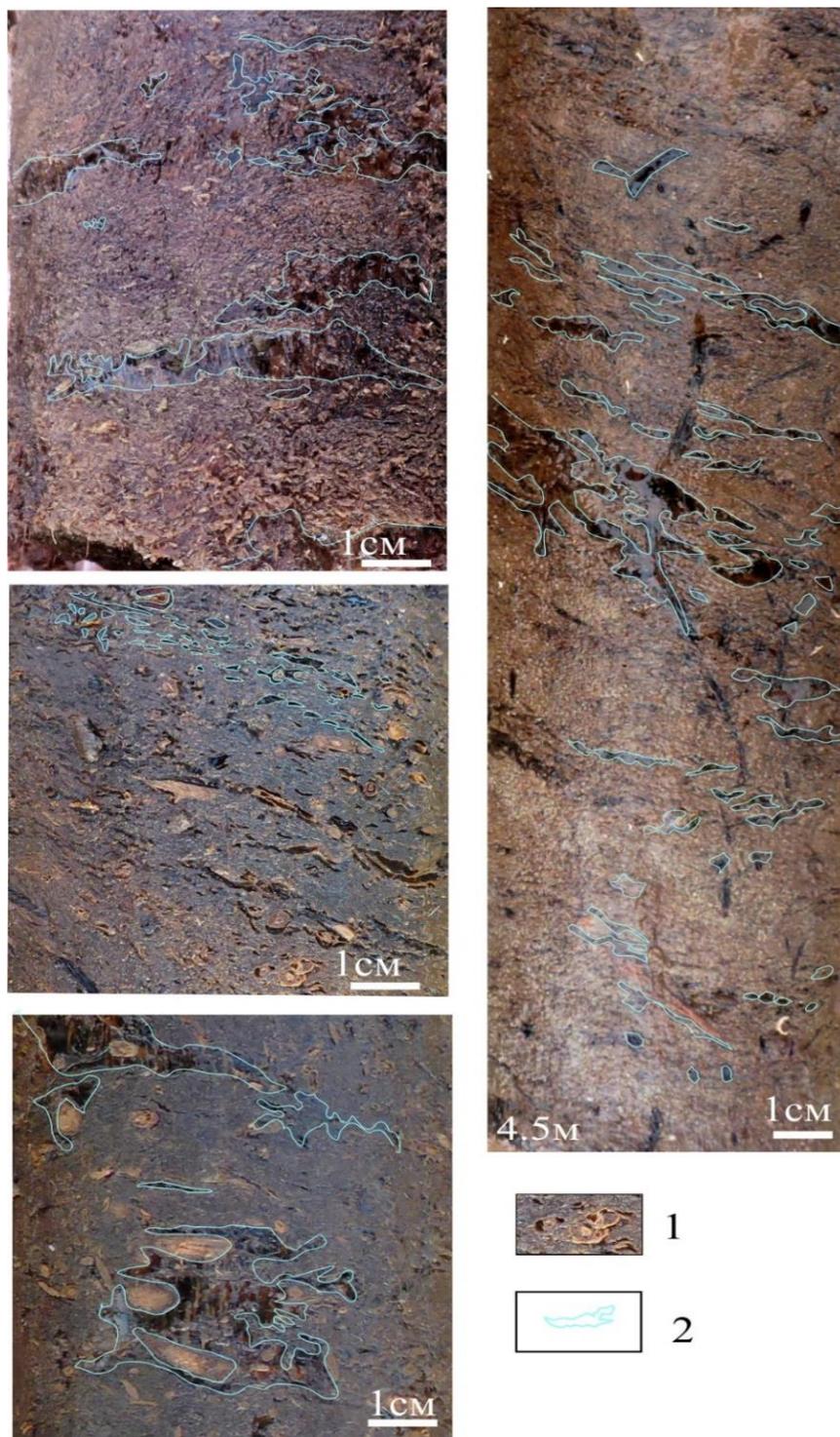


Рис. 4. Криогенное строение полигональных торфяников хасыреев Пур-Тазовского междуречья. Микролинзовидные, линзовидные, линзовидно-слоистые, шлировые криогенные текстуры в мерзлом керне торфа. Условные обозначения: 1 - торф автохтонный; 2 - контуры включений льда

Исследования проводятся при частичной финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научных проектов №№ 18-45-890013 (2018 г)

и 19-45-890011 (с 2019 г). Методические подходы разрабатываются при выполнении работы по госзаданию № 121041600042-7.

Литература

1. Баду Ю. Б. Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири // Инженерная геология. 2011. № 2. С. 40–55.
2. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 4. С. 3–15.
3. Кашперюк П. И. Типы и инженерно-геологические особенности многолетнемерзлых торфяных массивов севера Западно-Сибирской плиты // Дис. канд. геол.-мин. наук. Москва, 1985.
4. Королева Е.С. и др. Идентификационные признаки переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера Западной Сибири // Доклады Российской академии наук. Науки о земле. 2021, том 498, № 2, с. 131–137.
5. Тихонравова Я. В. Особенности строения полигонально-жильных льдов севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья // Дис. канд. геол.-мин. наук, Якутск, 2019.
6. Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубиков Г. И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1980. 246 с.
7. Тыртиков А. П. Динамика растительного покрова и развитие мерзлотных форм рельефа. М.: Наука, 1979. 116 с.
8. Геокриология СССР / под ред. Э. Д. Ершова. Москва: Недра, 1989. 454 с.
9. Карта «Природных комплексов севера Западной Сибири» // 1991.
10. Шур Ю. Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1988. 213 с.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ ВОСТОЧНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Мурзин Ю.А.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН. г. Якутск. Россия;
e-mail: *murzin@mpi.ysn.ru*

В работе рассматривается северо-восточная часть Верхоянского хребта (Рис.1), представленная хребтами Орулган, Кулар и Кисилых. Хребет Кисилых один из малых в северо-западной части горной системы Черского [1]. В региональном плане исследуемая территория находится в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. В геологическом строении принимают участие осадочные породы мезозоя и рыхлые отложения четвертичного возраста. Мезозойские терригенные представлены толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников и аргиллитов юрского возраста. Рыхлые отложения перекрывают большую часть территории. Их мощность достигает 60 м и более [2].

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Годовая сумма осадков составляет 180–200 мм, из них летом выпадает 83–134 мм. Среднегодовая температура воздуха $-15,9^{\circ}\text{C}$. Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой $-45,1^{\circ}\text{C}$, а наиболее тёплый – июнь с температурой $9,9^{\circ}\text{C}$ [3].

Суровые климатические условия региона обуславливают здесь развитие сплошной низкотемпературной толщи мёрзлых пород мощностью от 200 до 500 м, с температурой от $-6,0^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}$ [4; 5]. Под руслом р. Яны и её притоков развит талик мощностью от 12 до 27 м. Буровыми работами и расчётным путём установлено, что под крупными термокарстовыми озёрами развиты сквозные талики [6].



Рис. 1. Верхоянский хребет. Фото Ю.А. Мурзина.

Геокриологические исследования, проведённые в бассейне реки Яны, показали, что сложное геологическое строение, большая мощность рыхлых отложений, сплошное развитие мёрзлых пород, обуславливает широкое развитие в Восточном Верхоянье подземных льдов [7-10].

В тонкодисперсных наносах долин рек: Алычи, Кючюса, Кимпичи и Батагайки выделяются два яруса повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Верхний ярус ледяных жил, мощностью до 20 м, развит в склоновых отложениях, представленных тёмно-серыми суглинками, с базальной криогенной текстурой. В аллювиальных наносах с линзовидной и массивной криогенными текстурами выделяется нижний ярус ПЖЛ [7; 8; 9; 10]. Буровыми работами, на контакте склоновых и аллювиальных отложений, были вскрыты пластовые льды мощностью до 1 м [11].

В долине р. Адычи, в пылеватых песках первой надпойменной террасы были отмечены термокарство-пещерные льды (Рис.2) [12]. При изучении этих образований было установлено, что первоначально здесь располагались ледяные жилы. Смена ПЖЛ на термокарство-пещерные льды обусловлена следующими причинами. При небольшой ширине долины р. Адычи и значительной крутизне её бортов, стекающая по ним вода производит заметную эрозионную работу. Этому так же благоприятствует длительное поднятие хребта Кисилых [13; 14]. Стекающая по склонам вода местами заполняет полигональные понижения первой надпойменной террасы, что вызывает локальное вытаивание верхних частей ледяных жил. Образовавшиеся пустоты заполняются ледогрунтовой массой и формируется термокарство-пещерный лёд, не выраженный в рельефе террасы. Зона тылового шва террасы во многих местах перекрывается склоновыми отложениями. При этом образующиеся по ледяным жилам термокарство-пещерные льды переходят в захоронённое состояние.

В отдельных случаях формирование термокарство-пещерного льда может проходить и другим путём. Во время паводков, в местах излучин, река формирует в ледяных жилах глубокие нищи. В последующем затекающая туда речная вода замерзает, формируя термокарство-пещерный лёд (Рис. 3).

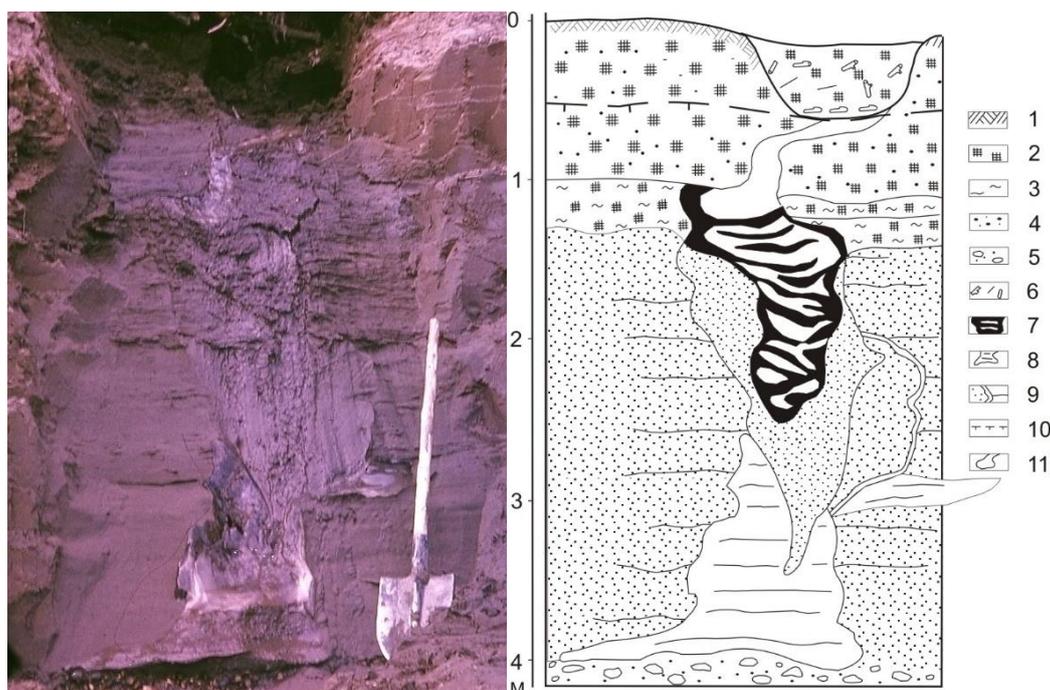


Рис. 2. Термокарстово – пещерный лёд в песчаных отложениях первой террасы р. Адычи.

1 – моховой покров; 2 – торф; 3 – заиленный оторфованный горизонт; 4 – пылеватый песок; 5 – галечник; 6 – растительные остатки; 7 – переслаивание торфа с песком; 8 – лёд; 9 – шлиры сегрегационного льда; 10 – граница ММП; 11 – полость.

Несмотря на широкое распространение подземного льда, залегающего близко к дневной поверхности, термокарст здесь развит ограничено. Это, по всей вероятности, обусловлено низкими температурами горных пород и большими запасами холода в них. Данная территория относится к области с высокой термической устойчивостью [15; 16].

В 2018 г. нами было обследовано обнажение Батагайского «провала», расположенного в долине р. Батагайки (приток р. Яны).

В связи с выше изложенным, появление Батагайского «провала» может показаться неожиданным. Однако как показали наши исследования появление «провала» является закономерным развитием территории.

Батагайский «провал» расположен между посёлками Батагай и Эге-Хая, на юго-восточной седловине горы Киргилях. На топографической карте масштаба 1:100 000 издания 1965 г «провал» показан в виде линейной депрессии шириной 10 м и глубиной 5 м. В 1969 г депрессия так же носила линейный характер и имела незначительно большие размеры. С 70-х годов прошлого века «провал» начал резко увеличиваться в ширину и глубину, и к настоящему времени это образование приобрело очертание, напоминающее по форме морского ската.

В настоящее время ширина «провала» составляет более 600 м, при общей длине более 4 км. Мощность рыхлых отложений достигает 60 м, и они подстилаются коренными породами (Рис 4). [17; 18].

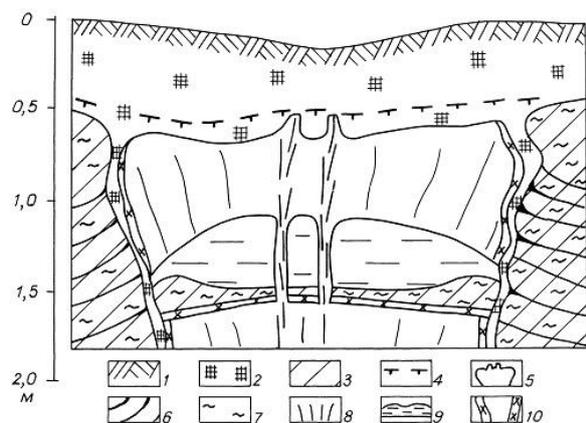


Рис. 3. Термокарстово-пещерный лёд в ледяной жиле.

1 – дернина; 2 – торф; 3 – суглинок; 4 – граница ММП; 5 – ледяная жила; 6 – шлиры льда; 7 – линзовидная криогенная текстура; 8 – элементарные жилки в теле ледяной жилы, выраженные в виде грунтовых примесей и придающих жиле вертикальную полосчатость; 9 – термокарстово-пещерный лёд; 10 – кайма чистого прозрачного льда.



Рис. 4. Багагейский «провал». Фото Ю.А. Мурзина.

В разрезе провала хорошо выражены две толщи рыхлых отложений, имеющих различный состав. Верхняя толща представлена суглинками (всего четыре пачки), разделённых слоистыми супесями. Для этой толщи характерно высокое содержание подземного льда, представленного ледяными жилами с базальной криогенной текстурой. Ниже расположена толща мелкозернистых желтовато-серых, подстилаемых серыми и тёмно-серыми песками. Для этой толщи характерна массивная криогенная текстура.

Появлению Батагайского «провала» благоприятствовали следующие факторы.

1. Антропогенный. «Провал расположен не далеко от карьера, в котором добывают песок.

2. Климатический. По метеостанции Верхоянск, с 1967 по 2010 гг. отмечались заметные климатические изменения. Они сводились к следующему: 1. Более чем на 1° увеличилась среднегодовая температура воздуха. 2. Почти на 20 мм возросла сумма летних атмосферных осадков [19]. В июле 2005 г., в пос. Батагай селевым потоком была разрушена центральная улица. Причиной схода селевого потока явились проливные дожди, продолжающиеся несколько дней (с 25 июля по 30 июля 2005 г.). Вода переполнила искусственный водоём, созданный в своё время для технического водоснабжения пос. Аэропорт. Дамбой для водоёма служила примыкающая непосредственно к нему асфальтированная дорога «Батагай-Аэропорт». Справа от дороги резкий обрыв в сторону распадка. Переполнившись, массы воды прорвали перемычку дороги и грязевым потоком ринулись по уклону в сторону п. Батагай. Что и привело к стихийному бедствию (Рис. 5).



Рис. 5. Верхоянский район. В ночь с 29.07.2005 г. на 30.07.2005 г., на пос. Батагай обрушился селевой поток, который нанёс урон коммуникациям, ЛЭП, жилищным и административным постройкам. Основной улар селевой поток нанёс центральной улице Ленина. Фото К.М. Сорокиной.

3. Тектонический. На Северо-Востоке Якутии, самыми значительными скоростями вздымания (до 20 мм/год) отмечается в Верхоянской горной системе. В феврале 1951 г. в бассейне р. Адычи было отмечено землетрясение силой 7 баллов. В посёлке Батагай интенсивность толчков составила 4 балла [20]. В феврале 2013 г. было отмечено Абыйское землетрясение, интенсивность сотрясений в Батагае достигала 6 баллов [21].

Выводы

В Восточном Верхоянье, несмотря на широкое распространение подземных льдов, близко залегающих к дневной поверхности, развитие термокарста имеет ограниченное распространение. Это, по всей вероятности, обусловлено низкими температурами горных пород и большими запасами холода в них. Батагайский провал – это современное термокарстовое образование, представляющее собой нормальный процесс развитие территории.

Литература

1. Мастахов С.Е., Некрасов И.А., Дмитриева З.М., Калмыкова А.И. Якутская АССР. Словарь-справочник: - Якутск: Якутское книжное изд-во, 1980. – 184 с.
2. Геоморфология Восточной Якутии. // Русанов Б.С. (и др.). – Якутское книжное изд-во, 1967. - 376 с.
3. Справочник по климату СССР (Якутская АССР). Вып. 24, часть 1. – Л.: Гидрометеоздат; 1967. – 96 с.
4. Некрасов И.А., Девяткин В.Н. Морфология криолитозоны бассейна р. Яны и сопредельных районов. – Новосибирск: Наука, 1974. 72 с.
5. Мурзин Ю.А., Русаков В.Г. Температуры горных пород в бассейне р. Яны // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 1. Морфология криолитозоны. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. – С. 45–56.
6. Мурзин Ю.А., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И. Влияние термокарстовых озёр Нижне-Адычанской впадины на формирование стационарного температурного поля // Озёра холодных регионов. – Якутск: ЯГУ, 2000. – С. 127–136.
7. Мурзин Ю.А. Вечная мерзлота в долине реки Кючюс // Природа. – 2014. - № 2. – С. 39–44.
8. Мурзин Ю.А. Подземные льды в бассейне реки Кимпиче // Природа. – 2016. - №10. С. 60–67.
9. Мурзин Ю.А. Вечная мерзлота Туостяхской впадины // Природа. – 2019. - №10. С. 19–25.
10. Слагода Е.А. Микростроение мёрзлых склоновых отложений гряды Кисилых // Денудация в криолитозоне. – М.: Наука; 1991. – С. 19–29.
11. Мурзин Ю.А., Жижин В.И. Геокриологические условия хребта Кисилых на участке пересечения его рекой Адычей // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: - Материалы V Всероссийской научной конференции (31 марта – 2 апреля 2015 г). – Якутск: ИД СВФУ, 2015. С. 299–303.
12. Розенбаум Г.Э., Архангелов А.А., Коняхин М.А. Термокарстово-пещерные льды Яно-Колымской низменности // Проблемы криолитологии. Вып. VII. М. 1978. – С. 74–92.
13. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмическое районирование зоны строительства Адычанской ГЭС // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые. Якутск. 1982. - С. 85–86.
14. Бочаров Г.В., Есикова Л.В. Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР // Бюллетень научно-технической информации. Вопросы региональной и нефтяной геологии Якутии. Якутск. 1980. – 10–13.
15. Мурзин Ю.А., Босиков Н.П. Развитие термокарста Янского плоскогорья // Биологические проблемы криолитозоны. Якутск: - Материалы Всероссийской конференции «Биологические проблемы криолитозоны. 2012. – С. 127–128.
16. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мёрзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. №4. С. 33–36.
17. Вдовина Л.Г. Батагайский «провал» - современный термокарст развивающийся в реальном времени // Геологический вестник Якутии. 2017. № 1 (16). С. 43–50.
18. Куницкий В.В., Сыромятников И.И., Ширрмейстер и др. Льдистые породы и термоденудация в районе посёлка Батагай (Янское плоскогорье Восточной Сибири) // Криосфера земли. – 2013. – Том XVII, № 1. – С. 56–68.

19. Сайт Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ – МЦД) // (режим доступа: <http://meteo.ru>) дата обращения: 1,03.2019.

20. Кочетков В.М., Сейсмичность Якутии. – М.: Наука, 1966. – 92 с.

21. Шибяев С.В., Козьмин Б.М., Петров А.Ф. и др. Землетрясения России в 2013 году. – Обнинск: ГС РАН. 2015. 224 с.

МОДЕЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУР ГРУНТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Новоприезжая В.А., Федоров А.Н.

Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова, Якутск, Россия;

schwarz999@mail.ru

В настоящее время интенсификация криогенных процессов и явлений, тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха вызывает все больший интерес к геокриологическому прогнозу. Хронология состояний криолитозоны в разные климатические периоды может использоваться как аналогия для прогнозной оценки геокриологических условий. В работе была произведена реконструкция температурного режима пород в голоцене на основе климатических параметров, теплофизических характеристик путем математического моделирования и произведен анализ с другими моделями.

MODEL RECONSTRUCTION OF SOIL TEMPERATURES IN CENTRAL YAKUTIA IN THE HOLOCENE

Novopriezzhasya V.A., Fedorov A.N.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *schwarz999@mail.ru*

At present, the intensification of cryogenic processes and the trend towards an increase in the mean annual air temperature are of increasing interest in geocryological forecasting. The chronology of the states of the permafrost zone in different climatic periods can be used as an analogy for predictive assessment of geocryological conditions. In the article, the reconstruction of the temperature regime of rocks in the Holocene was carried out on the basis of climatic parameters, thermophysical characteristics by mathematical modeling and an analysis was made with other models.

Актуальность работы обусловлена изучением эволюции криолитозоны в связи с изменениями современного климата с тенденцией на потепление и последующей динамикой мерзлоты на эти изменения. Изучение хронологии состояния криолитозоны сопряжено в первую очередь с климатическими характеристиками как температура воздуха и снежный покров.

По палинологическим данным А.А. Андреевым и др. [1] были проведены палеоклиматические реконструкции. Аллеред и поздний дриас (10,3-10,4 тыс. лет назад) характеризовались суровым климатом и малым количеством осадков, развитием тундростепей и ерников. В аллереде температура воздуха июля ниже современной на 1,5-2,5°C, температура января на 2-5°C; в позднем дриасе температура воздуха июля ниже современной на 3°C, температура января ниже на 6°C. Тенденция на потепление климата наметилась с предбореального периода (9,8 тыс. лет назад), на данном этапе в Центральной Якутии тундростепи заменились на редколесья лиственничные и березовые с ерниками, температура воздуха июля ниже современной на 2°C, температура января на 4°C. В бореальный период (8,5 тыс. лет назад) отмечено массовое распространение леса лиственничные и березовые с елью и сосной, летом температура была на 2-3°C выше современной (Основы геокриологии, 2008). В атлантический период (7,9 лет назад) температура воздуха впервые превысила

современную и произошло увлажнение климата. На севере Евразии формируется географическая зональность и секторность, максимальное потепление в период отмечено на западе, а наименьшие изменения происходили на востоке [7]. Далее уже отмечено падение температур воздуха около 7 тыс. лет назад с уменьшением количества осадков с последующим периодом потепления, равному по климатическим параметрам предыдущему периоду потепления. В суббореальный период (4,4-3,5 тыс. лет назад) имелось 2 чередования потепления и похолодания, в период похолодания температура июля была ниже на 1,5°C, а января на 2-3°C. В субатлантический период (2,2 тыс. лет назад до настоящего времени) выделяется ритмичное колебания похолодания и потепления, в этот период характерная растительность в Центральной Якутии представлена лесами лиственных с сосной и березой. (Табл. 1).

Таблица 1. Хронология периодов голоцена и их климатические характеристики в Центральной Якутии (по Андрееву, 2000).

| Время | Период | Отклонения от средней годовой температуры воздуха, °С | Отклонения годовой суммы осадков, мм | Характерная растительность |
|-------|------------------|---|--------------------------------------|--|
| 10500 | Аллеред | -3...-4,5 | -50...-100 | Тундростепи и ерники |
| 10300 | Поздний Дриас | -5 | -150 | Тундростепи и ерники |
| 9800 | Предбореальный | -2,5 | -50 | Редколесья лиственных и березовые с ерниками |
| 8500 | Бореальный | -0,5..-1 | -25 | Леса лиственных и березовые с елью и сосной |
| 7900 | Атлантический | +0,5 | +25 | Леса лиственных с березой |
| 7000 | | -1,5 | -50 | Леса лиственных |
| 5500 | | +0,5...+1 | +25 | Леса лиственных с сосной и березой |
| 4400 | Суббореальный | -2 | -50 | Леса лиственных с сосной, березой и ерниками |
| 3500 | | +0,5...+1 | +50..+75 | Леса лиственных с сосной и березой |
| 2200 | Субатлантический | -1,5 | -50 | Леса лиственных с сосной, березой и ерниками |
| 1000 | | +0,5...+1 | +25 | Леса лиственных с сосной и березой |

Центральная Якутия представляет собой денудационно-аккумулятивную равнину, где распространены аласный тип местности до 20% с котловинным и котловинно-аласным типом аласного рельефа. На весь период голоцена [3] в области исследования, в среднем течении Лены выше г. Покровск, развиты лессовидные породы. Г.Н. Огнев [6] отмечал покровное залегание супесей Лено-Амгинского междуречья. В

Центральной Якутии формирование ледового комплекса происходило в экстремально холодных климатических условиях позднего плейстоцена от 50-40 до 12-11 тыс. лет назад, среднегодовая температура мерзлых пород была не выше -10°C [4].

Для криолитологического разреза были использованы характерные для Центральной Якутии разрезы с развитием покровных супесей и суглинков, мощными льдистыми суглинками с глубины 2,2 м. На его основе и свойств грунтов по влажности и плотности были подобраны теплофизические параметры для каждого слоя, на весь период моделирования характеристики остаются постоянными теплопроводность талых супесей составляет 1,16-1,26 Вт/м $^{\circ}\text{C}$, талых суглинков 1,16-1,33 Вт/м $^{\circ}\text{C}$, талых песков 2,5 Вт/м $^{\circ}\text{C}$; мерзлых супесей 1,28-1,89 Вт/м $^{\circ}\text{C}$, мерзлых суглинков 1,51-2,15 Вт/м $^{\circ}\text{C}$, мерзлых песков 2,73 Вт/м $^{\circ}\text{C}$; теплоемкость талых супесей 642-686 Вт/м 3 , талых суглинков 686-896 Вт/м 3 , талых песков 872 Вт/м 3 , мерзлых супесей 523-529 Вт/м 3 , мерзлых суглинков 523-605 Вт/м 3 , мерзлых песков 651 Вт/м 3 ; температура замерзания супесей $-0,15^{\circ}\text{C}$, суглинков $-0,20^{\circ}\text{C}$; песков $-0,10^{\circ}\text{C}$; теплота фазовых переходов супесей 14136-23436 Вт/ч*м 3 , суглинков 22925-48304 Вт/ч*м 3 , песков 36456 Вт/ч*м 3 [2]. Для решения задачи также заданы климатические характеристики для каждого участка по метеостанциям – среднемесячные и среднегодовая температура воздуха, высота снежного покрова по месяцам [5, 9, 12]. В ходе решения задачи теплотехнического расчета произведена выборка архивных данных температур воздуха на каждый участок, существенную сложность составляла выборка по экстремальным периодам похолодания в аллереде и позднем дриасе, по этим периодам данные метеостанций Центральной Якутии заменены на метеостанции в районах северной тайги и тундры. Верификация первичных моделей производилась на основе геокриологических данных стационаров Умайбыт [10] и Юкэчи.

Для решения задачи геокриологического прогноза был использован математический метод упрощенного решения одномерной задачи Стефана, включающий применение программы Qfrost, разработанной на кафедре геокриологии МГУ.

По результатам моделирования температуры грунтов Центральной Якутии составили в аллереде $-8,4...-9,2^{\circ}\text{C}$, в позднем дриасе $-11,4...-13,2^{\circ}\text{C}$, в предбореальный период $-6,6...-8,9^{\circ}\text{C}$, в бореальный $-4,9...-5,5^{\circ}\text{C}$, в атлантические термохроны $-2,0...-3,0^{\circ}\text{C}$, в атлантический криохрон $-4,8...-6,8^{\circ}\text{C}$, в суббореальный криохрон $-6,1...-7,3^{\circ}\text{C}$, в суббореальный термохрон $-1,9...-2,4^{\circ}\text{C}$, в субатлантический криохрон $-5,6...-6,8^{\circ}\text{C}$, в субатлантический термохрон $-2,0...-2,9^{\circ}\text{C}$, температуры грунтов приведены на глубине 15 м (Табл. 2).

В.В. Самсоновой [8] также были получены близкие результаты, в основе моделирования задание трендов температур воздуха от $+0,0015^{\circ}\text{C}$ до $-0,05^{\circ}\text{C}$ на определенный период голоцена. Температуры грунтов составили в аллереде $-10,6^{\circ}\text{C}$, в позднем дриасе $-10,9...-11,8^{\circ}\text{C}$, в предбореальный период $-9,0^{\circ}\text{C}$, в бореальный $-4,4^{\circ}\text{C}$, в атлантический период (7900 л.н.) $-1,2^{\circ}\text{C}$, в атлантический период (7000 л.н.) $-5,1...-5,3^{\circ}\text{C}$, в атлантический период (5500 л.н.) $-0,5...-2,7^{\circ}\text{C}$, в суббореальный период (4400 л.н.) $-3,5...-5,5^{\circ}\text{C}$, в суббореальный период (3500 л.н.) $-0,6...-1,9^{\circ}\text{C}$, в субатлантический период (2200 л.н.) $-5,3^{\circ}\text{C}$, в субатлантический период (1000 л.н.) $-0,4^{\circ}\text{C}$. При сопоставлении результатов моделирования отличий практически нет, кроме как аллереде с разницей в $1,7^{\circ}\text{C}$, в атлантический период (5500 л. н.), разница составила $1,5^{\circ}\text{C}$ и в суббореальный период (3500 л.н.) разница в $2,2^{\circ}\text{C}$.

По результатам моделирования в Центральной Якутии наиболее теплые температурные режимы имеют участки Покровск и Бердигестях, а наиболее холодные у Охотского Перевоза и Ытык-Кюель, что объясняется различием в среднегодовых температурах воздуха и мощностях снежного покрова. Модели показывают

достаточную устойчивость криолитозоны на самые теплые периоды голоцена как атлантический (5500 л.н.), суббореальный (3500 л.н), субатлантический (1000 л.н.).

Таблица 2. Расчетные температуры грунтов по периодам в голоцене.

| участок/период | | Пок- ровск | Чур- апча | Амга | Крест- Халь- джай | Охотский Перевоз | Берди гестях | Ытык- Кюель | Ср. знач. | Ср. кв. откл |
|----------------------|------------------------------|---------------|--------------|-------|-------------------------|---------------------|-----------------|----------------|--------------|--------------------|
| Тгр совр | | -2,7 | -3 | -3,2 | -3,6 | -3 | -3,2 | -3,6 | -3,2 | 0,33 |
| аллеред | $\Delta t_{вз}$ -3...-4,5 | -8,8 | -9,1 | -9,2 | -8,9 | -9,0 | -8,4 | -9,2 | -8,9 | 0,27 |
| поздний дриас | $\Delta t_{вз}$ -5 | -11,9 | -13 | -12,7 | -13 | -13,2 | -11,4 | -13,2 | -12,6 | 0,70 |
| предбореальный | $\Delta t_{вз}$ - 2,5 | -6,6 | -8,3 | -7,9 | -8,7 | -8,6 | -7,9 | -8,6 | -8,1 | 0,73 |
| бореальный | $\Delta t_{вз}$ -0,5...-1 | -4,9 | -5,2 | -5,5 | -5,1 | -4,9 | -4,9 | -5,5 | -5,1 | 0,27 |
| атлантический | $\Delta t_{вз}$ +0,5 | -2,5 | -2,8 | -2,9 | -2,6 | -2,8 | -2,4 | -3 | -2,7 | 0,22 |
| | $\Delta t_{вз}$ - 1,5 | -4,8 | -6,6 | -6,5 | -6,6 | -5,9 | -5,6 | -6,8 | -6,1 | 0,72 |
| | $\Delta t_{вз}$ +0,5...+1 | -2 | -2,4 | -2,8 | -2,2 | -2,65 | -2 | -2,9 | -2,4 | 0,37 |
| суббореальн ый | $\Delta t_{вз}$ -2 | -6,2 | -7,2 | -7 | -7,2 | -6,2 | -6,1 | -7,3 | -6,7 | 0,44 |
| | $\Delta t_{вз}$ +0,5...+1 | -1,9 | -2,4 | -2,1 | -1,86 | -2,4 | -1,9 | -2,3 | -2,1 | 0,25 |
| субатлантиче ский | $\Delta t_{вз}$ - 1,5 | -5,8 | -6,6 | -7,4 | -6,6 | -5,9 | -5,6 | -6,8 | -6,4 | 0,64 |
| | $\Delta t_{вз}$ +0,5...+1 | -2,0 | -2,4 | -2,8 | -2,2 | -2,65 | -2 | -2,9 | -2,4 | 0,37 |

Литература

1. Андреев А.А. История растительности и климата Центральной Якутии в голоцене и позднеледниковье // Материалы международной конференции «Озера холодных регионов». Ч.4: Вопросы палеоклиматологии, палеолимнологии и палеоэкологии. Якутск, ЯГУ им. М.К. Аммосова, 2000. 15-19 с.
2. Гаврильев Р.В. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998. 280 с.
3. Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения приленской Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983., №52. 123-131 с.
4. Коницев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата. Криосфера Земли, 2011, т. XV, №4. 15-18 с.
5. Научно-прикладной справочник по климату СССР, выпуск 24, часть II, IV. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1989.
6. Огнев Г.Н. Геологические наблюдения на Лено-Амгинском водоразделе // Материалы Комиссии по изучению ЯАССР, выпуск 22. Ленинград, Изд-во АН СССР, 1927.
7. Основы геокриологии. Ч. 6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. Под ред. Ершова Э.Д. М.: Изд-во МГУ, 2008. 768 с.
8. Самсонова В.В., Федоров А.Н. Анализ мерзлотно-климатической динамики криогенных геосистем Центральной Якутии в голоцене средствами численного геокриологического прогноза // Климат и мерзлотные экосистемы: Труды Девятого международного симпозиума "Баланс углерода, воды и энергии и климат бореальных и арктических регионов с особым акцентом на Восточную Евразию", посвященного 25-летию начала совместных Российско-Японских исследований по изучению изменения

климата в криолитозоне, 1-4 ноября 2016 г. Якутск, Россия. Нагоя (Япония): Издательство Университета Нагоя, 2016. 232-235 с.

9. Справочник по климату СССР, выпуск 24, часть II, IV. Ленинград, Гидрометеорологическое издательство, 1968.

10. Турбина М.И. Сельскохозяйственное освоение ландшафтов с подземными льдами в Центральной Якутии // Охрана природы Центральной Якутии. Якутск, изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985. 31-42 с.

11. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И. и др. // Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. Якутск, изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1988. 240 с.

12. <http://www.pogodaiklimat.ru>

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ В РАЙОНЕ ОЗЕРА СОХОНТО (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЯМАЛ)

Опокина О.Л.^{1,2}, Слагода Е.А.^{1,2}

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; *opokina@ikz.ru*

² Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

Проведено обобщение данных по химическому составу поверхностных вод и подземных льдов Центрального Ямала. Выявлены разные геохимические типы водных растворов в пределах участка исследований, рассмотрены факторы их формирования. Установлено, что химический состав вод поверхностного стока формируется за счет талых снеговых вод и размыва мерзлых морских глин. Существенного влияния вытаявающих подземных льдов в формировании химического состава озерных вод не выявлено.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF NATURAL WATERS AND UNDERGROUND ICE IN THE AREA OF SOKHONTO LAKE (CENTRAL YAMAL)

Opokina O.L.^{1,2}, Slagoda E.A.^{1,2}

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

² Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

The generalization of data on the chemical composition of surface waters and ground ice in Central Yamal are carried out. The diversity of geochemical types of aqueous solutions within the study area is shown, the factors of their formation are considered. It was found that the chemical composition of surface runoff waters is formed due to melted snow water and erosion of sea clays. No significant influence of thawing ground ice in the formation of the chemical composition of lake waters was revealed.

Химический состав природного раствора определяется присутствием в нем растворенных газов, минеральных (неорганических) и органических веществ. Он наследуется от первичного источника воды и в дальнейшем преобразуется под воздействием физико-химических и биогеохимических процессов. Проявление и развитие этих процессов обуславливается совокупностью природных факторов и условий изучаемого района. Изучение геохимического состава природных водных растворов позволяет установить не только обстановку формирования источника воды (морскую или континентальную), но и уточнить условия его преобразования.

В настоящее время накоплено большое количество фактического материала по химическому составу озерных вод и подземных льдов севера Западной Сибири. Химические исследования озер проводят для оценки уровня загрязнения озерных вод и содержания растворенного органического углерода, изучения газопроявлений, характера распределения химических элементов в системе вода – донные отложения, определяют накопление микроэлементов водными растениями [4, 5, 11]. Изучение

геохимического состава подземных льдов позволяет установить генетический тип льда, а также факторы и условия льдообразования [8, 10]. Эти природные объекты в основном изучаются независимо друг от друга и их взаимовлияние не рассматривается. Так к основным источникам поступления химических веществ в озера относят атмосферные осадки и горные породы, слагающие озерную котловину, а приток веществ в водоем за счет вод подземного (надмерзлотного) стока и подземных льдов, выходящих в береговых обнажениях, не учитывается.

Геохимические исследования состава поверхностных вод и подземных льдов с целью выявления факторов и условий их формирования были проведены на Центральном Ямале, в районе озера Сохонто (рис. 1). Озеро расположено в бассейне р. Юрибей. В рельефе района исследований выделяются третья и четвертая морские равнины позднеплейстоценового возраста и низкая озерная терраса, сформировавшаяся в позднем неоплейстоцене-голоцене. Морские равнины сложены песками и супесями, их поверхность переработана термокарстовыми, эрозионными, денудационными и эоловыми процессами. Озерная терраса представлена песками [3]. Согласно схеме геокриологического районирования изучаемая территория расположена в зоне практически сплошного распространения среднетемпературных ($-3..-7\text{ }^{\circ}\text{C}$) многолетнемерзлых пород со сквозными таликами под крупными водоемами и руслами рек [2].

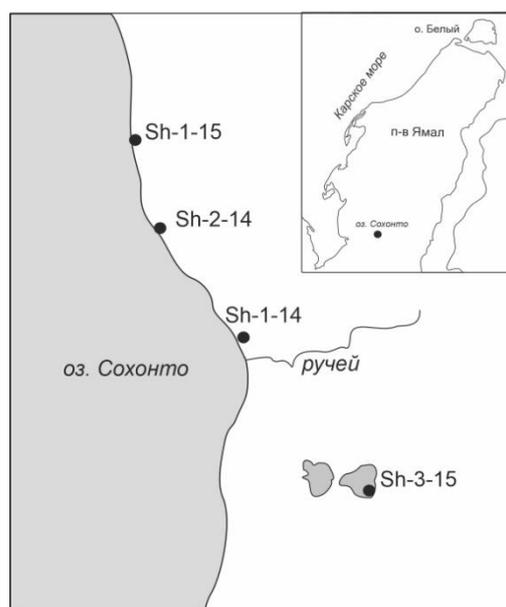


Рис. 1 Схема расположения пунктов геохимического опробования

Полевые работы, проведенные в изучаемом районе, включали геокриологическое, геоботаническое изучение разрезов четвертичных отложений и геохимические опробования природных вод и подземных льдов [7]. Для геохимических исследований были отобраны пробы подземных льдов, вскрытых в расчистках, а также пробы вод поверхностных водоемов и водотоков.

Гидрохимический и микроэлементный анализы проб выполнены в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск. Основные катионы (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) поверхностных вод и подземных льдов замерены методом атомной абсорбции, анионы (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-) — методом жидкостной хроматографии, гидрокарбонаты – потенциометрическим титрованием.

Анализ микроэлементов водных растворов выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce.

В береговых обнажениях озера Сохонто были изучены следующие типы подземных льдов: полигонально-жильные, текстурные и трещинные.

Полигонально-жильный лед вскрыт в верхней части разреза III морской равнины (Sh-1с-14). Отложения, вмещающие ледяные жилы, представлены мелководно-озерными слоистыми песками, супесями и суглинками с линзами автохтонного торфа [7]. Лед жилы вертикально-полосчатый за счет минеральных включений и пузырьков воздуха. Расплавы полигонально-жильного льда имеют низкую минерализацию (108-124 мг/дм³) и слабощелочную реакцию среды (рН 7,42-7,84). В основном составе растворов преобладают гидрокарбонаты, натрий и кальций, повышено содержание сульфатов (28-32%-экв) (табл. 1). Такое распределение ионов характерно для вод, сформировавшихся в континентальной обстановке, промерзание которых сопровождалось криогенной метаморфизацией состава [1]. В микрокомпонентном составе отмечены повышенные концентрации Sr, В, Br, что указывает на присутствие морских аэрозолей в составе льдообразующей влаги.

В береговом уступе IV морской равнины, осложнённом термоцирками, расчисткой Sh-2а-14 вскрыт трещинный лёд [9]. Трещина заложена между оползневым блоком и льдистыми глинами в естественном залегании. Она имеет клиновидную форму и выполнена прозрачным льдом с включениями пузырьков воздуха и кусочков глин размером 0,2–1,5 см. Лед трещины характеризуются низкой минерализацией (27,6 мг/дм³), слабокислой реакцией среды (рН 5,6). В составе ионов водорастворимых солей среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион, среди катионов – кальций и магний. Все эти показатели свидетельствуют о формировании трещинного льда в основном за счет континентальных атмосферных осадков. В распределении микрокомпонентов выявлены повышенные концентрации Zn, Cu, Al, Mn, Fe. Обогащение раствора этими элементами могло происходить при их поступлении с водами поверхностного или надмерзлотного стока, а также при их миграции из вмещающих глин.

Текстурные льды изучены в трех расчистка, заложенных на разных геоморфологических уровнях.

Шлировый текстурный лед вскрыт в отложениях III морской равнины (Sh-1с-14). Отдельные шпирь льда толщиной 1-1,5 см приурочены к слоистой толще, вмещающей полигонально-жильные льды. Текстурный лед имеет горизонтальную слоистость за счет минеральных включений. По химическому составу текстурный лед ультрапресный, реакция среды слабокислая. При анализе распределения основных анионов во льду отмечено примерно одинаковое их содержание, преобладает гидрокарбонат-ион (37%). В катионном составе наибольшую концентрацию имеют ионы натрия. Также в расплаве льда отмечено повышенное содержание аммония, что указывает на бескислородную обстановку разложения органики, существовавшую в слое до промерзания [6]. Микрокомпонентный анализ состава льда не проводился.

К текстурным льдам отнесен прослой льда, залегающий в глинах IV морской равнины (Sh-1-15). Лед включает пузырьки воздуха и хаотично-расположенные комочки грунта. Расплавы льда характеризуются повышенной минерализацией (283,7 мг/дм³) и нейтральной реакцией среды. В составе ионов водорастворимых солей среди анионов преобладают гидрокарбонат-ион и хлорид-ион, среди катионов – натрий. Отмечено практически полное отсутствие ионов кальция и магния и относительно высокое содержание ионов калия (11%). В микрокомпонентном составе льда концентрации многих элементов превышены в 2-10 раз по сравнению с поверхностными водами и другими типами подземных льдов. Полученные данные указывают, что источником влаги для формирующихся текстурных льдов служили поровые растворы морских глин.

Таблица 1
Химический состав подземных льдов и поверхностных вод

| Показатель | Ед.изм. | Объект | | | | | | | |
|------------------|---------------------|--------------------------|-----------------------|-------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------|-------------|-------|
| | | ПЖЛ, Sh-1с-14, 2,8 м, | ПЖЛ, Sh-1с-14, 5 м | Трещинный, Sh-2а-14, 1,5 м | Текстурный Sh-1-15, 3,5 м | Текстурный Sh-3-15, 6,5 м | Оз. Сохонто | Малое озеро | Ручей |
| М | мг/дм ³ | 124,05 | 108,3 | 27,59 | 283,7 | 14,04 | 27,01 | 43,13 | 54,45 |
| рН | | 7,42 | 7,84 | 5,93 | 6,98 | 5,13 | 6,73 | 7,3 | 8,82 |
| НСО ₃ | мг/дм ³ | 54,9 | 49,41 | 16,71 | 103,0 | 3,66 | 14,64 | 18,06 | 23,79 |
| | %-ЭКВ | 53,5 | 54,5 | 65,2 | 44,6 | 33,3 | 64,1 | 46,2 | 52,0 |
| Сl | мг/дм ³ | 10,89 | 5,39 | 1,72 | 57,03 | 1,61 | 3,04 | 9,26 | 10,66 |
| | %-ЭКВ | 18,5 | 10,4 | 11,7 | 43,1 | 25,5 | 23,2 | 41,3 | 40,6 |
| SO ₄ | мг/дм ³ | 22,57 | 25,03 | 4,66 | 22,36 | 3,56 | 2,29 | 3,82 | 2,65 |
| | %-ЭКВ | 28,0 | 35,1 | 23,1 | 12,3 | 41,2 | 12,7 | 12,5 | 4,7 |
| Na | мг/дм ³ | 19,1 | 12,2 | 0,84 | 78,2 | 1,88 | 2,6 | 6,59 | 11,9 |
| | %-ЭКВ | 48,3 | 37,6 | 15,5 | 81,9 | 32,6 | 29,5 | 47,8 | 64,2 |
| К | мг/дм ³ | 3,12 | 2,36 | 0,55 | 18,3 | 0,59 | 0,25 | 1,14 | 0,02 |
| | %-ЭКВ | 4,7 | 4,3 | 6,0 | 11,3 | 6,0 | 1,7 | 4,9 | 0,1 |
| Ca | мг/дм ³ | 9,44 | 10,17 | 2,21 | 3,63 | 2,23 | 2,55 | 2,12 | 2,42 |
| | %-ЭКВ | 27,5 | 36,0 | 47,0 | 4,4 | 44,4 | 33,2 | 17,7 | 15,0 |
| Mg | мг/дм ³ | 4,03 | 3,74 | 0,89 | 1,18 | 0,51 | 1,64 | 2,13 | 2,01 |
| | %-ЭКВ | 19,5 | 22,1 | 31,5 | 2,4 | 16,9 | 35,6 | 29,6 | 20,8 |
| NH ₄ | мг/дм ³ | 0,47 | 0,4 | 0,48 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,00 |
| NO ₂ | мг/дм ³ | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,0 | 0,01 |
| NO ₃ | мг/дм ³ | 0,04 | 0,04 | 0,1 | 1,02 | 3,71 | 0,04 | 0,05 | 0,02 |
| Si | мг/дм ³ | 0,9 | 0,88 | 0,63 | - | 0,15 | 1,76 | 0,33 | 2,04 |
| Li | мкг/дм ³ | 1,9 | 1,8 | 0,35 | 11,7 | 1,37 | 1,64 | 1,61 | 2,53 |
| B | мкг/дм ³ | 37,8 | 27 | 6,72 | 643 | 16,2 | 14,7 | 27,6 | 37,7 |
| Al | мкг/дм ³ | 10,1 | 20,4 | 72,4 | 1310 | 16,7 | 6,36 | 14,7 | 5,88 |
| Ti | мкг/дм ³ | 0,69 | 0,97 | 0,94 | 55,6 | 0,38 | 0,51 | 0,75 | 0,39 |
| V | мкг/дм ³ | 1,12 | 1,43 | 1,35 | 12,3 | 0,2 | 0,34 | 0,53 | 0,14 |
| Cr | мкг/дм ³ | 0,85 | - | 1,1 | 4,34 | - | 0,48 | - | - |
| Mn | мкг/дм ³ | 59,6 | 147 | 73,6 | 78,1 | 25,9 | 13,9 | 9,61 | 24 |
| Fe | мкг/дм ³ | 27 | 40 | 154 | 1740 | 51 | 97,7 | 21,9 | 195 |
| Co | мкг/дм ³ | 0,814 | 1,46 | 1,05 | 6 | 0,28 | 0,18 | 0,07 | 0,26 |
| Ni | мкг/дм ³ | 3,52 | 5,57 | 6,11 | 6,49 | 1,81 | 2,49 | 0,85 | 2,2 |
| Cu | мкг/дм ³ | - | 7,3 | 18,2 | 14,4 | 4,28 | - | - | - |
| Zn | мкг/дм ³ | 3,94 | 7,15 | 39,6 | 11,2 | 3,38 | 7,96 | - | - |
| As | мкг/дм ³ | 1,74 | 0,48 | 0,94 | 2,41 | 0,13 | 0,52 | 0,44 | 0,35 |
| Br | мкг/дм ³ | 58,6 | 37,8 | 18,6 | 141 | 8,68 | 16,9 | 33,1 | 37,4 |
| Rb | мкг/дм ³ | 0,31 | 0,33 | 1,01 | 3,18 | 0,18 | 0,32 | 0,46 | 0,08 |
| Sr | мкг/дм ³ | 55,8 | 59,7 | 15,6 | 14,2 | 7,25 | 17,8 | 18,9 | 14,7 |
| Mo | мкг/дм ³ | 2,62 | 0,77 | 0,25 | 22,1 | - | 0,11 | 0,34 | 0,16 |
| I | мкг/дм ³ | 9,72 | 4,71 | 3,3 | 22,8 | 1,57 | 1,73 | 5,48 | 3,16 |
| Ba | мкг/дм ³ | 14,8 | 19,9 | 6,33 | 5,96 | 4,07 | 4,37 | 1,38 | 2,44 |
| Pb | мкг/дм ³ | 0,19 | 0,13 | 0,05 | 0,99 | - | - | 0,18 | - |
| U | мкг/дм ³ | 0,33 | 0,28 | 0,08 | 0,18 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | - |

Текстурные льды изучены также в береговом уступе малого озера (Sh-3-15). Горизонтальный прослой прозрачного льда мощностью до 5 см вскрыт на глубине 6,5 м в темно-серых озерных суглинках. По химическому составу лед ультрапресный,

сульфатный, кальциевый, с повышенным содержанием нитратов (3,71 мг/дм³), кислотнo-щелочная обстановка – слабокислая. Преобладание сульфатов в химическом составе воды характерно для подозерных таликов на последней стадии промерзания [1]. Микрокомпонентный состав в отличие от текстурного льда в глинах характеризуется минимальными содержаниями большинства элементов.

Для выявления возможной связи между разными типами природных вод и подземных льдов района исследований были опробованы следующие водные объекты – озеро Сохонто, малое озеро и ручей в термоэрозионной ложбине.

Озеро Сохонто по площади водной поверхности (50,2 км²) относится к средним водоемам, является сточным - имеет постоянный поверхностный сток через реку Сохонтосё, питание - в основном снеговое [12]. Озерные воды характеризуются ультрапресным составом, среди основных ионов преобладают гидрокарбонаты, кальций и магний, по степени кислотности относятся к нейтральному типу. В микроэлементном составе повышено содержание Si (1,76 мг/дм³) и низкое В и Al.

Малое озеро расположено термокарстово-термоэрозионной долине, в 1 км восточнее озера Сохонто. Оно относится озерам и имеет сток к озеру Сохонто. По химическому составу воды озера ультрапресные, реакция среды нейтральная. В составе ионов водорастворимых солей среди анионов преобладают гидрокарбонат-ион и хлорид-ион, среди катионов – натрий. Схожесть химического состава озерной воды с составом текстурного льда в суглинках свидетельствует об их генетической связи.

В днище термоэрозионной ложбины, расчленяющей поверхность третьей равнины, был опробован ручей. По химическому составу воды ручья ультрапресные (53,5 мг/дм³), щелочные, гидрокарбонатные натриевые с низким содержанием сульфат-иона (7%). По данным С.М. Фотиева [10] низкое содержание сульфатов является характерной особенностью снеговых вод Ямала. На участие в поверхностном стоке подземных льдов, вытаивающих из морских глин, указывают повышенные концентрации в водах ручья Li, В, Fe и Si. Минимальные концентрации Al и Ti, значения которых в текстурных льдах глин значительны, объясняются их низкой миграционной способностью в щелочных условиях [6].

Результаты проведенных геохимических исследований показали, что подземные льды и поверхностные воды в районе озера Сохонто по химическому составу относятся в основном к гидрокарбонатному классу, группа смешанная. Все изученные водные растворы характеризуются ультрапресным составом, при этом подземные льды имеют более высокую минерализацию, по сравнению с поверхностными водами, за счет солей вмещающих их отложений.

Распределение основных ионов в природных водных растворах свидетельствуют о формировании большей части изученных природных водных растворов за счет атмосферных осадков. При этом в химическом составе расплавов полигонально-жильного льда зафиксированы примеси морских аэрозолей, в трещинном льду – элементов из вмещающих отложений. Химический состав вод поверхностного стока образуется, в том числе и за счет размыва мерзлых морских глин с текстурными льдами. Существенного влияния вытаивающих подземных льдов на химический состав озерных вод не выявлено. Вероятно, это связано с частичным осаждением элементов на сорбционном барьере в прибрежной части озера.

Работа выполнена в рамках НИОКТР 121041600042-7.

Литература

1. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск: Наука, 1981 – 152 с

2. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, Ю.К. Васильчук, П.И. Кашперюк, В.Г. Фирсов. – М.: Наука, 1987 – 222 с.
3. Государственная геологическая карта РФ. Геоморфологическая карта. М-б 1:1000000. Лист R (40)-42 (о. Вайгач – п-в Ямал) – СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
4. Дворников Ю.А., Лейбман М.О., Хайм Б., Хомутов А.В., Рёсслер С., Губарьков А.А. Термоденудация на Ямале - источник увеличения концентрации растворенного органического вещества в озерах // Криосфера Земли. - 2017. - Т. 21, № 2. - С. 33-42.
5. Манасыпов Р. М. Биогеохимические особенности экосистем термокарстовых озер субарктики Западной Сибири. Автореферат дис. к.б.н. – Томск. 2013 – 23 с.
6. Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высш. школа, 1979. – 423 с.
7. Слагода Е.А., Нарушко М.В., Прейс Ю.И., Опокина О.Л., Курчатова А.Н. Реконструкция развития термокарста в районе озера Сохонто (Центральный Ямал) в позднем неоплейстоцене-голоцене по криолитологическим и ботаническим данным // Криосфера Земли. – 2016, Т. XX. № 4 – С. 59-68.
8. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 3. – С. 15–24.
9. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лед и снег. - 2017. Т. 57. № 4. - С. 553-564.
10. Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала//Криосфера Земли – 1999, Т.4. № 2 – С. 40-65.
11. Хорошавин В.Ю., Селюков А.Г., Шуман Л.А., Алешина О.А. Проект комплексного исследования озерных экосистем Тазовского района: первые результаты // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа – 2016. № 4 – С.93-98.
12. Ямальский район: Энциклопедия. Тюмень; Яр-Сале: Центр региональных справочных изданий ТюмГУ – 2015– 452 с.

КРИОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОЙМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕЧНЫХ ДОЛИН БАСЕЙНА Р. СЕЛЕНГИ

Рыжов Ю.В.^{1,2}, Смирнов М.В.^{1,2}

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; ryv@crust.irk.ru

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; smv38@mail.ru

Цель исследования – характеристика криогенных деформаций (грунтовых жил, криотурбаций), их генезиса в отложениях пойм в бассейне р. Селенги. Изучены строение, состав и возраст отложений пойм речных долин, выявлены грунтовые жилы и криотурбации в сезонно–мерзлом слое. Отмечается, что ряд клиновидных форм могут иметь смешанный (криогенно–эрозионный) и некриогенный (эрозионный) генезис, быть трещинами усыхания. Определено время формирования грунтовой жилы и криотурбаций.

CRYOGENIC DEFORMATIONS IN THE FLOODPLAIN SEDIMENTS OF RIVER VALLEYS, BASIN OF SELENGA RIVER

^{1,2} Ryzhov Yu.V. ^{1,2}Smirnov M.V.

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; ryv@crust.irk.ru

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia; smv38@mail.ru

The purpose of the study is to characterize cryogenic deformations (ground wedges, cryoturbations), their genesis in the Late Holocene deposits of floodplains in the Selenga the river basin. The structure, composition and age of deposits in the floodplains of river valleys have been studied, ground wedges and cryoturbations in the seasonally frozen layer have been identified. It is noted that a number of wedge forms can have a mixed (cryogenic–erosive) and non–cryogenic (erosional) genesis, . The time of formation of a ground wedges and cryoturbations was determined.

Введение

Бассейн р. Селенги площадью 447 тыс. км² расположен в центре Евразии в Западном и Восточном Забайкалье, Северной и Центральной Монголии в южной геокриологической зоне и представляет регион преимущественно прерывистого, островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород [7]. В котловинах и долинах рек преобладает островное (<50%) и редкоостровное распространение многолетнемерзлых пород мощностью 0–50 м со среднемноголетними температурами горных пород 2...–1⁰С [3, 11]. Криогенные деформации в средне- и позднеголоценовых пойменных отложениях речных долин бассейна р. Селенги и смежных районах встречаются в виде мелких изначально–грунтовых жил, криотурбаций, псевдоморфоз по повторно–жильным льдам [1–2, 5, 10]. В Прибайкалье Г.А. Воробьева [2] выделяет пять фаз криогенного трещинообразования в средне– и позднеголоценовых отложениях и связывает их с этапами похолодания климата.

Природные условия, объекты и методы исследования

Речные долины и котловины в бассейне р. Селенги характеризуется разнообразными природными условиями. Среднегодовые температуры в долинах рек в бассейне р. Селенги изменяются от –3.7⁰С в верховье долины р. Менза до +2.3⁰С в долине р. Орхона. Абсолютные минимальные температуры воздуха изменяются от –41 до –55⁰С, почвы от –46 до –55⁰С [6]. Зимой (ноябрь–март) в речных долинах и котловинах выпадает 5–12% годовой нормы осадков (13–80 мм) [6]. Средние температуры самого теплого месяца (июля) 18–24⁰С. До 75–80% годовой нормы осадков выпадает в летний период.

В условиях островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых горных пород, низких зимних температур воздуха (средняя температура января –(18–26⁰ С), малого количества зимних осадков с ноября по март (13–43 мм) [6], небольшой мощности снежного покрова (5–30 см), высокой влажности отложений в котловинах и долинах рек Забайкалья, Северной и Центральной Монголии создаются благоприятные условия для криогенного растрескивания и пучения горных пород. Формируются изначально–грунтовые жилы, криотурбации [7–9] в сезонно–мерзлом слое.

Исследования отложений пойм и низких террас проводились в российской и монгольской частях бассейна р. Селенгт. Наиболее часто выявляются криотурбации, связанные с сезонным промерзанием и протаиванием насыщенных влагой голоценовых аллювиальных отложений. Грунтовые жилы в разрезах отложений встречаются реже. Рассмотрим криогенные деформации на примере двух районов бассейна р. Селенги. Первый район – северный расположен в бассейнах рек Итанцы и Ильки. Второй – южный приурочен к верховьям р. Орхон в Монголии. В первом районе четвертичные отложения представлены поздненеплейстоценовыми и голоценовыми песками, супесями, галечниками, глинами, торфяниками. Рельеф долин рек аккумулятивный, склонов эрозионно–аккумулятивный и эрозионно–денудационный. Климат резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха – (1,7–2,5⁰ С). Самый холодный месяц январь (–25⁰С), теплый июль (18–19⁰С); среднегодовая норма осадков 220–300 мм из них зимой (ноябрь–март) выпадает 30–60 мм (11–12%) (Научно–прикладной..., 1989). Максимальная мощность снежного покрова 15–30 см. Глубина сезонного промерзания 2–3 м. Многолетнемерзлые породы распространены локально на заболоченных участках пойм. Почвы аллювиальные луговые, серые лесные. Ландшафты лесостепные в днищах котловин, таежные на склонах.

Второй район расположен в долине р. Орхон в районе г. Хархорин (Каракорум) в Монголии. Участок на пойме 1–1.5 м реки Орхон расположен в предгорье хр. Хангай

на левом берегу в 1.5 км севернее–северо–западнее автомобильного моста через р. Орхон в г. Хархорин. Плейстоценовыми и голоценовым галечниками, песками, супесями, сложены поймы и надпойменные террасы, нижние части склонов. Климат резко континентальный, среднегодовая температура воздуха в Хархорине + 1⁰. Самый холодный месяц январь (–24.7⁰С), теплый июль (17.7⁰С). Средняя многолетняя годовая сумма осадков 364 мм. Зимой (ноябрь–март) выпадает 34 мм осадков (9%). Рельеф аккумулятивный в долине р Орхон, эрозионно–аккумулятивный и эрозионно–денудационный на склонах. Глубина сезонного промерзания 1.5–2.5 м. Многолетнемерзлые породы отсутствуют. Почвы каштановые, ландшафты – степные, сухостепные.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфии и литологии отложений и почв, выявлению и характеристике криогенных деформаций. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено в Санкт–Петербургском государственном университете и Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по углероду гуминовых кислот погребенных почв. Определение остаточной активности углерода выполнено на QUANTULUS–1220 (Liquid Scintillation Counters).

Результаты исследований.

При проведении исследований в пойменных отложениях в северном районе выявлены изначально–грунтовые жилы и криотурбации. Первые связаны с криогенным растрескиванием, вторые с сезонным промерзанием и протаиванием влажных супесей и суглинков. В разрезе отложений высокой поймы (2.5–3 м) на правом берегу р. Ильки (рис. 1 А) выявляются две пачки отложений: почвенная супесчаная (0–48 см) из супесей опесчаненных гумусированных и песчано–гравийная, состоящая из песков от мелкозернистых до грубозернистых с гравием (48–150 см) (рис. 1 А). На глубинах 50–150 см вскрыта погребенная изначально–грунтовая жила шириной до 40 см (рис. 1А). На глубинах 50–70 см ее ширина составляет 20–40 см, ниже она утончается до 1–10 см. Жила характеризуется субвертикальным залеганием слоев песков мелко– и тонкозернистых и трех тонких (1–3 см) вертикальных прослоев супесей и мелкозернистых песков слабо гумусированных. По краям грунтовая жила заполнена песком разнозернистым с включением дресвы. Отложения клиновидной структуры перекрыты аллювиальными супесями с мелкозернистым песком (глубина 42–48 см) возрастом 3709–3410 кал. л.н. Ниже залегают аллювиальные разнозернистые пески с дресвой и гравием (~4.2–3.8 тыс. кал. л.н.), свидетельствующие о высоких паводках, врезании реки, завершении накопления руслового аллювия, геоморфологическом оформлении высокой поймы. Время образования и заполнения грунтовой жилы – ~3.8–3.6 тыс. кал. л.н.

Криотурбации

Криотурбации – текстурные формы сложения дисперсных пород, при которых слои в разрезе напоминают завихрения, загибы, кольца и т.п. виды рисунков. Возникают под воздействием динамических деформаций, вызванных промерзанием–протаиванием избыточно увлажненных дисперсных пород. Разновидности криотурбаций карманы, «котлы кипения» и некоторые другие [4, с. 371].

В разрезе высокой поймы р. Итанцы в нижней части одноименной котловины вскрыты аллювиальные отложения, представленные сверху вниз (рис. 1 Б): гумусированными супесями (глубина 0–10 см); супесями с многочисленными пятнами ожелезнения (10–33 см); песками крупно– и среднезернистыми с включением гравия (33–46 см); суглинками оторфованными гумусированными (46–120 см); песками мелко– и среднезернистыми русловой фации аллювия (120–150 см), В интервале глубин 36–65 см выделяется криотурбация W образной формы шириной по верху до

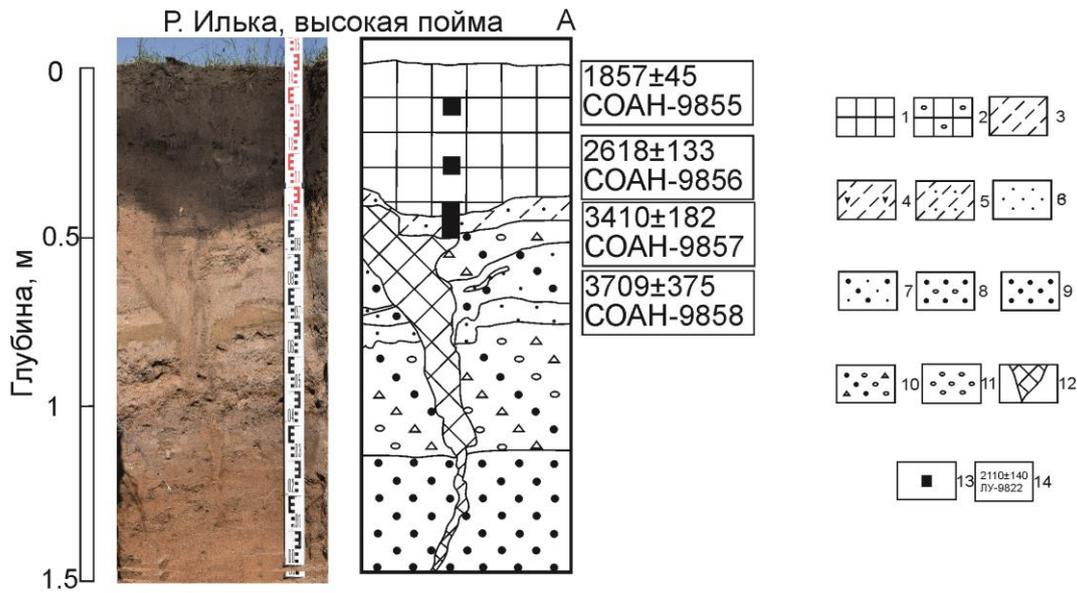


Рис. 1. Разрезы отложений: А – высокая пойма р. Ильки; Б – высокая пойма р. Итанцы; С – низкая пойма р. Орхон. 1 – гумусированная супесь, легкий суглинок (почва); 2 – гумусированная супесь с мелкой галькой; 3 – супесь; 4 – супесь ожелезненная; 5 – супесь с мелкозернистым и тонкозернистым песком; 6 – песок мелкозернистый; 7 – песок разнозернистый; 8 – песок крупнозернистый; 9 – песок разнозернистый с включением гравия; 10 – песок разнозернистый с дресвой и гравием; 11 – гравий с галькой; 12 – грунтовая жила, криотурбация; 13 – интервал отбора проб на ^{14}C ; 14 – календарный возраст (кал. л.н.) и лабораторный номер образца.

25 см, высотой до 30 см в сезонно–мерзлом слое. В пользу ее криогенного генезиса свидетельствуют клиновидная форма, субвертикальное, волнистое и наклонное залегание слоев отложений внутри нее и по периметру. Клиновидная структура выполнена преимущественно супесями буровато–коричневыми ожелезненными. Криотурбация подстилается влажными суглинками оторфованными гумусированными.

На низкой пойме высотой 1.5 м на левом берегу р. Орхон у г. Хархорин в разрезе (рис. 1 В) вскрываются (сверху вниз): супеси гумусированные коричневые с включением мелкой гальки (0–12 см), супеси гумусированные серовато–коричневые, ожелезненные (12–33 см), пески разнозернистые серые, светло–серые с включением дресвы и гравия (33–42 см), супеси светло–серые (42–51 см), пески оглиненные разнозернистые желтовато–коричневые (51–58 см); супеси гумусированные темно–коричневые, ожелезненные (58–81 см), суглинки легкие коричневые оглеенные (81–94 см), гравий и галька (91–150 см).

На глубинах 39–60 см выявляются криотурбации. Они представлены клином шириной по верху до 14 см (см рис. 1 В), волнистым, складчатым залеганием слоев. В пользу криогенного генезиса свидетельствуют наклонное и субвертикальное залегание слоев вмещающих по периметру клина, выполненного песками разнозернистыми с включением дресвы и гравия (39–54 см), супесями серыми и белесыми (54–56 см) и песками тонкозернистыми желтовато–коричневыми ожелезненными (56–60 см), волнистое залегание слоев. Ожелезненность и оглеенность гумусированных супесей (55–81 см) и легких суглинков (81–94 см) – результат высокого увлажнения. Время формирования криотурбации 1985–1265 кал. л.н. Клиновидная структура перекрыта и в основном выполнен песками разнозернистыми с включением дресвы во время паводка на р. Орхон и/или поступлением на пойму пролювиальных разнозернистых песков с включением дресвы и гравия при размыве отложений уступа первой надпойменной террасы. Пески подстилается супесью гумусированной темно–коричневой ожелезненной.

Обсуждение результатов

Низкие зимние температуры воздуха и почвы, увлажнение отложений пойм и террас поверхностными и подземными водами, ожелезнение, оглеение, наличие супесей, легких суглинков обуславливают сезонное промерзание и протаивание, пучение, криогенное растрескивание. Наиболее активно оно проявляется на заболочиваемых участках пойм в котловинах Забайкалья, где формируются полигоны размером 0,5–3 м. Промерзание и протаивание увлажненных горных пород супесчаного и суглинистого состава приводит к деформациям отложений пойм. Наблюдаются клиновидные структуры, наклонное, волнистое, складчатое залегание слоев, связанные с сезонным растрескиванием и пучением. Как правило, слои с криогенными деформациями подстилаются влажными супесями, суглинками, оторфованными суглинками. Криогенные деформации связаны с локальными и региональными изменениями природных условий, (резким понижением зимних температур, активным промерзанием влажных четвертичных отложений, похолоданиями климата). После

весеннего половодья и летних паводков грунтовые жилы и криотурбации на поймах были перекрыты аллювием.

В разрезах голоценовых отложений пойм далеко не всегда четко можно установить криогенный генезис клиновидных структур. Последние, могут иметь и смешанный (криогенно–эрозионный) или эрозионный генезис. Например, на пойме р. Орхон наклонное, волнистое, складчатое залегание слоев супесей, оглиненных песков, подстилаемых влажными гумусированными супесями, свидетельствуют о криогенных деформациях при сезонном промерзании и протаивании. В то же время, клиновидная структура может иметь и эрозионный генезис и образоваться при размыве пойменных отложений во время сильных ливней. Она перекрыта песками разномерными серыми, светло–серыми с включением дресвы и гравия. Эти отложения представляют собой или аллювий или пролювий конусов выноса промоин, накопившийся при размыве отложений первой надпойменной террасы высотой 7–10 м. Погребенные клиновидные структуры формировались на пойме в тонкозернистых песках, супесях и суглинках по трещинами усыхания после высоких паводков вследствие потери воды при высыхании, уплотнении осадков, аккумуляции аллювия.

Заключение:

1. В разрезах средне– и позднеголоценовых отложений пойм в бассейне р. Селенги выявлены криогенные деформации, представленные грунтовыми жилами и криотурбациями в сезонно–мерзлом слое.

2. Грунтовые жилы связаны с криогенным растрескиванием и встречаются в средне– и поздеголоценовых отложениях пойм. Криотурбации широко распространены в аллювии в бассейне р. Селенги. Они образуются при сезонным промерзании, протаивании, пучении увлажненных голоценовых супесей и суглинков.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Гранта Правительства РФ, проект № 075–15–2021–631 от 08.06.21 «Байкальская Сибирь в каменном веке: на перекрестке миров».

Литература

1. Аржанников С.Г., Алексеев С.В., Глызин А.В., Кулагина Н.В., Игнатова Н.В., Орлова Л.А. Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене в западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 206–221.
2. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск, Изд–во ИГУ, 2010. 205 с.
3. Геокриология СССР. Т.4 Средняя Сибирь. М.: Недра, 1989. 414 с.
4. Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1978. 486 с..
5. Константинов М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан–Удэ–Чита, Изд–во БНЦ СО РАН и ЧГПИ, 1994 180 с.
6. Научно–прикладной справочник по климату СССР. Серия 3 Многолетние данные. Части 1–6. Выпуск 23 Бурятская АССР, Читинская область. Л., Гидрометеиздат, 1989. 550 с.
7. Основы геокриологии. Ч.3. Региональная и историческая геокриология Мира / Под ред. Э.Д. Ершова. Москва, Изд–во МГУ, 1998. 575 с.
8. Романовский Н.Н. Формирование полигонально–жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977. 215 с.
9. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. Москва, Изд–во МГУ, 1993. 336 с.
10. Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Kononov A.M. Cryogenic deformation structures in Late Cenozoic unconsolidated sediments of the Tunka depression in the Baikal rift zone // Permafrost and Periglacial Processes. 2014. Vol. 25. P. 117–126.
11. Jambaljav Ya., Gansukh Ya., Temuujin X., Tsogt–Erdene G., Undrakhtsetseg Ts., Saruulzaya A., Amarbayasgalan Yo., Dashtseren A., Narangerel Sh. Permafrost Distribution Map of Mongolia. Ulaanbaatar, GAZRIIN ZURAG LLC, 2016. 1 л.

СЛЕДЫ МЕТАМОРФИЗМА КОНТАКТНЫХ ЗОН ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Слагода Е.А.^{1,2,3}

¹ Институт криосферы Земли Тюм НЦ СО РАН, Тюмень, Россия

² Тюменский индустриальный Университет, Тюмень, Россия

³ Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Петрографические исследования шлифов контактных зон ледяных тел позволили уточнить генезис подземных льдов, выявить следы перекристаллизации, пликативные и хрупкие деформации. Определены первичные и вторичные следы метаморфизма льда под воздействием колебаний температуры и давления в массиве и в зоне обнажений.

TRACES OF METAMORPHISM OF CONTACT ZONES OF UNDERGROUND ICE

Slagoda E.A.^{1,2,3}

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, SB RAS, Tyumen, Russia;

² Tyumen State University, Tyumen, Russia;

³ Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia;

Petrographic studies of the contact zones of ice bodies allowed us to clarify the genesis of underground ice, to reveal traces of recrystallization, plicative and brittle deformations. Primary and secondary traces of ice metamorphism under the influence of temperature and pressure fluctuations in the massif and in the outcrop zone have been determined.

В настоящее время далеко не все известно о генезисе, механизмах формирования и процессах трансформации подземных льдов. Наименее изученными остаются вопросы метаморфизма, пластических и хрупких деформаций подземных льдов, их текстурообразующих элементов, включений и кристаллов льда в условиях изменения напряжений и температурного градиента в верхней части криолитозоны [13].

Универсальный метод определения генезиса залежей подземных льдов отсутствует, в основном, из-за фрагментарной доступности, отсутствии четких соотношений ледяных тел и неровных выходов льда на поверхность. Залежи льдов в одном разрезе многолетнемерзлой толщи, могут состоять из разных ледяных тел. Петрографические методы исследования подземных льдов следует совершенствовать. Генетические типы внутригрунтовых и погребенных льдов выделяют, в основном, по видимым внешним признакам: форме, цвету, контактам отдельных элементов и тел, расположению и концентрации грунтовых и/или органических включений, ориентировке и размерам пузырьков газа [2]. Химический, минеральный, изотопный, газовый состав, особенности текстуры и структуры льдов дают дополнительные возможности для определения генетических типов льда. Кроме этого особенности строения льда, содержат следы первичных и вторичных преобразований под воздействием изменения термодинамических условий в мерзлом массиве за весь период времени существования залежи льда и в оттаивающих обнажениях. Для решения вопросов о первичном строении льда и/или вторичном его преобразовании перспективны исследования шлифов на контактах разных элементов сложных залежей.

Основные представления о преобразовании строения льда - метаморфизме льдов разного генезиса были разработаны П.И. Шумским [14], Б.А. Савельевым [6], В.И. Соломатиним [10]. Петрографическими исследованиями установлены следы метаморфизма льда в ледниках, морских, озерных и речных льдах [4, 9, 12, 15, 16.] в

повторно-жильных, пластовых погребенных и внутригрунтовых льдах Ямала [1, 2], Гыдана [17] и Якутии [5]. Происхождение деформаций в подземных льдах часто спорно, а прозрачность массива, монолита льда и ледогрунта искажает границы слоев, ориентировку, формы включений и деформации. К следам метаморфизма льда в шлифах относят нарушения слоистости, уменьшение, увеличение размеров, изменение ориентировки и граней кристаллов, смещение, разрывы, трещины слоев и кристаллов.

Для выявления первичных и вторичных следов преобразований льдов петрографическим методом в данной работе применялся сравнительный анализ шлифов - дешифрирование их изображений. При этом учитывалось залегание, формы и строение подземного льда, его элементов, макротекстура и положение монолита в залежи льда и в разрезе отложений. Ненарушенные монолиты льда размером более 0,2x0,1x0,2 м, при отборе ориентировали по вертикали к поверхности и элементам строения ледяных тел, к вмещающим и перекрывающим отложениям.

Особенности текстуры и структуры льда в шлифах повторно-жильного (ПЖЛ) и пластового (ПЛ) инъекционного, сегрегационного широко известны [2, 7, 8]. Поэтому, для определения типа льда чаще используют один срез А (плоскость) - вертикальный фронтальный по отношению к ПЖЛ или выходу пласта. Для льдов сложного строения, неясного генезиса анализ соотношения и форма компонентов льда проведен в тонких пластинах, вырезанных из монолита в трех взаимно перпендикулярных срезах монолита: А - вертикальном фронтальном; В - вертикальном поперечном, С - горизонтальном, по нормали к А, В. В шлифах льда толщиной 0,8-0,5-0,3 мм, на фотографиях с масштабом фиксировали: в проходящем свете (в прозрачных пластинах на темном или светлом фоне) ориентировку, форму пузырьков и минеральных включений; в поляризованном свете - контуры, форму и распределение кристаллов, минеральные и органические включения, пузырьки. Размеры кристаллов определяли в тонких шлифах чистого льда, точность измерений в поляроиде ограничена величиной 0,3-0,5 мм. Из ледогрунта и льда с минеральными примесями, многочисленными пузырьками трудно изготовить тонкие шлифы, поэтому, кроме четко ограниченных кристаллов и минеральных включений, выделены зоны микрокристаллов и минеральной взвеси (мути) со скрытокристаллическим льдом.

Дешифрирование снимков шлифов позволяет уверенно выявить признаки генезиса в позднсартанских - голоценовых ПЖЛ - элементарные жилки, осевые швы, увеличение и перестройку кристаллов при пересечении разнонаправленных элементарных жилок (рис. 1, А), включения сегрегационных и термокарстово-полостных льдов и зоны деформаций жил [11]. В древних ПЖЛ элементарные жилки выделяются не четко, но сохраняется вертикально-волнистая слоистость, осевые швы, ориентировка пузырьков, мути, несмотря на метаморфизм - перекристаллизацию, увеличение и выравнивание размеров кристаллов и режеляционные каймы льда [5, 9].

Вопросы идентификации первичных и вторичных следов термодинамометаморфизма в шлифах льда внутригрунтовых и погребенных пластовых залежей не имеют однозначного решения, т.к. могут совмещаться в одном объекте. С процессом льдовыделения, вязко-пластичными свойствами льда и увеличением объема залежи в промерзающем массиве связано возникновение деформаций, синхронных периоду формирования залежи, т.е. первичных. Изменения строения и деформации льдов, связанные с нахождением залежи в иных термодинамических условиях в мерзлом массиве относят к наложенным - вторичным.

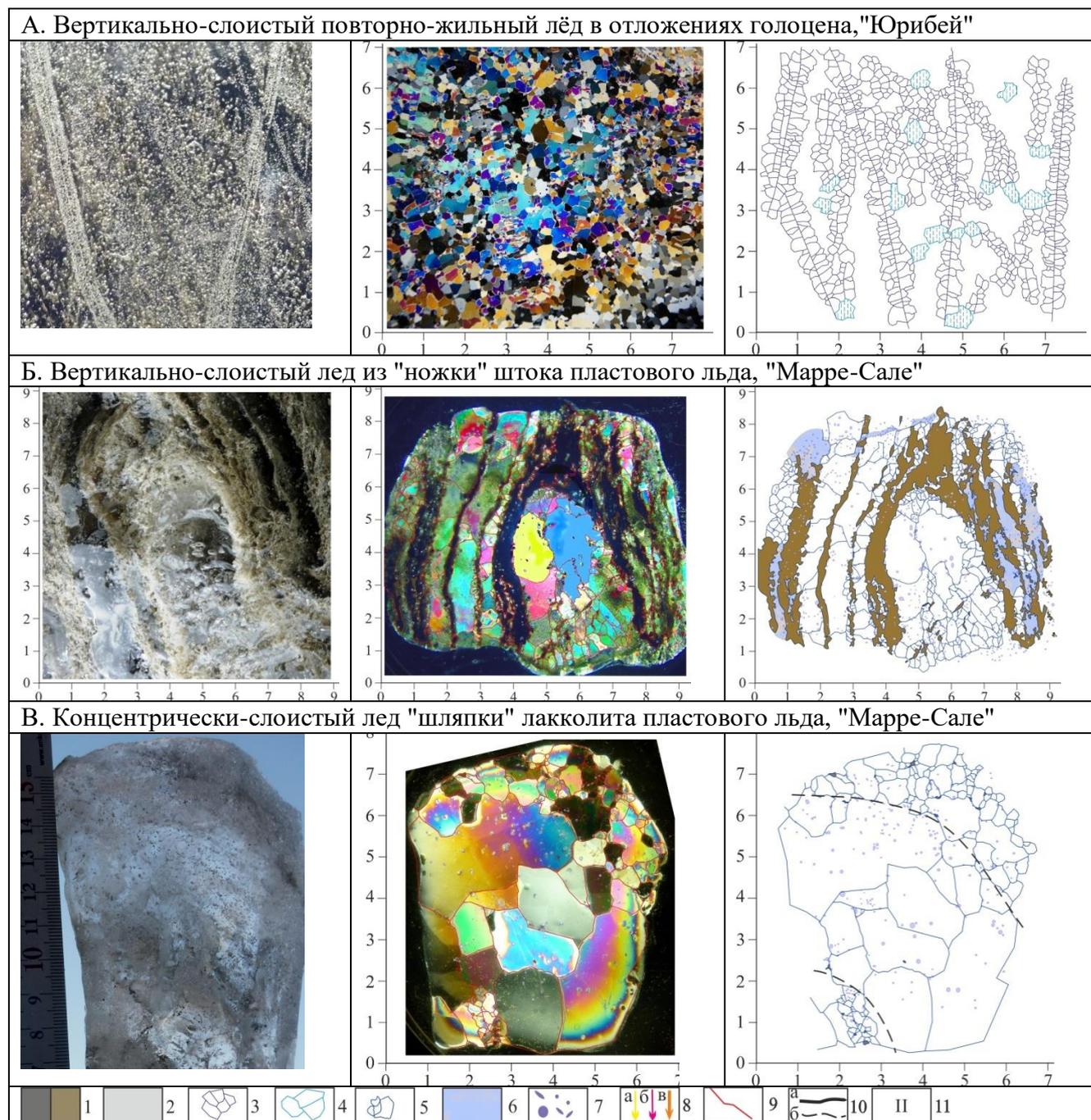


Рис.1. Типичные особенности структуры и текстуры повторно-жильного и пластового инъекционно-сегрегационного льда в срезе А. В столбцах слева направо шлифы в проходящем и поляризованном свете, план с контурами кристаллов льда, минеральных включений, пузырьков газа. В ПЖЛ выделены осевые швы, элементарными жилки; в ПЛ - вертикальная, концентрическая слоистость, образованная минеральными включениями, крупными и мелкими кристаллами льда микро- и скрытокристаллические зоны. 1- терригенные отложения, суглинистые, песчаные; 2 - скопления минеральных взвесей; контуры кристаллов льда 3 - элементарных жилок; 4 - перекристаллизованных кристаллов в ПЖЛ и ПЛ; 5 - сегрегационного льда в ПЛ; 6 - зоны с минеральными примесями микро-скрытокристаллической структурой; 7 - пузырьки газа, воздуха; 8 - направления смещения материала: оползание (а); течение (б); пучение и сжатие - растяжение (в).

В шлифах инъекционно-сегрегационного пластового льда сложной залежи - штока (рис. 1, Б) и расширенной части лакколита венчающего отдельные выступы залежи (рис. 1, В) показаны характерные текстуры и структуры: чередование слоев минеральных включений и льда согласные макротекстурам залежи, разный размер в зависимости от минеральных примесей и пузырьков, цепочечная, поясковая, ленточная организация кристаллов в прослоях льда. В этих льдах выражены пликативные и хрупкие деформации - смещение слоев, граней и частей кристаллов, трещины. Их образование может быть связано как с первичными, так и со вторичными изменениями залежи льда под воздействием колебаний температуры и давления в мерзлом массиве.

В вторичным следам преобразования отнесены структуры и текстуры льда в шлифах, изготовленные из монолитов на контактах с различными ледяными телами. В сложных пластовых залежах часто встречаются белый пузырчатый лёд, не только согласными контактами, но и с секущими (рис. 2, А). Слоистая текстура основного массива ПЛ образована чередованием шпиров прозрачного льда из крупных кристаллов, мутного мелкокристаллического льда с разным содержанием рассеянных алевритовых частиц, обжатыми комками глин, что характерно для сегрегационного типа льдов (рис. 3, А). Одинаковый наклон граней и крупных, и мелких кристаллов, наклон, смещение включений глин, растяжение мутных прослоев соответствуют макрослоистости и деформациям течения льда. Вероятно, они могут быть отнесены к первичным следам метаморфизма в период внутригрунтового промерзания глинисто-песчаного массива и смятии залежи при увеличении ее объема.

В зоне контакта слоистый лед характеризуется чередованием прослоев из мелких, средних, крупных кристаллов и мутных зон с тонкими частыми линзами микро- и скрытокристаллического льда, также как весь массив ПЛ со следами сдвига вверх и влево, но имеет резкий неровный оплавленный контакт (рис. 3, Б). Вдоль контакта прослежен шпир толщиной 2 см, с крупным (3 см) удлиненным пузырем газа, зажатым между цепочек удлиненных кристаллов льда. Удлиненные кристаллы ориентированы перпендикулярно контакту с ПЛ, что указывает на направление их роста пластовой залежи к пузырчатому белому льду.

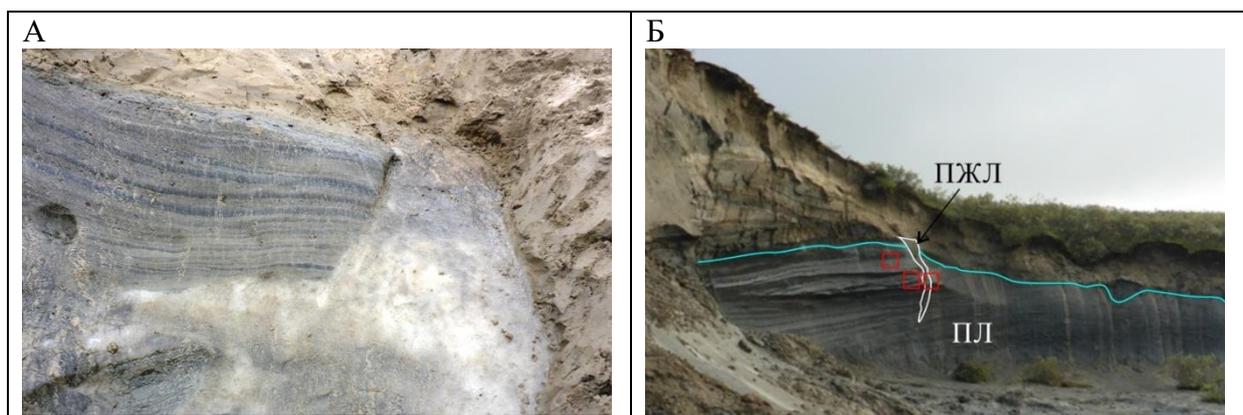


Рис. 2. Контакт складчатого волнисто-слоистого ПЛ (на фото слева) и снежника (справа), погребенного под мерзлой осыпью (станционар "Марре-Сале", 2019 г, высота ПЛ 2,0-2,5 м н.у.м. (А); контакт складчатого волнисто-слоистого ПЛ и вертикально-полосчатого ПЖЛ, (станционар "Васькины дачи", ТЦ5, 2021 г) высота 20 н.у.м (Б).

Белый лёд в шлифе содержит остатки свежих мхов и комки торфа с корнями, состоит из мелких изометричных хаотичных кристаллов льда и многочисленных округлых пузырьков воздуха. По этим особенностям белый пузырчатый лёд отнесен к

погребенному в 2018 г сохранившемуся в 2019 г под мерзлой осыпью вместе с ПЛ. Вторичные термометаморфические изменения за один год, связанные с частичным вытаяванием и прогревом пластового льда, в текстуре и структуре шлифа проявились в относительном увеличении минеральной составляющей и в существенном уменьшении размеров кристаллов льда, количества пузырьков газа, вплоть до полного их исчезновения вблизи оплавленного контакта. Сложилось впечатление, что газ и незамерзшая вода из ПЛ перемещались к оплавленному контакту в зону роста шпиря, а газ был зажат между цепочками удлиненных кристаллов.

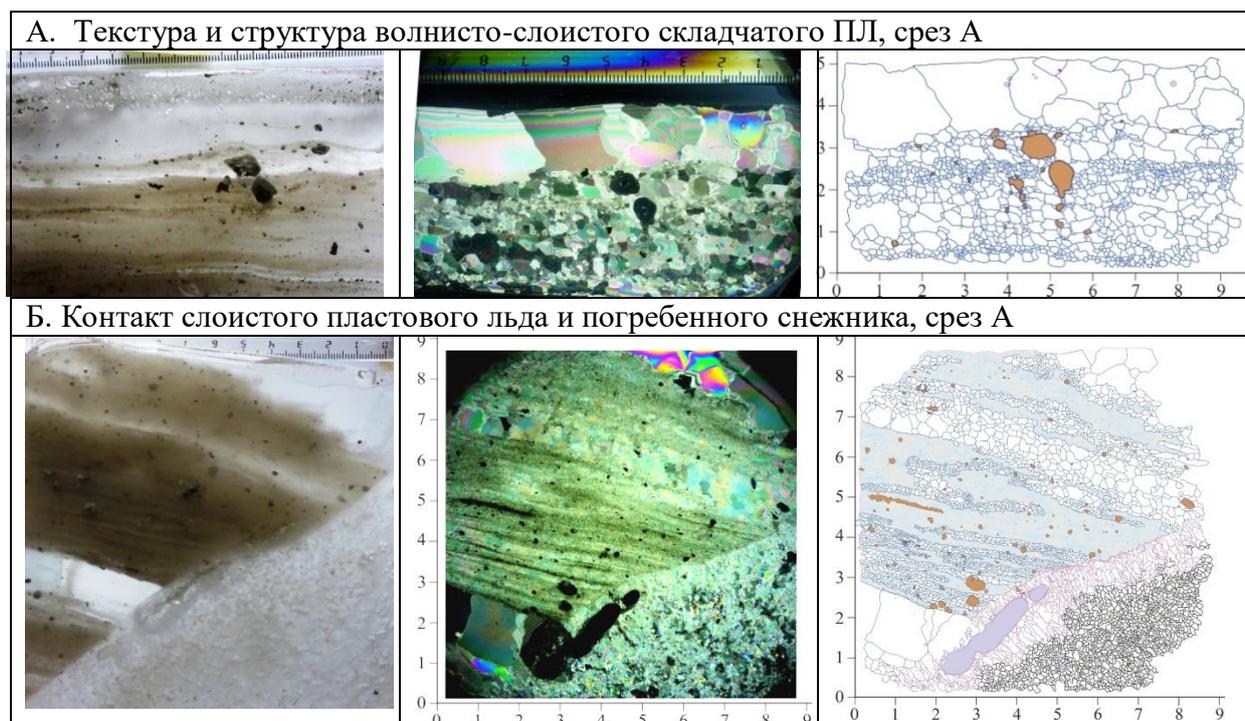


Рис. 3. Текстуры и структуры пластового льда (А) на оплавленном контакте с пузырчатый льдом погребенного снежника (Б), (стационар "Марре-Сале", 2019 г).

Вторичные следы термодинамометаморфизма установлены в шлифах льда на контакте ПЖЛ и ПЛ (рис. 2, Б), из мерзлых отложений IV морской террасы центрального Ямала (стационар "Васькины дачи") [3]. Сегрегационные льды залежи обладают волнистой слоистостью, образованной кристаллами разного размера с одинаковым наклоном граней, зонами мути с микрокристаллической структурой льда (рис. 4, А). Но отличаются от ПЛ "Марре-Сале" неупорядоченным распределением, дроблением, смещением контуров кристаллов в слоях, наличием удлиненных вдоль слоев мути мелких кристаллов льда и на контактах многочисленными пузырьками газа. Такое строение льда могло возникнуть при движении и перекристаллизации всего массива, как вторичное преобразование, но, судя по сохранности пузырьков газа, не связано с нахождением в зоне отепления залежи в обнажении.

Вертикально-полосчатый лед жилы (II) содержит многочисленные прожилки взвесей, вертикально и наклонно ориентированные пузырьки воздуха и включения глинистых плотных агрегатов, окатышей (рис. 4, Б,В). К эпигенетическим ПЖЛ они отнесены по присутствию фрагментов элементарных жилок как вертикальном срезе А, так и горизонтальном срезе С. Жилки разделены зонами скрытокристаллической мути и с крупными кристаллами около включений глин.

Пластовый лед (Ia) на удалении до 2 см от ПЖЛ отличается от основной залежи меньшей толщиной слоев и размерами кристаллов, отсутствием одинакового наклона граней кристаллов льда и пузырьков газа. Зона ПЛ (Ib) отличается преобладанием скрытокристаллической мути, смещенными вниз глинистыми агрегатами, которые "запечатали" слои льда в вертикальном срезе.

ПЖЛ отделен от пластового льда зоной (III) до 1,5 см с охристым ожелезнением, вертикально-волнистыми прожилками льда, затеками взвеси, мути и агрегатами глин из ПЛ. В зоне III между ПЖЛ и ПЛ взвеси и скрытокристаллические зоны в вертикальном срезе образуют затеки вниз, в горизонтальном срезе - цепочками кристаллов сегрегационного льда, росших по нормали от контакта с ПЛ. Зона III со следами подтаивания льда, оплывания, течения и размазывания минеральных частиц и окислением соединений железа отнесена к режелационной кайме.

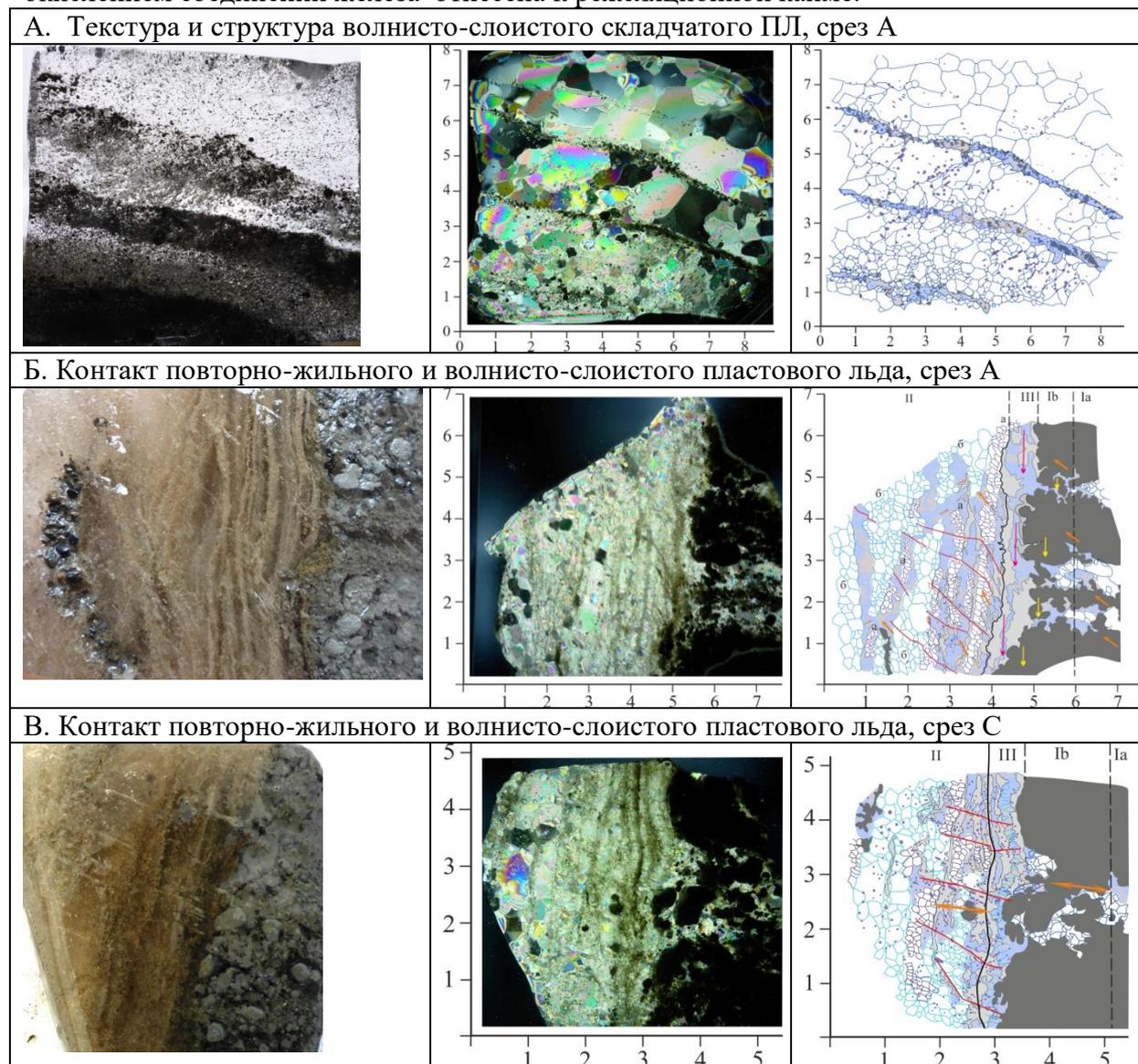


Рис. 4. Текстуры и структуры в шлифах складчатого ПЛ (А); контакта повторно-жилкового (слева на фото) и складчатого пластового льда (справа на фото) (Б), (геокриологический стационар "Васькины дачи", ТЦ5, 2021 г). Условные обозначения на рис. 1. Цифрами обозначены: I - пластовый лед с зонами слабых (а), интенсивных (b) преобразований; II - полигонально-жилковый лед с фрагментами элементарных жилков и зонами собирательной перекристаллизации; III - кайма режелационная.

По соотношению ледяных тел, в период формирования ПЖЛ верхняя часть ПЛ, засоленные суглинки, глины находились в зоне сезонных колебаний отрицательных температур. Поэтому текстуре и структуре этих льдов выражены следы как термо-, так и динамометаморфизма: в вертикальном срезе ПЖЛ - перекосящиеся грани кристаллов и разрывы элементарных жилок, ориентировка секущих трещин, наличие режеляционной каймы связанные с движением жилы вверх (пучение); в горизонтальном срезе - следы сжатия и растяжения всего массива. Высокая степень перекристаллизации ПЖЛ, вероятно, связана с поступлением засоленных растворов из ПЛ в морозобойные трещины. В ПЛ образовались пликвативные деформации, уменьшились толщина слоев и размеры кристаллов за счет миграции незамерзших растворов, мути и пузырьков газа в зону режеляции. При промерзании в кайме образовались затеки с микро-, скрытокристаллической структурой, цилиндрические пузырьки косо ориентированные по отношению к ПЖЛ и цепочки сегрегационного льда, параллельные ПЛ.

Петрографические исследования шлифов контактных зон ледяных тел позволили уточнить генезис подземных льдов, выявить следы перекристаллизации, пликвативные и хрупкие деформации. Определены первичные и вторичные следы метаморфизма льда под воздействием колебаний температуры и давления в массиве и в зоне обнажений.

Работа выполнена в рамках НИОКТР 121041600042-7

Литература

1. Белова Н.Г. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарачьей губы Карского моря // *Лёд и Снег*. - 2015, № 2 (130) с. 93-102.
2. Втюрин Б.И. Поземные льды СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
3. Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфссон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // *Криосфера Земли*. 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.
4. Липенков В.Я. Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения Антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. - 2007. № 76. с.68-77.
5. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 203 с.
6. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. – 280 с.
7. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // *Криосфера Земли*, 2012, т. XVI, № 2. – С. 9–22.
8. Соломатин В.И. О структуре полигонально-жильного льда // *Подземный лед: Вып. II*, М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. С. 46–73.
9. Соломатин В. И. Петрогенез и пространственно-временная структура подземного оледенения. *Криолитология*. Изд. МГУ. 1996. 28с.
10. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 346 с.
11. Тихонравова Я.В. Слагода Е.А. Рогов В.В. Бугаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О. Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // *Лёд и Снег*. Т.60. № 2. 2020, с.225- 238
12. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 66 с.
13. Хименков А. Н. , Брушков А. В. Введение в структурную криологию. М.; И-во Юрайт, 2021. — 303 с.
14. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
15. Fortier D., Kanevskiy M., Shur Yu. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost // *Ninth International Conference on Permafrost: V. 1 / Edited by D. Kane and K. Hinkel. University of Alaska Fairbanks*, 2008. – P. 451–456.
16. Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I, Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 681–708.

17. Tikhonravova Yana, Rogov Viktor, Slagoda Elena. Genetic identification of ground ice by petrographic method // Geography, Environment, Sustainability, 2021, V.14, N 4, p. 20-32.

СТРАТИГРАФИЯ ПОЛИГОНАЛЬНЫХ ТОРФЯНИКОВ И ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРМОКАРСТОВО-ЭРОЗИОННЫХ ЛОЖБИН ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Слагода Е.А.^{1,2,3}, Лейбман М.О.¹, Опокина О.Л.^{1,2}, Хомутов А.В.^{1,3}, Бабкин Е.М.¹, Данько М.М.¹, Факашук Н.Ю.¹, Королева Е.С.^{1,3}, Бабкина Е.А.¹ Кузнецова А.О.^{1,2}, Зазовская Э.П.⁴, Симонова Г.В.⁵

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, 86, Россия;
eslagoda@ikz.ru

² Тюменский индустриальный университет, 625000, Тюмень, Россия

³ Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, Россия

⁴ Институт географии РАН, 119017, Москва, Россия

⁵ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Данных о радиоуглеродном возрасте отложений на северо-востоке Западной Сибири недостаточно для уточнения генезиса рельефа в дискуссии о ледниковом или мерзлотном происхождении. Выполнена серия радиоуглеродных датировок торфяников и растительных остатков в разрезах синкриогенных полигональных торфяников и подстилающих эпикриогенных отложений. Установлено накопление флювиальных отложений в каргинском и сартанском периодах, приуроченность озерных отложений, голоценового торфа и хасырев к термоэрозийным ложбинам.

STRATIGRAPHY OF POLYGONAL PEAT BOGS AND DEPOSITS OF THERMOKARST-EROSIVE HOLLOW OF THE PUR-TAZ INTERFLUVE

Slagoda E.A.^{1,2,3}, Leibman M.O.¹, Opokina O.L.^{1,2}, Khomutov. A.V.^{1,3}, Babkin E.M.¹, Danko M.M.¹, Fakashuk N.Yu.1, Koroleva E. S.^{1,3}, Babkina E. A.¹, Kuznetsova A.O.^{1,2}, Zazjvskaya E.P.⁴, Simonova G.V.⁵

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, SB RAS, Tyumen, Russia;

² Tyumen State University, Tyumen, Russia;

³ Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia;

⁴ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

⁵ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB, RAS, Tomsk, Russia

Data on the radiocarbon age of sediments in the north-east of Western Siberia are insufficient to clarify the genesis of the relief in the discussion about glacial or permafrost origin. A series of radiocarbon dating of peatlands and plant remains in sections of syncretogenic polygonal peatlands and underlying epicriogenic sediments has been performed. The accumulation of fluvial deposits in the Karginsky and Sartan periods, the association of lake sediments, Holocene peat and Khasyrev with thermoerosive hollows has been established.

Вопросы истории развития геоэкологических условий в плейстоцене и голоцене тесно связаны с радиоуглеродным датированием мерзлых толщ. На севере Западной Сибири, в т.ч. в пределах надпойменной III озерно-аллювиальной террасы Пур-Тазовского междуречья широко распространены мощные синкриогенные полигональные торфяники с повторно-жильными льдами. Начало накопления и промерзания торфа датировали временным интервалом 12-9 тыс. лет назад, большая часть сформирована в первую половину и в оптимум голоцена, в меньшая - в среднем и позднем голоцене [1,6,7]. Хуже датированы мерзлые песчано-суглинистые

эпикриогенные отложения водоразделов и толщи подстилающие торф. Получение непрерывных рядов радиоуглеродных датировок в разрезах хасыреев, совпадение датировок разных лабораторий дают возможность объяснить инверсии и способствует уточнению истории геокриологического развития региона. Радиоуглеродное датирование образцов с индексом $IGAN_{AMS}$ проведено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Радиоуглеродный анализ образцов с индексом ИМКЭС проведено жидкостно-сцинтилляционным методом с помощью спектрометра-радиометра Quantulus (ТомЦКП СО РАН). Калибровка данных проведена в программе CALIB REV8.2 [9,10,11] (табл.)

Район исследований работ расположен в северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья на участках южнее от пос. Тазовский вблизи дорог Тазовский-Новозаполярный и на с. Газ-Сале (рис. 1). Для района характерен суровый климат со среднегодовой температурой воздуха $-9,3^{\circ}\text{C}$ (60-85 годы прошлого века), а зимний период с оттепелями, снегопадами и среднегодовым количеством осадков ~ 400 мм [2]. В 2016-2020 годы среднегодовая температура воздуха составила $-5,7^{\circ}\text{C}$; глубина сезонного протаивания составляла на дренированных песчаных водоразделах 1,05-2,4 м; в торфяниках с различными условиями увлажнения 0,35-0,65 м [8].

Поверхность водоразделов и увалов III террасы в низовьях р. Таз, имеет абсолютные отметки высот 20-50 м, плоская, осложнена полигональным рельефом и сильной заболоченностью, расчленена долинами малых рек, ориентированными на северо-восток и впадающих в р. Таз. Массивы полигональных торфяников приурочены, в основном, к хасыреям с озерами, расположенным на разных гипсометрических уровнях террасы (высоты от 9 до 15 м). Хасыреи объединяются в широкие плоские ложбины ориентированные на юго-восток, впадающие в малые реки.

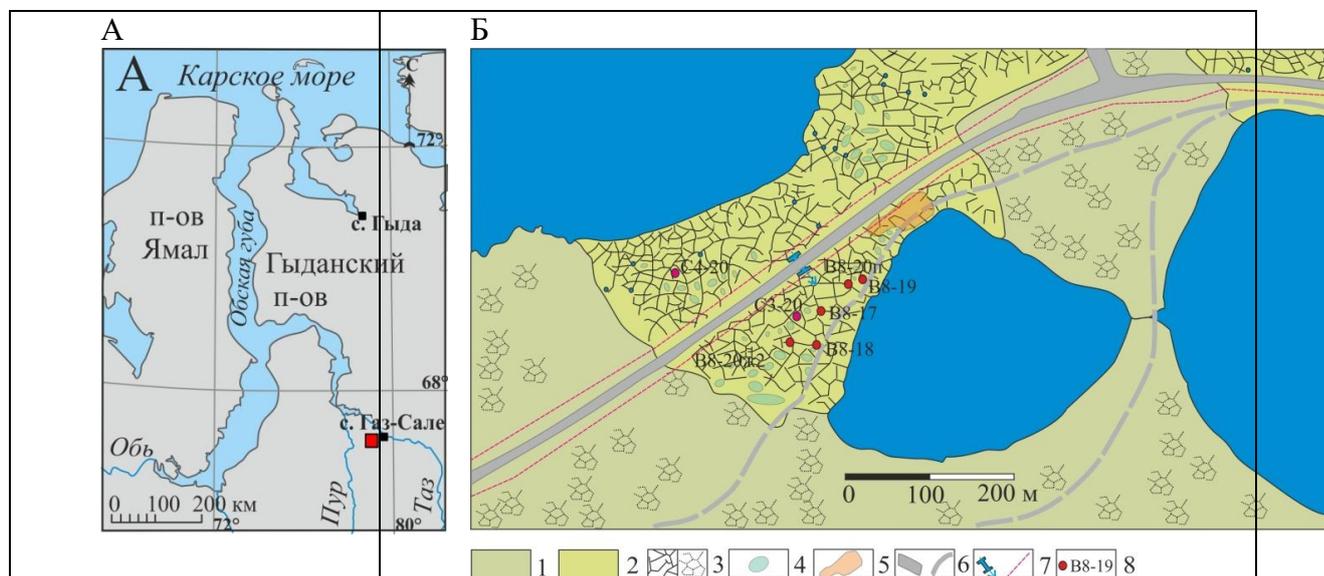


Рис. 1. Район исследований (А), расположение основных расчисток и скважин (Б). 1- хасыреи с высотами 11-15 м; 2- хасыреи с высотами 9-11 м; 3 - полигональный рельеф; 4 - полигональные ванны; 5 - следы пожара; 6 - дорога на насыпи, следы транспорта; 7 - водопропускная труба и придорожные понижения; 8 - расчистки и скважины.

На водоразделе террасы вскрыты датированные аллювиальные, пойменные каргинские отложения с предполагаемыми псевдоморфозами и перекрывающие склоновые песчаные отложения не имеющие радиоуглеродных датировок с предполагаемыми псевдоморфозами [3]. Радиоуглеродное датирование торфяников хасыреев из проб расчисток и кернa скважин (рис. 1, Б) выполнено разными методами в зависимости от их объема.

В расчистке В7 в хасырее расположенном вблизи водораздела торф, датирован ранним голоценом и залегает на озерных отложениях, таберальном комплексе без возраста [4]. В разрезах скважин С3, С4 (низкие хасыреи) выделены аллювиальные каргинские и сартанские отложения, озерные и торфяные с корнями кустарников сартанско- раннеголоценовые отложения (табл). В массиве торфа установлены слои раннего и оптимума голоцена, линзы позднеголоценового торфа.

Таблица. Результаты радиоуглеродного датирования торфа и растительных остатков из отложений Пур-Тазовского междуречья за 2016-2020 гг.

| № | Индекс | Слой | Глубина, м | Состав | ¹⁴ C, BP(1σ) | cal BP (1σ)/AD |
|--------------------------------|-----------------------------|------|------------|---|-------------------------|----------------|
| Скважина С1-16. Полигон | | | | | | |
| 1. | IGAN _{AMS} 5827 | 1 | 5,2-5,4 | Растительные остатки, намытые мхи, детрит | 45205±400 | 48058- 49179 |
| 2. | IGAN _{AMS} 5828 | 1 | 7,6-7,7 | Растительные остатки, намытые мхи, детрит | 49110±610 | 51212-52740 |
| Скважина С3-20. полигон | | | | | | |
| 3. | ИМКЭС- 14С2047 | 8 | 0,6-0,7 | Торф автохтонный | 5653±130 | 6303-6562 |
| 4. | IGAN _{AMS} 8613 | 8 | 2,5–2,55 | Торф автохтонный | 6130±20 | 6953–7010 |
| 5. | ИМКЭС- 14С2051 | 7 | 2,8-2,89 | Торф автохтонный | 7495±140 | 8170-842 |
| 6. | IGAN _{AMS} 8614 | 7 | 2,8–2,89 | Торф автохтонный | 7010±25 | 7831–865 |
| 7. | IGAN _{AMS} 8615 | 6 | 3,9-4,0 | Торф автохтонный | 8040±25 | 8981–9010 |
| 8. | IGAN _{AMS} 8616 | 6 | 4,2-4,3 | Торф автохтонный | 10165±30 | 11804-11879 |
| 9. | IGAN _{AMS} 8617 | 6 | 4,5-4,58 | Растительные остатки намытые, корни трав | 4530±20 | 5134-5168 |
| 10. | IGAN _{AMS} 8618 | 6 | 4,6-4,65 | Растительные остатки намытые, корни трав | 10900±30 | 12766-12824 |
| 11. | IGAN _{AMS} 8619 | 2 | 5,5-5,9 | Растительные остатки, намытые ветки, детрит | 21490±50 | 25779-25882 |
| 12. | IGAN _{AMS} 8620 | 2 | 8,0-8,2 | Растительные остатки, намытые ветки, детрит | 21290±50 | 25636-25757 |
| 13. | IGAN _{AMS} 8621 | 2 | 8,3-8,4 | Растительные остатки, намытые ветки, детрит | 19105±45 | 22963-23045 |
| 14. | IGAN _{AMS} 8622 | 3 | 8,4-8,45 | Растительные остатки, намытые ветки, детрит | 17860±40 | 21479-21594 |
| 15. | ИМКЭС- 14С2040 | 2 | 8,3-9,0 | Растительные остатки, намытые ветки, детрит | 20148±350 | 22704-21863 |
| 16. | IGAN _{AMS} | 1 | 12,1-12,2 | Растительные остатки, | >49755 | |

| | | | | | | |
|--|---------------|------|------------|---|-------------------------|---------------------|
| | 8623 | | | намытые ветки, детрит | | |
| | | | | Скважина | С4-20 | полигон |
| 17. | ИМКЭС-14С2056 | 8 | 0,7-0,78 | Торф автохтонный | 3313±120 | 3440-3650 |
| 18. | ИМКЭС-14С2063 | 7 | 2,3-2,4 | Торф автохтонный | 7111±160 | 7743-8038 |
| 19. | ИМКЭС-14С2068 | 6 | 3,5-3,6 | Торф автохтонный | 8740±145 | 9544-9909 |
| Расчистка В8 2017. Межполигональное понижение | | | | | | |
| 20. | ИМКЭС-14С1488 | 9 | 0-0,07 | Растительный покров, торф | 897±90 | 730-834 |
| 21. | ИМКЭС-14С1487 | 8 | 0,07-0,12 | Торф автохтонный темно-коричневый | 2766±78 | 2779-2939 |
| № | индекс | слой | глубина, м | состав | ¹⁴ C, BP(1σ) | cal BP (1σ) |
| Расчистка В8-2017. Межполигональное понижение | | | | | | |
| 22. | ИМКЭС-14С1459 | 8 | 0,12-0,2 | Торф автохтонный рыжевато-коричневый | 5417±114 | 6169-6304 |
| 23. | ИМКЭС-14С1486 | 8 | 0,2-0,26 | Торф автохтонный рыжевато-коричневый | 5670±83 | 6392-6555 |
| 24. | ИМКЭС-14С1456 | 8 | 0,26-0,34 | Торф автохтонный темно-коричневый | 5953±95 | 6667-6896 |
| 25. | ИМКЭС-14С1470 | 8 | 0,34-0,4 | Торф автохтонный рыжеватый | 5968±96 | 6673-6901 |
| 26. | ИМКЭС-14С1509 | 9 | 0,4-0,55 | Торф автохтонный рыжий слоистый | 1956±90 | 1781-1951 |
| 27. | ИМКЭС-14С1462 | 7 | 0,8-0,9 | Торф автохтонный черный | 7766±75 | 8446-8599 |
| 28. | ИМКЭС-14С1473 | 7 | 1,4-1,5 | Торф автохтонный рыжий слоистый | 8039±101 | 8722-9026 |
| 29. | ИМКЭС-14С1454 | 7 | 2,2-2,3 | Корни, ветки автохтонные | 8410±82 | 9403-9527 |
| 30. | ИМКЭС-14С1477 | 7 | 2,2 -2,3 | Торф автохтонный из мхов коричневый | 8413±91 | 9401-9530 |
| Расчистка В7-2016-17. Полигон | | | | | | |
| 31. | ИМКЭС-14С1512 | 9 | 0-0,07 | Почва с корнями талая | 134±70 | 1660-1960 AD |
| 32. | ИМКЭС-14С1513 | 8 | 0,07-0,23 | Торф автохтонный черный, коричневый | 5688±120 | 6392-6572 |
| 33. | ИМКЭС-14С1483 | 6 | 0,23-0,4 | Торф автохтонный рыжий рыхлый | 8247±82 | 9122-9310 |
| 34. | ИМКЭС-14С1472 | 6 | 0,4-0,45 | Торф автохтонный коричневый | 8382±102 | 9282-9493 |
| 35. | ИМКЭС-14С1482 | 6 | 0,45-0,47 | Торф автохтонный черный | 8596±82 | 9523-9668 |
| 36. | ИМКЭС-14С1474 | 6 | 0,47-0,55 | Торф с ветками, берестой, коричневый | 8718±94 | 9547-9785 |
| 37. | ИМКЭС-14С1464 | 6 | 0,55-0,72 | Торф автохтонный из трав, мхов коричневый | 8648±108 | 9529-9773 |
| 38. | ИМКЭС-14С1469 | 6 | 0,72-0,89 | Торф автохтонный рыжий | 9117±91 | 10200-10405 |

| | | | | | | |
|--|---------------|---|-----------|---|------------|----------------|
| 39. | ИМКЭС-14С1468 | 6 | 0,72-0,88 | Веточки, корни автохтонные | 9226±102 | 10257-10445 |
| Расчистка В8-20. Полигон | | | | | | |
| 40. | ИМКЭС-14С2073 | 9 | 0,05-0,25 | Торф автохтонный из мхов талый | 1627±65 | 1408-1548 |
| 41. | ИМКЭС-14С2069 | 8 | 0,3-0,48. | Торф автохтонный талый плотный | 4027±165 | 4349- 4657 |
| 42. | ИМКЭС-14С2060 | 7 | 0,5-0,7 | Торф автохтонный из мхов мерзлый | 5662±120 | 6309-6560 |
| 43. | ИМКЭС-14С2067 | 7 | 0,75-0,8 | Торф автохтонный из мхов | 6050±95 | 6782-7005 |
| 44. | ИМКЭС-14С2072 | 7 | 1,0-1,1 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 6245±85 | 7154-7257 |
| Расчистка В8-20. Полигон | | | | | | |
| 45. | ИМКЭС-14С2054 | 7 | 1,3-1,4 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 6323±110 | 7157-7357 |
| 46. | ИМКЭС-14С2066 | 7 | 1,6-1,7 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 6730±105 | 7505-7677 |
| 47. | ИМКЭС-14С2058 | 7 | 1,9-2,0 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 6920±125 | 7662-7866 |
| Расчистка В11-20. Карьер, техногенные образования | | | | | | |
| 48. | IGANAM S 8624 | 1 | 5,5–5,0 | Растительные остатки, детрит мхов | 1,03±0,003 | 1954 AD |
| Расчистка В12-20. Полигон | | | | | | |
| 49. | ИМКЭС-14С2059 | 7 | 0,2 | Торф автохтонный талый | 7227±100 | 7962-8056 |
| 50. | ИМКЭС-14С2053 | 6 | 0,55-0,6 | Торф автохтонный из мхов, трав мерзлый | 8264±120 | 9122-9331 |
| 51. | ИМКЭС-14С2055 | 6 | 0,6-0,65 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 8598±120 | 9468-9747 |
| 52. | ИМКЭС-14С2062 | 6 | 0,65-0,7 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 8130±155 | 8971-9295 |
| 53. | ИМКЭС-14С2046 | 6 | 1,15-1,2. | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 8519 ±130 | 9406-9675 |
| 54. | ИМКЭС-14С2107 | 6 | 1,5-1,65 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 8730±130 | 9543-9905 |
| 55. | ИМКЭС-14С2044 | 6 | 2,0-2,1 | Торф автохтонный из мхов, трав, веточек | 8576±175 | 9415-9818 |

В аллохтонных растительных остатках из аллювиальных отложений скважины С3 присутствует крошка углей, углефицированной древесины, лигнит, графит и янтарь, которые удалены из проб на радиоуглеродный анализ. В распределении сартанских датировок выражена инверсия - нижние даты более молодые, верхние более древние, датировка ИМКЭС из большого интервала керна дает усредненный возраст первой половины сартанского криохрона. Скорей всего эта инверсия связана с размывом водоразделов, сначала их верхних, позднее нижних частей разрезов, не имеющих дат песчаных отложений и залегающих на каргинских в скважине С1[3].

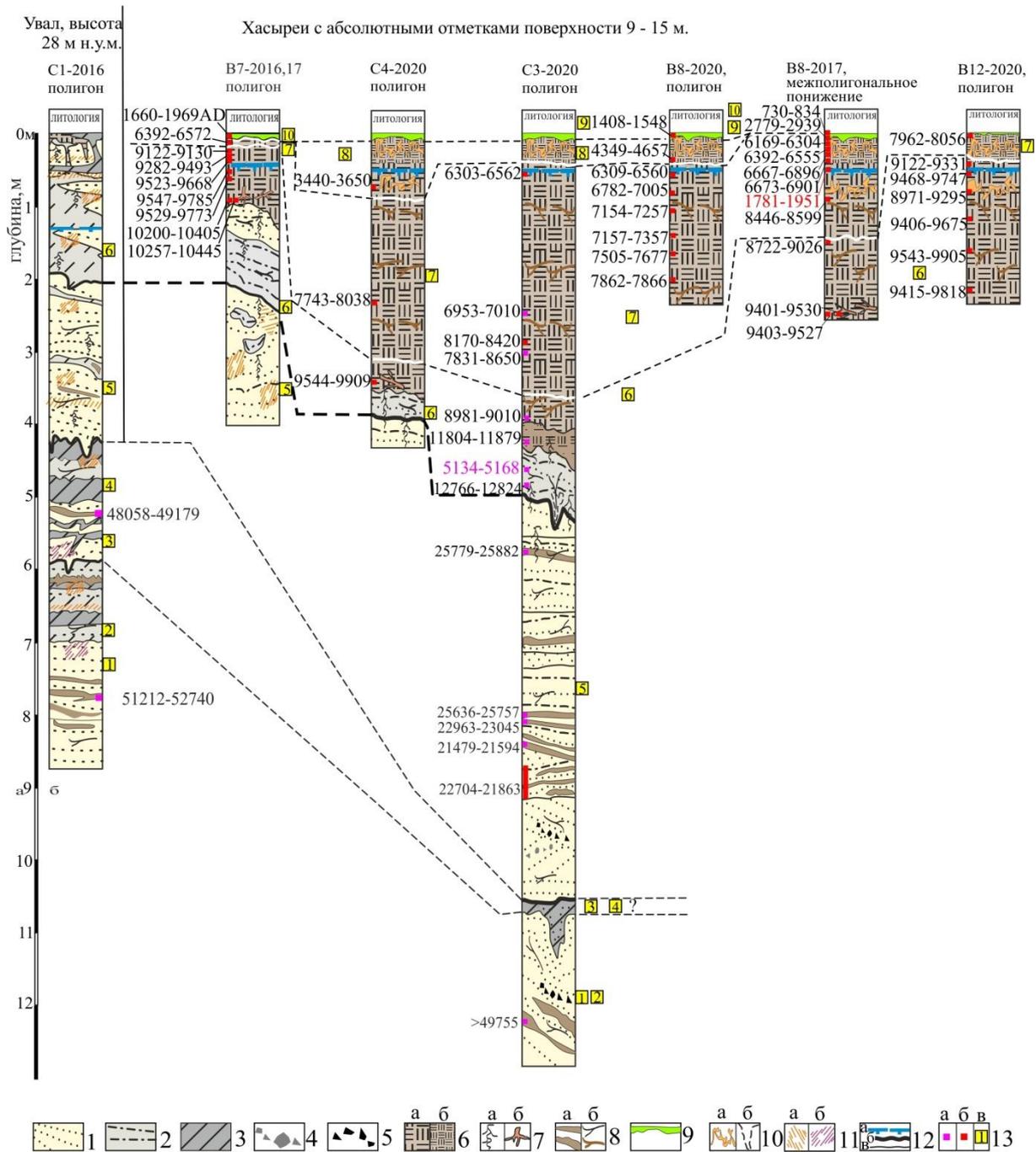


Рис.2. Предварительная корреляция отложений водораздела и хасыреев III озерно-аллювиальной террасы Пур-Тазовского междуречья. 1- пески слоистые; 2 - супеси; 3 - суглинки; 4 - прослой дресвы аргиллитов, окатыши глин; 5 - присыпки угля, углефицированной древесины; 6 - торф автохтонный рыхлый (а), плотный (б); 7 - корни, ветви, стебли *in situ* трав (а), кустарников, деревьев (б); 8 - намывные детрит (а), окатанные ветки, щепки (б); 9 - почвы, мох с корнями современных растений; 10 - криотурбации (а); затеки, просадки, предполагаемые псевдоморфозы (б); 11 - соединения железа окисные (а), закисные (б); 12 - границы мерзлых отложений (а), эрозионные (б), литологические (в); 13 - калиброванные радиоуглеродные даты ВР AMS ИГРАН (а), ИМКЭС СО РАН (б), номер слоя в таблице (в).

В торфяном горизонте, в целом, сохраняется правильная последовательность радиоуглеродных датировок, если не учитывать смещения на 100-500 лет в пределах маломощных интервалов глубин, что связано с пучением, неравномерными осадками, т.е. перемешиванием остатков в пределах сезонно-оттаивающего слоя в период накопления залежи. Накопление слоя 6 торфа датировано 11,8-9,0-8,5 тыс. кал. л.

Но чем хасырей ближе расположен к водорозделу, тем раньше началось зарастание озера и меньше мощность залежи (рис. 2). Вышележащий торф слоя 7 имеет датировки 8,5 - 6,3 тыс. кал. л., его мощность возрастает на удалении от водораздела. Вверху в торфе слоев 8,9 получены датировки от 4,3 до 0,7 тыс. кал. л. Причины сокращения мощности и перемешивания этих слоев могут быть определены с учетом преобразования торфа по криогенному строению, свойствам, ботаническому составу. Так например, инверсия дат в торфе межполигонального понижения В8-17 связана с образованием полости протаивания, просадкой и оползанием молодых остатков с поверхности и запечатыванием в более древнем торфе после промерзания [5]. Инверсия дат в озерно-болотных отложениях вскрытых скважиной С3, если исключить ошибку отбора или подготовки пробы, имеет другие вероятные объяснения. Более молодые, смешанные растительные остатки могли быть намыты и сохранены после промерзания в термоэрозионной промоине или проседали во время образования мелких псевдоморфоз по ледяным жилам, поскольку возраст органики совпадает с оптимумом голоцена 5,1-4,5 тыс. кал лет.

Проведенными исследованиями установлена приуроченность хасыреев к термоэрозионным ложбинам, аллювиальные отложения которых сложены сартанскими и каргинскими песками реже суглинками с затеками. Развитие горизонтов торфа происходило с конца сартанского периода и связано с постепенным зарастанием озер в раннем голоцене. Современный озерный термокарст в хасыреях развивается по полигональным торфяникам с жилами льда.

Работа выполнена в рамках НИОКТР 121041600042-7 и при поддержке гранта РФФИ 19-45-890011.

Литература

1. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15.
2. Геокриология СССР. М., Недра. Том 2. Западная Сибирь. 1989. 454 с.
3. Слагода Е.А., Новосёлов А.А., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Зазовская Э.П. Следы криогенных процессов в позднеоплейстоценовых отложениях Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири // Криосфера Земли, 2022, т. XXVI, № 1, с. 21–35.
4. Слагода Е.А., Кузнецова А.О., Тихонравова Я.В. Автохтонный голоценовый торфяник и причины нарушения стратиграфической последовательности датировок в криолитозоне на севере Западной Сибири // Тезисы докладов всероссийской научной конференции "Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений" к 90-летию Л.Д Сулержицкого. М. 2019. с. 88.
5. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 225-238.
6. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1987, 219 с.
7. Фогиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 5, с. 3-15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).
8. Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А., Бабкина Е.А., Каверин Д.А., Губарьков А.А., Слагода Е.А., Садуртдинов М.Р., Судакова М.С., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Факашук Н.Ю., Сощенко Д.Д. Комплексные исследования криолитозоны северо-

восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник ЯНАО. Устойчивое развитие Арктики. Вып. 1(102). Салехард. 2019. с. 53-64.

9. CALIB REV 8.2 / Copyright 1986-2020 Stuiver M., Reimer P, Austin WEN, Bard E, Bayliss A et al. 2020

10. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kB)
Radiocarbon 62. doi: 10.1017/RDC.2020.41.

11. Quan Hua, Mike Barbetti, Andrzej Z Rakowski Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010 // Radiocarbon, 55(4), 2013

УТОЧНЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ И СВОЙСТВА ЛЕДНИКОВЫХ ПЕРИОДОВ

Смутьский И.И.

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Россия; *JSmulsky@mail.ru*

В новой Астрономической теории ледниковых периодов учтены колебания оси вращения Земли. Колебания инсоляции совпали с колебаниями палеоклимата. Приведены основные характеристики колебаний инсоляции. Они запечатлены в слоистых обнажениях во многих местах Земли.

REFINED PARAMETERS AND PROPERTIES OF ICE AGES

Smulsky J.J.

Institute of Earth's Cryosphere, Tyumen Scientific Center of the SB RAS, Russia;
JSmulsky@mail.ru

The new Astronomical theory of ice ages takes into account oscillations of the Earth's axis of rotation. Insolation oscillations coincide with paleoclimate fluctuations. The main characteristics of insolation oscillations are given. They are captured in layered outcrops in many places on the Earth.

1. Введение. Почти 100 лет назад первый вариант астрономической теории изменения климата был создан выдающимся югославским исследователем Милутиным Миланковичем. Он использовал теорию эволюции орбитального движения Земли, созданную на то время в небесной механике. В 20-ом веке теорию Миланковича продолжали другие исследователи: Brouwer, Van Woerkom, 1950; Шараф, Будникова, 1969; Berger, Loutre, 1991; Laskar et al, 2004; Edvardsson et al, 2002 и др.

Этот вариант теории еще называют орбитальной теорией палеоклимата. Её результаты не устраивали палеоклиматологов (Большаков и Капица, 2011), так как небольшие изменения тепла в ней не могли приводить к наступлению ледниковых периодов [3].

В конце 20-го века было решено пересмотреть эту теорию. Была создана система Galactica для численного решения задач гравитационного взаимодействия тел [2], [10]. Точность ее на порядки превышает точность аналогичных систем [12], что позволило решить задачу об эволюции орбитального движения тел Солнечной системы за 100 млн. лет [1].

На новой математической основе была создана теория инсоляции Земли в зависимости от параметров ее орбиты и оси вращения [11].

В 21-ом веке была решена задача об эволюции вращательного движения Земли за 20 млн. лет [6], которая раньше не решалась. В результате было установлено, что ось вращения Земли имеет собственные колебания, которые превышают колебания оси орбиты (перпендикуляра к ее плоскости) в несколько раз. А колебания угла между осями Земли и ее орбиты возросли в 7 - 8 раз, например, от 14° до 32° при изменении его в теории Миланковича от 22.2° до 24.4°. Новая теория дала большие колебания

инсоляции, другие их периоды, а эпохи похолоданий и потеплений совпали с известными ледниковыми периодами и межледниковьями [4].

На интервале 200 тыс. лет назад (рис. 1а) были введены 13 инсоляционных периодов изменения палеоклимата $O_I, I_1, 2_I, \dots, 12_I$ [4]. Они полностью определяют долгопериодические изменения климата и с высокой точностью дают их время наступления. По новой астрономической теории изменения климата опубликованы десятки статей и 6 монографий.

В настоящее время широко используются морские изотопные стадии (МИС) для привязки палеоклиматических событий ко времени. Не существует никаких доказательств их связи с изменением климата, и они противоречат всем данным о палеоклимате [7]. Инсоляционные периоды изменения палеоклимата являются самыми обоснованными и надежными индикаторами палеоклимата.

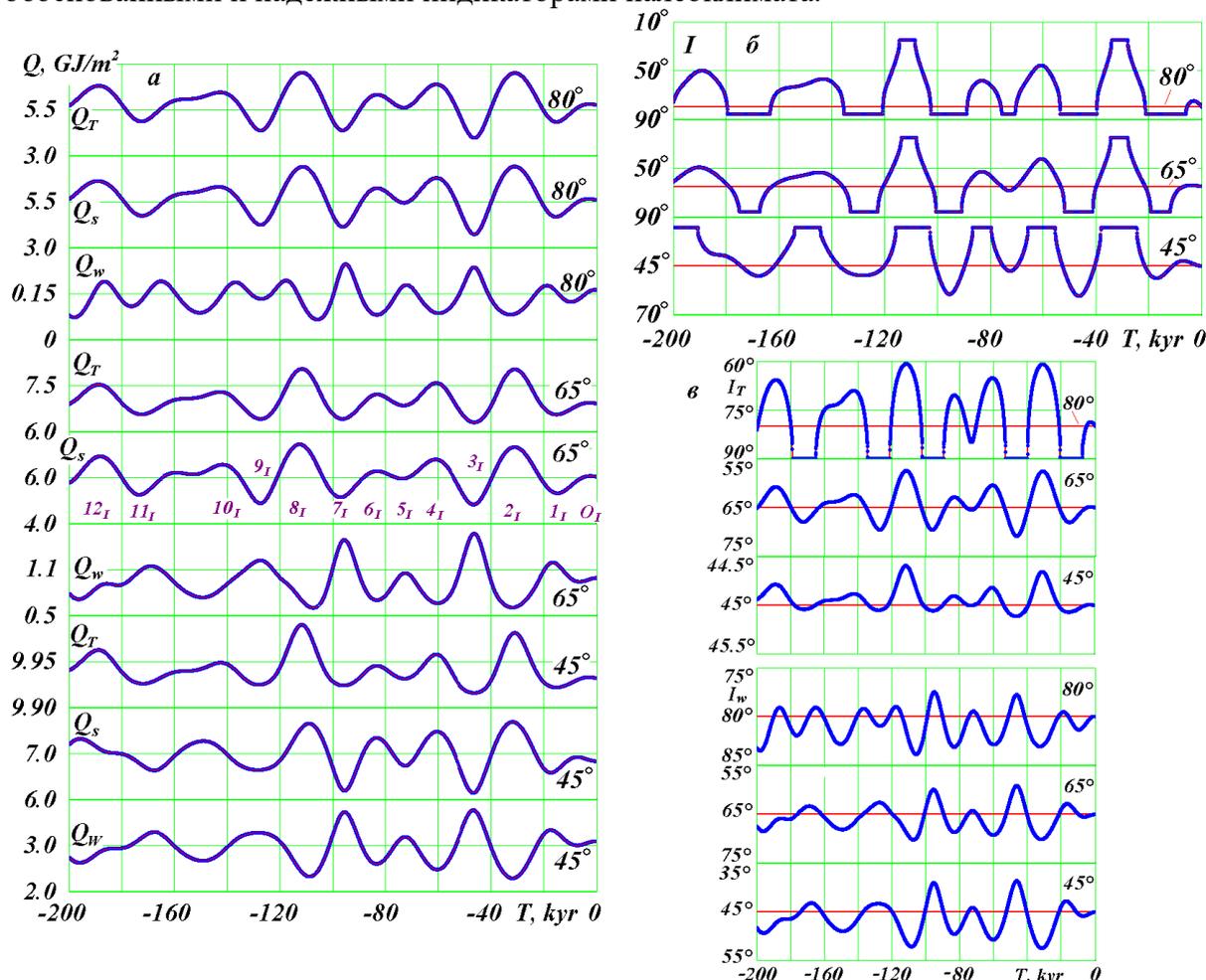


Рис. 1. Эволюция инсоляции за 200 тыс. лет на широтах 80°, 65° и 45°: Q_T – годовая инсоляция; Q_s и Q_w – инсоляции за летнее и зимнее полугодия; инсоляции в эквивалентных широтах: I_T – за год, I – за летнее и I_w – за зимнее полугодия; $O_I, I_1, 2_I, \dots, 12_I$ – середины инсоляционных периодов; инсоляция Q измеряется в Гдж/м²; T , kyr – время в тыс. лет от 30.12.1949 г.

2. Изменение инсоляции. Рассмотрим изменение инсоляции Земли за 200 тыс. лет назад на трех широтах 80°, 65° и 45° Северного полушария согласно новой астрономической теории изменения климата (рис. 1). Здесь под инсоляцией понимается количество солнечного тепла, которое поступает на Землю на 1 м² ее поверхности за год (Q_T) за летнее (Q_s) и зимнее (Q_w) полугодия. Следует обратить внимание, что на

графиках цена деления по вертикальной оси разная. Так как летняя инсоляция Q_s на широте 65° Северного полушария принята за характеристику климата, то начнем рассмотрение с этой широты. Начиная с современной эпохи, $T = 0$, величина Q_s имеет небольшой оптимум в эпоху $T = -4.2$ куг, который совпадает с оптимумом Голоцена [4]. Здесь 1 куг – 1 тыс. лет. Затем в эпоху $T = -15.9$ куг наступает минимум инсоляции, который совпадает с серединой последнего ледникового периода. В Западной Сибири его называют Сарганским (см. табл. 1). В эпоху $T = -31.3$ куг имеется максимум инсоляции, который совпадает с серединой межледниковья, называемого в Западной Сибири Каргинским потеплением. В эпоху $T = -46.4$ куг имеется значительный минимум инсоляции, который совпадает с серединой предпоследнего ледникового периода, более сурового чем последний. Остальные три экстремума инсоляции за прошедшее до -100 куг также отражают имевшие место потепления и похолодания [4].

Приведенные в табл. 1 периоды также соответствуют ледниковым периодам и межледниковьям в Европе и Северной Америке. Например, период I_1 соответствует Верхнему Вюрму, Верхнему Вейхселиану, Осташковскому ледниковому периоду в Европе и Верхнему Висконсину в Северной Америке. В табл. 1 даны времена T наступления их максимумов, величины летней инсоляции Q_s^{65N} в них и их временные границы.

Таблица 1. Экстремумы инсоляции за 50 т.л.н.: потепления отмечены как максимумы *max*, а похолодания как – *min*; O_1 , I_1 , 2_1 и 3_1 – инсоляционные периоды изменения палеоклимата.

| Параметры | Значения в различные эпохи | | | |
|---|----------------------------|------------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| T , т.л.н. | 4.16 | 15.88 | 31.28 | 46.44 |
| Тип | <i>max</i> | <i>min</i> | <i>max</i> | <i>min</i> |
| Q_s^{65N} , ГДж/м ² | 5.97 | 5.36 | 7.43 | 4.72 |
| Периоды | O_1 | I_1 | 2_1 | 3_1 |
| Границы в тыс. лет | 0-6.86 | 6.86-22.08 | 22.08-39.5 | 39.5-53.8 |
| События в плейстоцене в Западной Сибири | Голоцен | Сарганский ледниковый период | Каргинское потепление | Ермаковский ледниковый период |

Как следует из табл. 1 летняя инсоляция Q_s^{65N} от холодной эпохи к теплой изменяется в 1.57 раза. Изменение годовой инсоляции Q_T на широте 65° (рис. 1) повторяет изменение летней инсоляции Q_s . А зимняя инсоляция Q_w изменяется в противофазе с летней: при теплом лете зима немного холоднее. Таким образом, для широты 65° годовая Q_T и летняя Q_s инсоляции изменяются софазно, а зимняя Q_w – в противофазе первым двум.

Такой же характер изменения инсоляций наблюдается для широты 80° . Софазность и противофазность изменения свидетельствует, что на этих широтах в теплую эпоху лета – более теплые, а зимы – более холодные. Амплитуды колебаний Q_T и Q_s на широте 80° примерно в 1.5 раза больше, чем на широте 65° , т.е. в высоких широтах происходят более существенные изменения инсоляции. Например, в арктических широтах годовая и летняя инсоляции от холодной эпохи до теплой изменяются в два раза.

На широте 45° диапазон изменения годовой инсоляции Q_T меньше 1%, т.е. годовая инсоляция практически не изменяется. Диапазон изменения летней инсоляции Q_s в два раза меньше, чем на широте 65° . А зимняя инсоляция Q_w изменяется в противофазе летней и с такой же амплитудой.

В экваториальных широтах годовая инсоляция Q_T изменяется в обратном порядке, т.е. в холодные для высоких широт эпохи в экваториальных широтах становится теплее [13]. Но амплитуда колебаний в 4 раза меньше, чем в высоких широтах. Поэтому в целом по всему земному шару инсоляции по времени не изменяется. Таким образом, основные изменения солнечного тепла происходит в высоких широтах, и при неизменном облучении Солнцем всей Земли, происходит перераспределение тепла по ее широте. В результате этого в высоких широтах наступают теплые эпохи или ледниковые периоды. Чем больше широта местности, тем более значительные изменения климата в ней происходят.

3. Инсоляция в эквивалентных широтах. На рис. 1б и 1в показаны изменения инсоляций в эквивалентных широтах за год I_T , за летнее I и зимнее I_w полугодия. Инсоляция за летнее полугодие I была введена М. Миланковичем (1939) для представления инсоляция Q_s в виде широты, на которой в современную эпоху приходится такое же количество солнечного тепла. Инсоляции I_T и I_w введены нами [5]. Инсоляции в эквивалентных широтах по вертикальной оси отложены в обратном порядке, т.е. верхние значения относятся к теплым эпохам, а нижние – к холодным.

Рассмотрим вначале летнюю инсоляцию I на широте 65° (рис. 1б). Верхние горизонтальные участки графиков отмечают отрезок времени, когда инсоляция в эпоху T летом больше чем в экваториальной зоне в современную эпоху. А нижние горизонтальные участки обозначают эпохи, когда летняя инсоляция меньше чем на полюсе. По верхним горизонтальным участкам I видно, что имеются две теплые эпохи при $T = -31.3$ и -111.6 куг, в которые солнечного тепла больше, чем сейчас на экваторе. Это также относится к широте 80° , но длительность теплых периодов здесь меньше.

По нижним горизонтальным участкам I на широте 65° видно, что было 5 холодных эпох. В эти эпохи количества тепла за летнее полугодие было меньше, чем сейчас на полюсе. Это означает, что выпавший за зиму снег летом не успевал растаять, и начинал образовываться ледниковый покров, т.е. наступал ледниковый период. На широте 80° инсоляция I изменяется подобным образом. Отличие заключается в том, что длительность холодных периодов увеличивается и добавляется еще один при $T = -75$ куг. По летней инсоляции Q_s на рис. 1а видно, что похолодание здесь было небольшим и кратковременным.

На широте 45° по верхним горизонтальным участкам летней инсоляции I видно, что длительность двух теплых периодов увеличивается, и появляются еще четыре. Отсутствие нижних горизонтальных участков свидетельствует о том, что на этой широте ледниковых периодов не бывает.

На широте $\varphi = 65^\circ$ (рис. 1в) годовая инсоляция I_T изменяется от $I_T = 57.5^\circ$ в эпоху $T = -31.0$ куг до $I_T = 70.9^\circ$ в эпоху $T = -46.4$ куг. Таким образом, в отличие от летней инсоляции I нет горизонтальных участков, на которых инсоляция I_T была бы меньше, чем на полюсе, или превышала бы инсоляцию на экваторе.

Изменение годовой инсоляции I_T на широте 80° похоже на ее изменение на широте 65° , но диапазон колебаний больше: от 60.7° до 90° . Пять нижних горизонтальных участков показывают, что количество тепла за год в эти эпохи поступает меньше, чем в современную эпоху на полюсе, т.е. это действительно ледниковые периоды.

Зимняя инсоляция в эквивалентных широтах I_w на широте 65° изменяется от 59.1° до 70.3° (рис. 1в). Ее колебания находятся в противофазе к колебаниям годовой I_T и летней I инсоляций. Изменение зимней инсоляции на широте 80° происходит от 77.5° до 84.0° . Они аналогичны изменениям I_w на широте 65° , но амплитуда колебаний примерно в два раза меньше. Ее колебания также находятся в противофазе к

колебаниям годовой инсоляции I_T . Следовательно, на этих широтах зима теплее в холодные эпохи и холоднее в теплые.

Очень теплые эпохи 2_I и 8_I и очень холодные эпохи 3_I и 9_I следуют неравномерно, например, за миллион лет их может быть всего 3, а может быть и 10 [13]. Если все колебания инсоляции следуют, в основном, с периодом 25.7 тыс. лет, то интервал между ее значительными колебаниями может изменяться от 30 тыс. лет до нескольких сот тысяч лет.

4. Палеотемпература и долгота дня. На рис. 2 показана эволюция среднеширотной годовой температуры, которая определена по годовой инсоляции Q_T [8]. На широте 65° она изменяется от -9.0°C до 0.66°C при современной температуре -5.6°C . В ледниковые периоды -46.4 и -15.9 куг среднегодовая температура была меньше современной на 6.3°C и 3.5°C , соответственно. На широте 80° температура ниже современной температуры -17.4°C на 15.6°C и 8.7°C , соответственно, т.е. изменяется более значительно, чем на широте 65° . На широте 45° отрицательной температуры не бывает: она в пределах нескольких десятых градуса колеблется вблизи современной, равной 9.33°C .

Показанная пунктиром (рис. 2) современная температура расположена ниже средней температуры, например, на широте 80° средняя за 200 тыс. лет температура равна -16.4°C . Таким образом, современная эпоха является немного colder по сравнению со средней эпохой.

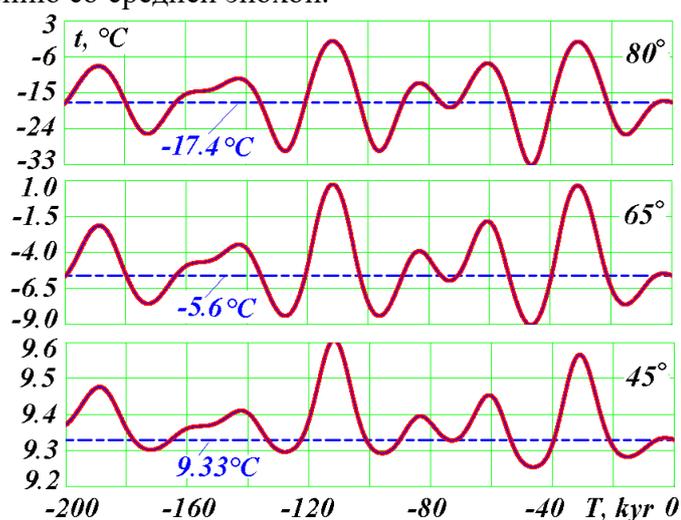


Рис. 2. Эволюция среднеширотной годовой температуры t за 200 тыс. лет на широтах 80° , 65° и 45° . Штриховой линией обозначена среднеширотная температура в современную эпоху [12].

Было исследовано изменение долготы светового дня на разных широтах Земли [13]. Зимой световой день в теплые эпохи короче, а в холодные – длиннее по сравнению с современной эпохой. Поэтому в теплые эпохи зимы по всему земному шару холоднее современных зим. Световой день летом в теплые эпохи длиннее, а в холодные – короче. Поэтому в теплые эпохи лета по всему земному шару теплее современных лет.

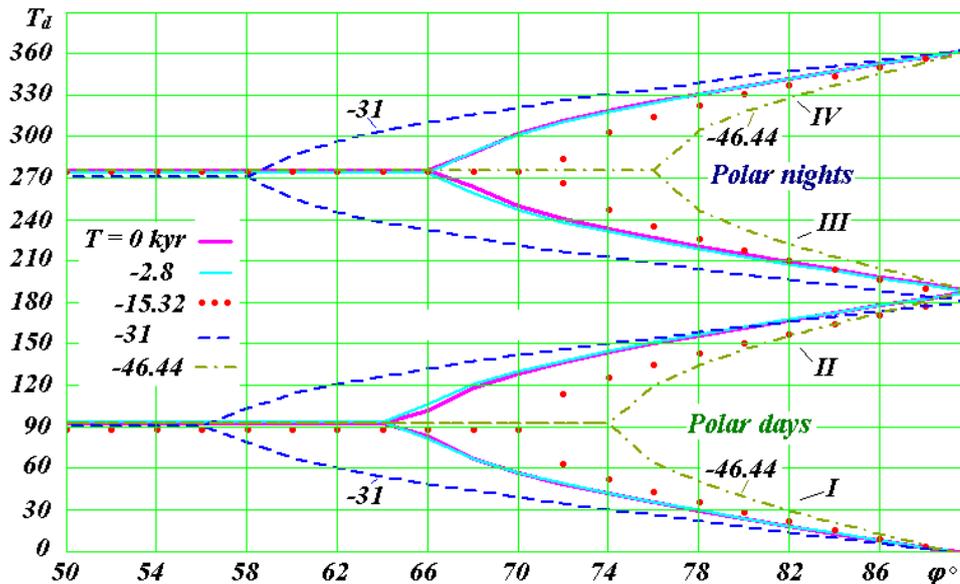


Рис. 3. Моменты T_d наступления I и окончания II полярных дней, а также наступления III и окончания IV полярных ночей на разных широтах Северного полушария в экстремальные эпохи за последние 50 т.л.н. Время T_d отсчитывается в днях от момента весеннего равноденствия, например, 20 марта 2025 г.

На рис. 3 представлены моменты T_d начала и конца наступления полярных дней и ночей по широтам φ для разных эпох [13]. Номер дня T_d отсчитывается от момента весеннего равноденствия. В области I расположены начала полярных дней. Разными линиями и точками показаны графики для 5 эпох. Аналогично в области II этими же линиями показаны моменты T_d окончания полярных дней. Аналогично изображены начала (III) и окончания (IV) полярных ночей. Длительность полярных дней и ночей определяется как разность между моментами их начала и окончания. Из графиков видно, что в теплые эпохи полярные дни и ночи наступают на меньших широтах, а в холодные – на больших по сравнению с современной широтой. Например, в теплую эпоху 31 т.л.н. широта начала полярных дней и ночей смещается до 56° и 58° , соответственно, а в холодную эпоху 46.44 т.л.н. – до 74° и 76° соответственно.

5. Инсоляция и слои. Рассмотренные свойства и характеристики ледниковых периодов позволяют осуществлять реконструкцию палеоклимата. Первый опыт такой реконструкции был выполнен для Западной Сибири на основании летней инсоляции в эквивалентных широтах I [9]. Было показано, что в Ермаковский Ледниковый период, 40 тыс. лет назад, стоки Оби и Енисея в Ледовитый океан были перекрыты ледниковым щитом, поэтому низменная часть Западной Сибири с высотными отметками меньше 100 м покрывалась водой. Часть вод по Тобол-Тургайской ложбине проникала в Туранскую низменность Приаралья, и через Туркменский залив попадала в Каспийское море.

После окончательного исчезновения Ледникового щита вода уходит, на аллювиальных отложениях начинается бурно развивается растительность и образуется почвенный слой. За миллионы лет происходят многочисленные колебания почвенных и аллювиальных слоев (рис. 4). За 20 млн. лет таких значительных оледенений, как Ермаковское было 55, а таких потеплений как Каргинское – 67 [13], то есть 122 очень больших изменений климата за 20 млн. лет.



Рис. 4. Слои в обрыве берега р. Туры, возвышающегося на 20 м над ее уровнем: 40 км выше по ее течению от г. Тюмени.

Во время сильных потеплений тают ледники Гренландии и Антарктиды, поднимается уровень мирового океана, и Западно-Сибирская низменность может также покрываться водой. В северную часть Западной Сибири вода поступает из Ледовитого океана, а на юге, через Черное море, она по Кумо-Манычской впадине проникает в Каспийское море, а затем – в Туранскую низменность.

В возвышенных точках рельефа, которые не покрываются водой даже в критические весенние паводки, последствия этих оледенений и потеплений запечатлены в многочисленных слоях (рис. 4). Здесь показаны слои в обрыве берега, возвышающегося на 20 м над уровнем р. Туры. По его толщине в 1 м имеется порядка 13 слоёв.

Такие слоистые обнажения имеются во многих местах Западной Сибири. Имеются они и на берегах морей во многих местах Земли. В них запечатлена история колебания инсоляции Земли.

6. Итоги. Отметим некоторые особенности ледниковых периодов.

1. Ледниковые периоды наступают на широтах выше 50° . В это время в экваториальных широтах становится теплее.

2. Лето в ледниковые периоды холоднее современного и тем сильнее, чем больше широта местности.

3. Зима во время ледниковых периодов теплее современной зимы.

4. В теплые эпохи полярные дни и ночи наступают южнее современных мест, например, вблизи широты г. Тюмени, а в ледниковые периоды – севернее, например, севернее острова Белый.

5. Суровые ледниковые периоды и значительные потепления следуют неравномерно: интервал между ними может изменяться от 30 тыс. лет до нескольких сот тысяч лет.

6. В слоистых отложениях разных мест Земли запечатлены колебания инсоляции.

Литература

1. Мельников В.П., Смутьский И.И. Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. Новосибирск: «ГЕО», 2009. 98 с. <http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/AsThAnR.pdf>.

2. Смульский И.И. Теория взаимодействия. – Новосибирск: Из-во Новосиб. ун-та, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999 г. – 294 с. http://www.ikz.ru/~smulski/TVfulA5_2.pdf.
3. Смульский И.И. Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата//Вестник РАН. 2013. Т. 83, № 1. С. 31–39. <https://doi.org/10.7868/S0869587313010118>.
4. Смульский И.И. Новые результаты по инсоляции Земли и их корреляция с палеоклиматом Западной Сибири в позднем плейстоцене//Геология и Геофизика. Т. 57, № 7 – 2016 – с. 1393-1407. <https://doi.org/10.15372/GiG20160709>.
5. Смульский И.И., Иванова А.А. Эквивалентная широта инсоляции как способ изучения палеоклимата//Процессы в геосредах, №1 (19), 2019, с. 97-106. http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/EqLIStP12_1.pdf.
6. Смульский И.И. Эволюция вращательного движения Земли за миллионы лет//Сложные системы. № 1 (34). – 2020 – С. 4-49. <https://thecomplexsystems.ru/archive/>.
7. Смульский И.И. Новые изменения инсоляции Земли за миллионы лет и морские изотопные стадии//Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19, № 1. С. 96–121. <https://doi.org/10.21455/gpb2020.1-7>.
8. Смульский И.И. Среднегодовые палеотемпературы на поверхности Земли // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России: материалы III Всероссийской научно-практической конференции. Иркутск, 25-27 ноября 2020 г. / ФГБУ ВО «ИГУ», – Иркутск: Издательство ИГУ, 2020. С. 98-107. <https://doi.org/10.26516/978-5-9624-1874-2.2020.1-465>.
9. Смульский И.И., Иванова А.А. Эквивалентная широта инсоляции как способ изучения палеоклимата//Процессы в геосредах, №1 (19), 2019, с. 97-106. http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/EqLIStP12_1.pdf.
10. Smulsky J.J. The System of Free Access Galactica to Compute Interactions of N-Bodies//IJMECS. 2012. V.4, No. 11. P. 1–20. <https://doi.org/10.5815/ijmecs.2012.11.01>.
11. Smulsky J.J., Krotov O.I. New Computing Algorithm of the Earth's Insolation//Appl. Phys. Res. 2014. V. 6, No. 4. P. 56–82. <https://doi.org/10.5539/apr.v6n4p56>.
12. Smulsky J.J. Angular Momentum due to Solar System Interactions. In: Gordon O. (Editor) A Comprehensive Guide to Angular Momentum. Nova Science Publishers, New York, 2019, p. 1-40. ISBN: 978-1-53615-707-9. http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/CGAngMom1_2Cv.pdf.
13. Smulsky J.J. Long-Term Changes in the Earth's Climate. Cambridge Scholars Publishing, UK, 2021, 179 p. ISBN (10): 1-5275-7289-7, ISBN (13): 978-1-5275-7289-8. <https://www.cambridgescholars.com/product/978-1-5275-7289-8>.

РАЗВИТИЕ КРИОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Таратунина Н.А.^{1,2}, Рогов В.В.^{1,3}, Курчатова А.Н.³, Курбанов Р.Н.^{1,2}

¹ Институт географии РАН, *e-mail taratunina@igras.ru*

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

³ Тюменский научный центр СО РАН

В статье представлены результаты изучения следов позднеледниковой криогенеза в субаэральных отложениях Нижнего Поволжья. На основе изучения серии разрезов установлено шесть этапов развития мерзлотных процессов, которые отличались как типом мерзлоты, так и масштабами её распространения. Полученные результаты существенно уточняют современные представления о формировании ательских отложений Нижнего Поволжья и границы распространения многолетней мерзлоты на юге Восточно-Европейской равнины.

THE DEVELOPMENT OF CRYOGENESIS IN THE LOWER VOLGA REGION IN THE LATE PLEISTOCENE

Taratunina N.A., Rogov V.V., Kurchatova A.N., Kurbanov R.N.

¹ Institute of Geography RAS, *taratunina@igras.ru*

² Lomonosov Moscow State University

³ Tyumen Scientific Centre SB RAS

The paper presents the results of studying traces of Late Pleistocene cryogenesis in subaerial deposits of the Lower Volga region. Based on the study of a series of sections, six stages in the development of permafrost processes were established, which differed both in the type of permafrost and in the extent of its distribution. The results obtained significantly clarify the current understanding of the formation of Atel deposits in the Lower Volga Region and the boundaries of permafrost distribution in the south of the East European Plain.

Введение. Одним из наиболее дискуссионных районов распространения многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене на Восточно-Европейской равнине является Прикаспийская низменность. Здесь, в Нижнем Поволжье, на значительном протяжении Волго-Ахтубинской долины за длительный период исследований охарактеризована серия разрезов, содержащих уникальную запись о четвертичной истории колебаний уровня Каспийского моря, в виде чередующихся морских, аллювиальных и субаэральных отложений [1; 4; 7; 9; 11; 12].

Криогенные структуры в Нижнем Поволжье отмечались рядом исследователей [1; 5; 7; 9; 10], однако данные о существовании мерзлоты в позднем плейстоцене на данной территории, а также интерпретация условий периода их развития, практически отсутствуют. Недостаточность материалов по ландшафтно-климатической динамике в ходе продолжительной ательской регрессии связана, во-первых, с малым количеством изученных на современном уровне разрезов, содержащих серии континентальных отложений, а, во-вторых, с тем, что основное внимание исследователей региона было направлено на детальную характеристику морских отложений различных трансгрессивных этапов Каспийского моря. Реконструкция эволюции мерзлотных процессов в отложениях позднего плейстоцена и их влияния на особенности седиментации может позволить приблизиться к пониманию палеогеографических условий формирования субаэральных отложений в регрессивные эпохи Каспия.

Лёссовые породы, как континентальные архивы плейстоценовой истории, представляют большой интерес, поскольку могут дать ответ на вопрос о палеогеографических условиях времени их накопления и дальнейшего существования. Лёссовые отложения широко распространены в пределах перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины. Вместе с почвенными горизонтами они образуют лёссово-почвенные серии [2].

Район исследований. В основу работы положены результаты комплексного изучения четырех опорных разрезов (рис.1): Средняя Ахтуба, Ленинск и Батаевка исследованы на левом берегу долины, Райгород – на правом. Все они вскрывают строение нижнехвалынской равнины Северного Прикаспия: реперный горизонт шоколадных глин хвалынской трансгрессии, полифациальную толщу ательских континентальных осадков и комплекс отложений, связанный с эпохой хазарского трансгрессивно этапа Каспия.

Материал и методика исследований. Полевые работы включали рекогносцировочные исследования, зачистки со вскрытием криогенных структур, их детальное описание в стенке разреза, отбор образцов для лабораторных исследований, геодезическую привязку границ горизонтов и точек отбора образцов. Комплексное лабораторное изучение отложений выполнено в институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН (Тюмень), Институте географии РАН (Москва), в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). Изучен гранулометрический и минералогический состав отложений, микроморфологическое строение, осуществлён расчет коэффициентов криогенной контрастности (ККК), выполнено абсолютное датирование.

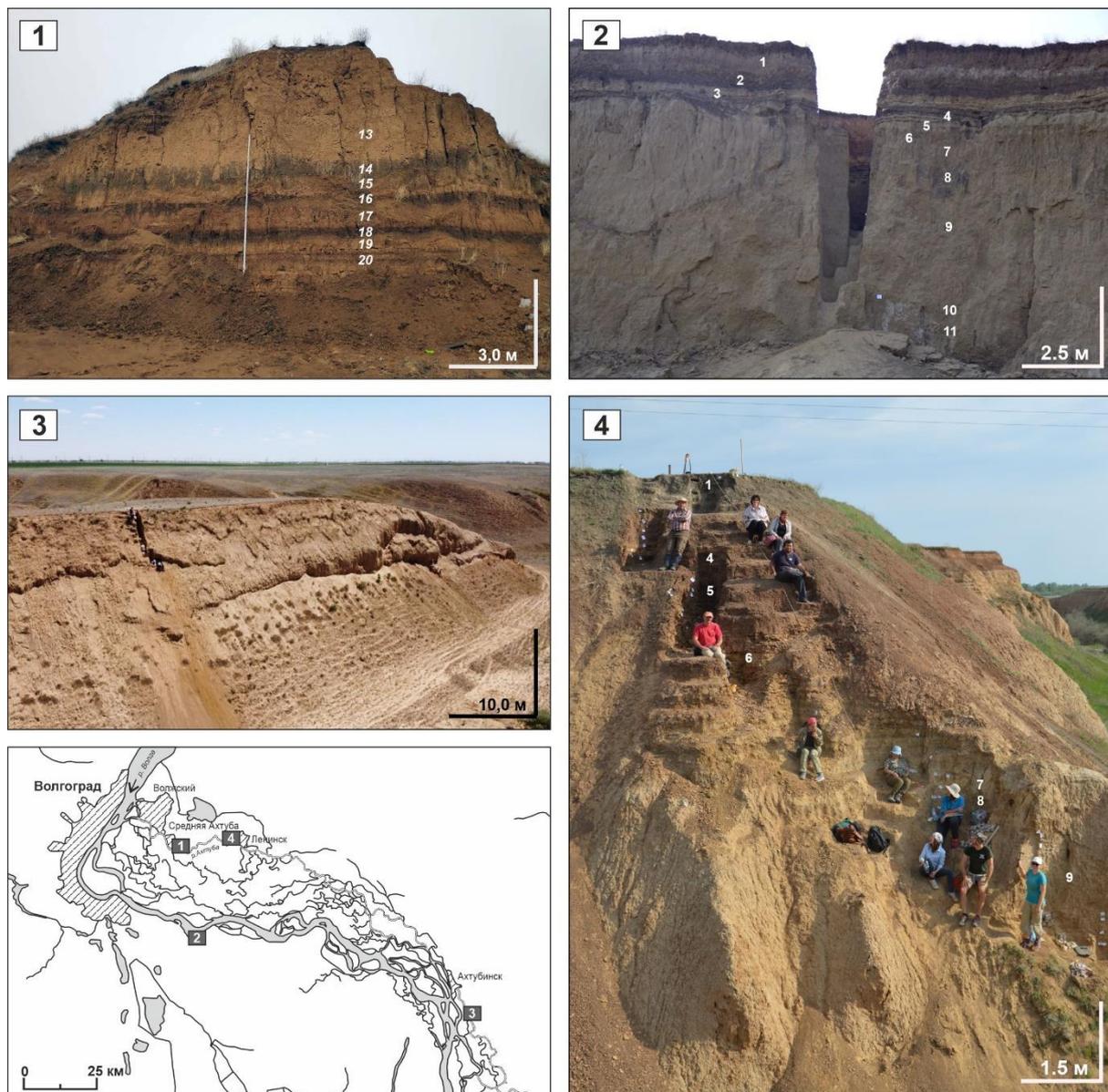


Рис. 1. Расположение и общий вид разрезов:
 1 – Средняя Ахтуба, 2 – Райгород, 3 – Батаевка, 4 – Ленинск

Результаты исследований

Микростроение лёссово-почвенной толщи. Для отложений разрезов Нижнего Поволжья изучены микростроение лёссов ненарушенного состояния и морфология кварцевых частиц (песчаной и пылевой фракций).

Микростроение лёссовой толщи сложено многочисленными агрегатами различного размера и степени слитности. Частицы в агрегатах сцементированы карбонатами, содержащимися в отложениях в большом количестве. Основу составляют крупные агрегаты (1-3 мм) разной степени слитности. Эти агрегаты разделяются трещинами извилистой конфигурации и изометричными порами неправильной формы размером 0,1-0,3 мм и составлены частицами разной крупности и состава – от остроугольных частиц кварца тонкопесчаной размерности до слитной массы включений («примазок») сложного состава, содержащих железо, кальций и кремний. Кроме этого, внутри агрегатов встречаются сгустки окристаллизованного кальцита.

Интересную особенность микростроения лёссов, отмечающуюся многими исследователями, составляют трубчатые поры почти идеальной круглой формы в сечении. Диаметр таких пор в образцах лёссов составляет 0,4-0,6 мм, на стенках наблюдается уплотнение грунтовой массы, в котором участвуют пылеватые частицы силикатов, распределение которых часто образует заметное «кольцо». Вокруг каналов часто заметны радиальные трещины. В ряде случаев распределение частиц более близко к шестиугольнику, а не к окружности; кроме этого, вокруг каналов часто заметны радиальные трещины.

Морфология частиц песчаной фракции в исследованных разрезах весьма разнообразна и отражает условия формирования отложений в различных условиях. Вмещающие аллювиальные отложения характеризуются как хорошо окатанными, изометричными зёрнами с неглубокими ямками на поверхности, так и хорошо окатанными неправильной формы; встречаются также угловатые зёрна со сглаженными гранями.

Кварцевые зёрна лёссовых горизонтов имеют различные характеристики: раковистые изломы; пластинчатые сколы, иногда сглаженные растворением и повторным осаждением кремнезема. Встречены зёрна, подвергшиеся, вероятно, эоловой обработке: на поверхности хорошо окатанного зёрна неравномерно распределены многочисленные ямки; зёрна со скругленными гранями, имеющие унаследованную удлинённую форму, мелкие ямки на поверхности. Встречены хорошо окатанные зёрна со следами травления и водной обработки – нерегулярными V-образными углублениями.

Отдельно исследован материал псевдоморфоз и вмещающих отложений разрезов. Остроугольные зёрна с многочисленными сколами и свежей поверхностью встречены как во вмещающих, так и в заполнителе жил, особенно в хвостовой части (Средняя Ахтуба, Ленинск), где протаивание/вытаивание льда происходило позднее, а влажность была выше. Встречены частично окатанные зёрна со свежими сколами.

Морфология агрегатов пылеватой фракции (0,05 – 0,005 мм). Как известно, лёссы обладают структурной связностью и состоят из структурных отдельностей различного размера, составляющих сложную иерархическую систему – от столбчатых отдельностей, хорошо отражающуюся в стенках разрезов, до агрегатов микроскопических разрезов. Особое внимание было уделено агрегатам пылеватой фракции, составляющим главную особенность состава лёссов и привлекающим наибольшее внимание исследователей лёссов, – микроагрегатам, поскольку ряд исследователей предполагает их криогенный генезис [3; 6; 8].

В лёссах рассматриваемых разрезов встречаются агрегаты различного типа – как по размеру, так и по структуре. Крупные агрегаты рыхлого строения размером 0,5-0,1 мм обычно составлены десятком или более частиц пылеватой фракции, контактирующих между собой через глинистые «мостики», формируя внутриагрегатные поры 0,005-0,01 мм. Форма их изометричная или слегка вытянутая. В агрегатах меньшего размера преобладают тонкопылеватые и глинистые частицы; внутриагрегатные поры в них меньше и имеют уплощённую форму. Большая часть агрегатов образована объединением пылеватых и глинистых частиц цементом железо-карбонатного состава. Встречаются агрегаты, образованные преимущественно кристаллами карбоната кальция. Агрегаты достаточно прочные, не разрушаются при промывке водой и воздействии ультразвука.

Аутигенные минералы во всех разрезах представлены «шубой» и «иглочками» карбоната кальция на поверхности минеральных частиц, включениями гипса. Железо представлено аморфными пленками на поверхности частиц, конкрециями сидерита и редкими новообразованиями магнетита и титано-магнетита. Встречены кристаллы

витерита. Состав аутигенных минералов свидетельствует о криоаридных условиях формирования горизонтов лёссов в разрезах Нижнего Поволжья.

Расчет коэффициента криогенной контрастности. Для оценки влияния криогенеза на изученные отложения была детально проанализирована минералогия основных гранулометрических фракций лёссов – тонкого песка и крупной пыли, и рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК).

Значения ККК по разрезу Средняя Ахтуба колеблются в достаточно широком диапазоне: они фиксируют как горизонты, сформировавшиеся в холодных климатических условиях, так и не несущие их видимых следов. Величина ККК в отложениях голоценового этапа (МИС-1) составляет 0,76, соответствуя теплым условиям. Этап накопления аллювиальной толщи, отвечающий второй половине стадии МИС-3 и ранней фазе раннехвалынской трансгрессии Каспия, характеризуется невысокими значениями ККК (0,79-0,82). Этап ательской регрессии характеризуется более высокими значениями ККК: получены значения 0,87-0,93. В серии осадков, отвечающей позднехазарскому трансгрессивно-регрессивному этапу в Каспии (МИС-5), в составе и строении отложений четко прослеживается влияние похолодания: согласно расчетам коэффициента криогенной контрастности наиболее преобразованными пачками оказались слои 14 (МИС-5а, ККК 1,07), 16 (МИС-5с, 1,12) и 17 (МИС-5d, 1,06). Эти горизонты, вероятно, были подвержены криогенному преобразованию в достаточно холодных условиях МИС-5b и МИС-4 во время существования на изучаемой территории глубокого сезонного промерзания. В разрезе Батаевка для нижней части лёссовой толщи получено значение 0,93, что говорит о достаточно суровых условиях начала формирования лёссов. Ниже, в педокомплексе, коэффициент выше и составляет 0,97, снижаясь по профилю в пределах палеопочв до 0,87. Ниже ККК составляет 0,90, а для подстилающих палеопочв коэффициент равен 1,0. Значения ККК разреза Райгород рассчитаны для лёссовой толщи; они невелики и составляют 0,80-0,92. Значения ККК разреза Ленинск для лёссовой толщи составляют 0,82-0,90, а для палеопочвенных горизонтов – 0,88-1,03. Здесь же проведена оценка ККК для отложений псевдоморфозы: различия в значении коэффициента для вмещающего и формирующего структуру материала не велики, однако прослеживается некоторая закономерность – во вмещающих отложениях коэффициент больше, по сравнению с вышележащими, где ККК ниже.

Геохронологические исследования. В рамках люминесцентного датирования проведено определение надежности полученной хронологии верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья. Для образцов в изученных разрезах было выполнено датирование по современной методике с сравнением итоговых возрастов по кварцу и калиевым полевым шпатам, что позволяет оценить степень обнуления люминесцентного сигнала до момента захоронения материала. Всего для Нижнего Поволжья выделены шесть этапов развития криогенеза в позднем плейстоцене. Информация обобщена в табл.1.

Таблица 1. Криогенные этапы и типы криогенных структур в изученных разрезах Нижнего Поволжья

| Этап | Разрез (обозначение горизонта) | Тип криогенных структур | Абс. высота, м | Возраст, тыс. л.н. | Условия формирования структур в различных отложениях |
|------|--------------------------------|---------------------------------------|----------------|--------------------|--|
| I | Средняя Ахтуба (СА-5) | Тонкие клиновидные структуры до 2,0 м | -0,64 | ~95-90 | Субаэральные отложения; сухие, холодные |
| | Ленинск (ЛН-3) | | -1,73 | ~95 | |
| II | Ленинск (ЛН-2) | Тонкие клиновидные | -2,10 | ~80 | Субаэральные отложения; |

| | | | | | |
|-----|-----------------------|---|-------|--------|--|
| | | структуры до 1,0 м | | | сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота |
| | Райгород (РГ-3) | Маломощные (до 30 см) тонкие каналы | -2,35 | ~80 | Пойменные отложения; влажные, холодные условия; сезонное промерзание |
| III | Средняя Ахтуба (СА-4) | Тонкие клиновидные структуры до 1,0 м | 0,74 | ~70 | Субаэральные отложения; сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота |
| | Райгород (РГ-2) | Мешкообразные псевдоморфозы с послойным заполнением | 1,87 | ~70 | Аллювиальные отложения; влажные; глубокое протаивание |
| | Батаевка (БТ-1) | Тонкие клиновидные структуры до 2,5 м | 0,72 | ~70 | Субаэральные отложения; сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота |
| IV | Райгород (РГ-1) | Тонкие клиновидные структуры до 30 см | 6,12 | ~52-50 | Субаэральные отложения; сухие, холодные условия |
| V | Средняя Ахтуба (СА-3) | Псевдоморфозы до 1,5 м с двухуровневым заполнением | 5,74 | ~45 | Аллювиальные отложения; влажные; подъем уровня Волги, глубокое протаивание |
| VI | Ленинск (ЛН-1) | Тонкие клиновидные структуры до 30 см | 4,32 | ~40-37 | Субаэральные условия; сухие, холодные; многолетняя мерзлота |
| | Средняя Ахтуба (СА-2) | Криогурбации | 7,16 | ~37 | Развитие пойменных почв по аллювию; влажные условия; возможно существование многолетней мерзлоты |
| | Средняя Ахтуба (СА-1) | Клиновидные псевдоморфозы до 25 см | 8,36 | ~35 | Развитие пойменных почв по аллювию; влажные; сезонное промерзание |

Заключение. Проведенное комплексное изучение отложений в разрезах Нижнего Поволжья позволило подтвердить криогенное происхождение структур в выделенных горизонтах. Полученные материалы по строению криогенных структур, анализ распределения ККК, литологическая характеристика отложений и механизм формирования структур послужили основанием для реконструкции условий их формирования в позднем плейстоцене. Корреляция этих горизонтов по времени и соотношению с маркирующими горизонтами (шоколадные глины хвалынской трансгрессии, педокомплекс МИС 5) позволили выделить шесть этапов развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене.

Поскольку климатические параметры исследуемого региона достаточно однородны, при реконструкции важно учитывать местные климатические особенности, состав отложений, влажность и историческое прошлое. Формирование клиновидных криогенных образований в приведенных разрезах можно объяснить не морозобойным растрескиванием, а промерзанием отложений, насыщенных влагой. Для этого достаточно температур, необходимых для промерзания грунтов, что подтверждается определениями значений коэффициента криогенной контрастности из горизонтов, затронутых криогенезом, которые отражают условия маломощной мерзлоты.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-55-56046.

Литература

1. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 128 с.
2. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 1973. 256 с.
3. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. 1981. 197 с.
4. Межрегиональная стратиграфическая схема квартера территории Российской Федерации // Дополнение к «Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000». СПб: ВСЕГЕИ. 2014.
5. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 263 с.
6. Попов А.И. Лёссовые и лессовидные породы как продукт криолитогеоза // Вестник МГУ. Серия географическая. 1967. №6. С. 43-48.
7. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
8. Сергеев Е.М., Минервин А.В. Сущность процесса облессования в подзолистой зоне // Вестник МГУ. Серия геологическая. 1960. № 3. С.3-14.
9. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды ГИН АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
10. Шкатова В.К. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Л. 1975. 25 с.
11. Koltringer C., Bradák B., Stevens T., Almqvist B., Banak A., Linder M., Kurbanov R., Snowball I. et al. Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess - Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses // Quaternary Science Reviews. 2021. Vol. 267. 107057.
12. Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. 2021. Vol. 50. №1. P. 134-146.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИХ СЛЕДОВ НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПА АКТУАЛИЗМА И С ПОЗИЦИЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ И КРИОЛИТОЗОНЫ

Шейнкман В.С., Кашдан А.И.

¹Институт криосферы Земли, ФИЦ Тюменский НЦ СО РАН, Тюмень, Россия

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

e-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

³Группа палеогляциологических исследований, Монреаль, Канада;

e-mail: adamykashdan@gmail.com

В ходе многолетнего исследования ледников и сопутствующих им явлений авторами собран большой фактический материал, на основе которого, и опираясь на принцип актуализма, анализируется потенциал проведения ими геологической работы. Оцениваются формы геологической деятельности ледников, а также возможность их погребения, особенно в условиях криолитозоны, на длительное время. Сделан вывод, что ряд устоявшихся, исторически сложившихся стереотипов в отношении этой деятельности необходимо пересмотреть и соответственно изменить подходы к ряду палеокриологических реконструкций.

GEOLOGIC WORK OF GLACIERS AND INTERPRETATION OF THEIR RELICS FROM THE POSITION OF PRINCIPLE OF ACTUALISM AND ON THE BASE OF INTERACTION OF GLACIATION AND PERMAFROST

Sheinkman V. S.^{1,2}, Kashdan A. Y.³

¹Earth Cryosphere Institute, FRS Tyumen RS SB RAS, Tyumen, Russia,

²Tyumen State University, Tyumen, Russia

e-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

In the course of studying the glaciers and phenomena accompanied them, the present authors have obtained significant factual material, and on such a base, as well as founded on principle of actualism, the potential to carry out geological work by the glaciers have been analyzed. Forms of geological work of glaciers and possibility of their burial, especially under conditions of permafrost, and duration of stay in that condition have been estimated too. A conclusion has been drawn that it is necessary to reconsider historically habitual prevalent stereotypes concerning that work, and to change, correspondingly, approaches to some of paleocryological reconstructions.

Основой всех палеокриологических реконструкций является принцип актуализма, но в отношении его применения к геологической деятельности ледников, особенно развивающихся в условиях многолетнего промерзания горных пород, накопились противоречия. Причина в том, что изначально для выводов о проводимой ледниками работе служили данные изучения их внешнего облика в Альпах, где были заложены основы учения о гляциальных явлениях [17, 18]. Визуально фиксируя большое количество обломочного материала на поверхности альпийских ледников и по их периферии, первые исследователи пришли к выводу, что ледники активно эродировать свое ложе, насыщая поток льда обломочным материалом и перенося его, причем слой базальной морены может содержать большой ее объем и иметь значительную мощность. Сформировался устойчивый стереотип, и при проведении палеокриологических реконструкций многие исследователи, встречая различные скопления эрратического материала, привычно относили его к ледниковым отложениям, в том числе на территории России [3, 4, 7], и с ним стали сопоставлять практически все виды диамиктона. Хотя этот термин предложен как не несущий генетической нагрузки – характеризующий сугубо структурные свойства рыхлых несортированных грубообломочных пород [16].

Детальное изучение различных современных ледников – и покровных, и горных, показало, что эродирующее воздействие потоков льда, который является веществом вязкопластическим, невелико и выражается в основном в истирании пород ложа, а не в его выпахивании и экскавации. Особенно это касается ледников в области криолитозоны, у которых ледовое тело приморожено к мерзлому ложу, не уступающее по прочности скальным породам, даже если это замороженные бывшие рыхлые отложения.

Главная же геологическая работа ледников выражается в перемещении продуктов выветривания, попадающих на их поверхность с окружающих ледниковое тело склонов (рис. 1). Ледники, по сути, работают не по принципу бульдозера-экскаватора, как считалось раньше, а по принципу конвейера (рис. 1-1-II): сносимый на их поверхность обломочный материал перемещается на ней в краевую часть ледника. Об этом свидетельствует и опыт работы автора на разных современных ледниках, и проведенный им анализ литературы, тем более что строение уже многих ледников вскрыто бурением [8, 15, 19, 20]. Особенно это касается покровных ледников, поверхность которых практически стерильна; исключение составляют выводные потоки льда: у них на выходе из области основного покрова могут иметься скальные склоны, с которых, как на горных ледниках, будут осыпаться продукты выветривания, формируя поверхностную морену (см. рис. 1-1).

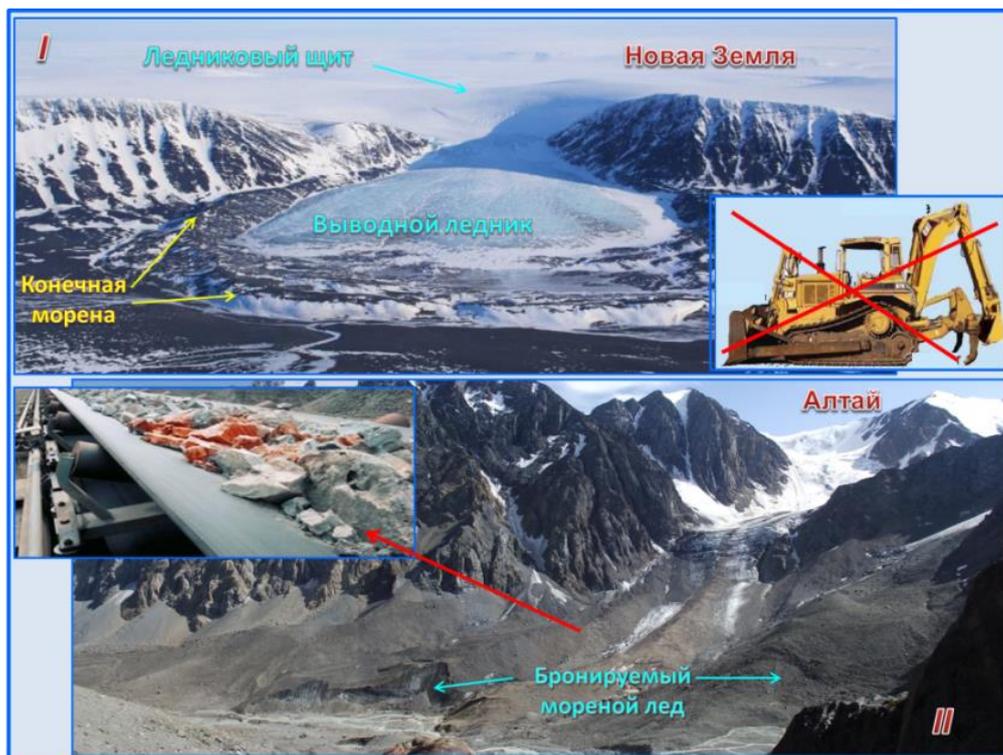


Рис. 1. Различный характер морен у покровных и горных ледников: I – ледник Большой Правый Актру, Алтай, июль 2011 г., фото В.С. Шейнкмана; II – покровный ледник Астрономический и его выводной поток льда, Новая Земля, фото из архива <https://www.google.ru/search?q=ледник+новая+земля&newwindow>. Пояснения в тексте.

Покровные ледники долгое время считались атрибутом обстановок квартера и в Сибири, причем к следам их деятельности относили различные, весьма значительные скопления обломочного материала. Однако использование принципа актуализма и изучение ледников, расположенных в области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) показало иное. Уже первые исследования ледникового покрова Антарктиды зафиксировали, что слои с заметным включением обломочного материала наблюдаются только в придонном льду, в основном – у края выводных ледников, и мощность таких слоев невелика – 30 – 40 м, что несопоставимо мало относительно 3 – 4-км толщи ледникового щита, тело которого сложено преобладающе чистым льдом. При этом обломки пород, обычно представляя собой дисперсный мелкозем, только у самого ложа ледника имели в тонком слое мореносодержащего придонного льда долю до 25%, а в целом она была менее 2% – вытаяв, они давали слой всего около 70-см толщиной, лишь в отдельных местах – 1 – 3 м [2]. Позднее лед Антарктиды был пройден серией скважин, и как в отдалении от краевой части выводных ледников, так и на шельфе керны практически по всей толще льда были чистые. Только у самого ложа фиксировались малой мощности (первые метры) слои льда с мелкоземом, причем лишь отдельные частицы в нем измерялись миллиметрами [1, 8, 20].

В целом за пределами краевой зоны выводных ледников содержащего морену льда с включением заметной доли обломочного материала, тем более крупного, нигде не обнаруживается. Это фиксируется и на ледниках Антарктиды, и на ледниках островной Арктики, многие из которых тоже пройдены бурением.

Дело в том, что все ледники, формирующиеся в холодных климатических условиях – как горные, так и покровные, приморожены к ложу, и фактически

становятся своеобразным компонентом криолитозоны. Особенно это относится к ледникам Сибири – все они здесь глубоко охлаждены, и еще больше охлажденными становятся в холодные эпохи кватерра [12, 13]. Движение таких ледников происходит послойно: расположенные выше слои скользят по тем слоям, что находятся ниже и, тем более, по примороженным к ложу, с которыми они тесно связаны (рис. 2). С другой стороны, даже в случае ледников с талым основанием, трение на нем будет тормозить течение, и вышележащим слоям льда гораздо легче скользить по нижележащим слоям, чем по ложу. В любой ситуации, на контакте с ложем лед, будучи вязкопластической субстанцией, намного уступающей по прочности скальным породам, способен лишь истирать и абразивно царапать ложе включенным в него мелкоземом. При этом относится это как горным ледникам (рис. 2-1), так и к покровным (рис. 2-2).

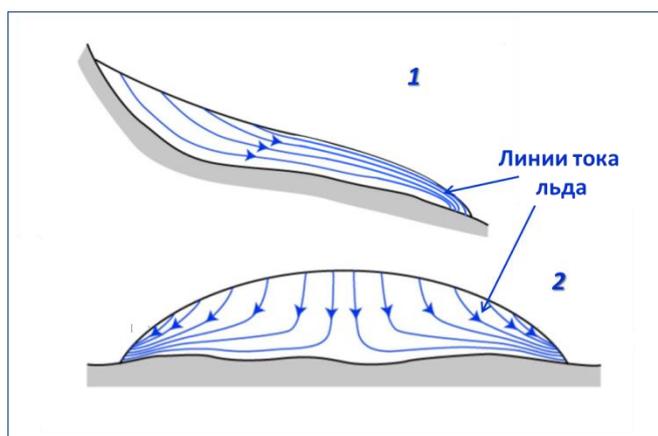


Рис. 2. Общая схема движения льда на ледниках: 1 – профиль горного ледника, 2 – профиль покровного ледника. Пояснения в тексте.

Для примера: недавние материалы [14] по керну 3054-м скважины GISP-2, прошедшей ледниковый щит Гренландии, продемонстрировали, что придонный лед имел возраст около 300 тыс. лет, охлажден до -9°C , приморожен к ложу, и на нем фиксирован слой с мелкообломочным материалом льда мощностью лишь около полуметра. Выше лежал 13-м слой льда с рассеянными алевритовыми частицами, а остальная 3-км ледовая толща была чистой. Аналогичны результаты по другим скважинам разных ледников [20]. Таким образом, покровные ледники приповерхностного мореносодержащего льда практически лишены, и практически отсутствует на них также и внутренняя морена.

Большое количество обломочного материала переносят в виде поверхностной морены только горные ледники, но и под ней лед тоже преобладающе чистый. Это хорошо видно на рис. 3, где под слоем поверхностной морены везде проглядывает голубой лед, а в стенках туннелей, пробитых в основании ледника, прослеживаются лишь отдельные тонкие прослои мелкозема.

Поскольку горные ледники спускаются в долины и абсорбируют лежащий на их днище обломочный материал различного генезиса, придонный мореносодержащий лед у них может быть выражен лучше. Тем не менее, даже на крупнейших горных ледниках обычно толщина такого льда измеряется лишь первыми метрами, при объеме обломков в нем около 25% [5]. Главную же роль в формировании переносимой и затем отлагаемой ледниками морены играет осыпной материал со склонов и нунатаков – он

образует слой приповерхностного, содержащего морену льда (тогда как покровные ледники его практически лишены, как и внутренней морены).

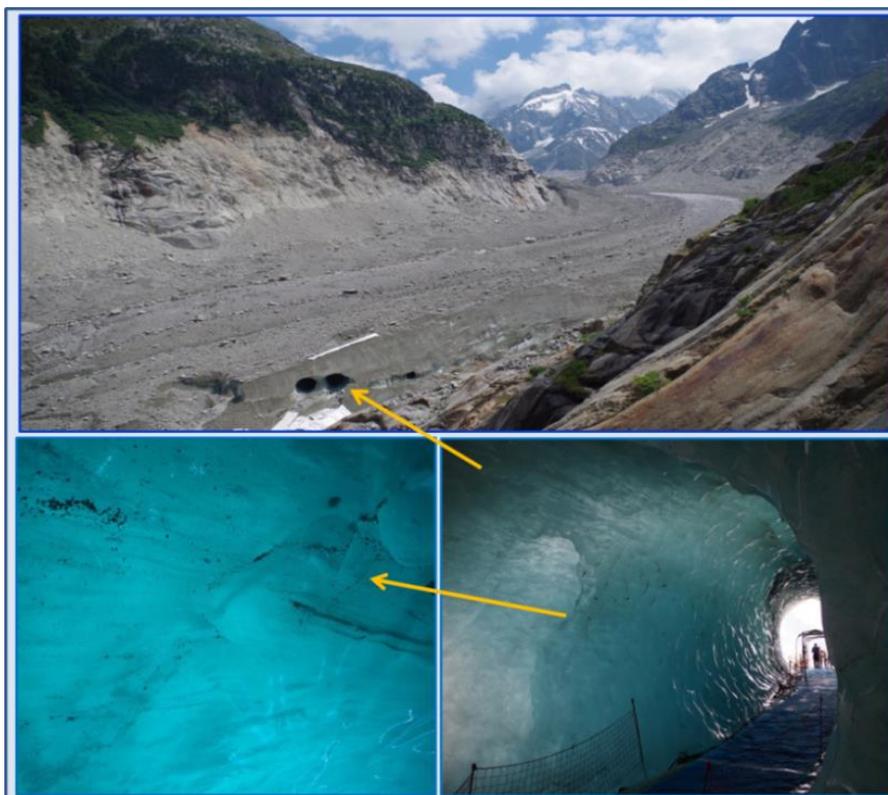


Рис. 3. Ледник Мер де Глас, Альпы, июль, 2018, фото. В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Но и на горных ледниках внутренней морены очень мало, что демонстрирует рис. 4. Крупные обломки на них не успевают, компенсируя затем охлаждение во льду, накопить тепло, достаточное для их впаивания в лед, и лежат на нем, предохраняя его на некоторое время от таяния (рис. 4-IV). Плохо проникает в лед и мелкозем: его частицы вбирают мало тепла и быстро отдают его льду; обычно залегая дисперсно, они затемняют лед, усиливая абляцию, но если образуют локальные покрытия, могут замедлить на некоторое время активное таяние льда тоже (рис. 4-III). Успевают днем прогреться и, максимум на первые дециметры, внедриться в лед лишь обломки в размерности среднего щебня: глубже без поступления к ним потом тепла и они не могут быть впаены в холодный лед. На большую глубину обломки попадают редко – например, через трещины и оторвавшись от нунатаков [9].

В силу того, что ледник работает как конвейер, сплошное покрытие поверхностной мореной формируется в его краевой части (рис. 4-I). В случае стационарности ледника она станет перегружаться обломками, создавая видимость мощного покрытия, но и в этом случае обломки лишь облекают лед слоем малой мощности (рис. 4-II), а в объеме содержащего морену льда их доля будет не велика [5, 8]. При отступании ледников бронирование его обломками начнет охватывать область абляции (см. рис. 1, 3, 4), но лед это предохранит ненадолго. При омертвлении льда в языковой части ледникового потока, будучи не возобновляемым, ледник все равно начнет таять, так как сквозь отмеченный грубодисперсный материал с жидкими

осадками, воздухом и талыми водами будет проникать тепло, и, согласно разработкам Г.М. Фельдмана [8] лед под таким слоем обломков вытаявать будет достаточно быстро.

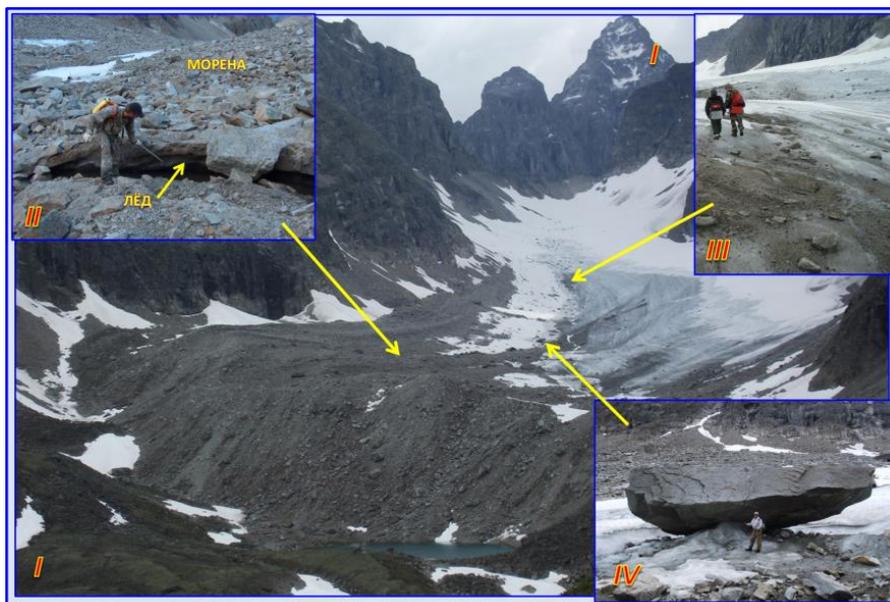


Рис. 4. Ледник Азаровой, хр. Кодар, Забайкалье, июль 2013 г., фото В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Таким образом, имеющийся сегодня материал изучения современных ледников убедительно говорит, что стереотипы об их деятельности с большой ролью экзарации, активным формированием базальной морены и ее мощным накоплением требуется пересматривать. Особенно на севере Западной Сибири, анализ закономерностей гляциологического развития которой [10, 11] говорит об отсутствии здесь условий для формирования ледниковых щитов.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий 121041600042-7 и 121042000078-9

Литература

1. Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ. 2006. 296 с
2. Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М.: Наука. 1964. 120 с.
3. Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде. Записки РГО по общей географии. Вып. 1. Т. 7. СПб, 1876, 836 с.
4. Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии. М.: Географгиз. 1951. Т. 3. С. 49-128.
5. Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 236 с.
6. Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, 190 с..
7. Черский И.Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири // Известия Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского Географического общества. 1882. Т. 12. № 4-5. С. 28-62.
8. Чувардинский В.Г. Результаты сквозного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антарктиды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Известия РГО. 2012. Т. 144. Вып. 2. С. 28-41.
9. Шейнкман В.С. Пластовые залежи подземного льда в свете данных об оледенении Сибири // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 14- 32.
10. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 3–23.

11. Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западной Сибири в квартере // ДАН. География. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.
12. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 5, с. 3–16.
13. Шейнкман В. С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Том 494. № 1. С. 82–86.
14. Bierman P. R., Corbett L.B., Graly J.A., Neumann T.A., Lini A., Crosby B.T., Rood D.H. Preservation of a Preglacial Landscape Under the Center of the Greenland Ice Sheet // Science. 2014. Vol. 344. P. 402-405.
15. Dowdeswell J.A., O Cofaigh C, Pudsey C. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // Geology. 2004. No 32. P. 13-16.
16. Flint R.F. et al. Diamictite, a substitute term for symmictite // Bull. Geol. Soc. Amer., 1960. V. 71. P. 1809-1810.
17. Penck, A., Brückner, E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1—3, Lpz., 1909, 1199 p.
18. Saussure O.B. Voyages dans les Alps. V. 1: Neuchatel, Switzerland, 1779, 638 p.; V. 2: Geneve, Switzerland, 1796, 540 p.
19. Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. Volume 420. P. 15–23
20. Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling // Cold Regions Science and Technology. 2013. Vol. 86. P. 142–166.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗА И ПАЛЕОКРИОПЕДОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ К ЮГУ ОТ СОВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Шейнкман В. С., Седов С.Н.

Институт криосферы Земли, ФИЦ Тюменский НЦ СО РАН, Тюмень, Россия
Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия
e-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

В статье представлены новые материалы, раскрывающие особенности палеокриогенеза и его связи с палеокриопедогенезом в позднем квартере на территории Западной Сибири к югу от области современного распространения полигонально-жильных льдов. Акцент сделан на изучении самых информативных палеокриогенных образований – псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Рассмотрено участие криогидроморфных палеопочв в заполнении псевдоморфоз. Гумус этих почв впервые в регионе использован для датирования AMS-¹⁴C-методом. Полученная временная привязка изученных явлений позволила уточнить их ход в позднем квартере.

SPECIFICITY OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOCRYOGENESIS AND PALEOCRYOPEDOGENESIS IN WEST SIBERIA TO THE SOUTH OF THE MODERN POLYGONAL ICE WEDGE AREA

Sheinkman V. S., Sedov S. N.

Earth Cryosphere Institute, FRS Tyumen RS SB RAS, Tyumen, Russia,
Tyumen State University, Tyumen, Russia
e-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

New materials showing specificity of paleocryogenesis and its links with paleocryopedogenesis in the Late Pleistocene at the West-Siberian area to the south of the modern boundary of polygonal ice wedge distribution have been presented in the paper. The accent was put on study of polygonal ice wedge pseudomorphs – the most informative paleocryogenic formation. Contribution of cryohydromorphic paleosols in filling of the pseudomorphs is considered. Humus of such soils was first used for dating by the AMS-¹⁴C-

method. Received timing reference of the studied phenomena allowed to precise their development in the Late Quaternary.

В продолжение цикла статей [15, 17, 21] о взаимодействии палеокриогенеза и палеокриопедогенеза как элемента палеокриологического развития Западной Сибири, авторы представляют материалы по его детализации на основе результатов их исследований на территории к югу от области современного распространения полигонально-жилых льдов (ПЖЛ) – вдоль северного склона Сибирских Увалов и к северу от них. В этом ареале данное явление отражено наиболее полно, ясно проявляясь в строении палеокриогенных объектов, сформированных в конце каргинского, МИС-3, и в течение сартанского, МИС-2, времени, особенно при зарождении и развитии ПЖЛ и затем псевдоморфоз по ним.

Псевдоморфозы по ПЖЛ являются наиболее информативным объектом палеокриологического исследования, и акцент авторами был сделан на их изучении. Авторами было установлено, что рассматриваемая территория покрыта чехлом каргинских, преимущественно аллювиальных осадков, в сартанское время он был рассечен сетью ПЖЛ и в терминальную фазу позднего квартала эти льды стали вытаивать и замещаться псевдоморфозами. А с середины голоцена сверху данного чехла стали формироваться альфегумусовые, подзолы и подбуры, почвы, атрибутом которых является развитие на талых, хорошо дренированных породах.

С псевдоморфозами по сартанским ПЖЛ оказались тесно связаны впервые выявленные в регионе авторами криогидроморфные палеопочвы [17], формировавшиеся на подошве бывшего сезонно-талого слоя. Четко фиксируя его положение в прошлом, на выработку полноценного профиля они требовали длительное время (исчисляемое сотнями лет и больше), за которое накапливали память о среде развития [12]. Данные о ней проявляются даже визуально: сизый цвет субстрата криогидроморфных почв на контакте с переувлажненной подошвой сезонно-талого слоя становится бурым – ввиду осаждения на мерзлой основе гидроксидов железа, мобилизованного в восстановительной среде лежащего выше тела почвы. Аналогичный процесс шел при формировании псевдоморфоз: фрагменты криогидроморфной почвы постепенно сползали в освобождаемый льдом объем, примерзали к еще холодным стенкам образуемых псевдоморфоз и добавочно увлажнялись на тающей поверхности льда. На мерзлых стенках также осаждались гидроксиды железа, мобилизованного в восстановительной среде субстрата псевдоморфоз, и, здесь тоже возникало, повторяя очертания былых ПЖЛ, их бурое обрамление, которое сверху становилось сопряженным с основанием криогидроморфной почвы.

Выявленные палеопочвы оказались пригодны и для ^{14}C -датирования – AMS-методом. Ранее в регионе по такому материалу оно не проводилось. Но, используя морфоны (выделяемые морфологически блоки пород, обогащенные гумусом [11]), и захороненные фрагменты палеопочв, авторы получили на изученных объектах ряд представительных ^{14}C -определений. В совокупности с использованием стандартной процедуры ^{14}C -датирования это обеспечило надежную временную привязку процессов развития ПЖЛ, псевдоморфоз по ним и вмещающих их отложений. Проведено датирование AMS- ^{14}C -методом в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН (индекс IGAN-AMS) и в лаборатории “International Chemical Analysis Inc.”, США (индекс ICA-AMS), а по стандартной процедуре – в Киевской радиоуглеродной лаборатории (индекс Ki). По породам, вмещаемым псевдоморфозы, получены возраста каргинские, по морфонам в псевдоморфозах – позднесартанские. Дополнило картину датирование поверхностных почв – по ним

получена серия дат середины и конца голоцена. В итоге была осуществлена временная привязка основных этапов развития изученного палеокриогенного комплекса.

В целом палеокриогенные образования на всем протяжении рассматриваемого ареала проанализированы с позиций их типичности [18], и выяснилось, что отражают псевдоморфозы особенности криохрона МИС-2. В терминальную, в конце его, фазу в регионе имело место резкое потепление климата [13, 19], и в нашем случае это проявилось в специфике криогенных условий. Мерзлота тогда продолжала сохраняться, но ее температура поднялась выше значений, благоприятных для сохранения ПЖЛ в песках ($\sim -5^{\circ}\text{C}$ по [9]). Началось их таяние и постепенное замещение минерально-почвенным промерзающим материалом, оплывающим с окружающего пространства. В итоге криогидроморфные палеопочвы, будучи в период развития ПЖЛ маркером сезонно-талого слоя, стали маркером и псевдоморфоз – поскольку, согласно [13], в таких случаях время захоронения материала почв мало отличается от собственно времени их формирования. А так как стенки изученных псевдоморфоз хорошо держат форму, что присуще глубоко промороженным, мало льдистым песчаным породам [8], это позволяет реконструировать, используя изменения контуров предшественников псевдоморфоз – ПЖЛ, историю и их развития. (Ранее по псевдоморфозам региона имелись лишь отдельные, в основном – вблизи Обской губы [1, 3, 4, 7], описания общего характера без детализации и надежной временной привязки).

Отмеченные явления делают изученную территорию представительной в плане отражения палеокриогенными структурами сдвига низкотемпературной, с ПЖЛ, криолитозоны в конце квартала на север. Поскольку севернее уже встречаются ПЖЛ, существующие с плейстоцена [5, 10], а к югу от Средней Оби преобладают [6] сартанские изначально грунтовые жилы (ИГЖ), образуемые [9] при температуре пород существенно выше значений, благоприятных для развития ПЖЛ. Важно, что следы криогидроморфизма, выявленные авторами, становятся маркером псевдоморфоз – они не могут ассоциироваться с клиновидными структурами иного происхождения. Например – с теми, что встречаются в безводных и чрезвычайно холодных Сухих Долинах Антарктиды или в засушливой зоне юга Западной Сибири – у них нет гидроморфных признаков, присущих формам на месте таяния ПЖЛ [16].

Объемный материал по обширному району, где было обследовано много объектов, невозможно осветить в рамках регламента данной статьи. Поэтому в ней, как характерные для региона, освещены репрезентативные участки в его противоположных частях (рис. 1-1). Первый участок – на северном склоне восточного отрога Сибирских Увалов, где представительные жильные структуры хорошо выражены на р. Пюлькы в истоках р. Таз: в теле 6-8-м террасы ($63^{\circ}12'11''$ с. ш., $84^{\circ}19'37''$ в. д.), сложенной песчаным аллювием. Поверхность террасы лежит на отметках около 80 м, тогда как истоки этих рек – на отметках около 250 м в водораздельной зоне Сибирских Увалов. Вдоль террасы р. Пюлькы жилы, следуя в 15–20 м друг от друга, имели размеры до 3 м в высоту и до 2 м в ширину. Признаки у них криогидроморфизма свидетельствовали, что это псевдоморфозы; к тому же наличие талых вод, достаточных для питания былых ПЖЛ, подтверждает реликтовая криогидроморфная палеопочва сверху террасы.

Наиболее представительная из псевдоморфоз показана на рис. 1-5. Она сложная, двухвостая, и справа в нее вложена еще одна жила; у них интенсивная глеевая окраска, но по их краям на сизом фоне хорошо видно бурое окаймление – итог осаждения окисного железа, мобилизованного в восстановительной среде основного тела псевдоморфоз. По морфонам вложенного клина и по хвостовым частям главной жилы получены ^{14}C -AMS даты 10–11 тыс. л. н., и несколько больше 13 тыс. л. н. – по морфону в западине у самого края, слева, главной жилы. Они показывают

приуроченность к границе плейстоцен–голоцен. (На рис. 1 и далее красными кружками и цифрами рядом отмечены места отбора проб на датирование и полученные возраста).

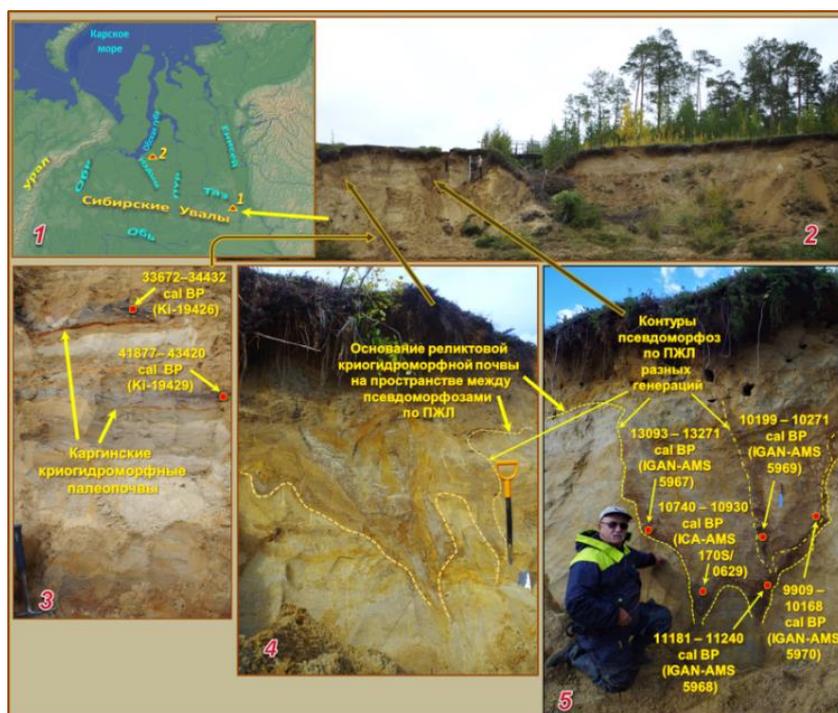


Рис. 1. 1 – схематическая карта района (1, 2 – расположение репрезентативных объектов), 2 – общий вид террасы, 3 – итог ^{14}C -датирования вмещающих псевдоморфозы отложений, 4,5 – псевдоморфозы по ПЖЛ вверху 6-8-м террасы на правом берегу р. Пюлькы (истоки р. Таз) и итог их ^{14}C -датирования. Пояснения в тексте. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

Поскольку морфоны относятся к органоминеральным фрагментам почв, существовавших рядом с ПЖЛ на момент их оттаивания, эти даты, согласно [14], практически дают время заполнения псевдоморфозы. Но по вмещающим ее породам, в слоях с реликтами более древних криогидроморфных почв, получены каргинские датировки (рис. 1-3), фиксирующие некоторые перерывы в накоплении промерзавших во второй половине МИС-3 пород с температурами, не достигшими благоприятных для развития ПЖЛ значений. Таким образом, изученные псевдоморфозы наследуют структуру сартанских ПЖЛ, вложенных в каргинский аллювий.

Современная почва, лежащая вверху данной толщи, от криогидроморфных палеопочв отличается контрастно: она представлена подбуром, составляющим один ряд альфегумусовых почв с подзолом. В ее профиле под лесной подстилкой лежит мощный иллювиально-железистый горизонт без признаков оглеения, непосредственно под ней – белесый элювиальный горизонт; педогенез у этого подбура обусловлен вертикальной миграцией органо-железистого вещества, формируемого органическими кислотами, поступающими из подстилки. Но в отличие от подзолов проявилась эта миграция меньше, и в итоге элювиальный горизонт у подбура развит слабее, а под подстилкой непосредственно лежит иллювиальный горизонт. Главное – и подбур, и подзол, отражают свое развитие на уже талых, хорошо дренированных породах [11].

Второй репрезентативный участок находится ($65^{\circ}54'15''$ с. ш., $74^{\circ}34'18''$ в. д.) в низовьях р. Надым на равнине вблизи Обской губы – около пос. Пангоды. В 5 км к северу от него в р. Правая Хетта (правый приток р. Надым) впадает р. Тыха. Она

подрезает 10-м террасу, поверхность которой имеет отметки 50–60 м, а слагающие ее тело осадки представлены песчаным аллювием (рис. 2). По прослою детрита в нем (рис. 2-2) получен каргинский возраст. Вверху террасы хорошо выражены псевдоморфозы: по подзолу, перекрывающему одну из них, получен возраст середины голоцена (рис. 2-1), подтверждающий, что в это время видимые отложения террасы уже были тальми.

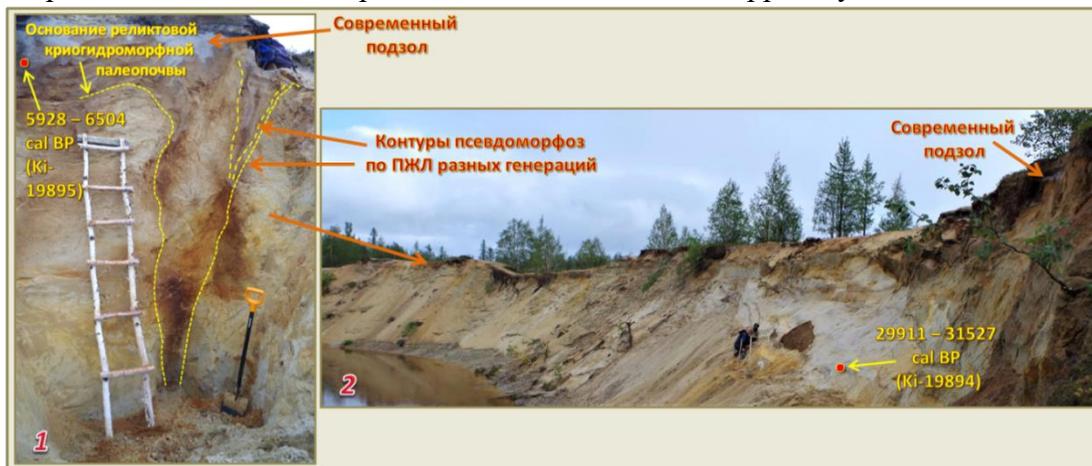


Рис. 2. 10-м терраса р. Тыха. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

В нескольких ста метрах от бровки данной террасы находился песчаный карьер, и параллельно ей сделана расчистка его стенки, вскрывшая серию псевдоморфоз. Следуя друг от друга через 20–30 м, они были хорошо выражены (рис. 3), достигали 4 м в высоту и 3 м в ширину. Для них также было характерно заполнение сизого цвета с бурым окаймлением, сопряженным с лежащей сверху криогидроморфной почвой. К сожалению, гумуса в образцах из жил и детрита в осадках между жилами не хватило для ^{14}C -датирования. Но в соседнем, расположенном в полукилometре, карьере на глубине около 8 м в тех же аллювиальных осадках найдены слои с представительным детритом, и по нему тоже получены каргинские ^{14}C -датировки: 46990 – 49104 cal BP (IGAN-AMS 6661) и 49950 – 52700 cal BP (IGAN-AMS 6662).

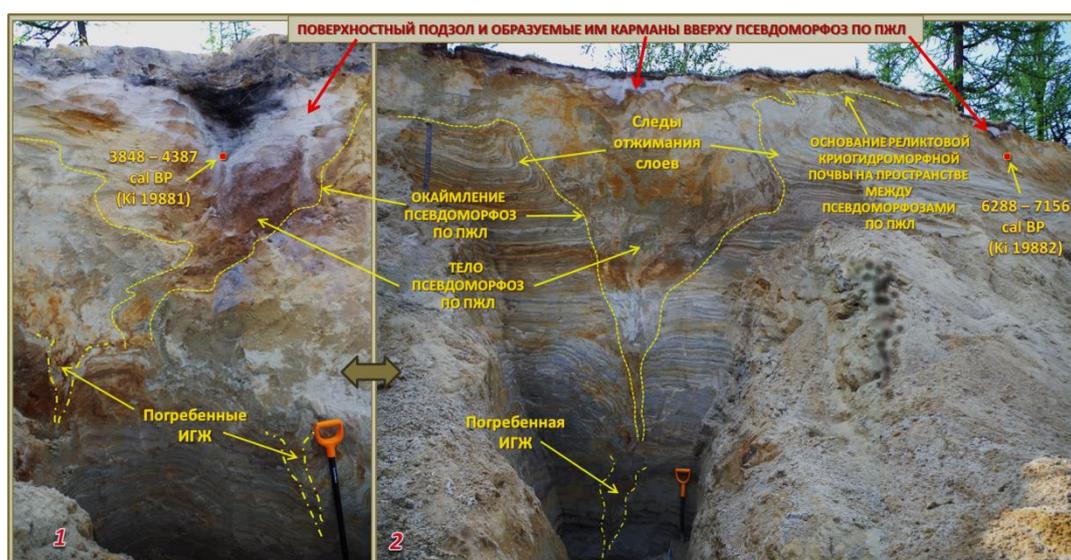


Рис. 3. Расчистка стенки карьера вблизи р. Тыха. Пояснения в тексте. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Наряду с псевдоморфозами расчистка зафиксировала на разных уровнях погребенные ИГЖ, располагающиеся по всей толще, ступенчато (см. рис.3). Это небольшие, до 1 м высотой, структуры, узкие в своей нижней части, и с характерным отгибанием вниз слоев вмещающей породы на контакте с ними. По [9], изгиб слоев вниз у ИГЖ – следствие многократно повторяющегося и длительного опускания их в сторону узких полостей на месте вытаявших элементарных жилок, что говорит о формировании в условиях, по крайней мере, высокотемпературной мерзлоты. Тогда как вверху псевдоморфоз на контакте с вмещающими породами ясно просматривались структуры их отжимания вбок и вверх, с образованием сохранившихся до сих пор на поверхности вторичных, по [8], валиков выжимания. Между ними после оттаивания пород в неглубоких ложбинах концентрировалась, особенно во время снеготаяния, влага; она обеспечивала более сильное выщелачивание субстрата и развитие в нем альфегумусовой миграции [11], приводя к более мощному профилю подзола в виде карманов, вклинивающихся в верхнюю часть псевдоморфоз (см. рис.3).

Специфика подзола – развитие в условиях аэрации и превалирования окислительных условий свободного дренажа. Перераспределение и мобилизация железа тогда идет, при развитии белесого элювиального и бурого иллювиального горизонтов, не за счет восстановительных процессов, а в итоге образования подвижных комплексных соединений с поступающими из подстилки органическими кислотами [11]. В нашем случае очевидно: сформирован подзол после оттаивания пород и исчезновения мерзлотного водоупора, ранее фиксируемого криогидроморфными почвами. В ходе своего развития он абсорбировал большую часть профиля криогидроморфной палеопочвы, ныне сохраняющейся в виде редуцированных реликтов. На рис. 3-1 показана позднеголоценовая датировка по морфону в кармане подзола, а на 3-2 – среднеголоценовая; они подтвердили развитие подзола с середины голоцена на оттаявших дренированных породах.

В отношении ИГЖ добавим, что небольшие, узкие в нижней части, с характерным отгибанием вниз слоев вмещающей породы на контакте с ними, имея изначально эпигенетическое, как все полигонально-жилые структуры, происхождение, вверху они расширяются, на контакте с ними слои вмещающей породы становятся тогда пологими и, в конце концов, смыкаются с вышележащими осадками. Наличие ИГЖ на разных уровнях и криогидроморфных палеопочв предполагает их захоронение в условиях накопления промерзающих каргинских осадков в целом по сингенетическому типу. Встает вопрос: в каких условиях их стали осваивать ПЖЛ. В малольдистых песчаных осадках края псевдоморфоз хорошо держат стенку контура былых ПЖЛ [9], что позволяет, опираясь на его очертания, реконструировать ход их развития.

Рассмотрим это на примере псевдоморфозы, наиболее четко проявившей свое строение – отображенной на рис. 3-2. Имея около 4 м в высоту и больше 3 м в ширину, она внизу упирается в аллювий, перекрывающий расположенные ниже ИГЖ. Псевдоморфозу условно можно разделить на четыре части. Нижняя часть самая узкая, слои вмещающих осадков на контакте с ней отогнуты вниз, и если бы она была самостоятельной структурой, то это отгибание можно было бы считать, по [9], итогом однократной просадки пород в полость вытаявшего льда. Однако выше находится вторая, соединенная с ней в одно целое более широкая часть псевдоморфозы, в стенки которой упираются недеформированные слои, и логичнее, что нижняя часть это ИГЖ, которую унаследовал былой ПЖЛ. Тем более что выше выделяется еще более широкая часть жилы, образующая с двумя нижними хорошо обозначенный треугольный клин, ограниченный вверху ясно выраженными в профиле псевдоморфозы ступенями, с которых начинается ее верхняя, самая широкая четвертая часть (см. рис. 3-2).

Ступени связаны с отжиманием слоев вмещающей породы вбок и вверх. Согласно [8], это может происходить при сингенетическом развитии ПЖЛ в условиях высокой, длительное время не заливаемой приречной поймы, когда ослабевает интенсивность осадконакопления и рост ледяной жилы вверх замедляется, но активно продолжается ее расширение за счет внедрения новых элементарных жилок. Вмещающие породы в итоге уплотняются и выжимаются вверх, и чем дольше продолжается фронтальный рост ПЖЛ, тем большей ширины они достигают вверх. Однако тот же механизм будет характерен для развитых ПЖЛ эпигенетического типа. Если высокая пойма уже не заливается, становится поверхностью террасы, и ее тело, будучи еще не охлаждено до необходимой температуры, при соответствующем промерзании начнут осваивать ПЖЛ, то на определенной стадии своего развития они сформируют подобные структуры выжимания слоев. Поэтому вывод об их типе должен делаться по характеру нижерасположенных частей псевдоморфозы, а в нашем случае это хорошо выраженный треугольный клин, форма которого присуща эпигенетическим ПЖЛ.

Иными словами, совокупность всех черт рассматриваемого палеокриогенного комплекса говорит, что в нашем случае во второй половине каргинского времени формировалась толща сингенетически промерзавшего аллювия в условиях, еще не обеспечивающих развитие ПЖЛ. В криохрон МИС-2 она стабилизировалась (что определялось особенностями тектонического развития региона [18]), затем была глубоко заморожена и разбита сетью эпигенетических ПЖЛ. В пользу этого вывода говорит присущая таким льдам форма треугольного клина, характерная для изученных псевдоморфоз на разных объектах, а также вид состоящих из вложенных друг в друга жил: это не структуры “клин-в-клин”, как может показаться на первый взгляд, а совмещенные самостоятельные образования. В целом данный палеокриогенный комплекс с криогидроморфными почвами, ИГЖ и псевдоморфозами по ПЖЛ на исследованной территории хорошо выражен на всем протяжении расположенной здесь равнины. Причем как на ее более низких, приуроченных к Обской губе участках, так и на более приподнятых, прилегающих к восточной части Сибирских Увалов.

Таким образом, изученный палеокриогенный комплекс ясно отражает сдвиг в конце квартала на север низкотемпературной, характеризующейся наличием ПЖЛ, криолитозоны. Он широко представлен на всем протяжении равнины, прилегающей с севера к Сибирским Увалам, в теле речных террас, у которых произошло завершение аллювиальной седиментации к концу МИС-3, и отчетливо выражен благодаря своему яркому атрибуту – псевдоморфозам по сартанским ПЖЛ. Это репрезентативный индикатор событий, и авторами предлагается выделить данный комплекс как особый маркер событий в регионе во время МИС2 – Таз–Надымский палеокриогенный горизонт, подобно тому, как это сделано для Восточно-Европейской Равнины [2, 20].

Работа выполнена в рамках тем госзаданий 121041600042-7 и 121042000078-9

Литература

1. Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967. 214 с.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 147 с.
3. Данилов И.Д. Мерзлотные и псевдомерзлотные клиновидные деформации в осадочных породах // Проблемы криолитологии. Выпуск II. М.: Изд-во МГУ. 1972. С. 31-48
- Дубиков Г.И. Некоторые данные по климату верхнего плейстоцена на севере Западной Сибири // Известия АН СССР. Серия геогр. 1962. № 6. С. 80–85.
4. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 248 с.

5. Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А. и др. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 5–18
6. Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии / Под ред. Баулина В.В., Цейтлина С.М. М.: Наука, 1973. 144 с.
7. Попов А.И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985, 239 с.
8. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жилых структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
9. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
10. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 270 с.
11. Таргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение, 2019, № 3, с. 259–275
12. Украинцева В.В. Новые палинологические и палеоботанические свидетельства раннеголоценового потепления климата в высоких широтах Арктики // Ботанический журнал. 1990. Т. 75. № 1. С. 70–73
13. Чичагова О.А. Развитие представлений И.П. Герасимова об абсолютном и относительном возрасте почв по данным радиоуглеродного датирования // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1436–1445.
14. Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады Академии наук. 2017. Том 477. № 4. С. 480–484.
15. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 5, с. 3–16.
16. Шейнкман В.С., Седов С.Н., Русаков А.В., Мельников В.П. Криотрасологическая индикация палеопочв. *Криосфера Земли*, 2019, т. XXIII, № 1, с. 51–62
17. Шейнкман В. С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Том 494. № 1. С. 82–86.
18. Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A. et al. Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taimyr Lowland, Northern Siberia // *Quaternary Res.* 2002. V. 57. P. 138 – 150.
19. Jary Z. Periglacial markers within the Late Pleistocene loesse-palaeosol sequences in Poland and Western Ukraine // *Quaternary International.* 2009. V. 198. P. 124–135
20. Sheinkman V.S., Sedov S.N., Shumilovskikh L.S. et al. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // *Quaternary Research*, 2021, pp. 204 – 222.

ISOTOPE CRITERIA ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^2H , ^{18}O) FOR THE EXISTENCE OF PERMAFROST IN PALEOENVIRONMENTS. CONTINENTAL CONDITIONS

Yakovlev Evgeny^{1*}, Tokarev Igor², Zykov Sergey¹, Iglovsky Stanislav¹ and Ivanchenko Nikolay^{1,3}

¹ N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia; evgeny.yakovlev@fciactic.ru

² Research park, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; tokarevigor@gmail.com

³ Northern (Arctic) Federal University, Arkhangelsk, Russia; ivanchenkonl@mail.ru

The isotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^2H , ^{18}O) and chemical composition of groundwater on the right bank of the Volga river in the middle current (European Russia) was studied down to a depth of 400 m. These data allow diagnosis of the presence of the three-component mixture. The first component is the modern/young fresh recharge water of the Holocene age. It has the isotopic composition of water $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -12.9 \text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -90 \text{ ‰}$, close to modern precipitations, and the equilibrium isotopic composition of uranium $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \rightarrow 1$ (by activity). The second component is the slightly salted water of the late or postglacial period with $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -17.0 \text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -$

119 ‰, and a small excess of uranium-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 4$. The third component is meltwater formed as result of permafrost thawing. It is brackish water with $\delta^{18}\text{O} \approx -15.0$ ‰ and $\delta^2\text{H} \approx -110$ ‰, and a maximum excess of uranium-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 15.7$. The salinity of this water is associated with increase of the SO_4^{2-} , Ca^{2+} and Na^+ content, and this may be due to the presence of gypsum in water-bearing sediments, because the solubility of sulfates increases at near-zero temperature. We explain the huge excess of uranium-234 by its accumulation in the mineral lattice during the glacial age and quick leaching after thawing of permafrost.

Introduction. During the Weichselian glaciation (about 110–12 ka ago, the below mentioned Valdai cryochron according to the Russian notation), continental glaciation occurred repeatedly and its characteristics have been studied quite well for the East European Plain [1-8]. Geomorphological, textural, pedological, faunistic, micropaleontological, pollen, and geochemical signs indicate that a dry, cold and windy climate of the Arctic steppes with sparse cold-tolerant vegetation was prevalent in the periglacial area [9-12]. Cold conditions is marked by the wide distribution of loess, relics of the aeolian dune relief, and the asymmetric structure of the river valleys [13-18]. In the Valdai cryochron, most of the East European Plain was an area of continuous permafrost. For example, in its central part during the MIS-2 the permafrost was 200–250 m thick, and the ground temperature was about -5 °C. There are no data on the degree of permafrost degradation within the warm episodes of the Valdai cryochron. However, it can be assumed that the ground ice was not completely melted due to the low vertical hydraulic permeability of the geological section, as aquicludes prevented percolation of the warm recharge water to a significant depth. After the disappearance of permafrost in the Holocene the soil-forming processes and chemical weathering were intensified [19-21]. The paleocryogenic microrelief was buried and levelling of the earth surface took place due to the soil flow and regional raising of the drainage base [22-24]. Meltwater formed from the thawed permafrost and ice-wedges (hereafter referred to as a glacial meltwater). In the upper part of the geological section, it should have been replaced by young recharge water with modern and/or Holocene age, but the low permeability of the clayey layers could be serving to preserve the meltwater at depth. It is clearly known that global climatic variations are reliably recorded using stable isotopes [25-28]. Groundwater formed during the cold periods has a depleted (light) isotopic composition of hydrogen and oxygen, i.e., very negative values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$. Cryogenic metamorphism is also possible during permafrost growth. In the frozen zone, the isotopic composition of ice could be less depleted by deuterium and oxygen-18 relative to the initial recharge water of atmospheric origin. In contrast, the residual water, which is accumulated at the base layer of the permafrost, should be more depleted by ^{18}O and ^2H relative to the initial isotope composition. At the same time, the ice in permafrost (and also glacial meltwater) is desalinated, and the lost salts accumulate in the residual water. This process can lead to the formation of inversion chemical zonation in the depths below the bottom of the former permafrost. The authors of this work also assume that the glacial meltwater should be marked as an anomaly in the isotopic composition of uranium – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ (hereafter in the activity ratio) due to the excess of uranium-234. The mechanism of equilibrium loss may be result of the very different geochemical mobility of parent uranium-238 and daughter uranium-234. Usually, ^{234}U has the oxidation state 6+, which is soluble and could be transported with water in uranyl complexes, but ^{238}U has the oxidation state 4+ and is included in the mineral lattice in non-soluble forms. Additionally, ^{234}U is located in connection with the recoil tracks of α -particle and ^{234}Th (first daughter isotope to ^{238}U), so the diffusion coefficient of ^{234}U atoms in the mineral lattice is more than it is for ^{238}U atoms by about two orders, as we calculated. As liquid water was non-availability during a significant geological time, like the Valdai cryochron, uranium-234 generated in minerals as the normal component of the radioactive chain ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$). When meltwater from the thawed permafrost appeared, then predominantly ^{234}U would be rapidly leached from the water-bearing sediments and rocks compared to ^{238}U . Therefore, the glacial

meltwater (but not the sequenced recharge water) should be marked by $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$. For some areas in Russia, which were in periglacial conditions in the last ice age, this hypothetical mechanism received confirmation from a complex study of groundwater, including the determination of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, NGT and the dating of groundwater by the helium technique. Thus, the isotopic ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ can be used to diagnose the presence of glacial meltwater at the present time and to estimate the freezing depth of the geological section during the glacial period. In this work the Pre-Volga region (right bank of the Volga River in its middle current near the Kuibyshev reservoir) was studied, where groundwater was sampled down to a depth of 400 m for determination of the chemical and isotope composition of the water.

Characterization of the studied area. The modern climate of the Pre-Volga region is temperate continental with an average annual air temperature of +2.9 °C. The snow cover lasts 120–160 days and the depth of seasonal freezing is 1.8 m. The Yaroslavsky (MIS-2 12.2–20 ka) and Selikhovodvorskyy (MIS-4 58–71 ka) cryogenic soils mark the coldest climatic stages of the Valdai cryochron in the study area. There was no ice cover on the Pre-Volga region in this period, and only a small area in the Vyatka River watershed was probably iced. The boundary of the continuous permafrost was located far to the south of the study area (Figure 1).

- The upper part (400–600 m) of the geological section in the studied area is composed of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments. The Paleozoic-Mesozoic strata are represented by interlayering of the terrigenous-carbonate formation (mostly argillites and dolomites) with inclusions of evaporites – anhydrite, gypsum and rarely the rock salts. The thickness of the Late Cenozoic sediments (the Neogene and the Quaternary) varies from 1 to 35 m, but the buried valleys of the paleo-rivers can sometimes reach a depth of 200 m. excluding the alluvial sediments in the river valleys, all Quaternary facies have a clayey or loamy composition.

- All shallow aquifers from the alluvium (aQ_{I-IV} and N_2) to the Urzhum suite (P_{2ur}) have modern recharge, as is clearly seen from the ^3H content in most times. These sediments could be dried on the watersheds. The total volume of freshwater in the phreatic zone of the main catchments is calculated at 11.7 km³. Taking into account the modulus of the minimum winter 30-day river runoff for a year of 95 % supply and the calculated volume of freshwater, the residence time of groundwater in the zone of the active water exchange is $\tau \approx 200\text{--}3000$ years, and on average, 1900 years.

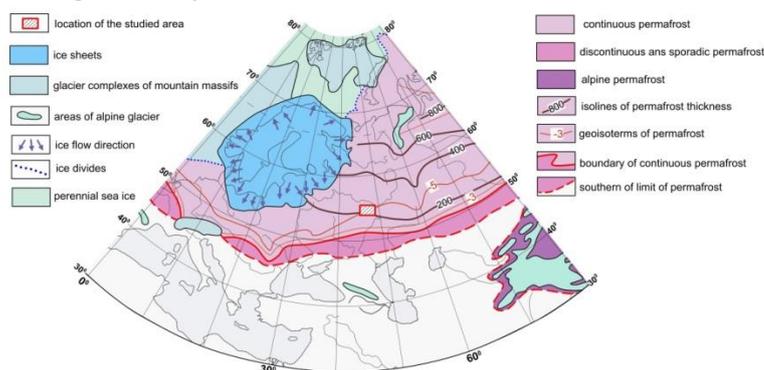
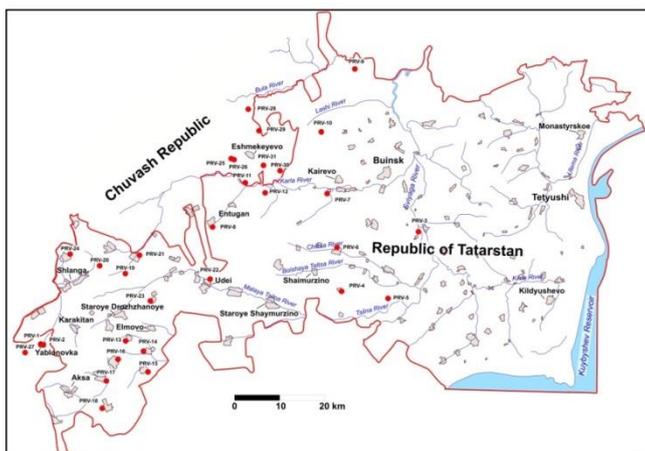


Figure 1. Glaciation and permafrost on the Eastern Europe Plain during the Last Glacial Maximum 20–18 thousand years ago ([29] with changes).

Materials and Methods. From the study area 33 groundwater samples were taken from the Quaternary, Cretaceous, Jurassic and Permian aquifers at depths down to 400 m (Figure 2).



• **Figure 2.** Location of the studied area and sampling points (red solid circles).

Water samples were mainly taken from boreholes operated by submersible electric pumps, and in some cases from wells and springs. Unstable parameters – pH, Eh (redox potential), electrical conductivity (mineralization), and temperature – were determined in the field immediately after sampling. The measurement of pH and Eh was carried out using a portable combined device Hanna Instruments HI-9126, and the electrical conductivity and water temperature – using a conductometer VZOR Mark-603/1. Water samples to determine the trace metals were taken in 50 mL polymeric tubes, filtered through a membrane filter with a pore size of 0.45 μm , and acidified by high purity grade HNO_3 to $\text{pH} < 2$. Disposable gloves and syringes were used for each sample. The content of trace elements was measured by the atomic absorption method using a Shimadzu AA-7000 spectrometer. Major components of the groundwater were searched on the previous steps by standard chemical techniques in 839 samples. Water samples for the stable isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were taken in polymeric tubes with a volume of 10 mL without conservation. Determination of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ was carried out using a Picarro L-2120i infrared ring-down spectrometer in the Research park of Saint-Petersburg State University. The results were expressed in δ -notation relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW-2). The precision of the method is $\pm 0.1\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 1.0\text{‰}$ for $\delta^2\text{H}$. Standards USGS-45 and USGS-46 were used for calibration. Preconcentration of uranium was carried out from 25 L water samples under field conditions using BAU-A (charcoal) sorbent. The yield of uranium was controlled by the activity of synthetic ^{232}U isotope as tracer, which was added to the samples during collection. Radiochemical preparation included the desorption of uranium from sorbent, purification from co-precipitated radioactive elements by the extraction method using tributyl phosphate, and electrolytic deposition of uranium on polished stainless-steel discs. The measurements were done by semiconductor alpha spectrometers Progress and Multirad-AS (from Doza, Russia) with an error of 3–7 %. The quality of the measurements was checked by analyzing an OSK U7 equilibrium uranium reference sample (VIMS Institute, Moscow, Russia).

Results and discussion. Generally, on study area the vertical chemical zonation of the groundwater is as follows. At depths from 0 to 100 m, mainly fresh water is contained (contents of chemical components in % mg-eq./L):

$$S = 0.4\text{--}1.0 \quad \frac{\text{HCO}_3(70\text{--}96) \text{ NO}_3(1\text{--}18) \text{ Cl}(1\text{--}6) \text{ SO}_4(1\text{--}6)}{\text{Ca}(22\text{--}69) \text{ Mg}(7\text{--}49) \text{ Na}(2\text{--}37)} \quad \text{pH} = 7.5\text{--}7.8.$$

• In the river valleys, where discharge of the brackish deep-water occurred, the sulfate-sodium type of groundwater is formed:

$$S = 0.9\text{--}1.8 \quad \frac{\text{SO}_4(36\text{--}63) \text{ HCO}_3(27\text{--}52) \text{ Cl}(2\text{--}17)}{\text{Na}(14\text{--}86) \text{ Mg}(9\text{--}27) \text{ Ca}(7\text{--}17)} \quad \text{pH} = 7.3\text{--}8.1.$$

- At depths of 70–250 m mineralization increases (up to a maximum 6.9 g/L) and the chemical composition of the groundwater changes:

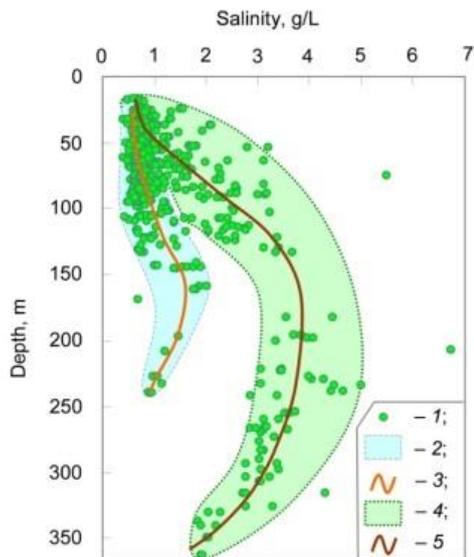
$$S = 2.0-6.9 \quad \frac{\text{SO}_4(46-85) \quad \text{Cl}(7-51) \quad \text{HCO}_3(8-39)}{\text{Na}(37-80) \quad \text{Ca}(11-35) \quad \text{Mg}(9-28)} \quad \text{pH} = 7.1-7.8.$$

- The initial chemical composition of groundwater in this zone was formed, most likely, under the gypsum dissolution, and then calcium was partially exchanged with sodium.

- At depths of 250–400 m, there is a noticeable decrease of salinity and the next change in the chemical composition of groundwater:

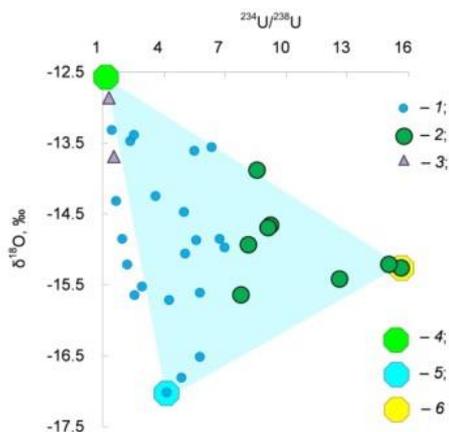
$$S = 1.8-4 \quad \frac{\text{Cl}(34-71) \quad \text{SO}_4(18-32) \quad \text{HCO}_3(2-7)}{\text{Ca}(45-74) \quad \text{Mg}(6-21) \quad \text{Na}(12-34)} \quad \text{pH} = 7.5-8.5.$$

- Thus, a specific feature of this region is the vertical chemical inversion (Figure 3), which is mainly caused by variations in the SO_4^{2-} , Ca^{2+} and Na^+ content. River valleys are the most probable areas for the upward discharge of brackish deep-water. Actually, for such areas anomalies are simultaneously observed in the groundwater salinity, the hydraulic head, and the uranium isotopic composition. Hereinafter, the term “anomalies of the uranium isotopic composition” will mean the ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 7.8$, i.e. the top quantile of the total samples. Watersheds with low mineralization of groundwater and a regular hydraulic head are areas of modern recharge. In the areas with anomalies of the isotopic composition of uranium, the groundwater also has relatively low temperatures. Anomalies in the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios were found in groundwater with different salinity $S = 0.4-2.4$ g/L, which is a result of mixing when the brackish deep-water moves upward to the modern surface. The mixing of groundwater significantly complicates the interpretation of the chemical and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ data. Therefore, the stable isotope composition of the groundwater ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) was determined.



- **Figure 3.** Vertical chemical zonation of groundwater in the Pre-Volga region (results of sampling of 839 boreholes in 1990–2005): 1 – individual analysis (depth is middle of the borehole screen); 2, 3 – field of groundwater mineralization of the Mesozoic structural stage and approximation line; 4, 5 – field of groundwater salinity of the Upper Permian structural stage and the approximation line.

- Comparison of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios and the stable isotope compositions of groundwater in the Pre-Volga region shows the three-component mixture of the groundwater (Figure 4).



• **Figure 4.** Comparison of the isotopic composition of uranium and oxygen-18 content in groundwater of the Pre-Volga region: 1 – points without anomalies of the isotopic composition of uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 7.8$); 2 – points with anomalies of the uranium isotopic composition; 3 – outliers; 4, 5, 6 – mixing end-members "modern water", "postglacial water" and "glacial meltwater", respectively.

• 1. Modern and/or young (Holocene age) recharge water with salinity $S < 0.5$ g/L. It has the least depletion in the isotopic composition of hydrogen and oxygen $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -12.9$ ‰ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -90$ ‰, which is close to the modern precipitation of the region, and practically the equilibrium isotope composition of uranium $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \rightarrow 1$.

• 2. Water of the late and/or postglacial genesis. It has a slight increase in salinity $S \approx 0.5\text{--}1.5$ g/L, the isotopically lightest composition $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -17.0$ ‰ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -119$ ‰ (maybe water of a proglacial lake?), and a small excess of uranium-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 4$.

• 3. The glacial meltwater formed due to the permafrost thawing. It is the brackish water $S \rightarrow 3$ g/L (for these 33 samples under consideration). This water has the intermediate composition of the stable isotopes $\delta^{18}\text{O} \approx -15.0$ ‰ and $\delta^2\text{H} \approx -110$ ‰ (ice in permafrost, most likely, formed from mixture water of the Valdai cryochron and the previous interstadial), and maximum disequilibrium in uranium $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \rightarrow 15.7$.

• Theoretically, as a result of the cryogenic metamorphization during permafrost formation, the glacial meltwater should have:

- – reduced mineralization, as salts must be lost in the freezing process;
- – the isotope composition of hydrogen and oxygen with less depletion than the recharge water (points must have a shift to the right from the meteoric line on the $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ diagram).

The salinity of the glacial meltwater in the Pre-Volga region varies within a wide range $S = 0.4\text{--}2.4$ g/L. This could result from the presence of evaporites in the water-bearing sediments and the increased solubility of the iron and manganese sulfates (melanterite and jarosite) at near-zero temperature. During the Valdai cryochron the temperature of the geological section transited through zero many times, which led to the predominance of sulfates in the anionic composition. An explanation should be given about two points designated in all the above diagrams as outliers. It seems that the chemical composition of this modern groundwater at these two points is specialized due to the explosion tectonic dislocation like the "kimberlite pipes", which is confirmed by the excess of Ni, and also Ba, Fe and Mn.

Conclusions. The proxy markers of the existence of permafrost were found in the isotope and chemical compositions of groundwater for the Pre-Volga region. Joint analysis of

the groundwater chemistry, the isotopic composition of uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ by activity), and the stable isotopes (contents of deuterium and oxygen-18) made it possible to define the contribution of the mixing of three end-members: – modern and/or young recharge water of the infiltration origin has the lowest salinity $S < 500$ mg/L, the heaviest stable isotope composition $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -12.9$ ‰ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -90$ ‰ close to modern precipitation, and practically equilibrium uranium $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \rightarrow 1$; – late and/or postglacial water, which has a slight increase in mineralization $S \approx 0.5\text{--}1.5$ g/L, the lightest isotopic composition $\delta^{18}\text{O} \rightarrow -17.0$ ‰ and $\delta^2\text{H} \rightarrow -119$ ‰, and a small excess of uranium-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 4$; – glacial meltwater (groundwater formed from thawing permafrost) has increased salinity $S \rightarrow 3$ g/L, an intermediate composition of the stable isotopes $\delta^{18}\text{O} \approx -15.0$ ‰ and $\delta^2\text{H} \approx -110$ ‰, and maximum excess of uranium-234 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \rightarrow 15.7$. None of the end-members were found in a pure form, except the modern infiltration water, which is due to the impossibility of carrying out special drilling operations to test the geological section within this study. But this typing of groundwater is in accordance with a general trend of the climate evolution on the studied area in the Late Pleistocene and Holocene. Using the isotope tracers makes it possible to eliminate the difficulties caused by the variety of conditions of chemical interaction in the water–rock system in identifying glacial meltwater.

- Analysis of the chemical data indicates the existence of geochemical specialization in certain locations of the studied area, possibly associated with explosive tectonics.

- In the next stage, it is planned the detailed sampling at the sites of the clearest manifestation of the glacial meltwater and to carry out monitoring observations.

Funding: The work was supported by the Russian Science Foundation grant No. 20-77-10057 "Diagnostics of permafrost degradation based on isotope tracers ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$).

References

1. Hubberten, H.W., Andreev, A., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M., Kuzmina, S., Larsen, E., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Möller, P., Saarnisto, M., Schirmer, L., Sher, A.V., Siegert, C., Siegert, M.J., Svendsen J.I. (2004) The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation, *Quat. Sci. Rev.*, 23, 11–13. 1333-1357, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.012>.
2. Houmark-Nielsen, M., Demidov, I., Funder, S., Grøsfjeld, K., Kjær, K.H., Larsen, E., Lavrova, N., Lyså, A., Nielsen, J.K. (2001) Early and Middle Valdaian glaciations, ice-dammed lakes and periglacial interstadials in northwest Russia: new evidence from the Pyozha River area. *Glob. Planet. Change*, 31, 1–4, 215-237. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00121-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00121-7).
3. Kalm, V., Gorchach, A. (2014) Impact of bedrock surface topography on spatial distribution of Quaternary sediments and on the flow pattern of late Weichselian glaciers on the East European Craton (Russian Plain). *Geomorphology*, 207, 1-9, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.022>.
4. Lasberg, K., Kalm, V., Kihno, K. (2014) Ice-free interval corresponding to marine isotope stages 4 and 3 at the last glacial maximum position at Kileshino, Valdaj upland, Russia. *Estonian J. Earth Sci.*, 63, 2, 88-96. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.08>.
5. Velichko, A.A., Faustova, M.A., Pisareva, V.V., Gribchenko, Y.U.N., Sudakova, N.G., Lavrentiev, N.V. (2011) Glaciations of the east European plain - Distribution and chronology. In: Ehlers J, Gibbard PL and Hughes PD (eds.) *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. *Dev. Quat. Sci.*, 15, 337–359. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>.
6. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Stein, R. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, 23, 11–13, 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>.
7. Sycheva, S., Sedov, S. (2012) Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain:buried toposequence of the key-section «Alexandrov quarry». *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64, 2, 189–197.

8. Helmens, K.F. (2014) The last interglacial-glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 86, 115-123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>.
9. Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. (2016) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>.
10. Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., Chuyko, M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.*, 420, 4–14. doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.024.
11. Andreicheva, L.N., Ponomarev, D.V. (2018) Litho- and biostratigraphy of the middle neopleistocene of the European northeast of Russia. *Stratigr. Geol. Correl.* 26, 5, 584-597. <https://doi.org/10.1134/S0869593818050027>.
12. Sycheva, S., Pushkina, P., Khokhlova, O., Ukrainsky, P. (2019) Interrelations of the Bryansk paleosol (end of MIS 3) with the Holocene surface soils in micro-depressions of the central forest-steppe within the Russian upland. *Catena*, 172, 619-633. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.021>.
13. Ponomarev, D., Andreicheva, L. (2019) Middle-upper quaternary stratigraphy in the northeast of European Russia inferred from rodent record and lithology of tills. *Quat. Int.* 534. 60-72. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.025>.
14. Astakhov, V.I. (2020) *The Northern Pleistocene of Russia*. Cambridge Scholars Publishing. Lady Stephenson Library, Newcastle upon Tyne, UK. 610 p.
15. Makeev, A., Rusakov, A., Khokhlova, O., Kust, P., Mikhaylova, D., Aseyeva, E., Kurbanova, F., Rusakova, E., Mihailov, E. (2020) Dataset on spatial variability of soil properties: Tokhmevevo archaeological site of the bronze age, Chuvashia (southern fringe of the forest zone, the Russian plain). *Data in Brief*, 33, 106489. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2020.106489>
16. Andreev, A.A., Gromig, R., Wagner, B., Wennrich, V., Melles, M., Shumilovskikh, L.S., Saveliyeva, L.A., Fedorov, G.B., Ludikova, A., Brill, D. (2019) Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from lake Ladoga. *Boreas*, 48, 2, 377-386. <https://doi.org/10.1111/bor.12382>
17. Markova, A.K., Puzachenko, A.Yu. (2020) European small mammal faunas during Dnieper (Saale) glaciation and transition to the Mikulino (Eem) interglacial. *Quat. Int.*, Available online 30 August 2020. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.034>.
18. Panin, A.V., Astakhov, V.I., Lotsari, E., Komatsu, G., Lang, J., Winsemann, J. (2020) Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth Sci. Rev.*, 201, 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>.
19. Sidorchuk, A.Yu, Panin, A.V., Borisova, O.K. (2009) Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology*, 113, 3–4, 137-157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>.
20. Rusakov, A., Sedov, S., Sheinkman, V., Dobrynin, D., Zinovyev, E., Trofimova, S., Maksimov, F., Kuznetsov, V., Korkka, M., Levchenko, S. (2019) Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences. *Quat. Int.*, 501, Part A, 174-192, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>.
21. Simonova, J., Rusakov, A., Ryumin, A., Mirin, D., Lemeshko, N., Popov, A., Rusakova, E. (2021) The response of salt-affected hydromorphic soils of the Nero Lake basin to the recent climate change within the Upper Volga Region, Russia. *Soil Tillage Res.*, 207, 104871. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104871>.
22. Zaretskaya, N., Panin, A., Molod'kov, A., Trofimova, S., Simakova, A., Baranov, D. (2020) Pleistocene stratigraphy of the Vychehda River basin, European North-East. *Quat. Int.*, 546, 185-195. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.020>.
23. Cohen, K.M., Gibbard, P.L. (2019) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quat. Int.*, 500, 20-31, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>.
24. Jones, M.D., Dee, S., Anderson, L., Baker, A., Bowen, G., Noone, D.C. (2016) Water isotope systematics: Improving our palaeoclimate interpretations. *Quaternary Sci. Rev.*, 131, Part B, 243-249. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.014>.
25. Négrel, P., Petelet-Giraud, E. (2011) Isotopes in groundwater as indicators of climate changes. *Trends in Analytical Chemistry*, 30 (8), 1279-1290. <https://doi.org/10.1016/j.trac.2011.06.001>.
26. Paillard, D. (2015) Quaternary glaciations: from observations to theories. *Quat. Sci. Rev.*, 107, 11-24. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.002>
27. Francke, A., Dosseto, A., Just, J., Wagner, B., Jones, B.G. (2020) Assessment of the controls on ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) activity ratios recorded in detrital lacustrine sediments. *Chem. Geol.*, 550, 119698. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119698>.

28. Kayzar T.M., Villa A.C., Lobaugh M.L., Gaffney A.M., Williams, R.W. (2014) Investigating uranium distribution in surface sediments and waters: a case study of contamination from the Juniper Uranium Mine, Stanislaus National Forest, CA. *J. Environ. Radioactivity*, 136, 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2014.04.018>.
29. Paleoclimates and paleolandscapes of the extratropical space of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene - Holocene. (2009) Ed. A.A. Velichko. Moscow, GEOS, 120 p. (in Russian).

Секция 12

ФИЗИКОХИМИЯ, ТЕПЛОФИЗИКА И МЕХАНИКА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

Агапкин И.А.¹, Котов П.И.²

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Россия,
agapkinia@gmail.com

²МГУ имени М.В. Ломоносова, Россия, *kotovpi@mail.ru*

На основании проведенных экспериментальных исследований выявлены корреляционные взаимосвязи между механическими, электрическими и акустическими характеристиками мерзлых грунтов (песка и суглинка) массивной криогенной текстуры различной степени засоленности и температуры. Предложена методика прогноза прочностных характеристик по удельному электрическому сопротивлению.

GEOPHYSICAL METHODS FOR ESTIMATING PHYSICAL-MECHANICAL PROPERTIES OF FROZEN SALINE SOILS

Agapkin I.A.V.¹, Kotov P.I.²

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Russia,
agapkinia@gmail.com

²Lomonosov Moscow state university Department of Geocryology, Russia,
kotovpi@mail.ru

Based on the experimental studies carried out, correlation relationships were revealed between the mechanical, electrical and acoustic characteristics of frozen soils (sand and loam) of massive cryogenic texture of varying degrees of salinity and temperature. A method for predicting strength characteristics by electrical resistance is proposed.

Введение. Геофизические методы исследований активно применяются при проведении инженерно-геологических изысканий в зоне распространения вечномерзлых грунтов. В основном используются сейсмоакустические методы и методы электроразведки для определения конфигурации кровли и подошвы многолетнемерзлых пород, оценки мощности сезонно-талого слоя, оконтуривания пластовых льдов. Еще в середине прошлого века были предприняты попытки использования геофизических методов для оценки физико-механических свойств мерзлых грунтов, не смотря на то, что геофизика является косвенным методом, такой подход позволяет сократить время и расходы на трудоемкие лабораторные испытания, давая возможность изучать грунтовый массив в естественном залегании. Однако, в современной практике такие исследования не нашли широкого применения. В данной работе предложена методика применения геофизических методов для оценки физико-механических свойств мерзлых засоленных грунтов на основе корреляционных зависимостей.

Методика. Целью работы является выявление корреляционной зависимости между геофизическими (электрическими и акустическими) и механическими свойствами мерзлых засоленных грунтов. Для исследования использовались модельные

грунты (песок и суглинок) с заданными значениями влажности и засоленности. Электрические свойства изучались методом микро-ВЭЗ, а акустические дефектоскопом УД2Н (Koshurnikov, 2020). Механические свойства изучались методом шарикового штампа в соответствии с ГОСТ 12248-2010. На каждом образце грунта при трех разных температурах проводились серии из 4 испытаний: одно длительное до начала условной стабилизации деформации и три ускоренных 8 часовых. Всего выполнено 320 испытаний. Все измерения проводились при температурах -2°C , -4°C , -6°C .

Результаты. Исследования показали, что самым значительным фактором, оказывающим влияние на геофизические свойства грунтов (электрические, акустические), является засоленность. На основе корреляционного анализа геофизических параметров и физических свойств, показателей состава, а также их различных сочетаний были определены симплексные параметры для увеличения аппроксимации модели: концентрация порового раствора для УЭС и отношение концентрации порового раствора к температуре для скорости продольных волн.

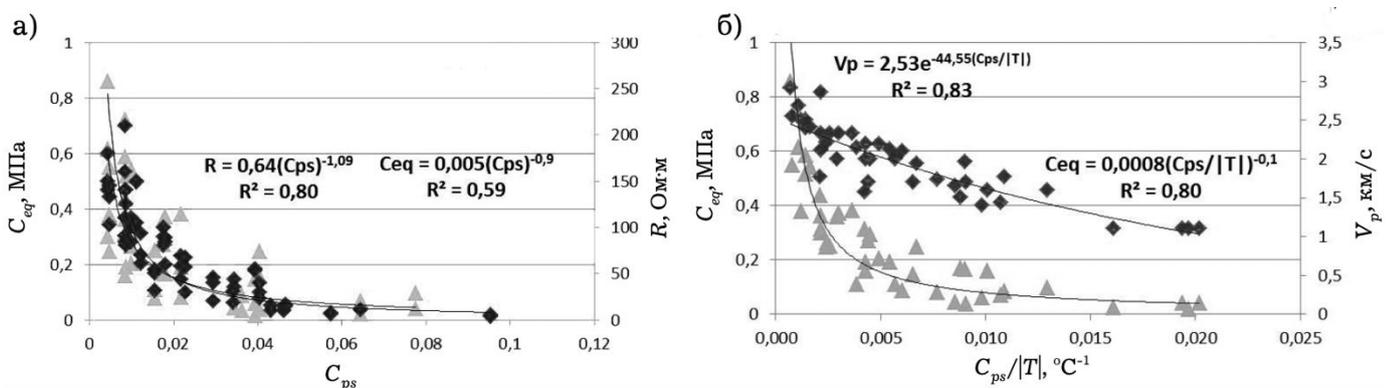


Рисунок 1. Зависимость эквивалентного сцепления (треугольник) от: а) удельного электрического сопротивления R (ромб) и концентрации порового раствора; б) скорости продольных волн V_p (ромб) и симплексного показателя.

Анализ зависимостей эквивалентного сцепления и геофизических параметров от обобщающих симплексных характеристик показал, что именно удельное электрическое сопротивление может быть использовано для прогноза эквивалентного сцепления засоленных грунтов.

С течением времени происходит снижение эквивалентного сцепления. Однако, при изучении взаимосвязи прочностных характеристик и геофизических свойств грунтов этот фактор практически не учитывался. В связи с этим предложено использовать значение длительной прочности по методике Вялова (Вялов, 1978).

Для прогнозной модели рассмотрен случай однородного массива грунта, для которого при изменении температуры произойдет изменение прочностных и геофизических параметров за счет изменения соотношения льда и незамерзшей воды, в то время как все остальные факторы (гранулометрический состав, влажность, плотность и др.) не изменятся. Таким образом, можно сделать прогноз механических характеристик на основе данных геофизических свойств. Для примера используем удельное электрическое сопротивление, для которого, учитывая установленную тесную корреляционную связь, должно выполняться следующее соотношение:

$$C_{eq(T)}/C_{eq(T-n)} = kR_{(T)}/R_{(T-n)},$$

где $C_{eq}(T)$ – эквивалентное сцепление при самой низкой температуре, $C_{eq}(T-n)$ – эквивалентное сцепление при повышении температуры на n градусов, $R(T)$ – удельное электрическое сопротивление при самой низкой температуре, $R(T-n)$ – удельное электрическое сопротивление при повышении температуры на n градусов, k – экспериментальный параметр.

Экспериментальные исследования проводились при трех температурах, поэтому рассмотрены три случая повышения температуры от -6°C до -4°C , от -6°C до -2°C , от -4°C до -2°C . Получено, что данные лучше всего аппроксимируются степенной зависимостью вида:

$$C_{eq(T-n)} = 0,84(C_{eq(T)} R_{(T-n)}/R_{(T)})^{1,3}.$$

Таким образом, можно сделать прогноз механических характеристик на основе мониторинга геофизических свойств. Получен высокий коэффициент детерминации (88%) между прогнозными и экспериментальными значениями эквивалентного сцепления (рис.2) (Kotov, 2021).

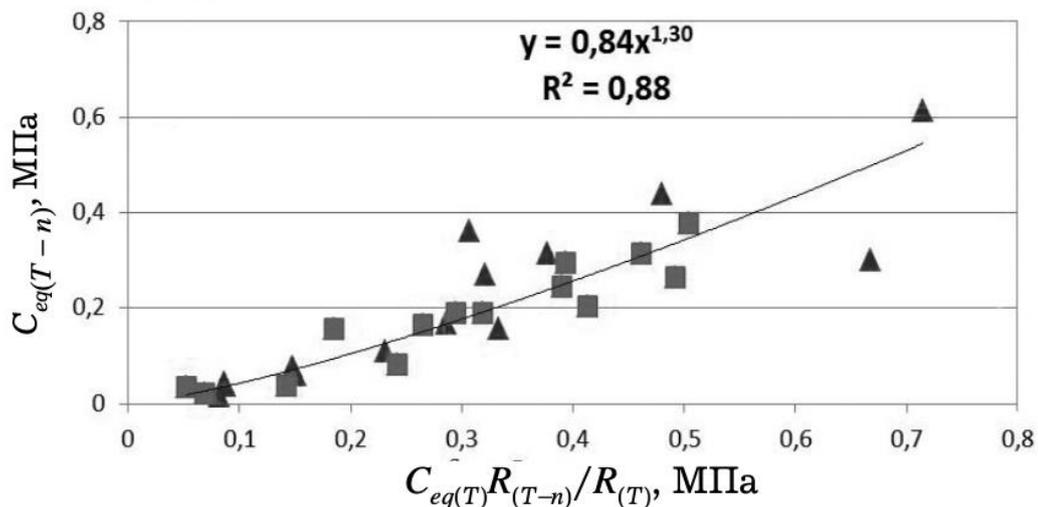


Рисунок 2. Сравнение экспериментально установленного и прогнозного значений эквивалентного сцепления: песок (треугольник), суглинок (квадрат).

Литература

1. ГОСТ 12248 2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Стандартинформ, 2011, 109 с.
2. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978, 447 с.
3. Koshurnikov A.V., Kotov P.I., Agapkin I.A. The influence of salinity on the acoustic and electrical properties of frozen soils // Moscow University Geology Bulletin. 2020. Vol.75, No 1. Pp. 97-104.
4. Kotov, P.I., Agapkin, I.A. Correlation Between the Geophysical Parameters and Strength Characteristics of Frozen Soils of Various Salinity Levels // Soil Mech Found Eng. 2021. Vol.58, No 1. Pp.41–47.

МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ СРЕЗУ ПО ПОВЕРХНОСТИ СМЕРЗАНИЯ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Алексеев А.Г.^{1,2}, Гречищева Э.С.¹, Козлова О.В.¹, Алексеева А.А.¹

¹НИИОСП им. Н.М. Герсеванова АО «НИЦ «Строительство», Москва, Россия; *e-mail: cryoerika@mail.ru*

²НИУ МГСУ, 129337, Москва, Ярославское шоссе, д. 26, Россия;
adr-alekseev@yandex.ru

Проведение инженерно-геологических изысканий в РФ регламентировано многочисленными нормативными документами, среди которых ГОСТ на методы лабораторного определения механических характеристик. В докладе сопоставлены результаты определений сопротивления срезу грунта по поверхности смерзания с материалом фундамента, полученных на приборах одноплоскостного среза по методике, изложенной в ГОСТ 12248.8-2020, а также на приборах двухплоскостного среза по методике, которая отсутствует в действующем ГОСТ. Испытания проведены при трех значениях температуры в диапазоне от минус 1 до минус 6 °С. В докладе обсуждаются результаты, полученные с применением двух типов приборов.

METHODS FOR DETERMINING THE SHEAR RESISTANCE ON THE FREEZING SURFACE IN LABORATORY CONDITIONS

Alekseev A.G.^{1,2}, Grechishcheva E.S.¹, Kozlova O.V.¹, Alekseeva A. A.¹

¹НИОСП named after N.M. Gersevanov JSC Research Center of Construction, Moscow, Russia; *e-mail: cryoerika@mail.ru*

²NRU MGSU, 26, Yaroslavskoye shosse, Moscow, 129337, Russia;
adr-alekseev@yandex.ru

Conducting geological engineering surveys in the Russian Federation is regulated by numerous normative documents, including GOST for methods of laboratory determination of mechanical characteristics. The report compares the results of determining the strength of frozen soils by shearing on the freezing surface with the foundation material obtained on single-plane shearing devices according to the methodology set out in GOST 12248.8-2020, as well as on two-plane shearing devices according to the methodology that is absent in the current GOST. The tests were carried out at three temperature values in the range from minus 1 to minus 6 ° C. The results obtained with two types of devices are discussed in the report.

Расчет оснований многолетнемерзлых грунтов по несущей способности предполагает использование нескольких прочностных характеристик. При расчете свай используются такие характеристики как расчетное сопротивление грунта под нижним торцом сваи, а также сопротивление грунта срезу по поверхности смерзания с материалом сваи. Проведение проектных и изыскательских работ в Российской Федерации достаточно жестко регламентируется нормативными документами. В частности, расчет несущей способности необходимо вести в соответствии с СП 25.13330.2020 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» [8], в разделе 6 которого приведен перечень характеристик, необходимых для расчетов. В свою очередь нормативные документы на проведение инженерно-геологических изысканий, в частности СП 493.1325800.2020 «Инженерные изыскания для строительства в районах распространения многолетнемерзлых грунтов» [9], устанавливают, какие характеристики и какими именно методами необходимо определять. В подавляющем большинстве случаев характеристики надлежит определять в соответствии с действующими стандартами. При этом использование тех методов, для которых ГОСТ не разработан, в реальности практически невозможно.

На сегодняшний день определение сопротивления срезу по поверхности смерзания с материалом фундамента необходимо проводить в соответствии с ГОСТ 12248.8-2020 «Грунты. Определение характеристик прочности мерзлых грунтов методом среза по поверхности смерзания» [4]. Для испытаний предлагается

единственно возможная версия оборудования – прибор одноплоскостного среза (рис. 1а).

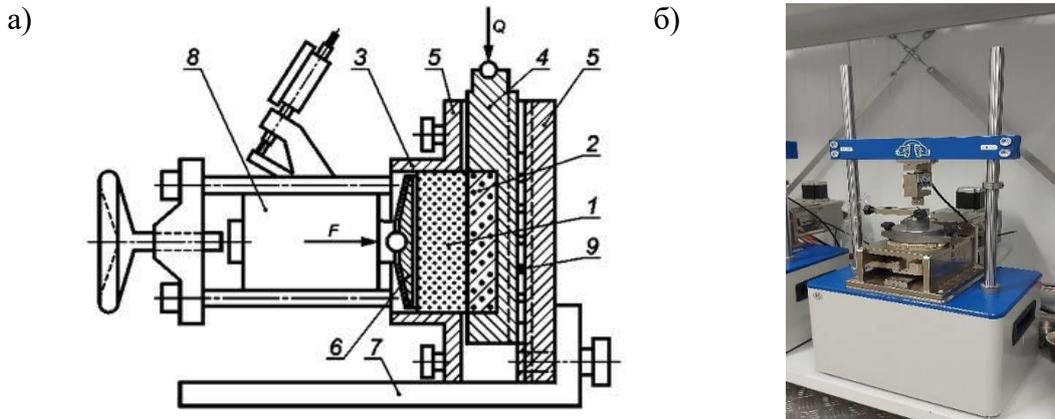


Рисунок 1. а) Принципиальная схема прибора одноплоскостного среза: 1 – мерзлый грунт; 2 – материал; 3 – рабочее кольцо; 4 – срезная каретка; 5 – корпус прибора; 6 – боковой штамп; 7 – опорная плита; 8 – динамометр; 9 – обойма шариков; 10 – мессура; Q – вертикальная нагрузка; F – горизонтальная нагрузка

б) Прибор одноплоскостного среза конструкции ООО «НПП «Геотек»

Однако в научной литературе описаны и другие конструкции приборов, с помощью которых возможно определение сопротивления грунта срезу по поверхности смерзания с материалом фундамента: например клиновой прибор [7], прибор Н.А. Цытовича и прибор В.Ф. Ермакова [5,7]. Клиновой прибор сейчас практически не используется ввиду неудобства конструкции и отсутствия преимуществ по сравнению с прибором одноплоскостного среза с горизонтальным или вертикальным расположением каретки. Применение приборов конструкции Н.А. Цытовича стало невозможным после установления несколькими исследователями того факта, что сопротивление срезу по поверхности смерзания зависит от диаметра сваи [2,3,6]. Приборы конструкции В.Ф. Ермакова не имеют таких недостатков, однако невозможность регулирования нормальной нагрузки на образец привела к тому, что данный вид приборов не нашел своего отражения в ГОСТ. Действительно, наиболее совершенными приборами являются приборы конструкции А.В. Садовского, что также отмечено в [7]. Тем не менее, приборы конструкции В.Ф. Ермакова (рис.2) просты в использовании, универсальны в плане интеграции с нагружными системами и могли бы рассматриваться как альтернатива приборам одноплоскостного среза.



Рисунок 2. Прибор конструкции В.Ф. Ермакова

Для оценки возможности применимости приборов данной конструкции при проведении инженерно-геологических изысканий проведена серия испытаний на модельном грунте. Характеристики грунта приведены в таблице 1.

Таблица 1. Характеристики грунта

| Наименование грунта | Влажность суммарная, (%) | | Плотность частиц грунта, г/см ³ | Плотность сухого грунта, г/см ³ | Коэффициент пористости | Коэффициент водонасыщения, д.с. | Пределы пластичн. (%) | | | | Число пластичности | Показатель текучести |
|---------------------|--------------------------|--------------------|--|--|------------------------|---------------------------------|-----------------------|--------------------|-----|----|--------------------|----------------------|
| | граница текучести | граница раскатыван | | | | | граница текучести | граница раскатыван | | | | |
| Суглинок лёгкий | 7,5 | ,65 | ,86 | ,47 | ,45 | ,92 | 0 | 8,2 | 0,5 | ,7 | 7 | ,01 |

В качестве модели фундамента использовалась сталь марки 09Г2С с заданными значениями шероховатости поверхности: среднее арифметическое отклонение профиля $R_a = 4,61 \mu\text{м}$; средняя высота неровностей профиля $R_z = 34,68 \mu\text{м}$. Испытания проведены на приборах одноплоскостного среза и на приборах конструкции В.Ф. Ермакова при трех значениях отрицательной температуры: минус 1, минус 2, минус 6 °С.

Образцы готовились из грунтовой пасты с заданными значениями влажности и плотности. Грунтовая паста укладывалась в кольца диаметром 71,4 мм и высотой 35 мм, закрепленные на металлических дисках аналогичного размера, либо в приборы конструкции В.Ф. Ермакова с размером каждой ячейки 70*50*50 мм и закрепленной между ними металлической призмой. Затем приборы ставились в морозильный ларь с температурой минус 15-20°С для смораживания грунта с моделью сваи, после чего переносились в морозильную камеру и выдерживались до достижения заданной температуры испытания. Подготовленные образцы устанавливались в приборы, после чего к образцам прикладывалась нагрузка. Нормальная нагрузка в приборах одноплоскостного среза обеспечивалась специальным нагруженным устройством и составляла 0,05 МПа в одной серии испытаний и 0,1 МПа – в другой. Выбор значений обусловлен рекомендациями [1, 4]. В приборах конструкции В.Ф. Ермакова нормальная нагрузка обеспечивалась обжатием металлической призмы грунтом за счет увеличения его объема при промерзании. Значение нормальной нагрузки в таком случае было неизвестным, однако по оценкам некоторых исследователей давление замерзающего грунта на боковую поверхность сваи составляет 0,05-0,1 МПа [1]. Результаты исследований приведены в таблице 2.

Результаты испытаний показывают, что во всем исследованном температурном диапазоне сопротивление грунта срезу по поверхности смерзания, полученное на приборах конструкции В.Ф. Ермакова, отличается от результатов, полученных на приборе одноплоскостного среза в пределах точности метода. Близость полученных результатов свидетельствует о том, что для исследованного грунта нормальное давление, оказываемое промерзшим грунтом на металлическую призму, вероятно близко к значениям 0,05-0,1 МПа. Однако для подтверждения данного вывода и дальнейшей оценки возможности применимости приборов конструкции В.Ф. Ермакова

необходимы дополнительные исследования для более широкого ряда грунтов как по влажности, так и по гранулометрическому составу.

Таблица 2. Результаты экспериментальных исследований

| Тип прибора | Нормальная нагрузка, МПа | Сопротивление срезу по поверхности смерзания с моделью металлического фундамента, МПа | | |
|-----------------------------------|--------------------------|---|------------|------------|
| | | при T=-1°C | при T=-2°C | при T=-6°C |
| Приборы одноплоскостного среза | 0,05 | 0,095 | 0,163 | 0,409 |
| Приборы одноплоскостного среза | 0,10 | 0,098 | 0,171 | 0,525 |
| Приборы конструкции В.Ф. Ермакова | - | 0,083 | 0,186 | 0,488 |

Литература

1. Аксенов В.И., Кистанов О.Г. Оценка составляющих сопротивления осевой нагрузке свай, погруженных в мерзлый грунт//Основания, фундаменты и механика грунтов. 2008. №2. С. 28-31.
2. Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты арктического побережья как основание сооружений. - М.: «Все о мире строительства». 2008. 340 с.
3. Вялов С.С. Реология мерзлых грунтов. – М.: Стройиздат, 2000
4. ГОСТ 12248.8-2020 Грунты. Определение характеристик прочности мерзлых грунтов методом среза по поверхности смерзания
5. Методы геокриологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.
6. Минкин М.А. и др. Оценка несущей способности свай в засоленных мерзлых грунтах по результатам испытаний эталонными сваями. – Монтаж. и спец. строит. работы. Сер. спец. строит. работы. Экспресс-информ., 1991, вып. 7, с. 11-19
7. Руководство по определению физических, теплофизических и механических характеристик мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 1973. 191 с.
8. СП 25.13330.2020 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах
9. СП 493.1325800.2020 Инженерные изыскания для строительства в районах распространения многолетнемерзлых грунтов

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ В ЗАМОРАЖИВАЕМЫХ ОБРАЗЦАХ ЗАСОЛЕННОЙ ГЛИНЫ АРГИЛЛИТОПОДОБНОЙ

Бровка А. Г., Бровка Г. П., Дедюля И. В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь;

e-mail *brovka_gp@tyt.by*

Изложены результаты исследования влияния соли NaCl на температуру начала замерзания поровой влаги и на зависимость количества незамерзшей воды от температуры в глине аргиллитоподобной.

Установлено, что наличие в поровом растворе горной породы солей сдвигает температуру фазовых переходов воды в лед на величину, соответствующую температуре начала замерзания порового раствора при концентрации соли в расчете на растворяющий объем незамерзшей воды.

PHASE COMPOSITION OF WATER IN FREEZED SAMPLES OF SALTED ARGILLITE-LIKE CLAY

Brovka A. G., Brovka G. P., Dedyulya I. V.

Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus,
Minsk, Belarus; e-mail *brovka_gp@tyt.by*

The report presents the results of studying the influence of NaCl salt on the freezing point of pore moisture and on the dependence of the amount of unfrozen water on temperature in argillite-like clay.

It has been established that the presence of salts in the pore solution of the rock shifts the temperature of phase transitions of water into ice by a value corresponding to the temperature at which the pore solution begins to freeze at the salt concentration per dissolving volume of unfrozen water.

Введение. Наличие в поровом растворе горных пород солей оказывает существенное влияние на их теплофизические и прочностные характеристики за счет изменения температуры начала замерзания поровой влаги и зависимости количества незамерзшей воды от температуры. При разработке проектов проходки шахтных стволов, особенно с применением искусственного замораживания это влияние необходимо учитывать.

Влияние концентрации солей в поровой влаге горных пород на их теплофизические свойства исследовано на примере аргиллитоподобных глин, в которые вносились добавки соли NaCl. Для исследований использованы образцы глины аргиллитоподобной нарушенного сложения после проведения испытаний кренового материала на определение прочностных характеристик

Приборы и методы. Исследования температуры начала замерзания и зависимости количества незамерзшей воды от температуры глины аргиллитоподобной проведены на калориметрической установке, разработанной в Институте природопользования НАН Беларуси. Базовый вариант установки описан в работе [1], который в процессе эксплуатации данной установки совершенствовался (рис. 1).

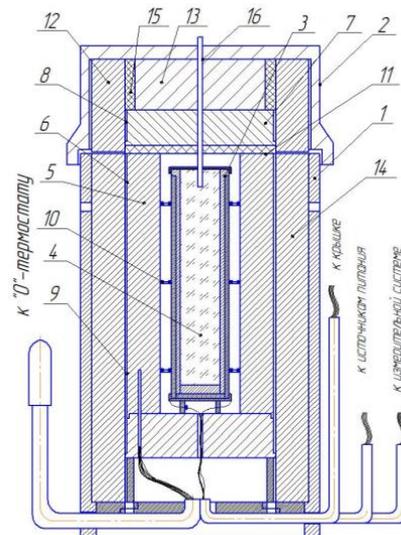


Рис. 1 – Схема рабочей камеры калориметра.

1 – корпус калориметра в сборе, 2 – крышка, 3 – стакан калориметрический в сборе, 4 – исследуемый образец, 5 – стакан охранный, 6 – охранный нагреватель, 7 – крышка охрannого стакана, 8 – дополнительный охранный нагреватель, 9 – датчик температуры калориметра, 10 – датчик разности температуры калориметрического и охрannого стаканов, 11 – диск экранирующий, 12, 13, 14 – теплоизоляция, 15 – кольцо опорное, 16 – инициатор кристаллизации.

Особенности данной установки заключаются в возможности проведения исследований в режимах контролируемого теплообмена, включающего стадии охлаждения, нагревания и адиабатических условиях. При этом в конструкции рабочей камеры калориметра предусмотрен инициатор кристаллизации, что позволяет более точно определять температуру начала замерзания воды в грунтах и горных породах за счет минимального переохлаждения, которое, как правило, предшествует началу замерзания. Измерение и регулирование температуры калориметра осуществляется с помощью четырехканального компьютерного порта В-381Б разработки УП «УНИТЕХПРОМ БГУ», в состав которого входят предусилитель, АЦП и ЦАП.

Измерение и регулирование калориметра осуществляется по следующей схеме. На первый канал АЦП подается предварительно усиленный сигнал от датчика разности температуры калориметрического и охранный стаканов. В зависимости от полярности этого сигнала, его величины и скорости его изменения на первый канал ЦАП передается управляющий сигнал и на его выходе появляется аналоговый сигнал, который подается на управляющий разъем стабилизированного источника постоянного тока, питающего охранный нагреватель калориметрического стакана.

В процессе опытов компьютерная система периодически с интервалом в 100 с ведет регистрацию данных и графически визуализирует текущее состояние процесса на мониторе. Для обработки полученных в процессе опыта данных в прикладной программе предусмотрен специальный модуль, позволяющий рассчитать на основании теплового баланса значения количества незамерзшей воды в исследуемом образце при различных значениях температуры.

Результаты исследования. На первом этапе проведены исследования температуры начала замерзания и зависимости количества незамерзшей воды от температуры для образцов глины аргиллитоподобной, не содержащих в поровом растворе солей. На рис. 2 представлены зависимости количества незамерзшей воды от температуры в циклах промерзания и оттаивания для образцов с исходными влагосодержаниями: 0,17 кг/кг; 0,21 кг/кг и 0,27 кг/кг.

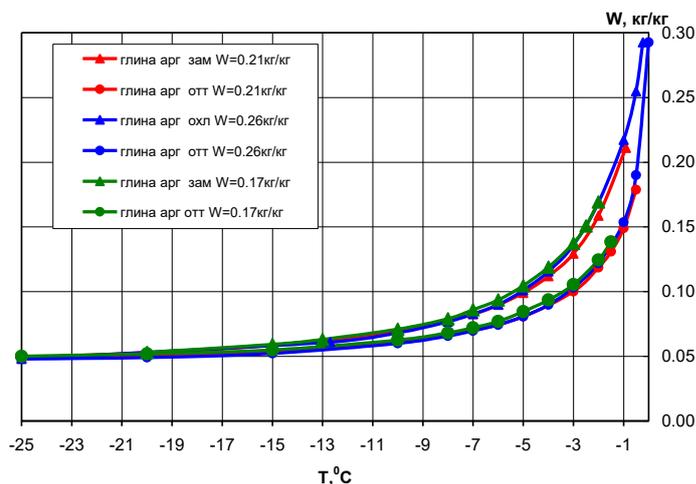


Рис. 2 – Зависимость количества незамерзшей воды от температуры для незасоленной глины аргиллитоподобной при различном влагосодержании: зам – режим замораживания, отт – режим оттаивания

Из приведенных данных видно, что исходное влагосодержание практически не оказывает влияния на зависимость количества незамерзшей воды от температуры в глине аргиллитоподобной, как в режиме замораживания, так и в режиме оттаивания. В то

же время значения температуры начала замерзания понижаются по мере уменьшения исходного влагосодержания, что следует из положения крайних точек правой части кривых зависимости количества незамерзшей воды от температуры.

Влияние хлористого натрия на температуру начала замерзания и зависимость количества незамерзшей воды от температуры исследовано на образцах с такими же исходными влагосодержаниями и концентрацией соли в поровой влаге, обеспечивающей понижение температуры ее замерзания на 2 и 4 °С. Согласно [2] это соответствовало 3,46 г соли NaCl на 100 г поровой влаги, чтобы понизить температуру начала замерзания на 2 °С и 6,90 г NaCl на 100 г H₂O – на 4 °С. Полученные результаты представлены на рис. 3а и 3б.

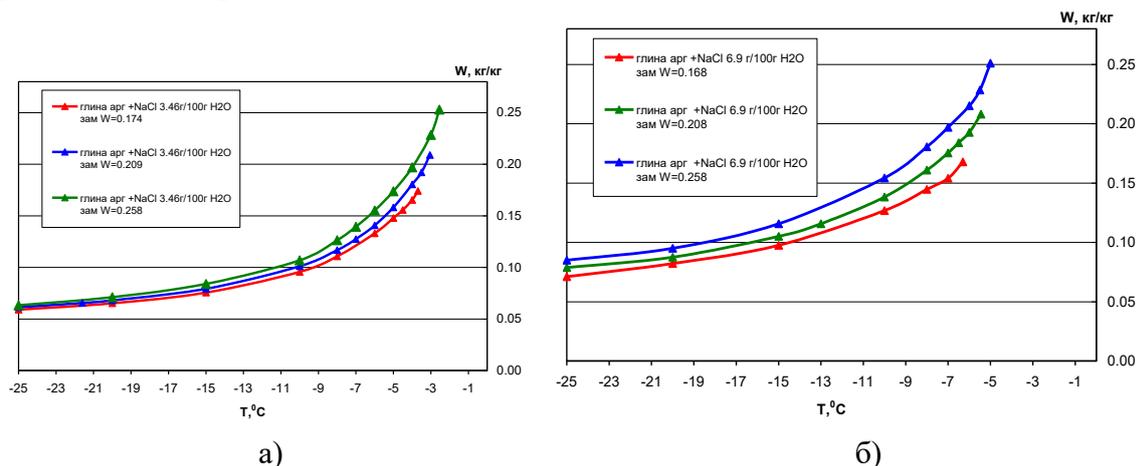


Рис. 3 – Зависимость количества незамерзшей воды от температуры для глины аргиллитоподобной с концентрацией NaCl: а) 3,46 г/100 г поровой влаги; б) 6,90 г/100 г поровой влаги

Из приведенных зависимостей видно, что наличие в поровом растворе соли по мере увеличения ее концентрации в поровом растворе сдвигает температуру начала замерзания в сторону более низкой температуры и существенно увеличивает количество незамерзшей воды в диапазоне температуры близком к значению температуры начала замерзания.

С понижением температуры влияние соли на количество незамерзшей воды уменьшается, а увеличение исходного влагосодержания при фиксированной концентрации соли приводит к увеличению количества незамерзшей воды.

Несколько иная зависимость получается, если рассчитать концентрацию соли на сухое вещество глины при различных исходных влагосодержаниях. Результаты исследования зависимости количества незамерзшей воды от температуры при таких условиях для различных исходных влагосодержаний глины аргиллитоподобной представлены на рис. 4 и 5.

Анализ результатов исследования. Из представленных графиков следует, что исходное влагосодержание практически не оказывает влияния на зависимость количества незамерзшей воды от температуры в глине аргиллитоподобной при постоянной концентрации в ней соли на сухое вещество. Эта закономерность позволяет распространять данные по зависимости количества незамерзшей воды от температуры, полученные при определенной концентрации соли на сухое вещество и одном исходном влагосодержании, на другие исходные влагосодержания с такой же концентрацией соли на сухое вещество.

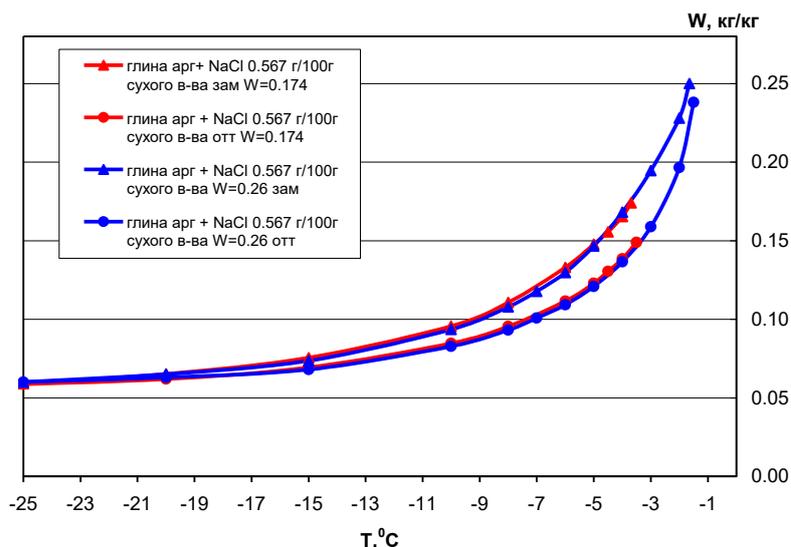


Рис. 4 – Зависимость количества незамерзшей воды от температуры для глины аргиллитоподобной ($W=0.17$ кг/кг и $W=0.26$ кг/кг; содержание NaCl: 0,567 г на100 г сухого вещества)

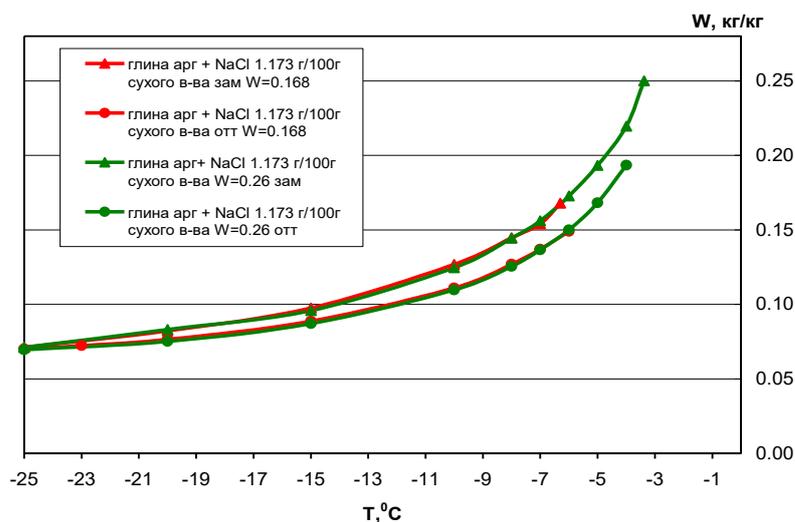


Рис. 5 – Зависимость количества незамерзшей воды от температуры для глины аргиллитоподобной ($W=0,17$ кг/кг и $W=0,26$ кг/кг; содержание NaCl: 1,173 г на100 г сухого вещества)

На основании анализа полученных результатов по влиянию концентрации соли в поровом растворе на количество незамерзшей воды при различных значениях температуры можно сделать заключение, что сдвиг фазового равновесия на кривой зависимости количества незамерзшей воды от температуры в первом приближении соизмерим с соответствующим понижением температуры замерзания раствора при концентрации соли в поровом растворе горной породы в расчете на количество незамерзшей воды.

При этом, как показали выполненные предварительные расчеты, при температурах ниже -10 °C теоретические значения количества незамерзшей воды несколько меньше полученных экспериментально. Такое расхождение можно объяснить предположением о наличии, так называемого, нерастворяющегося объема для

категории сильно связанной воды в тонкодисперсных материалах [3,4]. В работе [5] на конкретном примере показано, что гидростатическое давление вблизи поверхности твердой фазы дисперсных сред может достигать значений порядка 10^9 Н/м². Это снижает концентрацию гидратированных ионов, имеющих объем больший за объем молекул воды, вблизи поверхностей твердой фазы дисперсных сред.

С учетом наличия нерастворяющегося объема можно уточнить фактическую концентрацию соли в поровом растворе и рассчитать сдвиг температуры начала замерзания и соответствия температуры и количества незамерзшей воды в засоленной породе. Это позволяет скорректировать температуру начала замерзания воды в засоленных горных породах и кривую зависимости количества незамерзшей воды от температуры в них по ниже приведенным формулам:

$$W_H = a_1(-t)^{-n} + a_2 \quad (4); \quad t_{нз} = -\left(\frac{W-a_2}{a_1}\right)^{-1/n} \quad (5); \quad \Delta t_{зр} = -K_m C_p \quad (6);$$

$$\Delta t_{зс} = \Delta t_{зр} \left(\frac{W}{W - W_{нр}}\right) \quad (7); \quad t_{зс} = t_{нз} + \Delta t_{зс} \quad (8); \quad t_{нс}(W_H) = t_{но}(W_H) - K_m^c C_p \left(\frac{W}{W_H - W_{нр}}\right) \quad (9),$$

где W – общее влагосодержание горной породы, кг/кг; W_H – количество незамерзшей воды, кг/кг; a_1, a_2, n – параметры аппроксимации; t – температура, °С; $t_{нз}$ – температура начала замерзания воды в незасоленной горной породе, °С; $\Delta t_{зс}$ – понижение температуры начала замерзания воды в породе за счет концентрации соли, °С; $\Delta t_{зр}$ – понижение температуры начала замерзания порового раствора в породе с учетом наличия в поровом растворе соли и без учета нерастворяющегося объема, °С; C_p – массовая концентрации соли в горной породе в расчете на общее влагосодержание горной породы, кг/кг; K_m – константа замерзания раствора, учитывающая массовую концентрацию соли в горной породе в расчете на общее влагосодержание горной породы; K_m^c – константа замерзания раствора, учитывающая массовую концентрацию соли в мерзлой горной породе в расчете на растворяющий объем мерзлой породы; $t_{но}(W_H)$ – температура соответствующая количеству незамерзшей воды W_H в незасоленной мерзлой породе, °С; $t_{нс}(W_H)$ – температура соответствующая количеству незамерзшей воды W_H при наличии в поровом растворе соли, °С; $W_{нр}$ – влагосодержание, соответствующее нерастворяющемуся объему воды в горной породе.

Для проверки разработанной методики расчета температуры начала замерзания и зависимости количества незамерзшей воды от температуры проведены расчеты указанных параметров для засоленных образцов глины аргиллитоподобной и сопоставлены с соответствующими экспериментальными данными (рис. 6,7).

На представленных рисунках показаны точки, соответствующие расчетным значениям температуры для определенных количеств незамерзшей воды. Из приведенных материалов видно достаточно удовлетворительное соответствие экспериментальных и расчетных данных. Следует обратить внимание, расчетные данные без учета нерастворяющегося объема имеют существенное отклонение при значениях температуры ниже -10°C . Введение параметра нерастворяющегося объема воды со значением 0,015 кг/кг позволяет согласовать экспериментальные и расчетные данные для всех представленных вариантов засоленных образцов глины аргиллитоподобной.

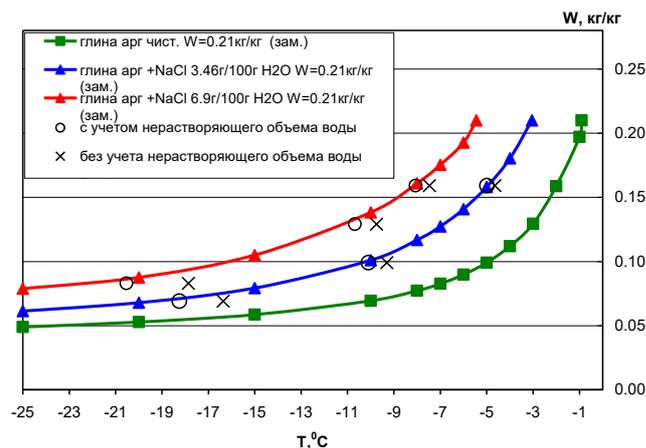


Рис. 6 – Экспериментальные и расчетные данные по зависимости количества незамерзшей воды в глине аргиллитоподобной при влагосодержании 0,21 кг/кг и различной степени засоления: \circ – расчет с учетом нерастворяющегося объема воды (0,015 кг/кг), \times – расчет без учета нерастворяющегося объема воды

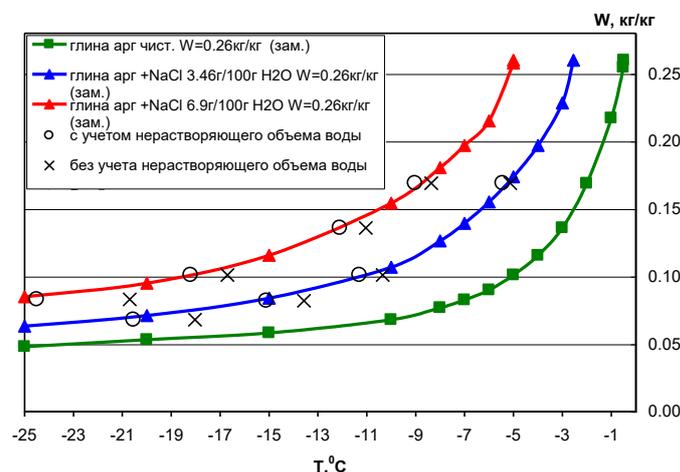


Рис. 7 – Экспериментальные и расчетные данные по зависимости количества незамерзшей воды в глине аргиллитоподобной при влагосодержании 0,26 кг/кг и различной степени засоления: \circ – расчет с учетом нерастворяющегося объема воды ($W_{\text{нр}} = 0,015$ кг/кг), \times – расчет без учета нерастворяющегося объема воды

Закключение. Экспериментальные исследования температуры начала замерзания и зависимости количества незамерзшей воды от температуры глины аргиллитоподобной показали, что общее влагосодержание практически не оказывает влияния на зависимость количества незамерзшей воды от температуры, как незасоленных образцов, так и засоленных образцов с одинаковой концентрацией соли на твердую фазу породы. Температура начала замерзания воды в исследованной незасоленной горной породе определяется соответствием исходного влагосодержания и установленной зависимости количества незамерзшей воды от температуры.

Наличие в поровом растворе осадочных пород солей сдвигает в ней температуру фазовых переходов воды в лед на величину, соответствующую температуре начала замерзания порового раствора при концентрации соли в расчете на растворяющий объем незамерзшей воды, включающий общее количество незамерзшей

воды за вычетом нерастворяющегося объема прочносвязанной воды в породе. Для глины аргиллитоподобной нерастворяющийся объем составляет 0,01-0,02 кг воды на кг твердой фазы. Это позволило разработать методику расчета температуры начала замерзания воды в засоленных горных породах и зависимости количества незамерзшей воды от температуры на основании данных по количеству незамерзшей воды в незасоленной мерзлой горной породе при различных значениях температуры и табличных данных по температуре начала замерзания воды в растворах солей. Сопоставление экспериментальных и расчетных значений температур начала замерзания и зависимостей количества незамерзшей воды от температуры в засоленных образцах глины аргиллитоподобной показало их удовлетворительное соответствие. Использование представленной методики позволяет уменьшить трудоемкость экспериментальных исследований для обоснования проходки шахтных стволов калийных рудников в засоленных горных породах с применением искусственного замораживания.

Литература

1. Бровка А. Г., Романенко И. И. Приборы и методы исследования теплофизических характеристик и фазового состава воды горных пород при отрицательных температурах // Горная механика. - 2009.- №1.- С. 71-79.
2. Справочник химика / под ред. Б. П. Никольского. – М.: Химия, 1984. – Т. III. – 1008 с.
3. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Овчаренко Ф.Д. и др. Вода в дисперсных системах. – М.: Химия, 1989.– 288 с.
4. Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах.– Изд-во МГУ, 1988. – 177 с.
5. Бровка Г. П. Тепло- массоперенос в природных дисперсных системах при промерзании. – Мн.: Навука і тэхніка, 1991.– 191 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ПОЛЗУЧЕСТИ

Волохов С.С.

Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, каф. геокриологии, г. Москва,
ssvolokhov@mail.ru

Исследовано изменение прочности мерзлых грунтов в процессе ползучести. Показана неоднозначность этого процесса в зависимости от величины нагрузки и времени ее воздействия при предварительном деформировании мерзлых грунтов.

CHANGES IN THE STRENGTH OF FROZEN SOILS AT DIFFERENT STAGES OF CREEP

Volokhov S.S.

Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow,
Russia, *ssvolokhov@mail.ru*

The change in the strength of frozen soils during creep is investigated. The ambiguity of this process is shown depending on the magnitude of the load and the time of its impact during the preliminary deformation of frozen soils.

Введение

Для расчета устойчивости мерзлых оснований инженерных сооружений большое значение имеет изучение особенностей деформирования и прочности мерзлых грунтов

в зависимости от различных факторов, в том числе, от режима их нагружения. В научной литературе существуют противоречивые мнения о влиянии режима нагружения на деформирование и прочность как талых, так и мерзлых грунтов. Кроме того, само понятие “режим нагружения” не является однозначным. Оно может включать разные варианты задания нагрузок: испытания при постоянных и ступенчато возрастающих нагрузках, испытания на ползучесть после предварительного деформирования, испытания с различной скоростью деформирования и нагружения и другие.

Целью настоящей работы являлось изучение влияния режима нагружения на деформируемость мерзлых грунтов и изменение их прочности в процессе ползучести.

Обзор научной литературы

Изучению явления упрочнения и разупрочнения мерзлых грунтов в процессе ползучести посвящены работы таких исследователей, как С.С. Вялов, Н.К. Пекарская, Р.В. Максимяк, А.В. Надеждин, И.Ф. Ербягин и других. Исследования С.С. Вялова, Н.К. Пекарской и Р.В. Максимяк [2, 3] показали, что наряду со снижением прочности в процессе ползучести немерзлых глинистых грунтов наблюдается и их упрочнение. Явление упрочнения грунтов было установлено в результате сопоставления прочности образцов, не подвергшихся предварительному деформированию, с прочностью идентичных образцов, но после их длительного деформирования. Исследования показали, что в процессе ползучести имеют место как упрочнение, так и снижение прочности; оба эти явления не исключают друг друга, и это свидетельствует о перестройке структуры глинистого грунта в процессе ползучести. Кроме этого, было показано, что в процессе ползучести могут создаваться условия, при которых происходит упрочнение грунта в целом. Образец, деформированный в условиях затухающей ползучести, оказывает большее сопротивление разрушению, чем недеформированный.

Упрочнение мерзлых грунтов в процессе деформирования исследовалось Н.К. Пекарской и Р.В. Максимяк. Результаты опытов по изучению упрочнения мерзлых грунтов (глина, пылеватый суглинок при температуре $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) в процессе ползучести [11, 12, 13] показали существенное повышение (на 20-30%) условно-мгновенной и предельно длительной прочности на сдвиг и одноосное сжатие образцов, подвергшихся предварительному деформированию в условиях затухающей ползучести, по сравнению с исходными образцами. К аналогичному выводу пришел и Ф.Е. Попенко при полевых испытаниях висячих свай, вмороженных в грунт [14]. Но, в отличие от работы [12], он расширил эффект упрочнения мерзлого грунтового основания при его предварительном деформировании и на начальную часть незатухающей ползучести.

Влияние предварительного нагружения на изменение прочности мерзлых грунтов отмечается в работах Е.П. Шушериной с сотрудниками [17, 18]. А.В. Надеждин и В.А. Сорокин в работе [10] установили, что прочность мерзлых грунтов увеличивается при увеличении времени предварительного нагружения. Ю.В. Кулешов в работе [8] показал, что малые скорости деформирования приводят к упрочнению мерзлых грунтов, возрастающему с уменьшением скорости предварительного деформирования. В работах [18, 12, 16] установлено, что упрочнение мерзлых грунтов в условиях затухающей ползучести выше при ступенчато возрастающем нагружении образцов по сравнению с единовременным приложением нагрузки.

В работах Р.В. Максимяк [9], Ма Вэй и др. [19], И.Ф. Ербягина [6, 7] эффекты упрочнения и разупрочнения мерзлых грунтов на разных стадиях ползучести объясняются изменениями микростроения мерзлого грунта в процессе деформирования.

Исследования влияния режима нагружения на прочность мерзлых грунтов еще далеки до завершения. Необходимо выяснение происходящих в мерзлых грунтах механизмов на структурном и физическом уровне, приводящих к возникновению эффектов упрочнения и разупрочнения на разных стадиях ползучести. Настоящая работа является частью таких исследований.

Методика исследований

Для исследования изменения прочности мерзлого грунта проводились испытания на одноосное сжатие. Они включали определение условно-мгновенной прочности образцов на гидравлическом прессе ПРГ-1-10 (рис.1) и испытания на ползучесть на рычажном прессе путем приложения к образцам постоянных и ступенчато возрастающих нагрузок (рис. 2). Испытания проводились в холодильной камере при температуре $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.



Рис. 1. Гидравлический пресс ПРГ-1-10 для кратковременных испытаний мерзлых грунтов.



Рис. 2. Приборы одноосного сжатия для испытания мерзлых грунтов на ползучесть.

Исследовался суглинок легкий (пос. Бованенково, п-ов Ямал), отобранный из морских четвертичных отложений mQ_{1-II}^{1-2} ямальской серии. Данные о гранулометрическом составе грунта приведены в таблице. Грунт желто-серого цвета. В минеральном составе преобладают зерна кварца (69,8%) полуокатанные, матовые, изометричной формы. Кроме того, в составе грунта содержатся зерна микроклина (13,1%) розового цвета, неокатанные, вытянутой формы, а также альбит (7,0%). Содержание пылевато-глинистого материала составляет 36%. В нем преобладает иллит (4,6% от общего минерального состава грунта), также отмечено наличие хлорита (3,6%) и смектита (1,1%). В грунте содержится примесь органического материала, как хорошо, так и плохо разложившегося, размеры включений органики – до 1 мм.

Водно-физические характеристики исследуемого грунта составили следующие величины: плотность частиц – $2,67\text{ г/см}^3$, гигроскопическая влажность – 1,4%, влажность нижнего предела пластичности – 16%, влажность верхнего предела пластичности – 21%, Число пластичности – 5%. Согласно ГОСТ 25100-2020 [5], по

числу пластичности и содержанию песчаных частиц грунт относится к супеси песчанистой.

Таблица. Гранулометрический состав исследуемого грунта

| Содержание частиц в каждой фракции, % | | | | | | | |
|---------------------------------------|----------|----------|----------|-----------|------------|-------------|--------|
| Размер частиц, мм | | | | | | | |
| 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 |
| 0,1 | 0,1 | 13,0 | 50,8 | 11,1 | 7,0 | 4,8 | 13,1 |

Подготовленные образцы суглинка нарушенного сложения имели диаметр 45 мм, высоту – 90-95 мм. Суммарная влажность мерзлых образцов составляла 17-18%, плотность – 1,95-2,01 г/см³.

Испытание образцов мерзлого суглинка проводилось в два этапа. На первом этапе определялись условно-мгновенная R_{0c} и предельно длительная R_c прочности образцов в соответствии с ГОСТ 12248.9-2020 [4]. Определение условно-мгновенной прочности R_{0c} осуществлялось путем деформирования образцов на гидравлическом прессе ПРГ-1-10 (рис.1) с постоянной скоростью 1 мм/с в течение 30 с. За условно мгновенную прочность принималась максимальная величина напряжения, при котором происходило разрушение образца. В этом режиме нагружения было испытано 30 идентичных образцов.

Определение предельно длительной прочности R_c проводилось на рычажном прессе (рис. 2) на одном образце мерзлого грунта ступенчато возрастающей нагрузкой до его разрушения. Первая ступень нагрузки составляла 0,5 МПа; на последующих ступенях нагрузка увеличивалась на 0,5 МПа. Длительность каждой ступени нагрузки в условиях затухающей ползучести составляла 4 суток. Опыт заканчивался при возникновении на очередной ступени незатухающей ползучести. Напряжение на ступени, предшествующей разрушающей, принималось за величину предельно длительной прочности R_c . В таком режиме было испытано 6 образцов.

Второй этап исследования состоял в испытании на рычажном прессе в условиях ползучести образцов, идентичных использованным на первом этапе, при постоянных нагрузках, равных нагрузкам на ступенях деформирования образцов при ступенчатых испытаниях: 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5 МПа. При каждой нагрузке образцы деформировались в течение различных промежутков времени: 10, 30 мин, 1, 2, 4, 6 ч, 1, 2, 4 сут. После испытания на ползучесть образцы разгружались и испытывались на гидравлическом прессе для определения их условно-мгновенной прочности R_{0c} после предварительного деформирования при разных нагрузках в течение различных промежутков времени. На втором этапе испытания проводились с 3-х кратной повторностью.

По результатам испытаний строились графики зависимости условно-мгновенной прочности R_{0c} образцов от периода времени их предварительного нагружения в условиях ползучести.

Результаты исследований

Значения условно-мгновенной R_{0c} и предельно длительной R_c прочностей на одноосное сжатие, полученные при температуре -5 °С для образцов мерзлого легкого суглинка, не подвергавшихся предварительному деформированию в условиях ползучести, составили соответственно 13,66±0,16 МПа и 3,00 МПа. Результаты испытания на условно-мгновенную прочность R_{0c} идентичных образцов мерзлого грунта после их предварительного деформирования различными нагрузками в условиях ползучести представлены на рис. 3 (для удобства восприятия и объяснения полученных

кривых они разделены на два графика – а и б). На этих же рисунках показаны величины условно-мгновенной прочности для образцов, не подвергавшихся предварительному деформированию (средняя - R , минимальная - R_{\min} и максимальная – R_{\max}).

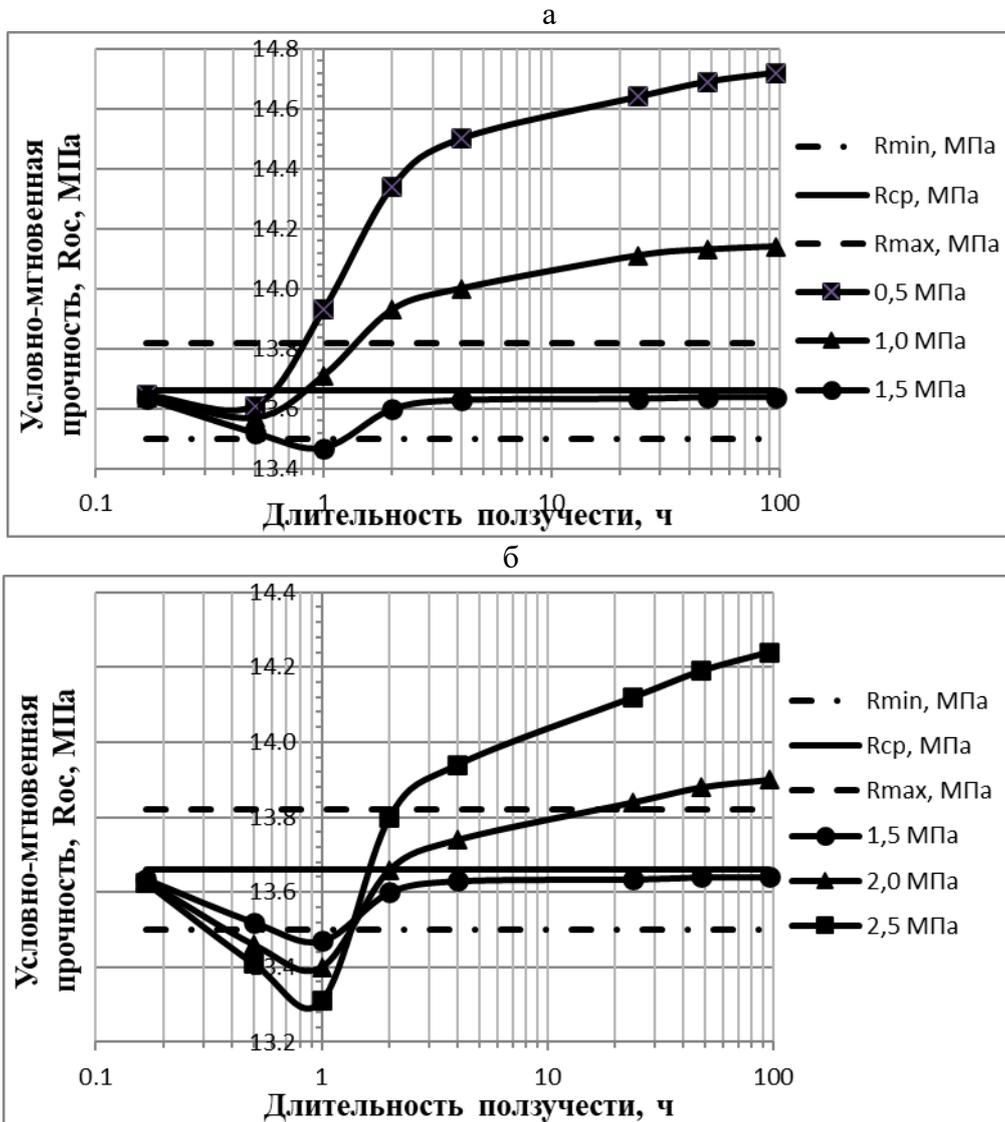


Рис. 3. Зависимость условно-мгновенной прочности на одноосное сжатие R_{0c} мерзлого суглинка при температуре -5°C от времени предварительного деформирования при постоянных нагрузках: а – 0,5, 1,0 и 1,5 МПа; б – 1,5, 2,0 и 2,5 МПа.

Полученные результаты показывают, что предварительное деформирование мерзлых грунтов в условиях ползучести изменяет их прочность, что согласуется с результатами предшествующих исследований. Но это изменение неоднозначно и зависит от величины нагрузки и длительности ее воздействия на мерзлый грунт.

Приведенные на рис. 3 данные показывают, что при всех нагрузках предварительного деформирования образцов в первые 0,5-1,0 ч происходит снижение их прочности. При этом, с увеличением нагрузки прочность образцов становится меньше и время, в течение которого наблюдается это снижение, увеличивается. По-видимому, это связано с некоторым динамическим воздействием на образцы в момент приложения нагрузки, что приводит к новообразованию дефектов структуры и, как следствие, разупрочнению образцов и снижению их прочности.

При увеличении времени предварительного деформирования в условиях затухающей ползучести наблюдается увеличение и прочности мерзлого грунта в интервале нагрузок 0,5-1,5 МПа (рис. 3а). Это согласуется с выводами, полученными в работах [2, 3], в соответствии с которыми в процессе затухающей ползучести происходит уменьшение размеров и количества дефектов структуры грунта. При этом появление новых дефектов структуры перекрывается “залечиванием” первоначальных. В результате происходит упрочнение грунта. Максимальный упрочняющий эффект был получен для ползучести при нагрузке 0,5 МПа. При увеличении нагрузки до величины 1,5 МПа прочность мерзлых образцов снижается. Этот соответствует выводу из работы [10] о существовании предела нагрузки, при которой развивается процесс упрочнения мерзлого грунта в условиях затухающей ползучести.

Данные, приведенные на рис 3б, показывают, что увеличение нагрузки предварительного деформирования от 1,5 до 2,5 МПа вновь приводит к увеличению прочности мерзлого грунта. Причина такого упрочняющего эффекта может состоять в следующем. Величина предельно длительной прочности мерзлого суглинка, полученная в данной работе в результате его испытаний ступенчато возрастающей нагрузкой, составила 3,00 МПа. Как показано в исследованиях [18, 12, 16 и др.], в условиях испытаний на ползучесть однократно приложенными нагрузками деформации мерзлых грунтов значительно больше, а прочность – ниже, чем при ступенчатых испытаниях. Поэтому однократно приложенная нагрузка 2,0 МПа, примененная в настоящей работе для предварительного нагружения образцов, может приближаться к величине предельно длительной прочности, а нагрузка 2,5 МПа – несколько превосходить последнюю и приводить к развитию незатухающей ползучести. В работах автора [1, 20] было показано, что при незатухающей ползучести в мерзлых глинистых грунтах на стадиях установившейся ползучести и прогрессирующего течения при не очень больших скоростях деформирования происходит процесс миграции незамерзшей воды в образующиеся в грунте под нагрузкой микротрещины, в которых она замерзает с образованием шпиров льда. Это приводит к “залечиванию” микротрещин льдом, снижению деформируемости мерзлого грунта и его упрочнению. Это может являться причиной увеличения условно-мгновенной прочности мерзлого суглинка при его предварительном деформировании нагрузками, близкими и несколько превосходящими предельно длительную прочность.

Подтверждением этого вывода могут являться результаты испытаний мерзлой полиминеральной глины на сдвиг по поверхности ее смерзания со сталью при температуре -5 °С и различных сдвиговых нагрузках, полученные автором в работе [15]. До испытаний на контакте мерзлого грунта с материалом пленка льда отсутствовала. После сдвига нагрузками, близкими к величине предельно длительной прочности, на указанном контакте сформировалась сплошная пленка льда. Результаты испытаний, показывающие изменение во времени податливости (отношения деформации к нагрузке) показаны на рис. 4.

Из приведенных данных видно, что при увеличении сдвиговых нагрузок кривые податливости сближаются, а при нагрузках, близких к величине предельно длительной прочности смерзания, накладываются друг на друга. Это свидетельствует об упрочнении контакта мерзлого грунта с материалом. Причиной упрочнения, по-видимому, является образование на контакте сплошной пленки льда.

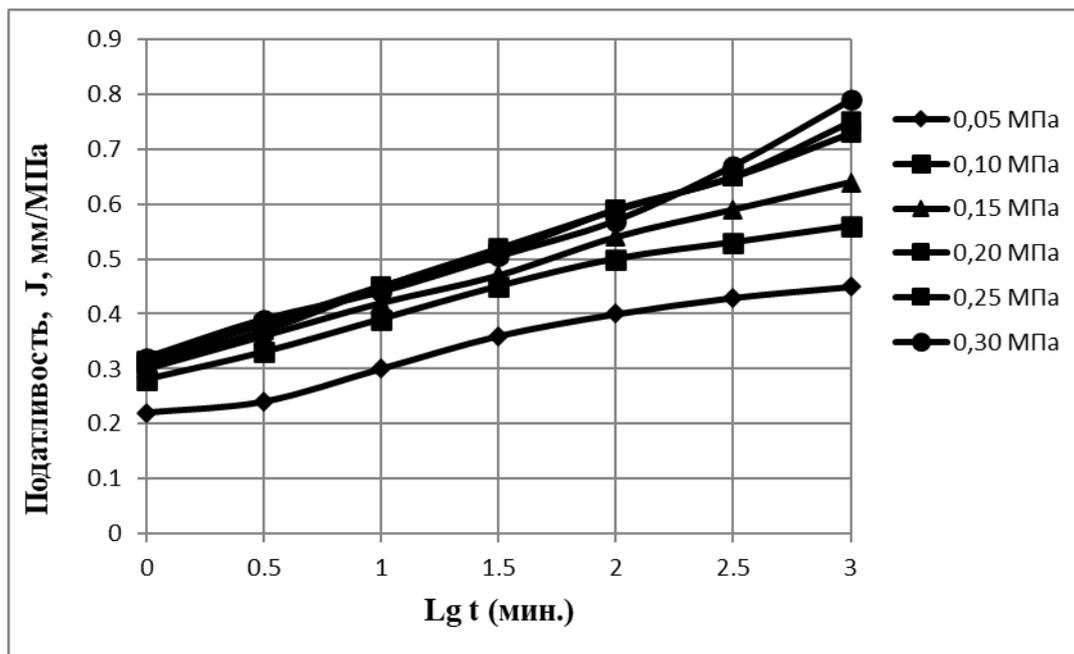


Рис. 4. Изменение податливости мерзлой полиминеральной глины во времени при сдвиге по поверхности смерзания со сталью. Температура $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Выводы

Результаты приведенных исследований показывают, что на разных стадиях ползучести мерзлых грунтов может происходить как его упрочнение, так и уменьшение прочности. Это связано с преобразованием структуры и текстуры грунта в процессе ползучести, а также с развитием в мерзлом грунте таких процессов, как трещинообразование, миграция незамерзшей воды и сегрегационное льдовыделение в образовавшихся в процессе деформирования трещинах.

Литература

1. Волохов С.С. Изменение криогенного строения мерзлых глинистых грунтов при сдвиге. // Криосфера Земли. 2007, № 3, с.35-43.
2. Вялов С.С., Пекарская Н.К., Максимьяк Р.В. Изменение прочностных свойств грунта в процессе ползучести. // Тр. Будапештского совещания по механике грунтов. Изд-во Академии наук Венгрии, Будапешт, 1968, с. 377-384.
3. Вялов С.С., Пекарская Н.К., Максимьяк Р.В. О физической сущности процессов деформирования и разрушения глинистых грунтов. // Основания, фундаменты и механика грунтов. М.: Стройиздат, 1970, № 1, с. 7-9.
4. ГОСТ 12248.9-2020 Грунты. Определение характеристик прочности и деформируемости мерзлых грунтов методом одноосного сжатия. М.: Стандартинформ, 2020, 20 с.
5. ГОСТ 25100-2020 Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2020, 42 с.
6. Ербягин И.Ф. Вероятностно-статистический анализ данных по структуре льда, подверженного деформированию одноосным сжатием. // Мат-лы второй конференции геокриологов России, М.: Изд-во Московского ун-та, 2001, т. 1, с. 64-69.
7. Ербягин И.Ф. Структурно-механические исследования мерзлого глинистого грунта. // Мат-лы второй конференции геокриологов России, т.1. М.: Изд-во Московского ун-та, 2001, с. 69-74..
8. Кулешов Ю.В. Деформирование мерзлых грунтов с постоянными скоростями. // Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 1985, 24 с.
9. Максимьяк Р.В. Исследование структурных изменений полутвердых и мерзлых глинистых грунтов в процессе ползучести. // Автореф. канд. дисс. М., 1970, 24 с.
10. Надеждин А.В., Сорокин В.А. Влияние предварительного нагружения на прочность мерзлого грунта. // Основания, фундаменты и механика мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 1975, № 1, с. 28-29.

11. Пекарская Н.К. Упрочнение мерзлых грунтов в процессе ползучести. // Мат-лы II Международной конф. по мерзлотоведению. Якутск: Якутское книжн. изд-во, 1975, т. 8., с. 253-255.
12. Пекарская Н.К. Влияние режима загрузки на механические свойства мерзлых грунтов. // Мат-лы III Международной конф. по мерзлотоведению. Новосибирск: Изд-во "Наука", 1979, с. 163-174.
13. Пекарская Н.К., Максимиак Р.В. К вопросу учета характера изменения прочности мерзлых и оттаявших грунтов в зависимости от условий их загрузки. // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. Якутск: Якутское книжн. изд-во, 1977, с. 71-73.
14. Попенко Ф.Е. Об упрочнении мерзлых грунтов. // В сб.: Проблемы термомеханики грунтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986, с. 124-129.
15. Роман Л.Т., Волохов С.С. Применимость метода напряженно-временной аналогии для прогноза деформации мерзлых грунтов при различных видах испытаний. // В сб.: Геология. Программа университета России, ч. II. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994, с. 134-139.
16. Цырендоржиева М.Д. Влияние режима нагружения на деформирование мерзлых грунтов. // Автореф. канд. дисс. М., 1994, 18 с.
17. Шушерина Е.П., Емельянова Л.В., Жаров А.А. К методике определения предельно длительной прочности мерзлых грунтов. // В сб.: Инженерные изыскания в строительстве, сер. 15, вып.2. М.: ЦИНИ Госстроя СССР, 1979, с. 17-21.
18. Шушерина Е.П., Жаров А.А., Емельянова Л.В. О влиянии режима загрузки на механические свойства мерзлых грунтов. // Мерзлотные исследования, вып. XVII. М.: Изд-во Московского ун-та, 1978, с. 227-235.
19. Ma Wei, Wu Ziwang, Pu Yipin, Chang Xiaoxiao. Monitoring the change of structures in frozen soils during the triaxial creep process by computer tomography. // The 7th International Conference, 1998, pp. 697-701.
20. Volokhov S.S. Transformation of Cryogenic Structure of Frozen Clay Soils at Shear. / Proc. of 9-th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, USA. / Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, USA, 2008, pp. 1863-1867.

СОВМЕСТНОЕ ВЛИЯНИЕ ЗАСОЛЕНИЯ И ЗАТОРФОВАННОСТИ НА СОДЕРЖАНИЕ НЕЗАМЕРЗШЕЙ ВОДЫ И ТЕМПЕРАТУРУ НАЧАЛА ЗАМЕРЗАНИЯ (ОТТАИВАНИЯ) МЕРЗЛЫХ ГЛИН

Зубкова А. В.¹, Мотенко Р.Г.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
геологический ф-т,
rmotenko@mail.ru, www.google07@mail.ru

Представлены результаты экспериментальных данных по незамерзшей воде в глинистых мерзлых грунтах. Рассматривается влияние засоленности и заторфованности на изучаемые параметры и оценивается роль их совместного влияния. Выявлено, что для мерзлых глин при совместном влиянии органики и засоления увеличение содержания незамерзшей воды близко сумме увеличения количества незамерзшей воды при влиянии каждого фактора в отдельности.

THE JOINT INFLUENCE OF SALINATION AND REDUCTION ON THE CONTENT OF UNFROZEN WATER AND THE TEMPERATURE OF THE ONSET OF FREEZING (DEFROSTING) OF FROZEN CLAYS

Motenko R.G.¹, Zubkova A.V.¹,

¹Lomonosov Moscow State University, Geology faculty,
rmotenko@mail.ru, www.google07@mail.ru

The results of experimental data on unfrozen water in clayey frozen soils are presented. The influence of salinity and peat content on the studied parameters is considered and the role of their joint influence is assessed. It was found that for frozen clays under the combined influence of organic matter and salinity, the increase in the content of unfrozen water is close to the sum of the increase in the amount of unfrozen water under the influence of each factor separately.

Особенно сложными, суровыми и экстремальными климатическими условиями характеризуются районы Крайнего Севера и приравненные к нему территории, занимающие более 2/3 площади современной России. Северные территории криолитозоны характеризуются наличием засоленных и заторфованных грунтов. Засоленные мерзлые дисперсные породы имеют особые инженерно-геологические свойства, отличаются низкой несущей способностью и неустойчивостью к техногенным воздействиям. Так, они содержат значительно большее количество незамерзшей воды, чем обычные мерзлые породы, что вместе с другими особенностями их состава и строения определяет их своеобразие [Брушков, 1998]. Их происхождение связано в Арктике в основном с влиянием моря, хотя есть и другие источники засоления. Засоленные мерзлые породы представляют собой объект исследования, занимающий по многим своим свойствам положение между мерзлыми и немерзлыми породами. Заторфованные грунты является важнейшим фактором, обуславливающим температурный режим и ход протаивания и промерзания подстилающих мерзлых пород и широко распространены в криолитозоне. Торф - своеобразный геологически молодой, не прошедший стадии диагенеза горной породы, образующейся в результате отмирания и разложения болотной растительности в условиях избыточного увлажнения и недостаточного доступа кислорода. Органическое происхождение торфа обуславливает специфику физических свойств и делает их весьма отличительными от таковых для минеральных грунтов. Торфяной покров широко распространен в зоне тундры, где почва постоянно находится в переувлажненном состоянии [Гаврильев, 2004]. Заторфованные грунты также содержат значительно большее количество незамерзшей воды, чем грунты без органики.

Существует ряд территорий, сложенных грунтами, имеющих в своем составе и органическую составляющую и легкорастворимые соли. Важность определения фазового состава влаги таких грунтов – очевидна.

В основном при анализе влияния химико-минерального состава на фазовый состав влаги раздельно оценивается влияние засоленности и заторфованности, которые увеличивают количество незамерзшей воды [Роман, 1987; Фазовый состав...1979, Гаврильев, 2004, Алексютина, Мотенко, 2016]. Этот факт приводит к изменению практически всех свойств мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтов.

На начальном этапе данной работы проводились исследования природных образцов, отобранных на территориях различных месторождений севера Западной Сибири [Мотенко и др...2018]. Были изучены свойства засоленных и заторфованных грунтов. Оценено раздельно влияние содержания органики и засоленности. Впервые сделана попытка оценить совместное влияние этих факторов на температуру начала замерзания (оттаивания), теплофизические свойства мерзлых грунтов, фазовый состав влаги в них. Был сделан вывод о том, что для корректных количественных оценок совместного влияния содержания органического вещества и засоленности на содержание незамерзшей воды необходимо проведение специальных исследований на модельных грунтах (пастах).

В данном докладе рассматриваются результаты исследований по совместному влиянию органического вещества и засоленности на формирование фазового состава влаги для модельных глинистых грунтов в диапазоне засоления (D_{sal}) и содержания органики (I_r).

Объект и методика исследований.

Объектом исследования являлась глина каолиновая палеогенового возраста элювиального генезиса (eP2), отобранная с месторождения вблизи г. Новокаолиновый Челябинской области.

Методы исследования и методика приготовления образцов. Для определения температуры начала замерзания и оценки количества незамерзшей воды применялся криоскопический метод. Температура начала замерзания определялась в цикле «конца плавления» [Мотенко, 1997; Ершов и др., 1997; Методы..., 2004] с использованием опытного образца претензионного измерителя температур ПИТ-1. Обработка данных проводилась с помощью современного программного обеспечения. Точность измерения температуры составляла $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

Определения содержания незамерзшей воды проводились по отработанным экспериментальной методике комбинирования контактного и криоскопического методов [Мотенко, 1997, 2018; Ершов и др., 1997].

Для исследования влияния засоленности, заторфованности и их совместного влияния на содержание незамерзшей воды готовились грунтовые пасты с заданными значениями засоленности D_{sal} в диапазоне от 0 до 1% и заторфованности I_r в диапазоне от 0 до 10%.

Для приготовления заторфованных образцов использовался сильноразложившийся торф, отобранный с Восточно-Мессояхского месторождения. Глубина отбора 2 м. Для приготовления образцов с заданными значений засоленности и влажности добавлялся раствор NaCl с заданными значениями концентрации.

Для криоскопического метода приготавливалась паста уплотнялась в формы диаметром 3-4 сантиметра и высотой 4-6 сантиметра до заданного значения плотности. Для определения фазового состава контактным методом использовалась та же паста. Образцы выдерживали неделю в холодильниках при четырех значениях отрицательной температуры (-3° , -7° , -18° , -24°C). Определялись по 2 параллельных образца с заданными параметрами.

Результаты исследований и их обсуждение.

Содержание незамерзшей воды. Содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах зависит от таких параметров состава и строения пород, как величина удельной активной поверхности, геометрия капилляров и пор, концентрация в поровом растворе ионов солей и др. К основным факторам, влияющим на содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах, относятся их температура, гранулометрический состав, засоленность, заторфованность и др.

Влияние температуры.

На рис. 1 представлены результаты экспериментальных исследований фазового состава влаги во всех глинах. Количество незамерзшей воды уменьшается с понижением температуры от 0 до -25°C .

Графики зависимостей незамерзшей воды от температуры сгруппировались по засоленности (0, 0,5, 1%) при разных значениях органического вещества в каждой группе. Температура начала замерзания понижается с увеличением концентрации порового раствора и содержания органического вещества. Самая низкая температура замерзания у графиков с $D_{\text{sal}}=1\%$ и $I_r=10\%$. Проанализируем результаты, например, при выбранной фиксированной температуре $t = -6^\circ\text{C}$ и -18°C .

Остановимся на более подробном рассмотрении влияния отдельно каждого фактора. Рассмотрим влияние содержания органического вещества на количество незамерзшей воды для чистых глин и глин с засоленностью 0,5 % и 1 % при $t = -6^\circ\text{C}$ и -18°C (рис.2а). Для незасоленной глины при $t = -6^\circ\text{C}$ количество незамерзшей воды равно 3,7% и увеличивается до 4,3% при повышении содержания органики до 3%. Увеличение содержания торфа ($I_r=10\%$) увеличивает содержание незамерзшей воды до $W_w=5,8\%$.

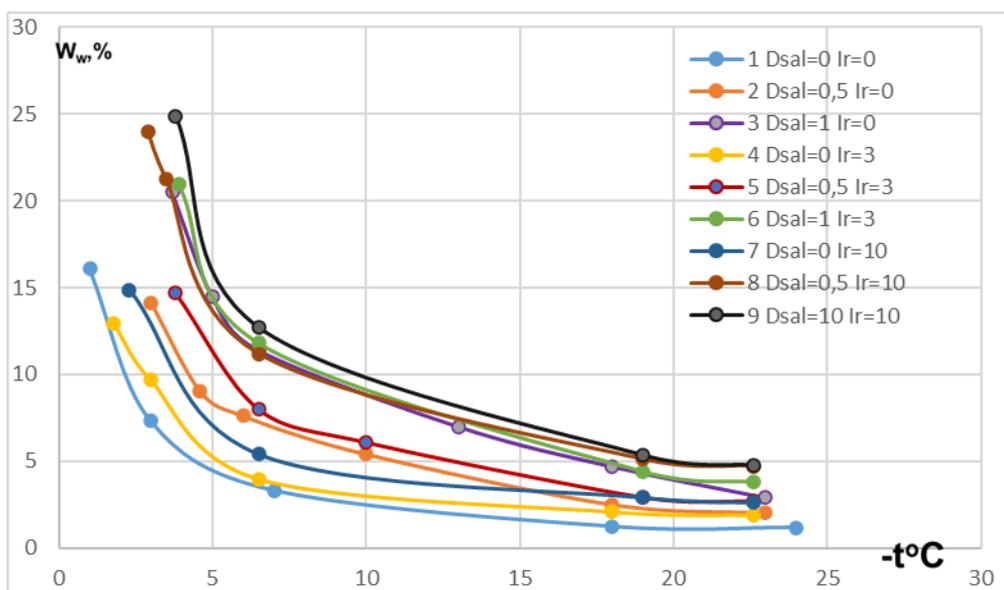


Рис. 1. Зависимости содержания незамерзшей воды от температуры для каолиновой глины в диапазоне изменения степени засоления и содержания органики

При $D_{sal} = 0,5\%$ для незаторфованной глины количество незамерзшей воды намного больше, чем для незасоленной и равно $7,8\%$. Оно изменяется от $W_w = 8,5\%$ до $11,8\%$ при повышении I_r до 3 и 10% , соответственно. При $D_{sal} = 1\%$ для незаторфованной глины количество незамерзшей воды равно $11,9\%$ и растет незначительно до $12,5\%$ при увеличении I_r до 3%. При $I_r = 10\%$, значение W_w увеличивается до $13,5\%$.

При $t = -18^\circ\text{C}$ аналогичные изменения менее значительные.

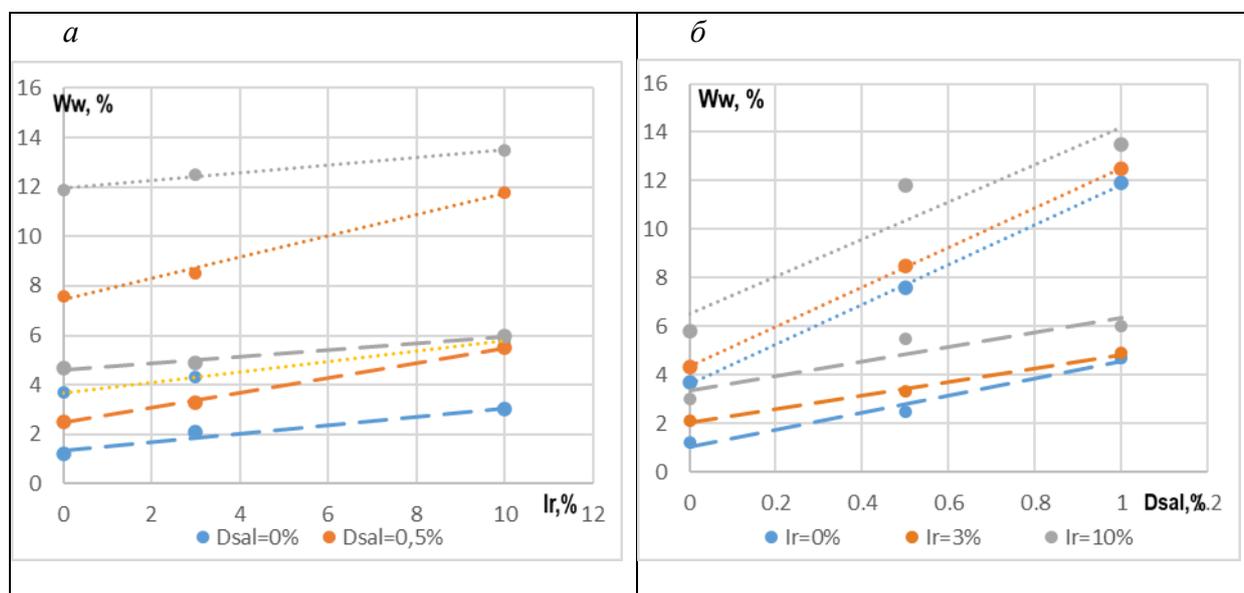


Рис.2. Зависимости содержания незамерзшей воды в мерзлой глине при $t = -6^\circ\text{C}$ (точки) и $t = -18^\circ\text{C}$ (пунктир): а - от содержания органического вещества при разных значениях степени засоления, б - от степени засоления при разных значениях содержания органического вещества

Влияние степени засоления. При $t = -6^{\circ}\text{C}$ (рис. 2б) у незаторфованной глины ($I_r = 0$) идет резкое увеличение количество незамерзшей воды от $W_w = 3,7\%$ до $7,8\%$ при увеличении D_{sal} до $0,5\%$ и, затем при росте D_{sal} до 1% достигает значительных изменений - $W_w = 11,9\%$. При $I_r = 3\%$ - увеличивается от $W_w = 4,3\%$ у незасоленной - до $W_w = 8,5\%$ при повышении D_{sal} до $0,5\%$ и продолжает увеличиваться при $D_{sal} = 1\%$ до $W_w = 12,5\%$. При $I_r = 10\%$ для каолинитовой глины количество незамерзшей воды также резко возрастает от $5,8\%$ до $11,8\%$ при росте D_{sal} от 0 до $0,5\%$. При дальнейшем увеличении $D_{sal}=1\%$ - W_w увеличивается до $13,5\%$.

При $t = -18^{\circ}\text{C}$ для незаторфованной глины (рис. 2б) количество незамерзшей воды равно $W_w=1,2\%$ при $D_{sal} = 0 \%$ и увеличивается от $1,2\%$ до $2,5\%$ при изменении D_{sal} до $0,5\%$. При повышении засоленности до 1% количество незамерзшей воды продолжает так же резко увеличиваться и достигает $W_w = 4,7\%$.

При $I_r = 3\%$ для незасоленной глины количество незамерзшей воды больше, чем для незаторфованного и равно $W_w=2,1\%$. W_w довольно резко растет при повышении засоленности до $D_{sal}=0,5$ и до 1% от $W_w=3,3\%$ до $4,9\%$ соответственно.

При $I_r = 10\%$ для глины при $D_{sal} = 0 \%$ количество незамерзшей воды равно 3% и при изменении D_{sal} до $0,5\%$ $W_w = 5,5\%$ При увеличении степени засоления до $D_{sal} = 1\%$, значение незамерзшей воды увеличивается до $W_w = 6\%$.

Таким образом, для незасоленной глины при $t = -6^{\circ}\text{C}$ увеличение количества органического вещества вызывает увеличение содержания незамерзшей воды в $1,5$ раза. В то время как увеличение засоленности для глины увеличивает содержание незамерзшей воды в $2-3$ раза.

Для глин процентное увеличение содержания W_w при совместном влиянии органики и засоления близко сумме увеличения количества незамерзшей воды при влиянии каждого фактора в отдельности.

Выводы

Проведены экспериментальные исследования температуры начала замерзания и содержания незамерзшей воды для глинистых грунтов в диапазоне изменения содержания органического вещества (I_r) от 0 до 10% и степени засоления (D_{sal}) от 0 до 1% , и выявлены закономерности изменения количества незамерзшей воды от засоления и наличия органики в диапазоне отрицательных температур.

Получено:

- содержания незамерзшей воды пропорционально растет с ростом засоления и с увеличением содержания органического вещества: например, для глины W_w увеличивается в $3,2$ раза при -6°C ;

- в мерзлых засоленных глинах при $D_{sal} = 1\%$ при увеличении I_r до 10% W_w увеличивается на $1,6\%$ при -6°C ;

- в мерзлых глинах, содержащих органику при $I_r = 10\%$ с ростом засоления до $D_{sal} = 1\%$ при -6°C W_w увеличивается увеличивается с $11,9$ до $13,5\%$ (на $1,6\%$) и с $4,7$ до 6% (на $1,3\%$) соответственно при -18°C .

- При совместном влиянии органики и засоления изменение W_w практически равняется сумме изменений количества незамерзшей воды при влиянии каждого фактора в отдельности. Однако, для глины при -18°C и для песка при -6°C изменение W_w оказалось ниже, чем при рассмотрении влияния каждого фактора в отдельности. Но это нуждается в уточнении.

- Для корректных выводов, по количественной оценке, совместного влияния содержания органического вещества и засоленности на содержание незамерзшей воды проводятся дальнейшие исследования на мерзлых грунтах разного

гранулометрического состава в расширенном диапазоне заторфованности и засоленности.

Литература

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Оценка влияния засоления и содержания органического вещества в мерзлых породах западного побережья Байдарацкой губы на их теплофизические свойства и фазовый состав влаги // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология – 2016. – №2 – С. 59-63.
2. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. Изд-во МГУ. Москва, 1998. 332 с.
3. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие / Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 146 с
4. Методы геокриологических исследований / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.
5. Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных пород. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд.геол-мин. наук. – М., МГУ, 1997.
6. Мотенко Р.Г., Комаров И.А. Результаты экспериментальных исследований фазового состава влаги засоленных мерзлых грунтов. / Материалы 1 конференции геокриологов России. Книга 2, М., 1996, с. 287-292.
7. Мотенко Р.Г., Гречищева Э.С., Зубкова А.В. Экспериментальная оценка влияния содержания органического вещества на фазовый состав воды в мерзлых засоленных песчаных грунтах севера Западной Сибири// Сборник докладов РАН «Актуальные проблемы геокриологии» -2018.
8. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. -Новосибирск: Наука, 1987, 224с.
9. Фазовый состав влаги в мерзлых породах. /Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1979. 192 с.

ВЛИЯНИЕ ЦИКЛОВ ОТТАИВАНИЯ – ПРОМЕРЗАНИЯ НА ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛОГО ГРУНТА

Ишкова З.А.¹, Колунин В.С.²

¹ Институт криосферы Земли СО РАН, Россия; z.ishkova@yandex.ru

² ФГБОУ ВО «Тюменский индустриальный университет», Россия; askold@ikz.ru

В настоящей работе представлены результаты исследований влияния начального режима замораживания грунта и циклов нагрев-охлаждение и охлаждение-нагрев на его фильтрационные свойства. Проведена серия экспериментов по изучению влияния циклов «замораживание-оттаивание» на фильтрационные свойства мерзлой каолиновой глины. Представлены результаты экспериментов по измерению коэффициента гидропроводности мерзлой каолиновой глины, полученной при различных режимах замораживания. В зависимости от способа замораживания величина коэффициента гидропроводности при определённой температуре может меняться в пределах порядка.

INFLUENCE OF THAWING-FREEZING CYCLES ON THE FILTRATION PROPERTIES OF FROZEN GROUND

Ishkova Z.A.¹, Kolunin V.S.²

¹ Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia; z.ishkova@yandex.ru

² Tyumen State Oil and Gas University, Russia; askold@ikz.ru

This paper presents the results of studies of the effect of the initial freezing regime of the soil and the heating-cooling and cooling-heating cycles on its filtration properties. A series of experiments was conducted to study the effect of freeze-thaw cycles on the filtration properties of frozen kaolin clay. The results of experiments on measuring the hydroconductivity coefficient of frozen kaolin clay obtained under various freezing conditions are presented. Depending on the freezing method, the value of the hydroconductivity coefficient at a given temperature may vary within the order of magnitude.

Как известно, в мерзлых грунтах при температурах незначительно ниже 0 °С вода довольно длительное время может находиться в переохлажденном состоянии [1]. Многие модели, объясняющие динамику процессов промерзания грунтов, базируются на этом утверждении [4]. При этом такой грунт обладает фильтрационными свойствами, определение которых в лабораторных условиях является сложной задачей. На результат определения коэффициента гидропроводности влияет множество факторов – температура грунта, его влажность, гранулометрический состав и др. [3,5,7,8].

По способу измерения коэффициента фильтрации мерзлых пород экспериментальные методы можно разделить на два класса: стационарные и нестационарные. Рассмотрим более подробно.

В нестационарных методах скорость потока жидкости через торцевую поверхность образца меняется с течением времени. Измерение проводится либо при таянии мерзлого грунта – при этом его температура и толщина переменна в пространстве и времени – либо при фиксированной отрицательной температуре окружающей среды с применением водного раствора в качестве фильтрующейся жидкости [6-8].

В стационарных методах температура образца фиксирована, а поток жидкости через него не меняется со временем. Это удается реализовать либо при помощи использования микропористых мембран, ограничивающих образец грунта и препятствующих замерзанию переохлажденной воды в подводящих каналах [5,8], либо за счет смены фильтрующего агента с воды на жидкость с температурой замерзания ниже нуля (декан) [4].

Стационарные методы обладают тем преимуществом, что при изучении фильтрационных свойств мерзлого грунта эксперимент может проводиться в различных температурных режимах. В частности, установлено, что проницаемость мерзлого грунта при данной температуре различна в режимах охлаждения и нагрева, а график зависимости коэффициента фильтрации от температуры похож на гистерезисную петлю [5]. Таким образом, коэффициент фильтрации мерзлого грунта при данной температуре зависит от температурного режима, предшествующего измерению. В том числе от условий замораживания грунта. В цитированных выше работах грунт замораживался при фиксированной температуре окружающей среды, однако величина температуры менялась в достаточно широком диапазоне от -0,2 °С до -29 °С.

Поскольку в физически обоснованных математических моделях криогенного текстурообразования и морозного пучения в качестве входного параметра используется коэффициент фильтрации мерзлого грунта, то важно найти такие режимы замораживания грунта, которые давали бы максимальный разброс величины коэффициента фильтрации при данной температуре.

Проведение эксперимента включает следующие основные этапы:

1. Приготовление водонасыщенной каолиновой глины, имеющей влажность 0.57-0.60 д. ед.
2. Заполнение грунтом центральной части экспериментальной ячейки.
3. Компрессионное уплотнение образца до заданной нагрузки и фиксация его объема стопорным винтом. Во всех экспериментах конечная нагрузка была фиксирована и равна 1 атм.
4. Помещение экспериментальной ячейки с тремя термодатчиками в жидкостной термостат при комнатной температуре.

4а Охлаждение экспериментальной ячейки до заданной отрицательной температуры. В 1 и 3 сериях - -0.15 ± 0.02 °С, во 2 серии - -0.23 ± 0.02 °С. При этом вода в ячейке находится в переохлажденном состоянии.

5. Определение величины коэффициента фильтрации талого образца каолиновой глины (в течение суток).

6. Внесение заправки льда на поверхность штампа.

7. Замораживание образца при различных температурных режимах (3 серии экспериментов).

8. Определение величины коэффициента фильтрации мерзлого образца в стационарных условиях (при фиксированном перепаде давления воды и неизменной во времени скорости потока воды) и различных температурах.

9. По окончании эксперимента определяется влажность грунта.

Всего проведено 3 серии экспериментов, отличающиеся температурным режимом замораживания талого грунта.

Средние значения величин коэффициента гидропроводности мерзлой каолиновой глины вблизи температуры -0.14 °С приведены в таблице 2.

Таблица 2 – Средние значения коэффициента гидропроводности мерзлой глины при температуре -0.14 ± 0.02 °С [1 - 3 серий]

| Температура в термостате при замораживании глины | Коэффициент гидропроводности | |
|--|------------------------------|----------------------|
| | 1 ячейка | 2 ячейка |
| 1 серия | $5.44 \cdot 10^{-15}$ | $2.8 \cdot 10^{-15}$ |
| 2 серия | $2.1 \cdot 10^{-15}$ | $1.7 \cdot 10^{-15}$ |
| 3 серия | $8.7 \cdot 10^{-17}$ | $2.7 \cdot 10^{-16}$ |

Средние значения величин коэффициента гидропроводности мерзлой каолиновой глины вблизи температуры -0.14 °С, приведенные в таблице 2, показывают, что значение коэффициента гидропроводности мерзлого грунта при температуре -0.14 °С зависит от режима замораживания. Согласно результатам 1 и 2 серий фильтрационная способность образца уменьшается с понижением температуры, при которой происходит первоначальное замораживание грунта. Однако, в экспериментах 3 серии наблюдается обратная картина – мерзлый грунт, замороженный в два этапа, начиная при температуре -0.14 °С и заканчивая при -0.06 ± 0.02 °С, имел на порядок меньший коэффициент гидропроводности по сравнению с грунтом, замороженным в 1 и 2 сериях.

Средние величины коэффициента гидропроводности мерзлой каолиновой глины при температуре -0.23 ± 0.01 °С приведены в таблице 3.

Таблица 3 – Средние значения коэффициента гидропроводности мерзлой глины при температуре -0.23 ± 0.01 °С [1 и 2 серии]

| Температура в термостате при замораживании глины | Коэффициент гидропроводности | |
|--|------------------------------|----------------------|
| | 1 ячейка | 2 ячейка |
| 1 серия | $1.8 \cdot 10^{-15}$ | $8.8 \cdot 10^{-16}$ |
| 2 серия | $1.8 \cdot 10^{-15}$ | $1.3 \cdot 10^{-15}$ |

Величина коэффициента гидропроводности при данной температуре после нагрева образца и последующего охлаждения до первоначальной температуры, уменьшается незначительно (таблица 4, эксперименты 2 серии). Начальная температура -0.23 ± 0.01 °С, нагрев до температуры -0.14 ± 0.01 °С, охлаждение до температуры -0.23 ± 0.01 °С.

Таблица 4 – Влияние цикла нагрев-охлаждение на значение коэффициента гидропроводности мерзлой глины [2 серия]

| | Коэффициент гидропроводности | |
|----------------------------|------------------------------|---------------------------|
| | 1 ячейка (2 эксперимента) | 2 ячейка (2 эксперимента) |
| начальное измерение | $1.3 \cdot 10^{-15}$ | $1.3 \cdot 10^{-15}$ |
| после нагрева и охлаждения | $1.1 \cdot 10^{-15}$ | $1.03 \cdot 10^{-15}$ |

Это явление наблюдается также при обратном цикле в 1 серии экспериментов – величина коэффициента гидропроводности при данной температуре после охлаждения образца и последующего нагрева до первоначальной температуры, также уменьшается (таблица 5). В эксперименте E2-1 реализована следующая схема изменения температуры: -0.03 °С \rightarrow -0.15 °С \rightarrow -0.03 °С; в эксперименте E1-7: -0.18 °С \rightarrow -0.22 °С \rightarrow -0.15 °С.

Таблица 5 – Влияние цикла охлаждение -нагрев на значение коэффициента гидропроводности мерзлой глины [1 серия]

| | Коэффициент гидропроводности | |
|----------------------------|------------------------------|----------------------|
| | опыт E2-1 | опыт E1-7 |
| начальное измерение | $2 \cdot 10^{-14}$ | $2.6 \cdot 10^{-15}$ |
| после охлаждения и нагрева | $1.3 \cdot 10^{-14}$ | $1.8 \cdot 10^{-15}$ |

Таким образом, коэффициент фильтрации мерзлого грунта при данной температуре уменьшается после цикла нагрев-охлаждение или охлаждение-нагрев.

В таблице 6 приведена величина влажности грунта на сухую навеску W , определенная в конце эксперимента.

Таблица 6 – Влажность грунта после проведения эксперимента

| 1 термостат | | | | | | | | |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Номер эксперимента | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 10 |
| W , г/г | 0.45 | 0.44 | 0.44 | 0.49 | 0.49 | 0.47 | 0.50 | 0.46 |
| 2 термостат | | | | | | | | |

| Номер эксперимента | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 12 |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| W , г/г | 0.42 | 0.43 | 0.44 | 0.43 | 0.49 | 0.51 | 0.48 | 0.48 |

В настоящей работе представлены результаты исследований по влиянию начального режима замораживания грунта и циклов «нагрев-охлаждение» и «охлаждение-нагрев» на его фильтрационные свойства.

На основании проведенной серии экспериментов по изучению влияния циклов «замораживание-оттаивание» на фильтрационные свойства мерзлой каолиновой глины могут быть сделаны следующие выводы:

1. В большинстве случаев коэффициент фильтрации мерзлой каолиновой глины при данной температуре уменьшается после цикла «оттаивание-замораживание».

2. При циклическом воздействии на мерзлый грунт «оттаивание-замораживание» коэффициент фильтрации мерзлого образца в большинстве случаев может меняться в 1,5-3.

3. Циклическое тепловое воздействие на мерзлый грунт, связанное с оттаиванием и замораживанием, не всегда уменьшает его фильтрационную способность при данной температуре.

Литература

1. Ершов, Э.Д. Методы геокриологических исследований: Учеб. пособие / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ. 2004. – 512 с.
2. Andersland, O.B. Hydraulic conductivity of frozen granular soils / O.B. Andersland, D.C. Wiggert, S.H. Davies. – Direct text. // J. Environ. Eng. – 1996. – № 122. – P. 212-216.
3. Black, P.B. Hydraulic conductivity and unfrozen water content of airfree frozen silt / P.B. Black, R.D. Miller. – Direct text. // Water Resour. Res. – 1990. – № 26. – P. 323-329.
4. Horiguchi, K. Miller, R.D. Experimental studies with frozen soil in an "ice sandwich" permeameter, Cold Regions Science and Technology 3 (1980) 177–183.
5. Horiguchi, K. Hydraulic conductivity functions of frozen materials / K. Horiguchi, R.D. Miller. – Direct text. // in: Permafrost, Fourth International Conference. Proceedings, Nat. Acad. Press, Washington. – 1983. – P. 504-508.
6. Tokoro, T. Measurement for Permeability of Frozen Soil by Transient Pulse Method / T. Tokoro, T. Ishikaw. – Direct text. // Transportation Soil Engineering in Cold Regions, Proceedings of TRANSOILCOLD. – 2020. – Vol. 1. – P. 71-78.
7. Watanabe, K. Comparison of hydraulic conductivity in frozen saturated and unfrozen unsaturated soils / K. Watanabe, Y. Osada. – Direct text. // Vadose Zone Journal. – 2016. – № 15 (5). – P. 1-7.
8. Williams, P.J. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils / P.J. Williams, T.P. Burt. – Direct text. // Canadian Geotechnical Journal. – 1974. – 11 (4). – P. 647-650.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТАХ

Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р.

Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, Москва, Россия
rmotenko@mail.ru, rdavl96@yandex.ru

Рассматриваются результаты экспериментальных исследований содержания незамерзшей воды в глинистых грунтах с содержанием органического вещества от 0 до 1,0 (через 0,1) в диапазоне температур от 0 до -18°C. Данные получены с помощью комбинации контактного и криоскопического методов. Выявлено и оценено влияние заторфованности для заторфованных грунтов и торфа.

EXPERIMENTAL ASSESSMENT OF ORGANIC MATTER CONTENT INFLUENCE ON THE AMOUNT OF UNFROZEN WATER IN FROZEN CLAY SOILS

Motenko R.G., Davletova R.R.
MSU, Moscow, Russia

The results of experimental studies of the content of unfrozen water in clay soils with an organic matter content from 0 to 1.0 (after 0.1) in the temperature range from 0 to -18 °C. are considered. The data were obtained using a combination of contact and cryoscopic methods. The influence of congestion for blocked soils and peat has been revealed.

Введение. Содержание льда, газа и незамерзшей воды, т.е. фазовый состав влаги, в мерзлой породе предопределяет как ее инженерно-геологические свойства, так и протекание большинства мерзлотно-геологических процессов, что в свою очередь, обуславливает особенности строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Все это указывает на отличительно высокую практическую значимость проблемы фазового состава влаги в мерзлых грунтах [9].

На территории России расположено более 75% болот земного шара, половина их приурочена к районам с вечномёрзлыми грунтами: заболоченность тундровой зоны составляет около 70%, лесной - 30%. Большая часть этой площади занята торфами мощностью, превышающей 0,5 м. Встречаются также минеральные грунты с содержанием растительных остатков и погребенные торфяники [8]. Наличие заторфованности оказывает существенное влияние на свойства мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтов, которые определяются и зависят от фазового состава влаги, поэтому вопрос изучения фазового состава влаги заторфованных грунтов является актуальным.

Грунты по содержанию органического вещества подразделяются на: с примесью торфа, слабо-, средне-, сильнозаторфованные и торф [4].

Изучением заторфованных грунтов занимались многие исследователи: Алексютина Д.М., Брушков А.В., Бровка Г.П., Гаврильев Р. И., Ершов Э.Д., Елисеев С.В., Конюхов А.В., Комаров И.А., Мотенко Р.Г., Роман Л.Т., Чеверев В.Г., Чувилин Е.М. и др. [1, 2, 5, 7-9]

Объектом исследования являются модельные грунты – суглинок легкий, пылеватый; каолинистая глина легкая, пылеватая и слаборазложившийся верховой торф. Характеристики исследованных грунтов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Характеристики грунтов*

| Лабораторное описание | Содержание частиц, % | | | | | | | | | | | Гигроскопическая влажность, % | Плотность частиц грунта, г/см ³ | Влажность на гр. текучести, % | Влажность на гр. раскатывания, % | Число пластичности | Отн. содержание органич. веществ, % | Наименование грунта по ГОСТ 25100-2020 | Место отбора |
|-----------------------|----------------------|-----------|----------|----------|------------|---------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|--|-------------------------------|----------------------------------|--------------------|-------------------------------------|--|--------------------|
| | свыше 10 мм | 10 - 5 мм | 5 - 2 мм | 2 - 1 мм | 1 - 0,5 мм | 0,5 - 0,25 мм | 0,25 - 0,10 мм | 0,10 - 0,05 мм | 0,05 - 0,01 мм | 0,01 - 0,002 мм | меньше 0,002 мм | | | | | | | | |
| Каолинистая глина | | | | | | 0,4 | 1,1 | 32,0 | 38,2 | 28,3 | 0,0 | 2,58 | 53,3 | 34,5 | 18,8 | 0,0 | Глина пылеватая, легкая | Челябинская область (пос. Каолиновый) | |
| Суглинок | | | | | 4,4 | 7,3 | 16,0 | 10,5 | 31,8 | 17,4 | 12,6 | 1,9 | 2,61 | 28,2 | 17,4 | 10,8 | 0,2 | Суглинок пылеватый, легкий, без органики | г. Дудинка |
| Торф | | | | | 15,7 | 4,9 | 4,9 | 53,9 | 9,1 | 2,6 | 8,9 | 0,0 | 1,40 | | | | 96,8 | Торф слаборазложившийся | Московская область |

*Примечание: грунты предоставлены лабораторией №8 НИИОСП им. Н.М.Герсевича

Для оценки влияния заторфованности были подготовлены образцы по следующей методике: к сухой навеске чистого грунта добавляли торф, в зависимости от заданной заторфованности: I_T от 0,0 до 0,9, через каждые 0,1.

Методика исследования. Для определения содержания незамерзшей воды была использована комбинация контактного и криоскопического методов [6].

Контактный метод основан на принципе динамического равновесия между льдом, газом и незамерзшей водой [9]. Были подготовлены пластинки грунта, которые были высушены при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния. Параллельно с этим были подготовлены пластинки льда. Собранные слоистые кассеты герметизировались и помещались в морозильные камеры с предварительно установленными температурами: -18; -4,6; -1,6 и -1°C. Через 7-10 дней (после наступления равновесия) пластинки вынимались и весовым методом определялась влажность.

Для определения W_w криоскопическим методом были подготовлены образцы грунтов с заданными значениями влажности. Была подготовлена грунтовая паста из заторфованных грунтов и воды в необходимом соотношении, которая была выложена в цилиндрические формы с двумя крышками, уплотнена и выдержана в течение суток для равномерного распределения влажности. В геометрический центр образца устанавливалась хромель-копелевая термопара. Образцы промораживались при температуре -10°C.

Использовалась модифицированная методика определения температуры начала замерзания (оттаивания) с применением прецизионных измерителей температур ПИТ-1 и ПИТ-2. Для записи изменения ЭДС (температуры образца) во времени использовались хромель-копелевые термопары. Свободные концы термопары термостатировались при 0°C. Полученные значения фиксировались и обрабатывались с помощью программного обеспечения для этих приборов (COM Thermo Reliase 20.9.21.0). Влажность исследуемого образца грунта определялась весовым методом путем высушивания его в сушильном шкафу при температуре 105°C. Исследования проводились в цикле оттаивания, в воздушной среде при комнатной температуре.

Анализ полученных результатов.

Проведены экспериментальные исследования содержания незамерзшей воды в мерзлых глинистых грунтах с содержанием органического вещества от 0,0 до 1,0. Получены зависимости влажности за счет незамерзшей воды от температуры (рис.1).

В результате анализа полученных зависимостей выявлено, что для глинистых грунтов происходят изменения содержания незамерзшей воды во всем исследованном диапазоне температур и заторфованности. Для суглинка получены различия в характере изменения зависимостей у грунтов с I_T до 0,9 и выше, а у каолинитовой глины с I_T до 0,8 и выше. Можно отметить, что граница вымерзания прочносвязанной воды располагается при температурах -4 ÷ -5 °C.

Содержание незамерзшей воды у грунтов, которые относятся к торфу по ГОСТу 25100-2020 ($I_T = 0,5 - 1$) и у «чистого» торфа различаются. Так, например, при температуре -4,6 °C для суглинка содержание незамерзшей воды составляет 13,5 и 33%, а для каолинитовой глины – 18,6 и 33%. То есть значения различаются в ~ 2 раза.

Анализ зависимостей грунтов с определенной степенью заторфованности (рис.2) показал, что для незаторфованных грунтов количество незамерзшей воды увеличивается в ряду суглинок – каолинитовая глина, однако при температуре примерно -12 °C прослеживается сближение зависимостей. С добавлением торфа прослеживается также сближение зависимостей суглинка и каолинитовой глины,

однако с увеличением степени заторфованности это происходит при более низких температурах.

При анализе торфов с разной степенью заторфованности (от 0,5 до 1), например, при $I_r = 0,9$ (рис.3), получены не совпадения в значениях содержания незамерзшей воды в каолинитовой глине и суглинке (в области вымерзания прочносвязанной воды). По-видимому, это связано с тем, что в каолинитовой глине влияние минеральной поверхности ниже, чем в суглинке, а также с особенностями формирования незамерзшей воды, то есть вне области интенсивных фазовых переходов преобладает содержание незамерзшей воды в пленочной форме, которой в суглинке больше, а не в капиллярной, которой больше в песке и каолинитовой глине.

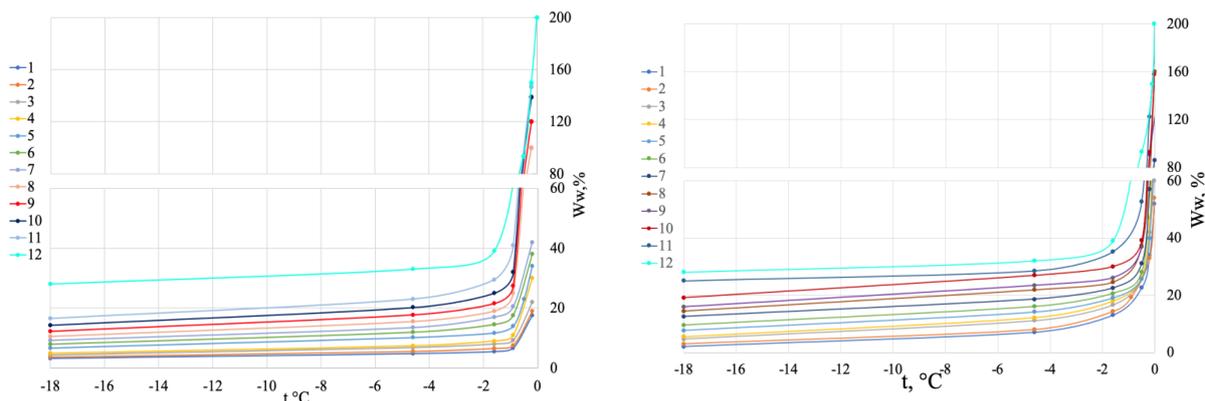


Рис.1 Зависимости содержания незамерзшей (W_w) воды от температуры (t) для суглинка (а) и каолинитовой глины (б) с относительным содержанием органического вещества I_r : 1 – 0; 2 – 0,05; 3 – 0,1; 4 – 0,2; 5 – 0,3; 6 – 0,4; 7 – 0,5; 8 – 0,6; 9 – 0,7; 10 – 0,8; 11 – 0,9; 12 – 1,0

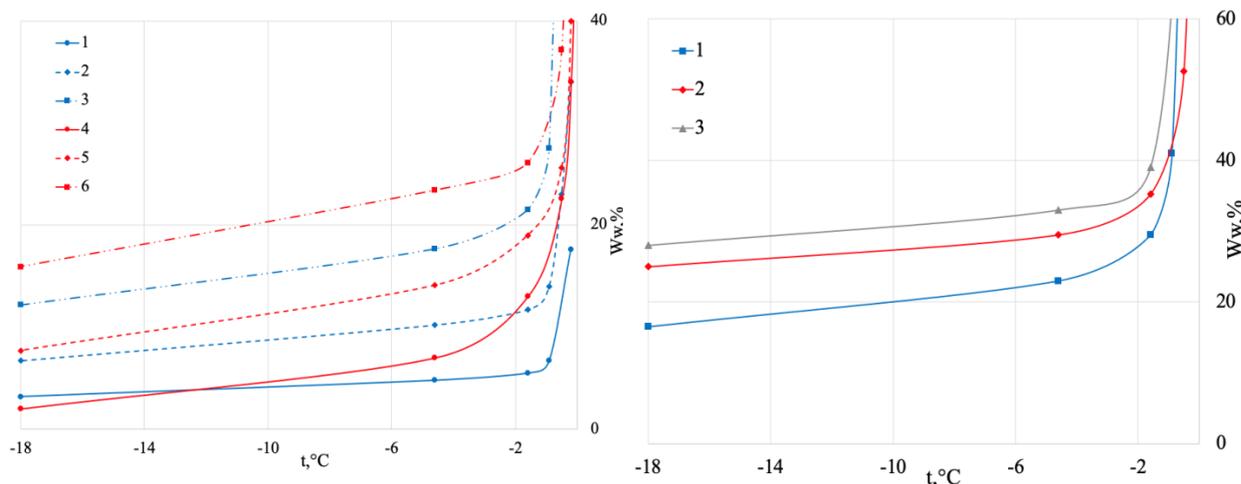


Рис.2 Зависимости содержания незамерзшей (W_w) воды от температуры (t) для суглинка (1 – $I_r = 0$; 2 – $I_r = 0,3$; 3 – $I_r = 0,7$) и каолинитовой глины (4 – $I_r = 0$; 5 – $I_r = 0,3$; 6 – $I_r = 0,7$)

Рис. 3 Зависимости содержания незамерзшей (W_w) воды от температуры (t) для суглинка (1) и каолинитовой глины (2) со степенью заторфованности 0,9 и торфа (3)

Полученные закономерности были проанализированы при фиксированных температурах эксперимента (-0,9; -1,6; -4,68 -10 и -18°C) (рис. 4). В результате анализа полученных зависимостей выявлено, что при всех температурах эксперимента содержание незамерзшей воды у незаторфованных грунтов увеличивается в ряду суглинок – каолинистая глина, а с увеличением заторфованности количество незамерзшей воды также увеличивается, причем характер изменения разный в разных диапазонах заторфованности. Так, для суглинка со степенью заторфованности до 0,5, а для каолинистой глины до 0,8 увеличение содержания незамерзшей воды происходит пропорционально, а с увеличением степени заторфованности темп изменения выше.

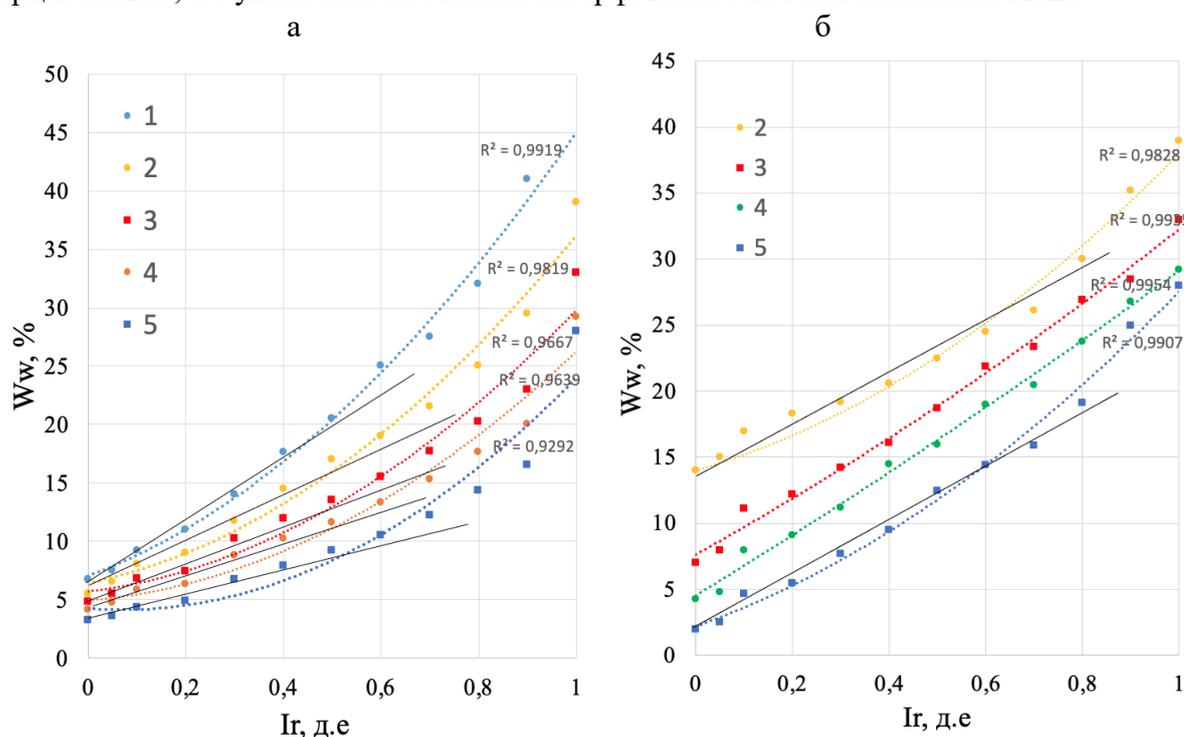


Рис.4 Зависимость содержания незамерзшей воды (W_w) от относительного содержания органического вещества (I_r) для суглинка (а) и каолинистой глины (б) при температурах эксперимента : 1 – -18°C; 2 – -10°C; 3 – -4,6°C; 4 – -1,6°C; 5 – -0,9°C

Закономерности изменения содержания незамерзшей воды от степени заторфованности (рис.4) были аппроксимированы различными функциями в зависимости от диапазона заторфованности. Рассмотрим, например, при температуре ~ -5°C (табл.2).

Таблица 2. Аппроксимация зависимостей количества незамерзшей воды от степени заторфованности

| Грунт | Температура | Уравнение | Величина достоверности аппроксимации | I_r |
|-------------------|-------------|------------------------------------|--------------------------------------|-----------|
| Суглинок | -4,6 | $y = 18,414x^2 + 6,0386x + 5,5037$ | $R^2 = 0,99$ | 0 – 1 |
| | -4,6 | $y = 15,802x + 4,8867$ | $R^2 = 0,97$ | 0 – 0,5 |
| | -4,6 | $y = 36,2x - 6,5$ | $R^2 = 0,97$ | 0,5 – 1,0 |
| Каолинистая глина | -4,6 | $y = 23,23x + 7,4228$ | $R^2 = 0,99$ | 0-1 |

Во всем диапазоне заторфованности аппроксимация проводилась полиномиальной функцией, а в заторфованных суглинках (I_T до 0,5) и в каолинитовой глине (I_T до 0,8) линейной функцией.

Выводы.

1. Проведены экспериментальные исследования содержания незамерзшей воды в мерзлых глинистых грунтах с заданными значениями заторфованности от 0 до 1. Исследовано: 184 образца контактным методом при четырех значениях температур среды (-0,9; -1,6; -4,6; -10 и -18°C) и 35 образцов криоскопическим методом. Было получено 23 зависимости содержания незамерзшей воды от температуры. Выявлено, что:

1) изменение содержания незамерзшей воды происходит во всем исследуемом диапазоне температур у всех грунтов;

2) количество незамерзшей воды у грунтов, которые относятся к торфу по ГОСТу 25100-2020 и «чистого» торфа различаются в несколько раз.

2. Анализ зависимостей содержания незамерзшей воды от заторфованности выявил, что: содержание незамерзшей воды увеличивается пропорционально степени заторфованности при заданной температуре: для суглинка от 0 до 0,5, а для каолинитовой глины в диапазоне от 0 до 0,8. С увеличением заторфованности темп изменения выше.

3. Аппроксимация зависимостей содержания незамерзшей воды от заторфованности позволяет получить достаточно простые математические уравнения с высокой величиной достоверности, которые могут быть рекомендованы для практического использования.

4. Для получения закономерностей изменения содержания незамерзшей в заторфованных грунтах необходимы дальнейшие исследования с грунтами другого гранулометрического и минерального состава с использованием торфов другого генезиса, степени разложения и прочее.

Выражаем огромную благодарность Гречищевой Э.С. за предоставленную возможность проведения исследований, во время прохождения производственной практики, ценные советы и чуткий подход, а также за предоставленные грунты.

Список литературы

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Оценка влияния засоления и содержания органического вещества в мерзлых породах на западном побережье Байдарацкой губы, их теплофизические свойства и фазовый состав влаги // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. №2
2. Гаврильев Р.И., Елисеев С.В. Тепловые свойства торфа. - в кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М.: Наука, 1970
3. ГОСТ 23740-2016
4. ГОСТ 25100-2020 Грунты. Классификация
5. Конюхов А. В. Исследование теплофизических свойств и промерзания торфяных грунтов в строительных целях.- М.:изд. НИИОСП, 1978
6. Методы геокриологических исследований / под. ред. Э.Д.Ершова. М.: Изд-во МГУ. 2004. 512 с
7. Роман Л. Т. Механика мерзлых грунтов. Москва: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2002. 426 с
8. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. Новосибирск. Наука, 1987, 224 с
9. Фазовый состав влаги в мерзлых породах. Под редакцией Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979, 188с.
10. Цытович Н.А. Инструктивные указания по определению сил сцепления мерзлых грунтов. – В кн. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1954

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРЕНОСА И ПУЧЕНИЯ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ ГРУНТАХ

Мурашко А. А., Агутин К. А., Бровка Г. П.

Государственное научное учреждение «Институт природопользования
Национальной академии наук Беларуси», г. Минск, e-mail: *amurbmw@tut.by*

В докладе основное внимание уделяется новой методике экспериментального исследования характеристик влагопереноса и морозного пучения грунтов в закрытой системе, которая может использоваться при оценке напряженно-деформированного состояния внутри цилиндрического контура заморозки горных пород для проходки шахтных стволов с применением искусственного замораживания. В основу метода полагаются теоретические и экспериментальные исследования, подтверждающие пропорциональность потока влаги из талой зоны в мерзлую градиенту температуры в мерзлой зоне.

SCIENTIFIC RESEARCH CHARACTERISTICS OF MOISTURE TRANSFER AND HEAVING IN FREEZING ROCKS

Murashko A. A., Agutin K. A., Brovka G. P.

Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus,
Minsk, Belarus, e-mail: *amurbmw@tut.by*

The report focuses on a new method of experimental study of the characteristics of moisture transfer and frost heaving of rocks, which can be used to assess the stress-strain state inside a cylindrical rock freezing contour for driving mine shafts using artificial freezing. The method is based on theoretical and experimental studies confirming the proportionality of the moisture flow from the thawed zone to the frozen zone to the temperature gradient in the frozen zone.

При проектировании инженерных сооружений, контактирующих с промерзающими горными породами и грунтами, необходимо учитывать процессы морозного пучения, обусловленного фазовыми переходами воды в лед и миграции влаги к фронту промерзания.

Следует отметить, что в нормативных документах, касающихся проектирования инженерных сооружений на промерзающих грунтах и горных породах, основное внимание обращается на оценку степени пучинистости и не указываются характеристики влагопереноса, обуславливающие морозное пучение. Во многих случаях этого бывает недостаточно для оценки деформаций и напряжений, возникающих при промерзании влажных грунтов и горных пород в конкретных температурно-влажностных условиях. При этом следует, прежде всего, исходить из того, что морозное пучение — это процесс, который определяется физико-математической моделью, характеристиками переноса и деформации, а также начальными и граничными условиями.

Несмотря на достаточно большой объем публикаций по вопросам переноса влаги при промерзании грунтов и почв, в настоящее время остаются дискуссионными вопросы переноса влаги, водорастворимых соединений и формирования сил морозного пучения в промерзающих породах.

По нашему мнению, отправной точкой при математическом описании процессов переноса влаги в промерзающих средах, обуславливающих морозное пучение, могут служить работы Б. В. Дерягина и Н. В. Чураева, где термодинамическими методами обосновывается уравнение переноса влаги в мерзлых средах [1]:

$$q_w = -\alpha_w \rho_v \cdot \left(\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\rho_l L}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (1)$$

где q_w – плотность потока влаги, α_w – коэффициент гидродинамической проводимости незамерзающих прослоек; ρ_v – плотность воды; ρ_l – плотность льда; P – гидростатическое давление; T – температура по шкале Кельвина; L – удельная теплота фазового перехода вода-лед.

Развивая это направление, экспериментально было показано [2, 3], что поток влаги из талой зоны в мерзлую при отсутствии избыточного давления пропорционален градиенту температуры. На основании этого факта было предложено использовать уравнение:

$$q_w = -K_M(U_{x=\xi+0}) \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2)$$

где $K_M(U_{x=\xi+0})$ – коэффициент термовлагопроводности мерзлой зоны, являющийся функцией влагосодержания талой зоны на границе с мерзлой.

Используя коэффициент теплопроводности мерзлой зоны, была решена задача для полугораниченной среды с однородным начальным распределением влажности и положительной температуры [4,5]. Практика исследований процессов морозного пучения мерзлых грунтов показала, что в определенных ситуациях возникает необходимость оценки морозного пучения в закрытых системах. Например, при обосновании проектов заморозки горных пород для проходки шахтных стволов в сложных гидрологических условиях. При этом внутри цилиндрического контура заморозки образуется закрытая система, внутри которой может создаваться напряженно-деформационное состояние за счет фазовых переходов воды в лед в замораживаемой горной породе и перераспределения влаги в замкнутом объеме контура замораживания. Кроме этих факторов следует учитывать возможную усадку не промерзшей породы, которая в различных горных породах будет зависеть от степени деформации скелета породы. Для глинистых пород с легкодеформируемым скелетом усадка не промерзшей зоны будет близка к количеству переместившейся влаги из талой в мерзлую породу. Для песчаных пород с жестким скелетом напротив независимо от количества переместившейся влаги усадка не промерзшей зоны будет близко к нулю.

С учетом изложенных факторов создана лабораторная установка, предназначенная для исследования характеристик влагопереноса и морозного пучения при промерзании влажных грунтов в закрытой системе. Особенностью данной установки является возможность испытаний одновременно трех идентичных образцов грунта, что обеспечивает наибольшую достоверность получаемых данных, либо трех образцов различного состава для сравнительного экспресс анализа тенденции развития пучения.

На рис. 1 схематично показана разработанная установка с одной цилиндрической кассетой 1с внутренним диаметром 50 мм и высотой 110 мм. В данной установке кассеты устанавливаются на нижний теплоизоляционный слой 2 из полимера толщиной 20 мм. Каждая кассета с образцом грунта оснащена демпферным герметичным стаканом 3 с эластичной мембраной 4, имеющей возможность свободного деформирования в процессе промораживания исследуемого образца. Стаканы с мембраной заполнены химически нейтральной незамерзающей жидкостью и через отводные рукава малого диаметра соединены с мерными емкостями, фиксирующими изменение объема жидкости в процессе морозного пучения грунта. Сверху демпферные

стаканы погружены в теплоизоляционный слой из пенополистирола 5. Кассеты через указанные теплоизоляционные слои контактируют с теплообменниками. При этом нижний теплообменник 6 является жидкостным и термостатируется с помощью криостата, а верхний теплообменник 7 является воздушным и термостатируется воздушным потоком заданной температуры. От внешней среды вся конструкция изолирована кожухом низкой теплопроводности из пенополистирола 8 и боковым жидкостным термостатированием 9.

Для контроля температурного режима промораживания образцов используются температурные датчики 10-12. С помощью датчиков 10 и 12 контролируется температура нижнего и верхнего торцов образца. Батарея термодатчиков 11 используется для контроля градиента температуры в нижнем теплоизоляционном слое.

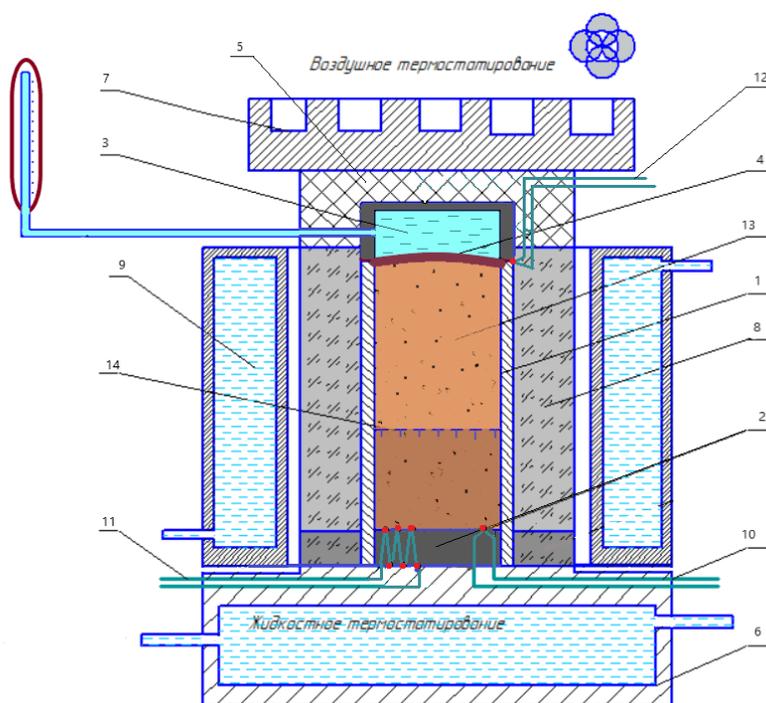


Рис. 1 – Лабораторная установка для исследования морозного пучения дисперсных грунтов в закрытой системе

1 – цилиндрическая кассета, 2 – нижний теплоизоляционный слой, 3 – демпферный стакан с мерной емкостью и эластичной мембраной 4, 5 – верхний теплоизоляционный слой, 6 – нижний жидкостный теплообменник, 7 – верхний воздушный теплообменник, 8 - боковая теплоизоляция из пенополистирола, 9 – боковое жидкостное термостатирование, 10 – термодатчик для измерения температуры нижней части образца, 11 – батарея термодатчиков для измерения перепада температуры в нижнем теплоизолирующем слое, 12 – термодатчик для измерения температуры верхней части образца, 13 – исследуемый образец, 14 – фронт промерзания

С помощью задания температуры термостатирования нижнего и верхнего теплообменников, а также подбора толщины и коэффициентов теплопроводности теплоизоляционных слоев можно в промораживаемых образцах создавать динамичное температурное поле с постоянной скоростью продвижения фронта промерзания по высоте кассеты. При этом толщина верхнего и нижнего слоев теплоизоляции

выбираются из расчета равновесного положения фронта промерзания в районе верхней границы образца. Для этого используется формула

$$(T_{\text{в}} - T_{\text{нз}}) \left(\frac{h_{\text{ив}}}{\lambda_{\text{ив}}} \right) = (T_{\text{нз}} - T_{\text{н}}) \left(\frac{h_{\text{ин}}}{\lambda_{\text{ин}}} + \frac{h_{\text{обр}}}{\lambda_{\text{обр}}} \right), \quad (3)$$

где $h_{\text{обр}}$, $h_{\text{ив}}$, $h_{\text{ин}}$ – соответственно высота образца, толщина верхнего и нижнего теплоизолирующих слоев; $\lambda_{\text{обр}}$, $\lambda_{\text{ив}}$, $\lambda_{\text{ин}}$ – соответственно коэффициент теплопроводности образца, коэффициенты теплопроводности верхнего и нижнего теплоизолирующих слоев; $T_{\text{нз}}$, $T_{\text{в}}$, $T_{\text{н}}$ – соответственно значения температуры начала замерзания воды в образце и температуры термостатирования верхнего и нижнего теплообменников по шкале Цельсия.

С учетом того, что верхний слой изоляции из пенопласта, толщиной порядка 10 мм имеет коэффициент теплопроводности 0,05 Вт/(м К), а нижний слой толщину 20 мм и коэффициент теплопроводности 0,15 Вт/(м К) при вариации коэффициента теплопроводности грунта в пределах 1 – 3 Вт/(м К) равновесное положение границы промерзания будет находиться в области демпферного стакана с вариацией не более 0,2 см. Это обеспечивает минимальный градиент температуры в непромерзшей зоне в процессе промерзания образца до половины его высоты. Разработанная методика позволяет вести промораживание образца с достаточно медленной скоростью, при которой влагосодержание в талой зоне образца успеет равномерно распределиться по высоте. На основании этого условия получены расчетные формулы для определения коэффициента термовлагопроводности мерзлой зоны K_m на различных стадиях промораживания, в которых непрерывно происходит изменения влагосодержания талой зоны за счет переноса в мерзлую и ограниченного притока влаги. Такой режим промораживания дает возможность из одного опыта получить значения K_m при различных значениях влагосодержания талой зоны на границе с фронтом промерзания.

Подготовка образцов для определения коэффициента термовлагопроводности мерзлой зоны K_m осуществляется методом формования образцов грунта заданной влажности под давлением, равным бытовому давлению на глубине отбора исходного материала.

Контроль режима промерзания с помощью термопары для измерения температуры нижней части образца 10 и батарея термопар для измерения перепада температуры в нижнем теплоизоляторе 11 позволяет в первом приближении оценить положение фронта промерзания и время окончания опыта, когда положение фронта промерзания достигнет половины высоты образца. Для этого используется формула

$$\xi = \frac{(T_{\text{н}} - T_{\text{нз}}) \cdot \lambda_{\text{обр}}}{\Delta T_{\text{н}} \cdot \lambda_{\text{ин}}} \cdot h_{\text{ин}}, \quad (4)$$

где $\Delta T_{\text{н}}$ – перепад температуры в нижнем теплоизоляционном слое.

После окончания проведения опыта образец извлекают из обоймы, разрезают вдоль вертикальной оси, измеряют фактическую толщину промерзшего слоя и исследуют его криогенную текстуру. Мерзлая и талая зоны разрезаются через 5-10 мм параллельно фронту промерзания и производится послойное определение влагосодержания грунта методом термостатной сушки. На рис. 2 представлено типичное распределение влагосодержания в промороженном до половины высоты образце.

Расчетные формулы для определения коэффициента термовлагопроводности мерзлой зоны K_m имеют вид:

$$W_{mi} = \frac{K_M \frac{\partial T}{\partial x}}{\frac{d\xi}{d\tau} \rho_{ск}} + W_{Ti}, \quad (5)$$

$$W_{Ti} = \left(\frac{W_{обр} \cdot m_{обр}}{1+W_{обр}} - \sum_1^{n_m} \frac{W_{mi} \cdot m_{mi}}{1+W_{mi}} \right) / \sum_{n_m+1}^{n_k} m_{ci}, \quad (6)$$

$$K_{Mi} = \frac{(W_{mi}-W_{Ti}) \cdot \frac{d\xi}{d\tau} \cdot \rho_{ск}}{\frac{\partial T}{\partial x}} = \frac{(W_{mi}-W_{Ti}) \rho_{ск}}{(T_{нз}-T_{н}) \cdot \tau_{п}} \cdot \xi_{п}^2. \quad (7)$$

где $W_{обр}$ – исходное влагосодержание образца, W_{mi} – влагосодержание i -го слоя в мерзлой зоне; W_{Ti} – влагосодержание i -го слоя в талой зоне; m – масса образца, кг; m_{mi} – масса i -го слоя в мерзлой зоне, кг; m_{ci} – масса i -го слоя в талой зоне, кг; n_k – общее число слоев разделки образца; n_m – число слоев разделки образца в мерзлой зоне; ξ – текущая координата фронта промерзания, м; $\xi_{п}$ – координата фронта промерзания в конце промораживания, м; $\rho_{ск}$ – плотность скелета грунта, кг/м³; $\tau_{п}$ – время промораживания образца, с; $\partial T/\partial x$ – градиент температуры в мерзлой зоне, °C/м; $d\xi/d\tau$ – скорость продвижения фронта промерзания, м/с; K_{Mi} – коэффициент термовлагопроводности мерзлой зоны i -го слоя, кг/(К·м·с).

Кроме данных по коэффициенту термовлагопроводности мерзлой зоны на разработанной установке фиксируются данные по фактической деформации промороженного грунта в закрытой системе с помощью демпферного стакана с мерной емкостью. Используя данные по перераспределению влаги после частичного промерзания образца, а также дополнительные данные по количеству незамерзшей воды в промерзшей зоне образца можно дифференцированно оценить деформацию морозного пучения промерзшей части и усадку непромерзшей частей образца. Такие данные являются необходимыми при оценке напряженно-деформированного состояния внутри цилиндрического контура заморозки горных пород для проходки шахтных стволов с применением искусственного замораживания.

С помощью разработанной методики проведены опыты по определению коэффициентов термовлагопроводности мерзлой зоны K_M горных пород, отобранных при инженерных изысканиях для обоснования проектов проходки шахтных стволов с применением искусственного замораживания.

На рис. 2 представлено распределение влагосодержания в меле писчем после его промораживания в закрытой системе. Промораживание проводилось с постоянным градиентом температуры 100 °C/м в течение 8 ч, после которого толщина мерзлой зоны достигла 0,05 м. Обработка результатов по представленной методике позволила рассчитать коэффициенты термовлагопроводности мерзлой зоны K_M мела писчего в диапазоне изменения влагосодержания на границе зон в пределах от 0,24 до 0,22 кг/кг. Изменения K_M в указанном диапазоне влагосодержания составили $1,7 \pm 0,85 \times 10^{-6}$ кг/(К·м·с)..

Анализ полученных результатов с учетом данных по зависимости количества незамерзшей воды от температуры, исходных значений влагосодержания и плотности исследуемой породы показывает, что фактическая деформация морозного пучения, промерзающих в закрытом режиме горных пород складывается с нескольких составляющих в соответствии с уравнением

$$E_{п\sigma} = 0,09 \frac{\rho_{ск}}{\rho_{в}} (W_0 - W_{н}) + \frac{\rho_{ск}}{\rho_{л}} (\Delta W_M) - \frac{l_t}{l_m} \frac{\rho_{ск}}{\rho_{в}} (W_0 - W_t) k_y, \quad (8)$$

где W_0 – исходное влагосодержание, соответствующее полному влагонасыщению; W_n – среднее количество незамерзшей воды в мерзлой зоне; ΔW_m – среднее увеличение влагосодержания в мерзлой зоне за счет массопереноса при промерзании; W_t – среднее влагосодержания в талой зоне; $\rho_{ск}$, ρ_v и ρ_l – соответственно плотности скелета горной породы, воды и льда; l_m и l_t – соответственно значения толщины мерзлой и талой зон; k_y – коэффициент усадки талой зоны.

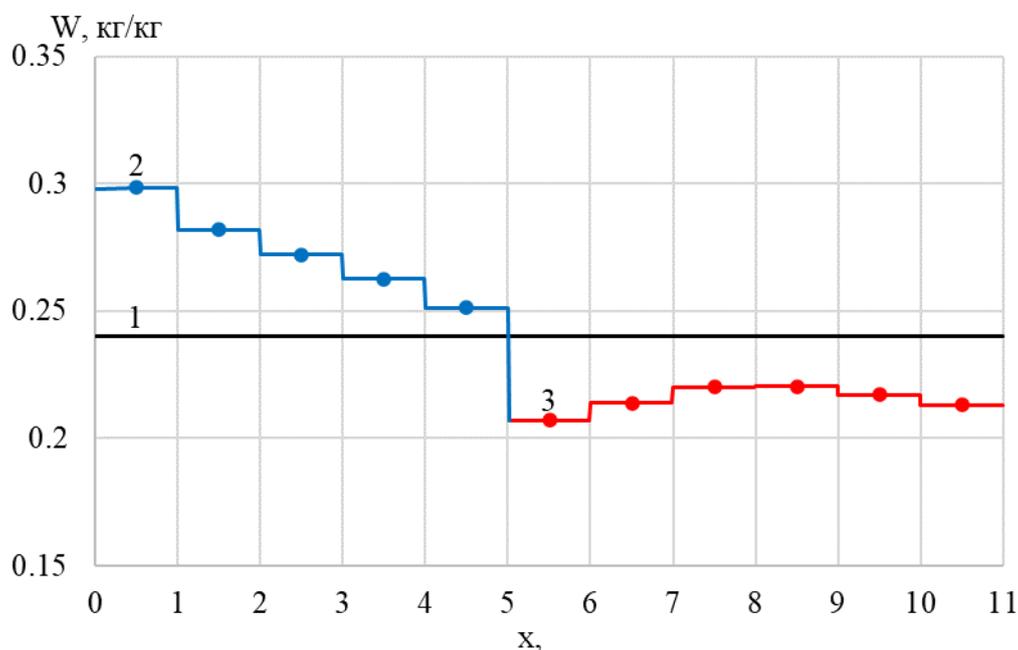


Рис. 2 – Распределение влагосодержания в образце мела писчего, замороженного в закрытой системе: 1 – исходное распределение влагосодержания 2 – распределение влагосодержания в мерзлой зоне, 3 – распределение влагосодержания в талой зоне

Первая составляющая в уравнении (8) определяется образующейся льдистостью горной породы, которая зависит от исходного влагосодержания, плотности скелета породы и среднего количества незамерзшей воды в мерзлой. Вторая составляющая зависит от увеличения влагосодержания в мерзлой зоне за счет массопереноса при промерзании. Для расчета этой составляющей необходимо решить задачу массопереноса с учетом динамики температурного поля и характеристик переноса влаги в промерзающей породе. Третья составляющая зависит от усадки талой зоны, определяемой изменением влагосодержания в талой зоне за счет миграции влаги в мерзлую зону, и коэффициентом усадки талой зоны, зависящим от деформационных характеристик скелета породы при положительной температуре. Первые две составляющие морозного пучения, как правило, вносят положительный вклад в результирующую величину морозного пучения, третья составляющая напротив вносит отрицательный вклад. Для пород с лекодеформируемым скелетом, таких как глинистые, лессовые породы и мел с коэффициентом усадки талой зоны близким к 1, усадка будет максимальной и существенно может снизить фактическую деформацию морозного пучения.

Оценочные расчеты, выполненные по формуле (8), с учетом данных по зависимости количества незамерзшей воды от температуры, исходных значений влагосодержания и плотности мела писчего показали, что вклад в суммарную

величину первой составляющей равен 0,029, для второй составляющей – 0,061 и третьей составляющей – -0,054. В итоге суммарная величина пучения мела писчего при промораживании в закрытой системе равна 0,036. При этом фактическая деформация замороженного на величину 5 см образца в закрытой системе, определенная с помощью демпферного стакана, составила 3,0 см³, что соответствует относительной величине морозного пучения 0,03. Следует отметить, что на величину морозного пучения может оказывать влияние заземленного в порах воздуха. Поэтому фактическая величина морозного пучения чаще всего может быть несколько ниже ожидаемой.

В таблице 1 представлены данные по характеристикам морозного пучения в закрытой системе горных пород, исследованных по разработанной методике.

Таблица 1 – Пучинистые свойства горных пород

| горная порода | плотность кг/м ³ | Влаго- содержание, кг/кг | K_m , кг/(К·м·с) 10 ⁻⁶ | E_l | E_m | E_y | $E_{п\Sigma}$ |
|---------------|--------------------------------|--------------------------------|---|-------|-------|--------|---------------|
| песок | 2230 | 0,138 | 0,31 | 0,018 | 0,015 | -0,013 | 0,020 |
| алеврит | 2110 | 0,167 | 0,56 | 0,025 | 0,027 | -0,024 | 0,028 |
| супесь | 2110 | 0,170 | 0,83 | 0,026 | 0,040 | -0,031 | 0,035 |
| мел писчий | 2010 | 0,240 | 1,27 | 0,029 | 0,061 | -0,054 | 0,036 |
| глина | 2040 | 0,260 | 0,67 | 0,025 | 0,032 | -0,033 | 0,024 |

где E_l - составляющая морозного пучения за счет льдистости горной породы, E_m - составляющая морозного пучения за счет миграции влаги, E_y - составляющая за счет усадки обезвоживаемой талой зоны, $E_{п\Sigma}$ - суммарная величина морозного пучения образца, замороженного в закрытой системе.

Литература

1. Дерягин, Б.В. Течение незамерзающих прослоек воды и морозное разрушение пористых тел / Дерягин Б.В, Чураев Н.В. // Коллоид. журн. – 1980. – Т.42. - № 5. – С. 842-852.
2. Бровка, Г.П. Термокristализационное течение тонких прослоек незамерзающей воды / Бровка Г.П, Дедюля И.В., Чураев Н.В. // Коллоид. Журн. – 1990. – Т. 52. - № 2. – С. 345 – 348.
3. Бровка Г.П. К вопросу о характеристиках массопереноса при промерзании торфа / Бровка Г.П., Дедюля И.В., Лиштван И.И., Чураев Н.В. // Сборник научных трудов Всесоюзной конференции «Криология почв». – Пушкино, 1991. – С. 51-56.
4. Бровка, Г.П. Тепло- и массоперенос в природных дисперсных системах при промерзании / Бровка Г.П. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 191 с.
5. Агутин, К. А. Установка для комплексного исследования криогенного пучения и процессов тепло- и массопереноса в промерзающих грунтах / Агутин К. А., Бровка Г. П., Романенко И. И. // Природопользование. Вып. 20. –2011. – С. 129-133.

ВЛИЯНИЕ ГАЗОВОЙ КОМПОНЕНТЫ НА СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ДИНАМИКА ЕЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

Собин Р.В¹, Карпенко Ф.С.²

¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва,
Россия; rsobin@yandex.ru

²Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

Наличие газовой компоненты является важной особенностью строения мерзлых грунтов, которая при инженерных изысканиях в настоящее время практически не изучается лабораторными методами. В результате исследований выявлено, что выделение газов начинается уже при незначительных изменениях температуры мерзлых грунтов. Действие внешних нагрузок снижает температуру начала газовыделения и влияет на его динамику при изменении температуры. Прочностные характеристики мерзлых грунтов после газовыделения изменяются в зависимости от отрицательной температуры и величины объемного сжимающего давления.

INFLUENCE OF THE GAS COMPONENT ON THE PROPERTIES OF FROZEN SOILS AND THE DYNAMICS OF ITS RELEASE WITH TEMPERATURE CHANGES

Sobin R.V.¹, Karpenko F.S.²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *rsobin@yandex.ru*

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

The presence of the gas component is an important feature of the structure of frozen soils, which is currently practically not studied by laboratory methods in engineering surveys. As a result of the research, it was revealed that the release of gases begins even with slight changes in the temperature of frozen soils. The action of external loads reduces the temperature of the onset of gas evolution and affects its dynamics with temperature changes. The strength characteristics of frozen soils after gas release vary depending on the negative temperature and the magnitude of the volumetric compressive pressure.

Масштабное освоение арктического региона инициирует и активизирует различные геокриологические процессы и явления. Они оказывают негативное влияние на экологическую обстановку, условия проживания людей и производственные объекты. Проблема активизации геокриологических процессов под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека, а также общего изменения климата, требует всестороннего изучения.

Общеизвестно, что многолетнемерзлые грунты арктических районов являются многокомпонентными системами, в которых помимо минерального скелета, могут находиться лед, вода в жидком состоянии (незамерзшая вода), растворенные соли и газовые включения. Каждый из компонентов является важным элементом структур грунтов, во многом определяющим их свойства. Все компоненты и их влияние на свойства грунтов всесторонне изучаются. Однако, как для талых, так и для мерзлых грунтов закономерности влияния содержания газовой составляющей и особенности ее взаимодействия с твердой и жидкой фазами грунта остаются недостаточно изученными.

Многолетнемерзлые грунты традиционно рассматриваются как относительно стабильные образования, сложенные в основном минеральными частицами, дополнительно сцементированными льдом при замерзании. Общепринято считать, что изменение свойств мерзлых грунтов происходит при переходе из мерзлого фазового состояния в талое. В интервалах температур ниже температур замерзания–оттаивания свойства мерзлых грунтов считаются практически неизменными. Такой подход определяет направления исследований свойств мерзлых грунтов при инженерно-геологических изысканиях – испытания проводятся в условиях сохранения естественной температуры и при оттаивании.

В то же время накоплено множество фактов, показывающих, что такой подход не всегда позволяет дать полную характеристику свойств мерзлых грунтов и достоверно обосновать прогноз их изменения при строительстве и эксплуатации сооружений. Особенно актуальным это становится в настоящее время, характеризующееся

изменением геокриологических условий в результате климатических изменений и возрастающих техногенных нагрузок при активизации хозяйственной деятельности в арктическом регионе.

При изменении природных условий под действием внешних факторов, в первую очередь, изменений температуры и напряженного состояния, «законсервированные» в мерзлом состоянии газовые включения, могут приобрести решающую роль в формировании несущей способности оснований сооружений. Глобальные изменения геокриологических условий, происходящие в настоящее время, приводят к активизации процессов выделений заключенных в мерзлых грунтах газов. Результатом растепления грунтов и газовыделения являются участвовавшие в последнее время взрывные процессы, сопровождающиеся разбросом грунта и формированием воронок или кратеров (наиболее известный – "Ямальский кратер"), обрушения берегов и склонов, солифлюкционные и другие процессы и явления.

Эти процессы являются важнейшими факторами риска и вносят дополнительные сложности для проектирования и эксплуатации инженерных сооружений, поэтому исследование газовой составляющей и ее роли в поведении мерзлых грунтов при оттаивании очень важно. Для того чтобы разобраться в данном вопросе и понять природу этих процессов авторы провели ряд исследований, которые помогли раскрыть основные закономерности влияния газовой составляющей на свойства мерзлых грунтов.

Были выполнены экспериментальные исследования, которые позволили оценить объемы и величину давления выделившихся газов, физические свойства грунтов и их механические свойства (деформируемость, прочность) при различных температурах и напряженных состояниях.

Исследование влияния газовых включений на прочностные свойства мерзлых грунтов проводилось методом недренированного сдвига в соответствии со стандартом ИГЭ РАН СТО 93.020-2013/7 «Лабораторные испытания дисперсных грунтов методом недренированного одноплоскостного среза с замером порового давления».

В качестве объекта исследований были использованы образцы мерзлых суглинистых грунтов активно осваиваемого берега Байдарацкой губы, строение которого типично для толщ многолетнемерзлых грунтов севера Западной Сибири. По данным полевых и лабораторных исследований данных грунтов было установлено широкое распространение внутримерзлотных газовых скоплений, имеющих преимущественно биохимический генезис.

Характерной особенностью грунтов является неполная водо-(льдо)насыщенность - коэффициент водонасыщения для суглинков составляет 0.91–0.97, то есть все эти грунты содержат в своем составе газовую компоненту. Температура начала замерзания – оттаивания для суглинков равна -3°C .

Оценка реакции газосодержащих мерзлых грунтов на возможные изменения геокриологических условий основана на результатах исследований динамики газовыделения в них при изменении термобарических условий (изменении температуры и напряженного состояния). Газовыделение в грунтах исследовалось в диапазоне температур от -10°C до $+20^{\circ}\text{C}$, с шагом изменения температур один градус. Диапазон температур был выбран на основе данных многолетних наблюдений [7]. Испытания проводились в условиях свободного газовыделения, при отсутствии сжимающих нагрузок, и под действием объемного сжимающего давления величиной в 0.05, 0.1 и 0.2 МПа.

Результаты исследований графически представлены на рис. 1 – 3.

На рис. 1 показана зависимость удельного объема выделившегося газа от температуры для суглинков при изменении напряженного состояния грунта. Свободное

газовыделение при отсутствии внешних сжимающих нагрузок в глинистых грунтах начинается при -5°C , пик наступает при отрицательных температурах -2°C , затем интенсивность газовыделения сокращается до полного прекращения выделения газовой компоненты при $+4^{\circ}\text{C}$.

Характер выделения газов в грунтах зависит от их напряженного состояния. Под действием сжимающих нагрузок снижается температура начала газовыделения, также меняется динамика этого процесса, при этом общий удельный объем выделяющихся газов остается неизменным.

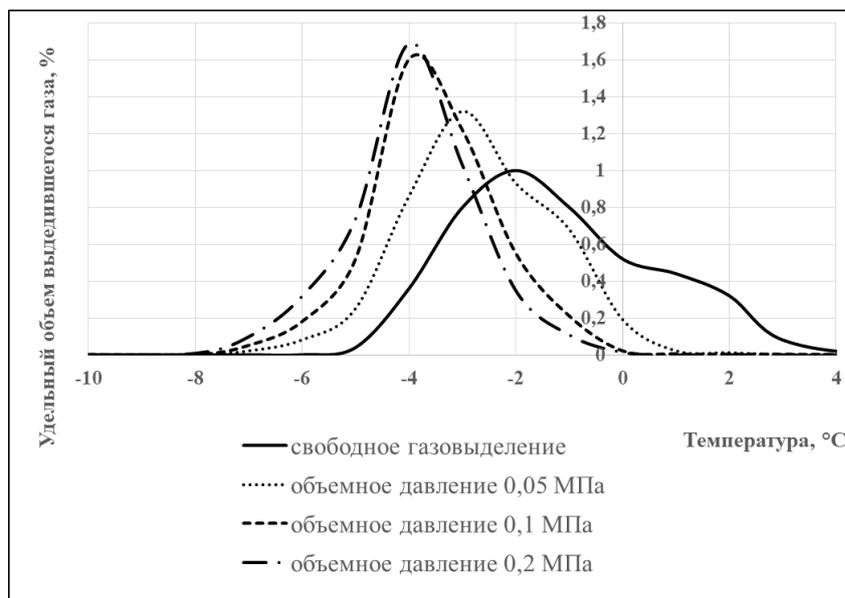


Рисунок 1 – Зависимость удельного объема выделившегося газа от температуры для суглинков при изменении напряженного состояния грунта

Выделения газов в мерзлых грунтах приводит к закономерному изменению их строения. В результате газовыделения, при росте температуры под действием сжимающих нагрузок происходит увеличение плотности и степени водо-(льдо)насыщения и снижение пористости грунтов.

Изменение строения мерзлых грунтов происходит в соответствии с динамикой выделения газов в них. Характер изменения строения суглинков зависит от температуры и напряженного состояния. Интенсивность процесса увеличивается с ростом температуры и увеличением сжимающего давления. Этот фактор необходимо учитывать при планировании хозяйственной деятельности, так как в реальных условиях эти процессы могут приводить к просадкам грунтов и связанных с ними деформациями сооружений.

Изменение строения мерзлых грунтов в результате газовыделения в них вызывает изменение их механических свойств, деформируемости и прочности.

Полученные данные показывают, что газовыделение в мерзлых грунтах при повышении температуры приводит к снижению показателей их деформационных и прочностных свойств, так называемой деградации свойств, при этом характер и интенсивность этого процесса зависит от напряженного состояния, в котором находится грунт.

В условиях свободного газовыделения происходит закономерное снижение прочности суглинков (рис. 2,3), соответствующее изменениям их строения. Снижение

прочности грунтов начинается при повышении их температуры до -5°C , при которой начинается процесс газовыделения.

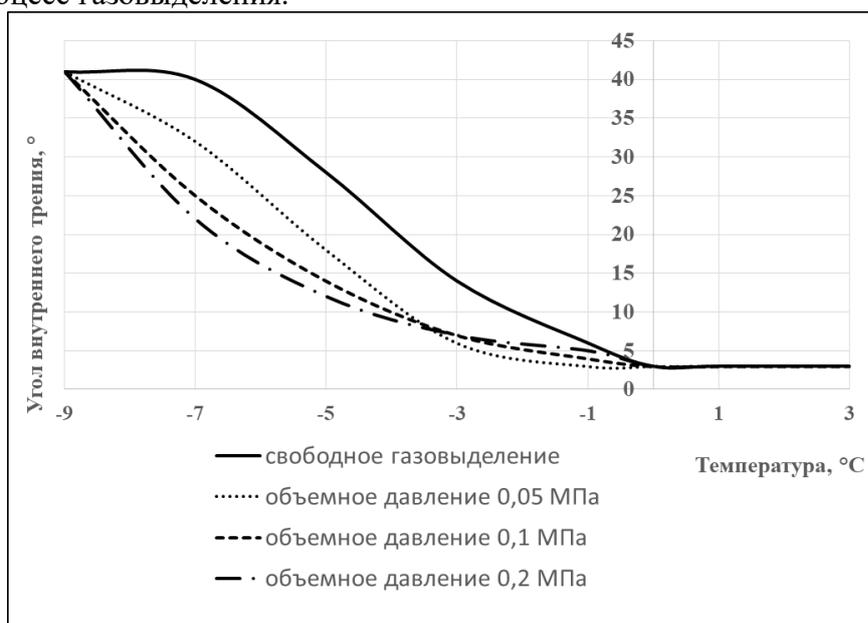


Рисунок 2 – Изменение прочности (угла внутреннего трения) суглинков при газовыделении

При дальнейшем увеличении температуры интенсивность деградации прочностных свойств нарастает, и при температурах $-2-3^{\circ}\text{C}$ для суглинков, при которых активность процесса выделения газов достигает своего максимума, величины показателей прочностных свойств, угла внутреннего трения φ и сцепления C , снижаются до минимальных значений.

Приведенные результаты показывают, что газовыделение из мерзлых грунтов в условиях свободного оттаивания без нагрузки приводит к разуплотнению и соответствующему снижению прочности мерзлых грунтов и их практическому разупрочнению при достижении температуры $+3^{\circ}\text{C}$ и выше.

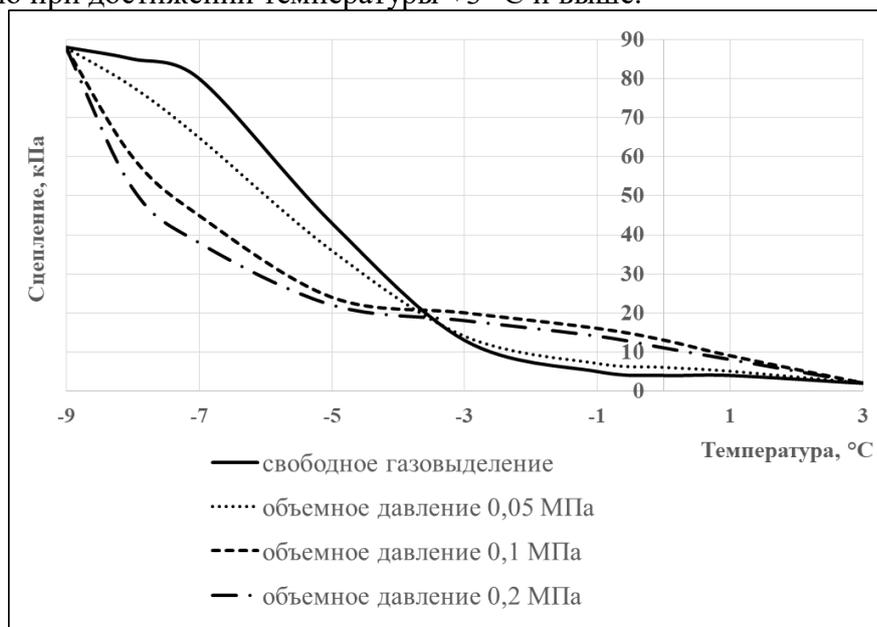


Рисунок 3 – Изменение прочности (сцепления) суглинков при газовыделении

В условиях действия сжимающих нагрузок газовыделение и вызванное им изменение строения мерзлых грунтов начинаются при более низких температурах и имеют отличный, по сравнению со свободным газовыделением, характер протекания. Важной их особенностью является то, что при газовыделении под действием нагрузок при отрицательных температурах, ниже температур замерзания–оттаивания, происходит уплотнение грунтов, снижение их пористости. Изменение механических свойств грунтов в этих условиях происходит в полном соответствии с динамикой газовыделения и изменения их строения.

Наиболее интенсивное снижение показателей деформационных свойств грунтов (модуля деформации) при газовыделении под действием сжимающих нагрузок происходит в диапазоне температур от -7°C до -4°C , при дальнейшем повышении температуры снижение величины модуля деформации происходит более равномерно и плавно. Величина модуля деформации при одной и той же температуре зависит от величины сжимающего давления, при котором происходит газовыделение, что вызвано тем, что при больших давлениях происходит более интенсивное уплотнение грунта.

Характер изменения прочностных свойств грунтов так же определяется динамикой газовыделения и изменения их строения. Под действием нагрузок снижение величины угла внутреннего трения и сцепления начинается при температурах от -8°C до -7°C и наиболее активно протекает до температуры -5°C , при этом интенсивность деградации прочности зависит от величины сжимающей нагрузки. Степень снижения величины угла внутреннего трения понижается, а сцепления – увеличивается при увеличении объемного давления на грунт. Повышение температуры и выделение газовых включений в этих условиях приводит к дальнейшей деградации прочности грунтов, но динамика этого процесса имеет сложный неравномерный характер.

Результаты проведенных исследований показывают, что наличие газовых включений оказывает существенное влияние на строение и свойства мерзлых грунтов при изменении геокриологических условий. Повышение температуры грунтов инициирует начало выделение газов в них, причем этот процесс начинается и наиболее активно протекает уже при незначительных изменениях температуры, не превышающих температуры замерзания–оттаивания, в условиях, при которых грунт в целом остается в мерзлом фазовом состоянии, характерном для современного состояния криолитозоны. Газовыделение в мерзлых грунтах приводит к закономерному изменению их строения и деградации прочностных и деформационных свойств. Характер и динамика таких изменений зависят как от внешних условий, температуры и напряженного состояния грунта, так и от его состава, внутреннего строения и свойств.

Подводя итог сказанному, можно отметить, что выполненные исследования позволяют дать оценку и прогноз поведения грунта в результате изменения геокриологических условий и напряженного состояния. Для предотвращения дополнительных деформаций сооружений и обеспечения экологической безопасности полученные данные необходимо обязательно учитывать при проектировании сооружений.

Литература

1. Богдавленский В.И. Выбросы газа из криолитозоны полуострова Ямал // Бурение и нефть. №7-8 (163-164) июль-август 2015.
2. Перлова Е.В. Особенности газосодержания многолетнемерзлых пород на примере северо-западной части п-ва Ямал, Дисс. на соискание звания канд. г.-м. н. М., МГУ, 2001. 178 с.
3. Ривкин Ф.М. О распределении метана в мерзлых породах на территории Бованенковского газоконденсатного месторождения на полуострове Ямал. В сб.: «Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике», Новосибирск: Наука, 1997. с. 168-173.

4. Чувиллин Е.М., Перлова Е.В., Дубиняк Д.В. Экспериментальное моделирование условий существования газовых гидратов в морских отложениях п-ова Ямал. В сб. Материалы Второй конференции геокриологов России, т. 1. М. 2001. с. 169-173.

5. Якушев В.С. Состав, строение и свойства мерзлых гидратонасыщенных отложений. Дисс. на соискание звания канд. г.-м. н. М. МГУ. 1991. 132 с.

6. Sergeev D., Khimenkov A., Tipenko G., Vlasov A., Cauquil E., Green E., Dauboin P., Stanilovskaya J., Mnushkin M. Yamal Craters: State of Knowledge and Wished In-situ Investigations. XI. International Conference on Permafrost 20 – 24 June 2016. Potsdam. Germany p. 997.

7. Vladislav Isaev, Andrey Koshurnikov, Andrey Pogorelov, Ruslan Amangurov, Oleg Podchasov, Dmytry Sergeev, Arata Kioka. Field investigation and laboratory analyses; Baydaratskaya bay. 2017.

РЕЗУЛЬТАТЫ МЕХАНИЧЕСКИХ ИСПЫТАНИЙ ЛЬДА И МЁРЗЛОГО ГРУНТА

**Фролов Д.М.¹, Ржаницын Г.А.¹, Сократов С.А.¹, Кошурников А.В.¹,
Гагарин В.Е.¹, Колобова Е.А.**

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; *denisfrolovm@mail.ru*

В работе представлены результаты механических испытания на одноосное сжатие и шариковым штампом мёрзлого грунта и льда. Испытания производились в холодном помещении географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Материалом образцов для испытаний являлись лёд, водонасыщенный замороженный песок и каолиновая глина. Скорость деформации при испытаниях составляла около 2-4 мм/минуту. Полученная в результате испытаний моментальная прочность образцов согласовалась с приведёнными в литературе полученными ранее данными.

RESULTS OF THE MECHANICAL TESTS OF ICE AND FROZEN GROUND

Frolov D.M.¹, Rzhanitsyn G.A.¹, Sokratov S.A.¹, Koshurnikov A.V.¹, Gagarin V.E.¹
¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *denisfrolovm@mail.ru*

The paper presents the results of mechanical testing for uniaxial compression and ball stamp of ice and frozen ground. The tests were carried out in the cold room of the Geography Faculty of Lomonosov Moscow State University. The test samples were ice, water-saturated frozen sand and kaolin clay. The strain rate during the tests was about 2-4 mm/minute. The instantaneous strength of the samples obtained as a result of the tests was consistent with the previously obtained data given in the literature.

Механические свойства грунта принципиально важны для его бурения, а также для обеспечения устойчивости конструкций и сооружений с фундаментом на нём. В работе представлены результаты испытания на одноосное сжатие мёрзлого грунта. Испытания производились в холодном помещении географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на оборудовании «АСИС» компании Геотек (Россия). Материалом образцов для испытаний являлись водонасыщенный замороженный песок и каолиновая глина массовой влажностью 120%. Вид образца замороженной каолиновой глины с массовой влажностью 120% после испытания на одноосное сжатие приведён на рисунке 1. Скорость деформации при испытаниях составляла 2-4 мм/минуту. Образец замороженной глины испытывал в результате пластическое разрушение (рисунок 1, 2).



Рис. 1. Вид образца замороженной каолиновой глины с массовой влажностью 120% после испытания на одноосное сжатие.

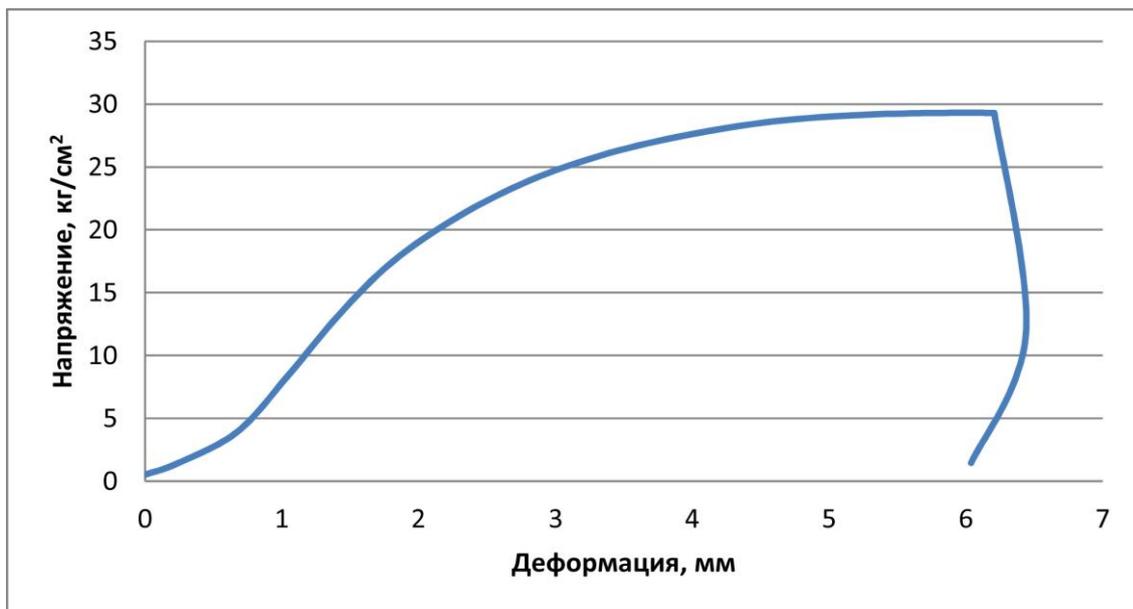


Рис. 2. Результат испытания на одноосное сжатие мёрзлой каолиновой глины массовой влажностью 120% со скоростью деформации 2 мм/мин.

Для образца замороженного песка происходила почти упругая деформация, так как для пластического разрушения не хватало предельно допустимой нагрузки прибора (рисунок 3).

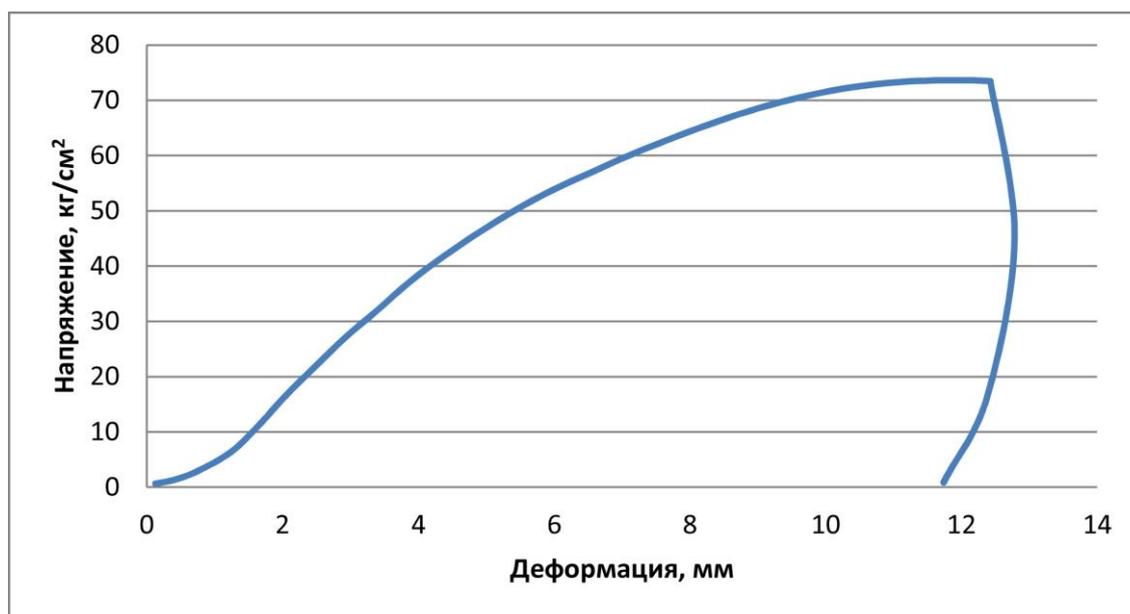


Рис. 3. Результат испытания на одноосное сжатие замороженного песка максимального водонасыщения со скоростью деформации 2 мм/мин.

Общая конечная деформация образца мёрзлого песка и каолиновой глины составила около 5% для песка и 20% для глины от исходного размера. Полученная в результате испытаний моментальная прочность образцов 29 кг/см² для глины и 75 кг/см² для песка согласуется с приведёнными в Таблице 1 полученными ранее данными [2].

Таблица 1. Прочность мерзлых грунтов при одноосном сжатии (из [2]).

| Грунт | Вл.,% | σ, кг/см ² , при времени действия нагрузки | | | | | | |
|----------|-------|---|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| | | 1 мин | 10 мин | 30 мин | 1 час | 8 час | 24 час | 50 лет |
| Песок | 27 | 80,4 | 30,1 | 21,8 | 18,5 | 12,6 | 10,8 | 4,7 |
| | 22 | 88,2 | 37,6 | 27,8 | 23,8 | 16,5 | 14,2 | 6,3 |
| Суглинок | 26 | 38,8 | 23,6 | 19,1 | 17,0 | 12,6 | 11,1 | 5,7 |
| | 22 | 36,2 | 26,1 | 22,2 | 20,1 | 15,8 | 14,2 | 7,4 |

При скорости деформации 4 мм/минуту графики зависимости напряжения от деформации для глины с влажностью 120% и водонасыщенного песка были как на рисунках 4 и 5.

Механические свойства льда, такие как сопротивление сжатию, также существенно важны для технологии ледового бурения, а также для обеспечения устойчивости конструкций северных морских портов, платформ, судов и другой инфраструктуры, такой как маяки и т.д. (подробнее в книге Лосета и др. [1]). Подготовленные образцы пресноводного льда имели высоту около 8 см и ширину 7 см. Его готовили в холодильной камере методом однонаправленного замораживания. В ходе экспериментальных испытаний скорость деформации давлением была установлена от 0,01 до 0,06 мин⁻¹ для пластичного и хрупкого разрушения при сжатии. Пластичное разрушение образца льда при сжатии происходило во время экспериментальных испытаний при максимальном давлении около 2500 кПа. Общая конечная деформация образца льда составила около 33% от достигнутого начального размера. Хрупкое разрушение образца льда при сжатии происходило во время экспериментального исследования при максимальном давлении около 1100 и 300 кПа, приложенном вдоль вертикальных осей с и базальных линий соответственно. Также изменение долгосрочного эквивалентного сцепления пресноводного и рассольного льда

(Seq) было измерено с помощью теста шариковым штампом. Кристаллическая структура приготовленных образцов из пресноводного льда и рассольного льда исследовалась в поляризованном свете. Также производились испытания шариковым штампом образцов уплотнённого снега по определению его эквивалентного сцепления.

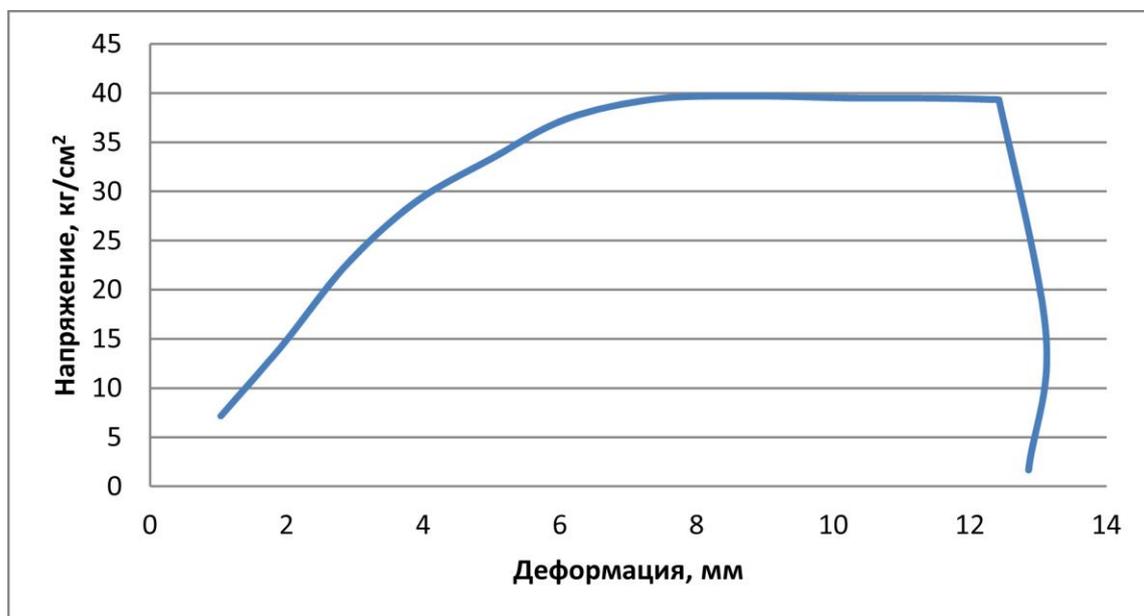


Рис. 4. Результат испытания на одноосное сжатие мёрзлой каолиновой глины массовой влажностью 120% со скоростью деформации 4 мм/мин.

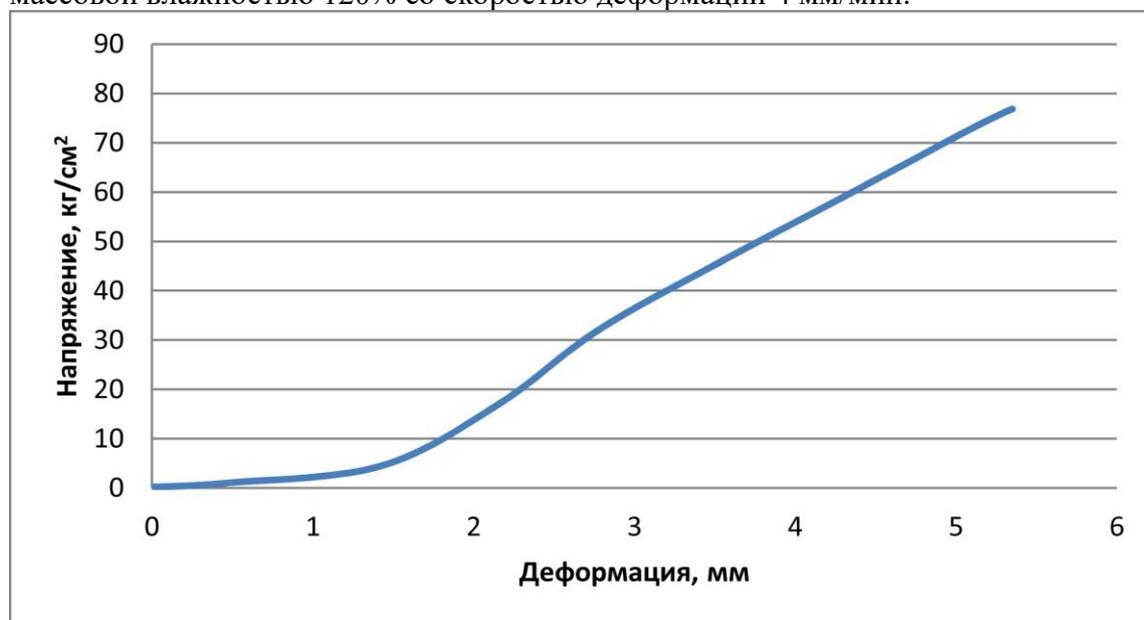


Рис. 5. Результат испытания на одноосное сжатие замороженного песка максимального водонасыщения со скоростью деформации 4 мм/мин.

Для исследования сопротивления льда давлению проводились эксперименты в холодной комнате географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова на оборудовании НИИ "Геотек" (Россия) (рис. 6).

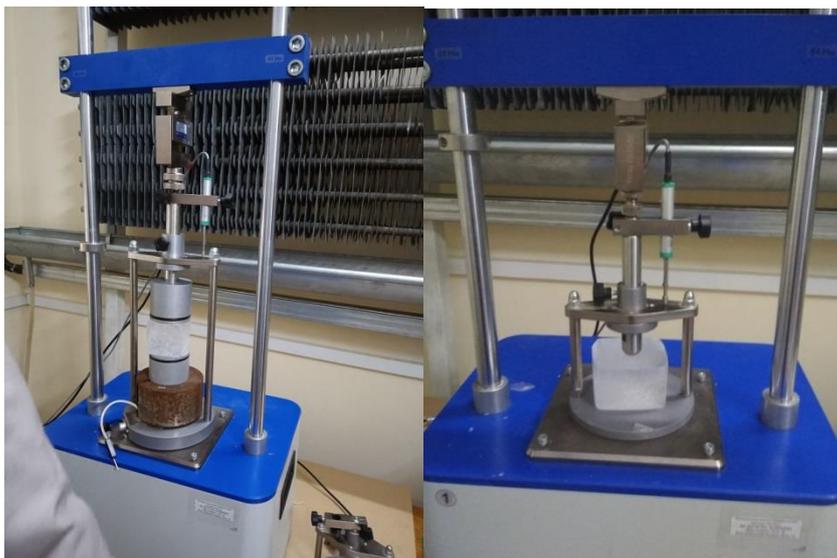


Рис 6. Экспериментальная установка в холодильной камере для испытаний по давлению льда и шарикового штампа.

Испытания механических свойств льда проводились на пластичное и хрупкое разрушение при сжатии в соответствии с [3, 4], который предлагает следующую диаграмму, иллюстрирующую переход от пластичного разрушения к хрупкому (рис. 7).

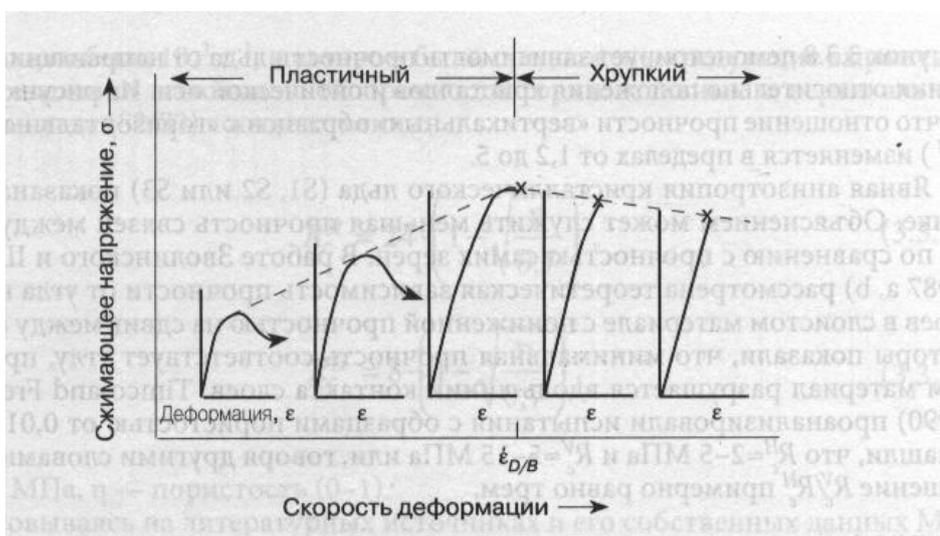


Рис. 7. Диаграмма для иллюстрации перехода от пластичного разрушения к хрупкому при сжатии. Эти кривые показывают гипотетические компрессионные кривые напряженно-деформированного состояния при прогрессивно возрастающих скоростях деформации, перепечатанные из работ [3, 4].

Для эксперимента были приготовлены образцы пресноводного льда примерно 8 см высотой и 7 см шириной. Его готовили в холодном помещении методом однонаправленного замораживания. В ходе экспериментов задавалась скорость деформирования от 0,01 до 0,06 мин⁻¹ для пластического и хрупкого разрушения при сжатии.

В ходе эксперимента при максимальном давлении около 2500 кПа происходило пластическое сжатие образца льда. Общая конечная деформация образца льда составила около 33% от достигнутого исходного размера.

Прочность при испытании пластичным давлением в эксперименте сначала поднималась до 2500 кПа, затем падала и шла под давлением около 1200 кПа.

Хрупкое разрушение образца льда при сжатии происходило во время экспериментальных испытаний при максимальном давлении около 1100 и 300 кПа, приложенном соответственно вдоль вертикальных осей с и базальных линий (рис. 8).

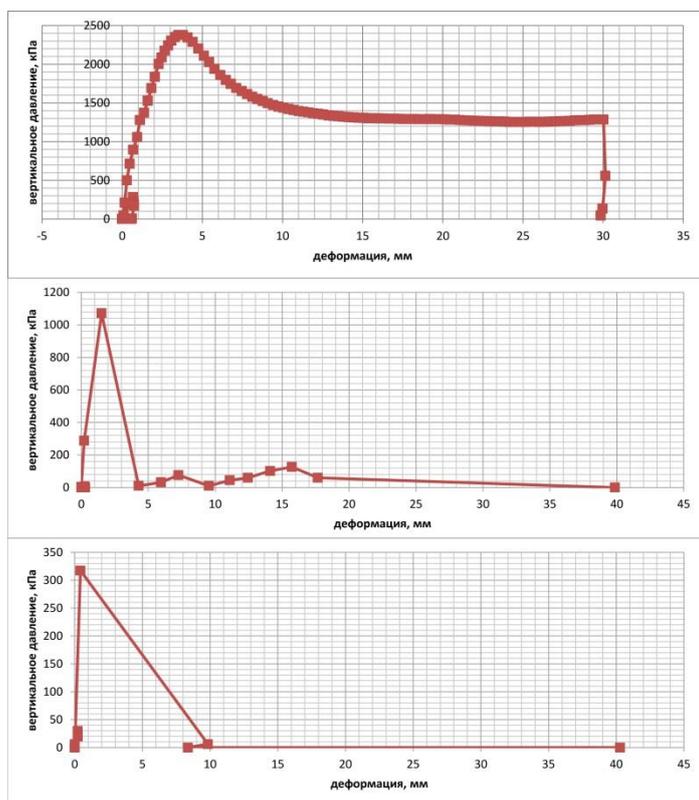


Рис. 8. Графики зависимости вертикального давления от деформации в экспериментах по пластичному и хрупкому разрушению при сжатии

Кроме того, изменение долговременного эквивалентного сцепления пресноводного и рассольного льда (Seq) было измерено с помощью теста шарикового штампа (проиллюстрировано на рис. 9).

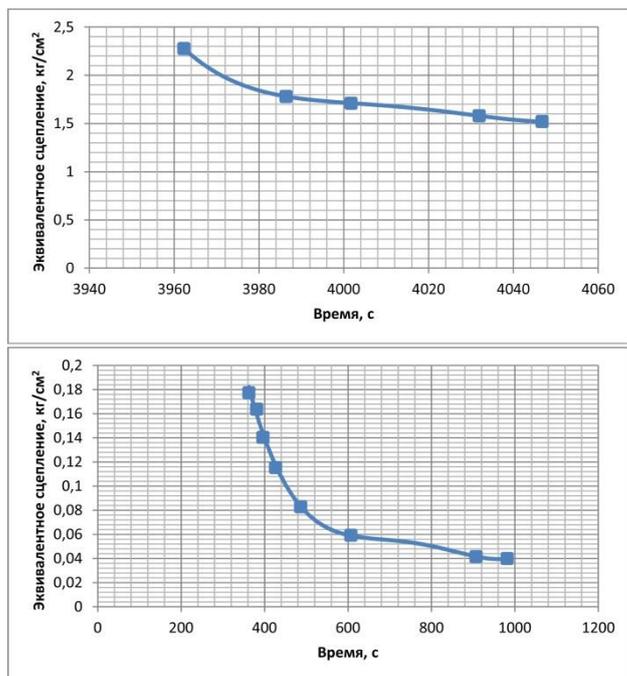


Рис. 9. Изменение долговременного эквивалентного сцепления пресноводного и рассольного льда (Seq).

Кристаллическая структура подготовленных образцов из пресноводного и рассольного льда изучалась в поляризованном свете (рис. 10).

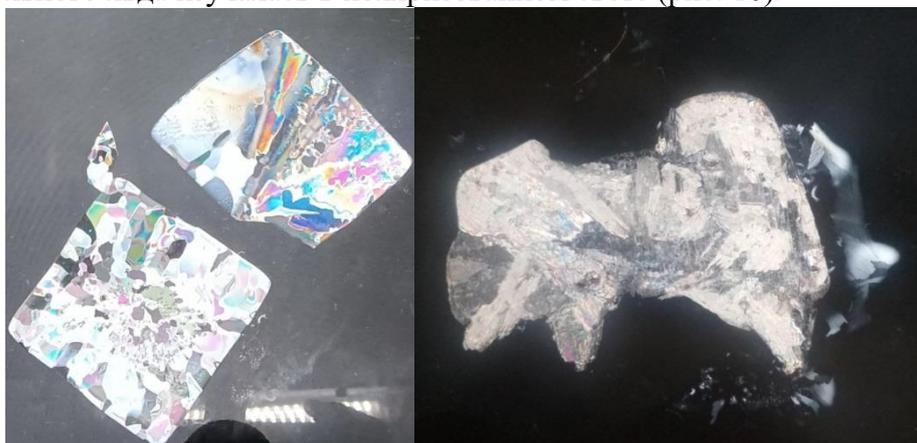


Рис . 10. Кристаллическая структура подготовленных образцов из пресноводного льда и рассольного льда

Изменение эквивалентного сцепления для образца снега во времени с начальной плотностью 280 кг/м^3 после уплотнения давлением в $0,5 \text{ атм.}$ в течение 20 мин можно видеть на рис. 11.

Обобщая представленные на рисунках 3-6 результаты экспериментов можно сделать выводы, что напряжение пластичного разрушения льда выше, чем хрупкого. Кроме того, напряжение хрупкого разрушения образца льда, приложенное вдоль вертикальных осей с, выше, чем приложенное вдоль базальных линий. Эквивалентное сцепление пресноводного льда выше, чем для рассольного льда из-за разницы в структуре. У снега же эквивалентное сцепление ещё меньше, чем у рассольного льда.

Полученные результаты совпадают с полученными ранее результатами и разработками [1] и [3, 4].

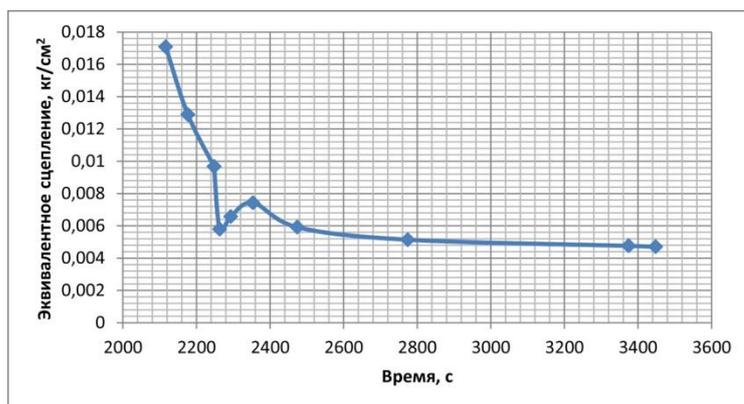


Рис. 11. Изменение эквивалентного сцепления образца снега во времени с начальной плотностью 280 кг/м^3 после уплотнения давлением в $0,5 \text{ атм.}$ в течение 20 мин.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4) и «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (121051100164-0).

Литература

1. Лосет С., Шхинек К.Н., Гудмestad О.Т., Хойланд К. Воздействие льда на морские и береговые сооружения, СПб.: Изд-во «Лань», 2010, 272 с.
2. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / А. В. Брушков, С. Н. Булдович, С. С. Волохов и др. — Геоинфо Москва, 2016. — 512.
3. Schulson E.M. The brittle failure of ice under compression. J. Phys. Chem. – 1997. - В, 101, pp. 6254-6258.
4. Schulson, E.M., The brittle compressive fracture of ice. Acta Metall. Mater. – 1990. - 38, 1963.

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СВОЙСТВ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ ПРИ ГЛОБАЛЬНОМ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

Царапов М.Н.

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
геологический факультет,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия
E-mail: tsarapov@geol.msu.ru

Показана возрастающая актуальность роли исследований оттаивающих грунтов в связи с глобальным изменением климата. Приведены новые разработки методик по определению прочностных, деформационных и фильтрационных свойств оттаивающих грунтов, которые могут стать основой для разработки новых национальных стандартов. Выделены современные проблемы в исследованиях оттаивающих грунтов.

ACHIEVEMENTS AND RESEARCH PROBLEMS PROPERTIES OF THAWING SOILS UNDER GLOBAL CLIMATE CHANGE

Tsarapov M.N.

Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Faculty of Geology,
119991, Moscow, Leninskiye Gory, 1, Russia
E-mail: *tsarapov@geol.msu.ru*

The increasing relevance of thawing soils research in connection with global climate change is shown. New developments of methods for determining the strength, deformation and filtration characteristics of thawing soils are presented, which can become the basis for the development of new national standards. New problems of thawing soils research are highlighted.

Наблюдения за изменением климата, проводимые во многих странах, в том числе и в нашей стране, показывают, что происходят его глобальные изменения. Для многих регионов России рядом исследователей отмечается тенденция глобального потепления. Как известно, на большей части территории (около 11 млн. кв. км или 65% нашей страны) распространены многолетнемерзлые породы. В криолитозоне РФ добывается большая часть нефтегазовых ресурсов и полезных ископаемых. Их разработка, добыча и транспортировка требует, как содержания уже существующей, так и развития новой современной инфраструктуры [8].

Одним из наиболее прогнозируемых последствий изменения климата является трансформация инженерно-геокриологической обстановки, в том числе и оттаивание мерзлых грунтов, являющихся основаниями многих инженерных сооружений в криолитозоне. Последствиями оттаивания мерзлых грунтов станут изменения условий работы огромного количества сооружений, что будет, в свою очередь, сопровождаться существенными и нередко недопустимыми деформациями оснований инфраструктуры. Оттаивание мерзлых пород приведет к активизации и развитию опасных геокриологических процессов - солифлюкции, теромозерозии, термокарста. Развитие данных процессов может существенно изменить окружающую геокриологическую обстановку, что неизбежно скажется на работе и эксплуатации сооружений, расположенных в зоне их влияния.

Одна из веских причин таких резких изменений кроется в том, что прочностные и деформационные свойства мерзлых пород в большей мере зависят от температуры, и ее повышение приведет к резкому изменению этих свойств.

На современном этапе развития геотехники в криолитозоне большинство исследователей, инженеров, проектировщиков сходятся во мнении, что при проектировании инженерных сооружений, расположенных в криолитозоне, необходимо учитывать данные изменения климата.

Из всего вышесказанного следует, что недостаточное внимание к проблеме изучения изменения свойств мерзлых грунтов, в том числе при их оттаивании, может привести к существенным издержкам для устойчивого экономического развития регионов, расположенных в криолитозоне.

Изучение свойств оттаивающих грунтов является одним из ключевых направлений механики мерзлых грунтов. Установление закономерностей формирования деформаций и прочности оттаивающих грунтов позволяет получить характеристики, необходимые для определения несущей способности оснований сооружений на период их эксплуатации, прогнозировать криогенные процессы, такие как термокарст, и разработать мероприятия, предотвращающие их негативное влияние [7].

Основная сложность теоретических и экспериментальных исследований оттаивающих грунтов заключается в том, что это многокомпонентные системы – содержат различные минеральные, биогенные составляющие, незамерзшую воду, лед, пары и газы, соли. Все компоненты находятся в химико-физическом и механическом

взаимодействии, динамика которого обусловлена температурой, а также механическими нагрузками. Значительную роль в формировании физико-механических свойств массива играет разнообразие строения многолетнемерзлых толщ как по минеральному составу, так и по криотекстурам даже при одинаковых физических показателях, таких как плотность, льдистость и др. Деформация и прочность оттаивающих грунтов формируется во времени в процессе оттаивания и уплотнения под действием собственного веса и внешних нагрузок.

К настоящему времени установлены основные закономерности формирования деформаций и прочности оттаивающих грунтов в зависимости от температуры, состава, физических свойств. Регламентированы принципы использования мерзлых грунтов в качестве оснований, разработаны нормативные документы на изыскания, определение расчетных характеристик, проектирование, технологию возведения и эксплуатации сооружений [5].

Отмеченные результаты позволяют строить в области криолитозоны города с многоэтажной застройкой, отвечающие требованиям современного благоустройства, возводить и эксплуатировать промышленные и транспортные объекты.

Однако многообразие природный условий территории России, несоблюдение требований проектирования, строительства и эксплуатации являются причиной того, что в криолитозоне России число деформируемых объектов на 50% больше, чем в регионах с глубоким сезонным промерзанием [4]. Одним из последних примеров объектов в аварийном состоянии, построенного по второму принципу в 2015-6 г., приведен на рис. 1, когда, казалось бы, должен использоваться весь накопленный опыт строительства.



Рис.1 Деформации, вызванные осадкой при оттаивании грунтов основания дома мкр. Нефтяников дом 8, г. Новый Уренгой (фото С.В. Бомкина).

В 2018 г. вышло распоряжение Правительства РФ с утвержденным национальным планом мероприятий адаптации к изменениям климата [6]. Согласно этому плану к одному из семи выделенных в данном документе отрицательных последствий относится деградация вечной мерзлоты в северных районах с ущербом для строений и коммуникаций.

Исходя из государственной важности существующей проблемы, которая серьезно повлияет на сохранение национальной безопасности нашей страны, в лаборатории инженерной геокриологии и механики мерзлых грунтов нами были приложены все усилия для продолжения исследования изменения физических, механических, фильтрационных свойств оттаивающих грунтов. Целью данных исследований, в первую очередь, было устранение тех существующие пробелов в научных

исследованиях оттаивающих грунтов, которые с нашей точки зрения существенно влияют на прогноз изменения их напряженно-деформированного состояния как оснований инженерных сооружений. Ниже приведем некоторые из них.

Одной из существенных проблем в определении прочностных и деформационных характеристик оттаивающих грунтов оставалась разработка методики по их определению методом трехосного сжатия. В настоящее время в России данный метод не имеет стандарта с описанием всех процедур задания нагрузки и расчета параметров, поэтому не используется в практике инженерных изысканий. В Институте геоэкологии РАН исследования по данной теме проводились в течение последних 20 лет [3]. Совместно с сотрудниками данного института нами разработана методика определения деформационных характеристик оттаивающих грунтов методом трехосного сжатия, которая может служить основой для создания государственного стандарта. Использование различных схем нагружения позволило смоделировать поведение грунтового массива, расположенного как выше, так и ниже уровня грунтовых вод. Методика испытаний позволяет оттаивать образцы грунта при различных комбинациях осевых и объемных напряжений. Напряженное состояние грунта в процессе опыта соответствует состоянию грунта в массиве при его оттаивании. Основные результаты исследований были опубликованы [2]. В настоящее время в лаборатории инженерной геокриологии и механики мерзлых грунтов кафедры геокриологии МГУ разработана методика определения прочностных характеристик оттаивающих грунтов. Основные ее положения опубликованы в работе [10]. На основе данной методики определения прочностных характеристик оттаивающих грунтов предложена методика оценки устойчивости оттаивающих откосов. Отдельной проблемой на данный момент остается разработка методик влияния динамических нагрузок на свойства оттаивающих грунтов в условиях трехосных испытаний.

Стандартизированным методом по определению прочностных свойств мерзлых грунтов в настоящее время является ГОСТ 12248.11-2020 [1]. По нашему мнению, данный стандарт имеет ряд недостатков, требующих доработки и продолжения дальнейших исследований. Остановимся на некоторых из них. В данном нормативе не обосновывается схема испытаний, скорость оттаивания и скорость проведения сдвига. Кроме того, не принимается в расчет изменение порового давления в процессе сдвига, которое существенно влияет на значения прочностных характеристик грунтов [10], а это является немаловажным фактором. Как показали наши исследования, различные сочетания этих условий приводят к существенной разнице в значениях прочностных характеристик, а несоответствующие природным условиям сочетания данных факторов, в свою очередь, могут привести к серьезным ошибкам при проектировании.

Результаты проведенных сдвиговых испытаний глинистых грунтов по недренированной схеме показали, что скорость должна быть достаточно низкой, чтобы обеспечить условие, необходимое для выравнивания порового давления в образце. При проведении испытаний по дренированной схеме скорость для глинистых оттаивающих грунтов должна быть еще более низкой, чтобы помимо обеспечения оттока воды обеспечить и рассеивание избыточного порового давления.

По результатам исследований время, необходимое для достижения предела прочности, тесно связано с временем завершения первичной консолидации, которое может быть оценено с использованием зависимости скорости деформации при оттаивании во времени, затрачиваемом на консолидацию образца перед сдвигом. Для оттаивающих грунтов, как показали наши исследования, время для достижения предела прочности при консолидировано-дренированной схеме испытания равно $4,25t_{100}$, где t_{100} – это время первичной консолидации. Поэтому еще одним важным направлением исследований стали исследования, направленные на разработку методики определения

коэффициента фильтрации оттаивающего грунта с возможностью фиксации его изменения во времени. Суть данной методики публикуется впервые и заключается в следующем. Определение коэффициента фильтрации проводится в приборе трехосного сжатия с определенной модификацией, предложенной сотрудниками лаборатории. Образец мерзлого грунта помещается в камеру. Затем производится оттаивание грунта при осевых давлениях, соответствующих природным условиям. Давление в камере поддерживается гидравлическим нагнетателем с встроенной системой измерения расхода воды. Гидравлический градиент создается разностью высоты водяного столба в пьезометрах. Затем проводится насыщение образца обратным давлением. Консолидация образца выполняется путем поднятия полного всестороннего напряжения до величины, равной сумме всестороннего напряжения, достигнутого на этапе водонасыщения образца, и выбранному значению эффективного напряжения консолидации. Фильтрация начинается с момента появления разности давлений притока/оттока. В ходе опыта необходимо вести журнал с фиксацией высоты столба воды в пьезометрах и температуры. Данная схема проработана, смонтирована и адаптирована инженером Д.С. Морозовым.

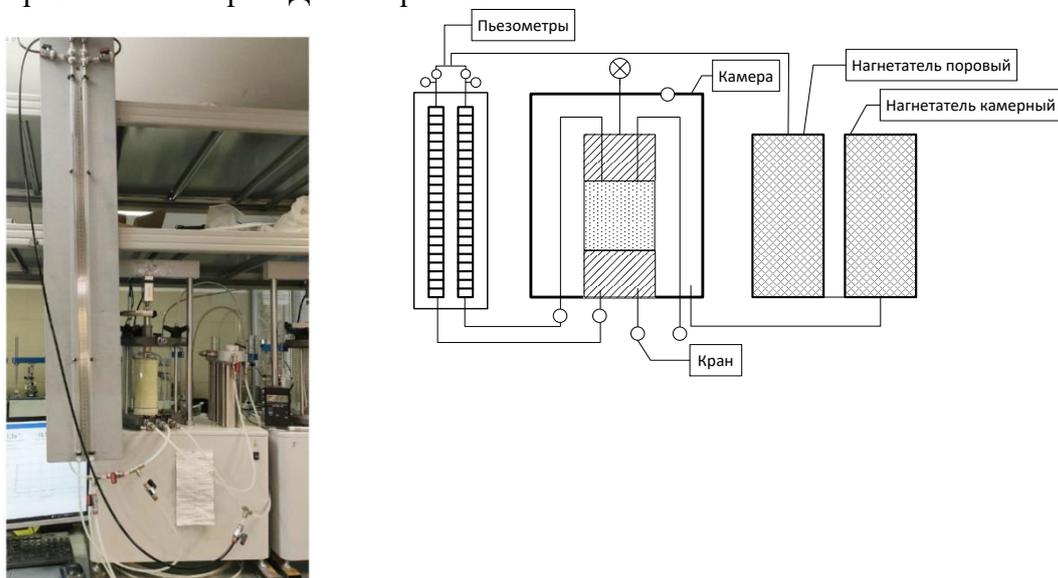


Рис.2. Прибор по определению коэффициента фильтрации оттаивающих грунтов.

Анализ вышеизложенного позволяет сделать следующие выводы. Дальнейшие задачи механики оттаивающих грунтов как самостоятельной геокриологической и инженерной отрасли знаний состоят в углублении теоретических и экспериментальных исследований природы прочности и деформаций оттаивающих грунтов, совершенствовании методов определения меняющегося во времени напряженно-деформированного состояния в результате теплового и механического воздействия на них техногенных и криогенных процессов, повышения достоверности определения несущей способности оснований сооружений. Решение теоретических проблем механики оттаивающих грунтов внесет вклад в фундаментальные исследования в области геокриологии и позволит эффективно решать основную практическую задачу - наиболее достоверно прогнозировать изменение напряженно-деформированного состояния оснований инженерных сооружений, расположенных в криолитозоне, в связи с глобальным изменением климата.

Литература

1. ГОСТ 12248.11-2020. Грунты. Определение характеристик прочности оттаивающих грунтов методом среза
2. Кальбергенов Р.Г., Котов П.И., Царапов М.Н. Определение деформационных характеристик оттаивающих грунтов методом трехосного сжатия Основания, фундаменты и механика грунтов, № 1, 2019 4дс. 28-32
3. Кальбергенов, Р. Г. Леонов А. Р. Современные методы исследования механических свойств оттаивающих грунтов / Р. Г. Кальбергенов, А// Промышленное и гражданское строительство – 2003 - №10 - С. 22-23
4. Кроник Я.А. Аварийность и безопасность природно-технических систем в криолитозоне// Труды Труды Второй конференции геокриологов России. Издательство МГУ, т.4, 2001. С. 138-146
5. Пособие по определению физико-механических свойств промерзающих, мерзлых и оттаивающих дисперсных грунтов / Роман Л.Т., Царапов М.Н. и др. – М.: «Университетская книга», 2018. – 188с.
6. Распоряжение Правительства РФ от 25 декабря 2019 г. № 3183-р Об утверждении национального плана мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 г.
7. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. – М.: МАИК« Наука/Интерпериодика», 2002. – 426с.
8. Хрусталева Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. Надежность северной инфраструктуры в условиях изменяющегося климата. М.: Университетская книга, 2011, 260с.
9. Царапов М.Н. Закономерности формирования прочностных характеристик оттаивающих грунтов при сдвиге: дис. на соиск. учен. степ. канд. г.-м. наук (18.05.07); МГУ. – Москва, 2007. – 136 с.: 25.00.08 Москва, 2007 143 с.
10. Царапов М.Н. Оценка устойчивости оттаивающих откосов по испытаниям грунтов на трехосное сжатие // Путь и путевое хозяйство, том 2, № 2, 2022 с. 8-18

ФИЗИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ДЛЯ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕРЗАНИЯ И ПУЧЕНИЯ ГРУНТОВ С УЧЕТОМ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА И ЕЕ ВЕРИФИКАЦИЯ

Чеверева В. Г.¹, Сафронов Е. В.¹, Коротков А. А.², Черныгин А. С.²

¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический ф-т, кафедра геокриологии, лаборатория криолитогеनेза, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; *cheverev44@mail.ru*

²Научно-исследовательский институт трубопроводного транспорта (ООО «НИИ Транснефть»), отдел моделирования внешних воздействий и расчетов устойчивости объектов мониторинга, 117186, Москва, Севастопольский проспект, д. 47а

В данном докладе представлена физическая постановка задачи для численной модели промерзания грунтов с учетом ее тепло- и массопереноса. Физическая постановка базируется на фильтрационном механизме движения воды при промерзании грунта. Модель является усовершенствованием одномерной модели Булдовича-Чеверева, предлагая численное решение задачи вместо аналитического, что снимает ограничение для граничных условий.

PHYSICAL STATEMENT OF THE PROBLEM FOR A NUMERICAL MODEL OF SOIL FREEZING AND HEAVING TAKING INTO ACCOUNT HEAT AND MASS TRANSFER

Cheverev V. G.¹, Safronov E. V.¹, Korotkov A. A.², Chernyatin A. S.²

¹Moscow state University named after M. V. Lomonosov, geological faculty, Department of Geocryology, laboratory of cryolithogenesis, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; *cheverev44@mail.ru*

²Scientific research Institute of pipeline transport (LLC "Transneft research Institute"),
Department of external impact modeling and stability calculations of monitoring objects,
47A Sevastopol Avenue, Moscow, 117186

This article presents the physical formulation of the problem for a numerical model of soil freezing taking into account its heat and mass transfer. The physical formulation is based on the filtration mechanism of water movement during soil freezing. The model is an improvement of the one-dimensional Buldovich-Cheverev model, offering a numerical solution to the problem instead of an analytical one, which removes the constraint for the boundary conditions.

ВВЕДЕНИЕ

Морозное пучение промерзающих грунтов считается опасным геокриологическим процессом для многих типов инженерных зданий и сооружений и широко распространенным на территории России [1]. По этой проблеме опубликовано несколько сот работ как полевого, так и лабораторного экспериментального и теоретического плана [2-4]. В данном докладе приводятся результаты разработки физической постановки задачи для численного математического моделирования процесса промерзания и пучения грунтов и его сопоставления (верификации) с данными экспериментального моделирования. Данная постановка является усовершенствованием модели Булдовича-Чеверева [5], в которой приводится аналитическое решение задачи промерзания грунта при граничных условиях первого рода со стороны источника тепла и влаги за счет реализации численного подхода, что снимает ограничения с граничных условий и автоматизирует расчеты задачи. Первые результаты применения такого подхода [6,7] выявили ряд преимуществ в численном решении задачи. В данном докладе приводится физическая постановка новой задачи и пример ее верификации.

ФИЗИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕРЗАНИЯ И ПУЧЕНИЯ ГРУНТОВ.

В качестве физического тела модели выбран водонасыщенный, имеющий степень заполнения пор, равной 100%, предварительно консолидированный грунт. Диапазон допустимой влажности грунта в модели - от влажности предела текучести до влажности усадки при максимально возможной консолидации грунта в реальном диапазоне нагрузок (0,3-0,5 МПа).

В модели рассматривается массив грунта с тремя зонами:

1. Часть талой зоны с избыточной влажностью грунта, которая служит источником влаги до своего уплотнения,
2. Часть талой зоны в уплотненном состоянии (так называемая зона транзитного влагопереноса), в которой плотность, влажность, а так же давление и термодинамический потенциал свободной воды грунта взаимозависимы между собой.
3. Часть мерзлой зоны, так называемая зона криогенной фильтрации.
4. Часть мерзлой зоны, так называемая зона криогенной миграции.

Для описания теплового баланса тела талой зоны используется уравнение Фурье, а для тела мерзлой - модифицированное уравнение Фурье, учитывающее выделение тепла за счет интенсивных фазовых переходов при замерзании части незамерзшей воды. В теле зоны с избыточной влажностью массоперенос отсутствует. На границе между двумя частями талых зон (на границе χ) решается уравнение материального баланса:

$$\rho_d(W - W_z) \frac{d\chi}{dt} = -\lambda_w \frac{d\mu}{dx} \quad . \quad (1)$$

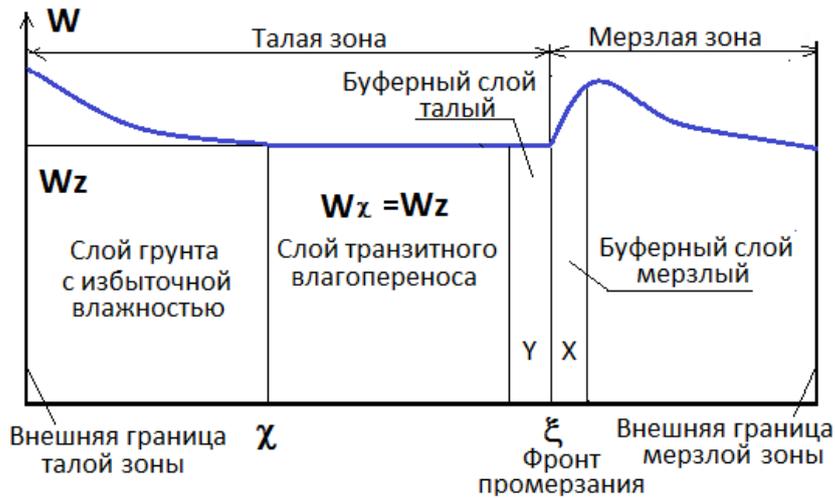


Рисунок 1 - Профиль влажности в образце с обозначением основных зон и границ, рассматриваемых в модели

В теле зоны транзитного массопереноса реализован стационарный режим с постоянством влагопотока, поддерживаемый пониженным давлением на фронте промерзания.

В работе проводится обоснование корреляции между температурой, давлением и влажностью на фронте промерзания. Структуру грунта на фронте промерзания, а так же части мерзлой зоны, где происходит интенсивный влагоперенос и льдовыделение (так называемая зона криогенной фильтрации) условно можно представить в виде каркаса из твердых частиц грунта, покрытых двойным электрическим слоем, и пространства между ними, заполненного переохлажденной водой и кристаллами льда. Уменьшение общей влажности в этой зоне может происходить только за счет толщины ДЭС, что будет автоматически понижать термодинамический потенциал контактирующего с ДЭС кристаллами льда и переохлажденной воды, поэтому справедливо выражение:

$$d\mu = \frac{d\mu}{dW} dW_{\xi} = V_{уд} dP_{\xi} = \frac{L}{T_0} dT_{\xi} \quad (2)$$

Где $d\mu$ – приращение химического потенциала, dP_{ξ} – приращение порового давления воды на фронте промерзания, L – теплота фазового перехода вода-лед, T_0 – абсолютное значение температуры начала замерзания, dT_{ξ} – приращение температуры на фронте промерзания, dW_{ξ} – приращение влажности.

В модели рассматриваются уравнения теплового и материального баланса фронте промерзания. На рисунке 2 показана область в районе фронта промерзания для их понимания:

Материальный баланс на фронте промерзания представлен уравнением:

$$\frac{x\rho_d^x + y\rho_d^y}{2} \frac{dW_{\xi}}{dt} = I_{wy} - I_{wx} \quad (3)$$

Где W_{ξ} - влажность на фронте промерзания, $I_{wy} = \lambda_w \frac{d\mu}{dx}$ - поток из талой зоны, I_{wx} –поток в мерзлую зону, величина которого зависит от теплового режима. Для определения максимальной величины потока в мерзлую зону используется модифицированный закон Дарси с учетом уравнения (2):

$$I_{wx} = \lambda_w \frac{d\mu}{dx} = \lambda_w \frac{L}{T_0} \frac{dT}{dx} \quad (4)$$

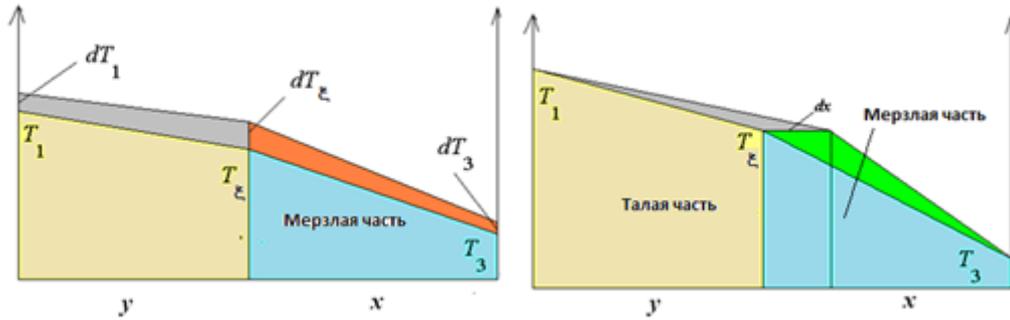


Рисунок 2. изображение области на фронте промерзания.

Источники тепла за счет теплоемкости и кондуктивного теплопереноса на фронте промерзания выражены в уравнениях:

$$i_q^C = \frac{\left(L \frac{dW}{dT} + C_x \right) x \rho_d^x + y \rho_d^y C_y}{2} \frac{dT_\xi}{dt}, \quad (5)$$

$$i_q^T = \lambda_T \left(\left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=\xi_T} - \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=\xi_M} \right), \quad (6)$$

А источник тепла за счет вымерзания влаги уравнением:

$$i_q^I = I_{wx} \cdot L \quad (7)$$

Если охлаждения за счет кондуктивного теплопереноса хватает на компенсацию выделяемого тепла на фронте промерзания за счет всех указанных источников, то есть если выполняется условие:

$$i_q^T - i_q^C + i_q^{I_{max}} < 0 \quad (8)$$

Где $i_q^{I_{max}} = I_{wxmax} \cdot L = L \cdot \lambda_w \frac{L}{T_0} \frac{dT}{dx}$ - тепловыделение за счет вымерзания влаги при максимально возможной величине влагопотока, то решается уравнение:

$$K_\xi \frac{d\xi}{dT} = i_q^T - i_q^C + i_q^{I_{max}} \quad (9)$$

$$\text{Где } K_\xi = \left((C_x(T_1 - T_\xi) + L(W_z - W_\xi)) x \rho_d^x + y \rho_d^y C_y (T_\xi - T_3) \right)$$

Если же отток тепла из образца не может компенсировать все указанные источники тепла, то есть $i_q^T - i_q^C + i_q^{I_{max}} > 0$, процесс заморзания прекратится, а весь отток тепла тратится на формирование ледяного шпиря:

$$I_{wx} = \frac{i_q^T - i_q^C}{L} \quad (10)$$

ВЕРИФИКАЦИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕРЗАНИЯ И ПУЧЕНИЯ ГРУНТОВ

Результаты эксперимента с образцом №2 каолиновой глины с контролируемой температурой со стороны источника тепла и холода представлены на рисунках 5 и 6. В

процессе промерзания температуру дополнительно понизили для демонстрации возможностей моделирования с переменными граничными условиями. Функция температур граничных условий изображена на рисунке 4.

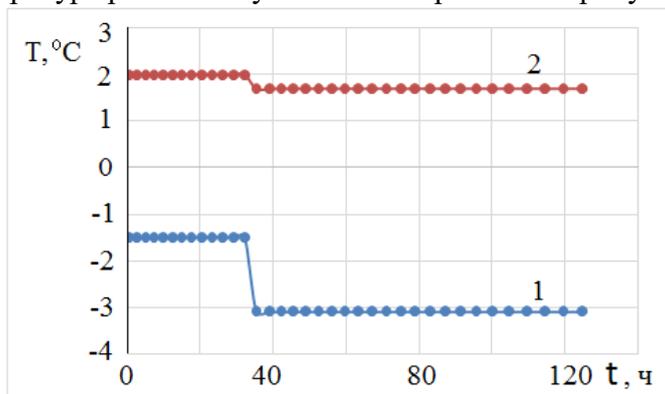


Рисунок 4 - Изменения температуры на холодном (1) и теплом (2) торцах образца № 2 каолиновой глины во времени.

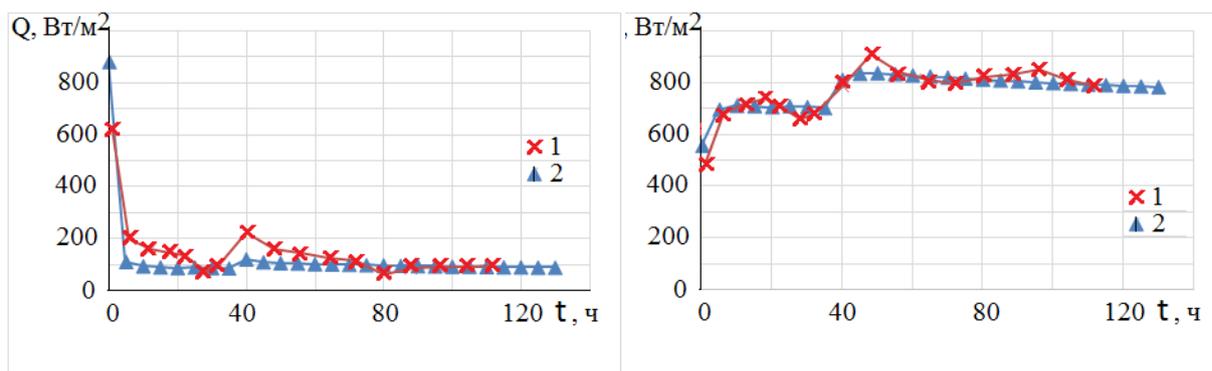


Рисунок 5 - Изменение плотности потока тепла (Q) со стороны холодного (справа) и теплого (слева) торца образца № 2 каолиновой глины во времени (t) по: 1 – экспериментальным данным, 2 – результатам математического моделирования

На рисунках видно хорошее совпадение экспериментальных и расчетных данных до 80 часов эксперимента. Дальнейшее снижение темпа роста высоты образца грунта по данным эксперимента и расхождение с расчетными данными связано с прекращением внешнего притока влаги, вызванного иссушением песка, питающего образец влагой, которое не вводилось в расчетную схему.

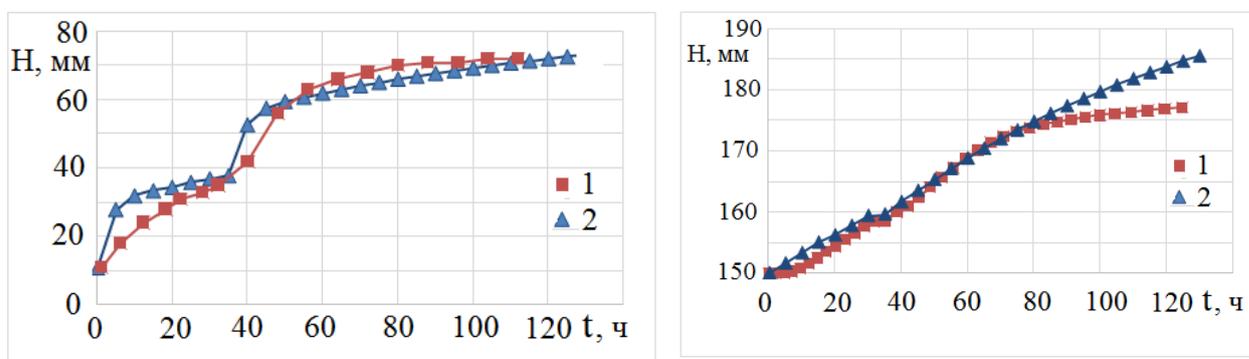


Рисунок 6 - Изменение высоты образца (слева) положения (H) фронта промерзания (справа) образца № 2 каолиновой глины во времени (t) по: 1 – экспериментальным данным, 2 – результатам математического моделирования

ВЫВОДЫ

1 В физической постановке модели учитывается зависимость параметров теплопереноса от температуры, содержания жидкой фазы в грунте и льдистости.

2 В постановке допускается приложение физической нагрузки на промерзающий образец и учитывается влияние внешнего напора влаги на процесс промерзания.

3 Физическая постановка учитывает массоперенос в талой и мерзлой зоне. При этом для талой зоны в качестве движущей силы принимается градиент давления воды в порах грунта, а в мерзлой - градиент температуры с пересчетом на градиент порового давления.

4 Данная физическая постановка модели учитывает наблюдаемую на практике зону фильтрационного переноса влаги в области консолидации талой зоны при усадке грунта и реализует ее образование.

5 В постановке описаны уравнения для талых и мерзлых зон и слоев, а также для всех принимаемых границ: на торцах образца, слоя максимальной консолидации грунта, фронта промерзания.

6 В физической постановке впервые предложен подход, позволяющий реализовать стационарное равновесие на фронте промерзания. При этом температура на фронте промерзания определяет материальный баланс на этой границе и величину потока влаги из талой зоны в мерзлую. Это является решением данной постановки задачи, в отличие от ранее предложенных вариантов, в которых ее значение задавалось определенной функцией.

7 В постановке реализован механизм роста ледяных линз в грунте при условии промерзания грунта и стационарного состояния, при котором растет только линза на фронте промерзания.

8 Получено хорошее совпадение экспериментальных и расчетных данных.

Литература

1. Ершов Э.Д., Чеверев В.Г. Свойства мерзлых пород. Морозное пучение горных пород в кн. Природные опасности России. Геокриологические опасности / М.: «КРУК», 2000. 315 с.
Ershov E. D., Cheverev V. G. properties of frozen rocks. Frosty the uplifting of the rocks in the book. Natural hazards of Russia. Geocryological hazards / М.: "Kruk", 2000. 315 p.
2. Бровка Г.П. Тепло - и массоперенос в природных дисперсных системах при промерзании. Минск: Наука и Техника, 1991. 190 с.
Brovka G. P. Heat and mass transfer in natural dispersed systems during freezing. Minsk: Nauka I Tekhnika, 1991, 190 p.
3. Васильев В.И. и др. Теплоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах / М.: Наука. Физматлит, 1996.-224 с.
4. Зарецкий Ю.А., Лавров С.А. Физико-математическое моделирование процессов тепло-влажнопередачи в талых и мерзлых почвах. - Метеорология и гидрология. 1985, № 7, с. 82 - 88.
Zaretsky Yu. a., Lavrov S. A. Physical and mathematical modeling of heat and moisture transfer processes in thawed and frozen soils. - Meteorology and hydrology. 1985, no. 7, pp. 82-88.
5. Чеверев В.Г. Природа криогенных свойств грунтов / М: Научный мир, 2004, 234 с.
6. Чеверев В.Г., Сафронов Е.В. Математическое моделирование промерзания грунтов с визуализацией формирующейся криогенной текстуры (устный доклад) / Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (ТICOP) Салехард, Ямало-Ненецкий автономный округ (ЯНАО), Россия, 25-29 июня 2012.
Cheverev V. G., Safronov E. V. mathematical modeling of soil freezing with visualization of the forming cryogenic texture (oral report) / Tenth international conference on permafrost (TICOP) Salekhard, Yamalo-Nenets Autonomous district (YANAO), Russia, June 25-29, 2012.
7. Чеверев В.Г., Бурнаев Р.С., Гагарин В.Е., Сафронов Е.В. Влияние внешней нагрузки на степень морозной пучинистости глинистых грунтов / Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 57-62.
Cheverev V. G., Burnaev R. S., Gagarin V. E., Safronov E. V. Influence of external load on the degree of frost heaviness of clay soils / Cryosphere of the Earth, 2013, vol. XVII, no. 4, pp. 57-62.

Секция 13
ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ
КРИОЛИТОЗОНЫ

ВЛИЯНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА СОСТОЯНИЕ
ПАХОТНЫХ ЗЕМЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Ефремов П.В.

Институт мерзлотоведения СО РАН им. акад. П.И.Мельникова, Якутия, Россия;
e-mail: *pvefremov@mpi.ysn.ru*

В конце 90-х годов прошлого века многие пахотные земли Центральной Якутии были заброшены из-за развития на их поверхности площадных термокарстовых образований. При этом был нанесен огромный экономический ущерб для сельского хозяйства региона. Первопричиной для образования термокарста на поверхности пашни стало потепление климата с середины 80-х годов. Дальнейшее его потепление с 2000-х годов привело к полнейшей деградации пахотных земель. Статья написана на основе мониторинговых наблюдений за состоянием пахотных земель, проводимым Институтом мерзлотоведения в Центральной Якутии.

IMPACT OF CLIMATE WARMING ON CROPLAND CONDITION
IN CENTRAL YAKUTIA

Efremov P.V.

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia;
e-mail: *pvefremov@mpi.ysn.ru*

In the late 1990s, significant areas of cropland in Central Yakutia were abandoned due to extensive thermokarst development. This incurred tremendous economic costs for agriculture in the region. The prime cause of thermokarst activity was warming of the climate which began in the mid-1980s. Further warming since the 2000s has led to complete degradation of the croplands. This paper is based on monitoring observations of the cropland conditions conducted in Central Yakutia by the Melnikov Permafrost Institute.

В 1989-1992 гг. Институтом мерзлотоведения были организованы геокриологические мониторинги за состоянием агроземель в таежной зоне Центральной Якутии на право- и левобережьях р. Лены [2]. На правобережье основным является полигон Дыргыабай, который расположен в 2 км юго-западнее с. Чюйя площадью 157 га. Он был освоен в 1956 г. путем вырубki леса и распашки. Грунт полигона очень льдистый. Повсеместно залегают повторно-жильные льды (ПЖЛ) на глубине 1,8-2,2 м. Судя по глубине близко находящихся термокарстовых котловин аласов Чюйя, Майя, Абалах и по литературным данным [6, 10], вероятно, что мощность ПЖЛ достигает 10-25 м. Ширина верхнего среза ПЖЛ, по данным оконтуривающих скважин и шурфов, варьирует от 0,8 до 3,0 м.

В статье использованы материалы геокриологического мониторинга пахотных земель проводимого Институтом мерзлотоведения СО РАН в таежной зоне Центральной Якутии с 1992 по настоящее время. Основная цель работы – выявление влияния потепления климата на состояние пахотных земель региона.

В 1992 г. на самой пашне отмечалась весьма слабая степень деформации [2, 3, 4]. Имелись несколько небольших термопросадков. Но зачастую при бурении скважин и проходке шурфов встречались подземные пустоты на глубине от 0,4 до 0,8 м. Начиная с 1993 г. мерзлотная обстановка резко изменилась. Были выявлены и обследованы многочисленные новые проявления морозобойных трещин, термопросадков, провалов

по всей территории полигона. В 1994 г. на площадке 2 образовалось небольшое проседание поверхности пашни размером 4 на 5 м, глубиной до 0,4 м. В последующие годы деградация поверхности пашни прогрессировала. В данное время этот участок представляет собой зрелый быллар длиной 105 м, шириной 50 м и максимальной глубиной от края пашни 1,80 м. В нем скапливаются талые и дождевые воды глубиной до 0,6-0,8 м. В последние годы влажность почвогрунтов сезонно-талого слоя не падает ниже 25% от веса вне зависимости от осадков [5].

Так, что же все таки повлияло на резкое развитие криогенных процессов и явлений на пашне. Полигон Дыргыабай находится в 50 км от г. Якутска. Поэтому климатические данные будем рассматривать по метеостанции Якутск.

Температура воздуха является основным элементом климата, влияющим на его похолодание или потепление (рис. 1). Из рисунка видно, что тренд положительный. В Центральной Якутии небольшое потепление климата было в 30-40-х годах прошлого века и с 60-х годов до настоящего времени. Между этими периодами было некоторое похолодание. В регионе по оценке Ю.Б.Скачкова наблюдается самый высокий тренд повышения среднегодовой температуры воздуха по всей России (0,07 °С/год) [8]. За годы наблюдения самым теплым был 2020 г. Средняя годовая температура воздуха поднялась до -6,1 °С.

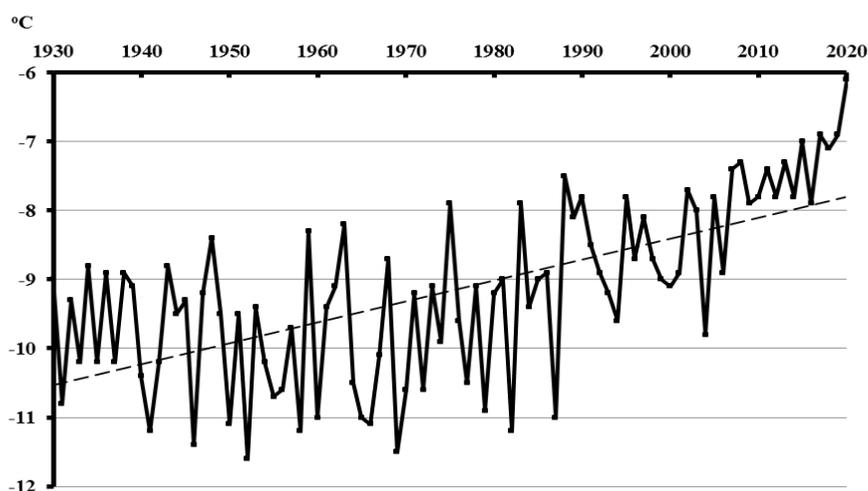


Рис. 1. Изменчивость среднегодовой температура воздуха по метеостанции Якутск, 1930-2020 гг. Пунктир – линейный тренд.

Все годы инструментального наблюдения за температурой воздуха по метеостанции Якутск Ю.Б.Скачков подразделил на 4 периода [1]. Из них период с 2001 по 2019 гг. стал самым теплым за всю историю метеорологических наблюдений: -7,7 °С при норме -10 °С (табл. 1). Средняя годовая температура воздуха региона поднялась на 2,3 °С.

Таблица 1. Средняя годовая температура воздуха за различные периоды по данным метеостанции Якутск

| Периоды | °С |
|-----------------|-------|
| 1882 – 1960 гг. | -10,3 |
| 1961 – 1990 гг. | -10,0 |
| 1991 – 2000 гг. | -8,7 |
| 2001 – 2019 гг. | -7,7 |

Все-таки, точную картину промерзания и протаивания грунтов показывает гидрологический год, когда идет похолодание температуры воздуха с октября по апрель месяцы следующего года и потепление с мая по сентябрь месяцы. Грунт максимального значения оттаивания достигает в конце сентября месяца. Если осень теплая, как в последние годы, иногда протаивание грунта идет до начала октября месяца. На рисунке 2 приведены данные среднегодовой температуры воздуха гидрологического года по данным метеостанции Якутск за период с 1930 по 2019 гг. Тренд температуры положительный. Из графика видно, что было незначительное потепление климата в 60-х годах прошлого века. С 70-х годов до 80-х также было незначительное потепление. Среднегодовая температура воздуха региона колебалась от $-10,3$ до $-8,3$ °С. В 1988 г. она резко поднялась от $-9,5$ до $-7,1$ °С. Позже, в течении четырех лет (до 1992 г.), среднегодовая температура воздуха постепенно понижалась до $-8,7$ °С при норме минус 10 °С. Но при этом все равно оставалась высокой. В последующие годы средняя температура воздуха гидрологического года постоянно повышалась. В 2019 г. было максимальное значение $-6,2$ °С.

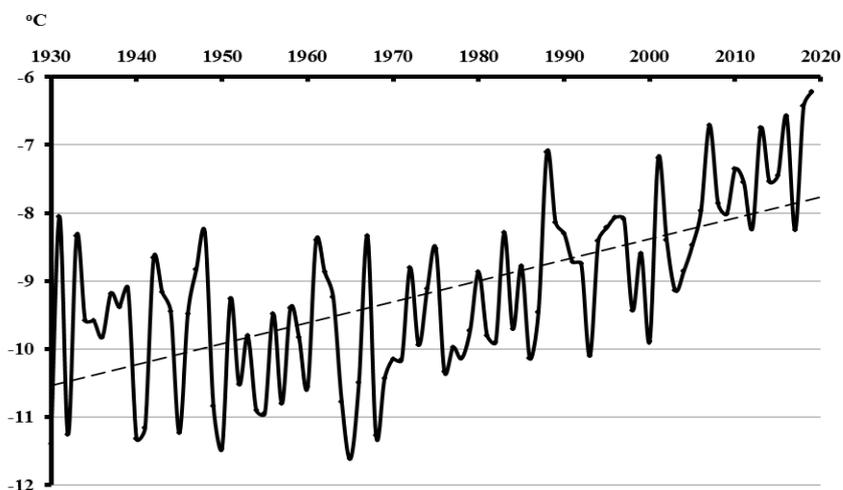


Рис. 2. Динамика среднегодовой температуры воздуха гидрологического года по данным метеостанции Якутск, 1930-2019 гг. Пунктир – линейный тренд.

Формирование температуры грунтов в зимнее время определяется в основном зимними факторами климата: суммой отрицательных температур воздуха за холодный сезон в сочетании с высотой выпавшего снега [7]. В последние годы в Центральной Якутии наблюдается заметное повышение среднегодовой температуры воздуха за счет потепления зимних периодов. По данным Скачкова Ю.Б. с 1992 по 2012 гг. (за 20 лет) было 14 теплых, 4 аномально теплых, и только 2 зимы в норме [9]. И ни одной холодных и аномально холодных зим. По данным метеостанции Якутск сумма отрицательных температур воздуха с середины 80-х годов прошлого века стал быстро повышаться (рис.3). Зимой 1989 г. по сравнению с предыдущим годом был резкий скачок на 1000 °С. В последующие 4 года стал потихоньку понижаться, но не опускался ниже -5120 °С. В 90-ые годы также незначительно повышался. С 2001 года потепление климата продолжилось, тренд суммы отрицательных температур резко пошел вверх. В 2020 г. она достигла своей максимальной точки за все годы наблюдения и составила минус 4449 °С.

В качестве примера приводятся средние декадные данные логгера, который был установлен в естественных условиях в лиственный лесу (рис. 4). На рисунке хорошо

видно влияние отрицательной температуры воздуха в зимнее время совместно с характером снегоотложения на температуру грунта. По данным Скачкова Ю.Б. зимы с 2002-03 по 2005-06 гг. и с 2008-09 по 2010 гг. были теплыми, а 2006-07, 2007-08 и 2010-11 гг. – аномально теплыми [9]. Из рисунка видно, как начиная с зимы 2003 до 2007 гг. минимальная температура грунта повышалась с $-8,6$ до $-4,0$ °С. За пять лет температура грунта потеплела на $4,6$ °С. Со следующего года она стала снижаться, хотя зимний сезон 2007-08 считался аномально теплым.



Рис.3. Динамика суммы отрицательных температур воздуха по данным метеостанции Якутск, 1931-2020 гг. Пунктир – линейный тренд.

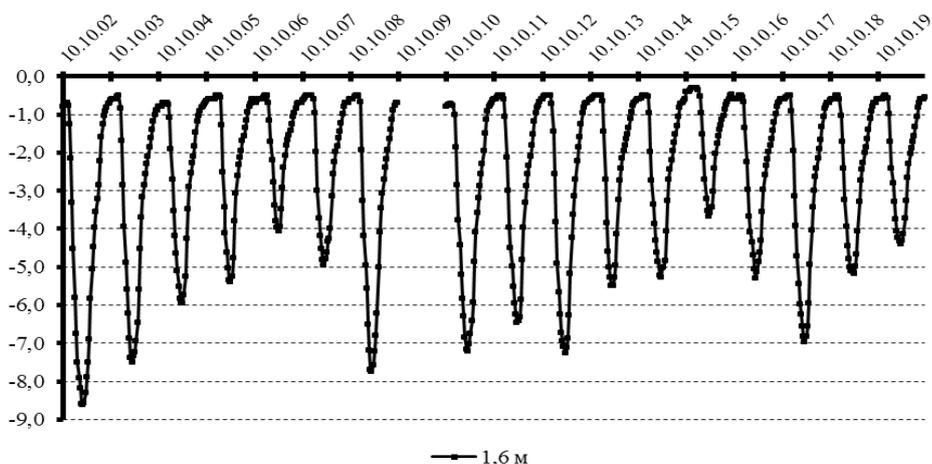


Рис. 4. Межгодовая изменчивость температуры грунта лиственного леса по данным логгера (в °С), 2002-2020 гг.

Мощность снегонакопления по годам на различных участках полигона Дыргыбай приведена на рис. 5. Зимние сезоны с 2005 по 2008 гг. считаются аномально многоснежными. Высота снега изменялась от $0,5$ до $0,55$ м. Но из рисунка 4 видно, что за зимний сезон 2007-2008 гг. температура грунта понизилась на 1 °С. И этот зимний сезон еще относится к аномально теплым. Это понижение температуры можно объяснить поздним выпадением осадков. Зимний сезон 2007-08 гг. почти до марта месяца был малоснежным. Зато в марте выпали четыре месячные нормы осадков. В

итоге зима оказалась многоснежной. Но осадки выпали слишком поздно, грунт успел остыть. А зимний сезон 2008-09 гг. хоть относиться к теплым, минимальная температура понизилась до $-7,7^{\circ}\text{C}$. Этому повлияли более позднее образование устойчивого снежного покрова и малоснежность зимнего сезона.

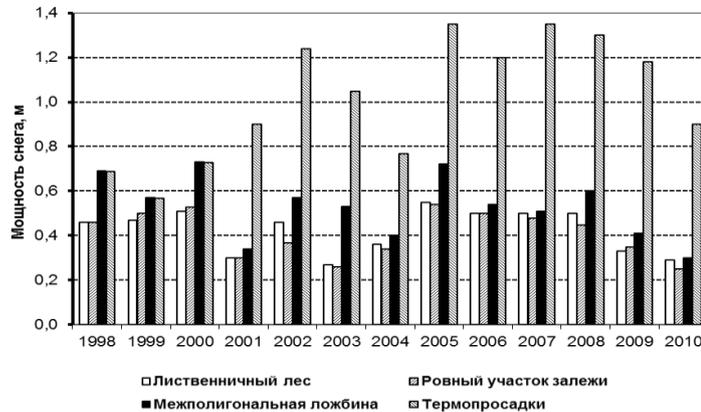


Рис. 5. Мощность снегонакопления на различных участках полигона Дырғыабай, 1998-2010 гг.

Потепление климата в 1988-1992 гг. привело к потере части холода в грунтах: повышению температуры грунтов, увеличению мощности сезонно-талого слоя. При увеличении протаивания грунтов исчез “защитный слой” над многолетнемерзлыми грунтами. Даже небольшое колебание климата в сторону потепления привело к оттаиванию верхней части повторно жильных льдов и развитию подземных пустот. В последующие годы образовавшиеся подземные пустоты на месте вытаявшего льда, за счет обрушения кровли, стали постепенно подниматься к поверхности пашни. При этом образовались многочисленные термокарстовые просадки. Некоторые из них исчезали при весенне-осенней обработке почвы. Но некоторые объединяясь образовали канавки проседания различных размеров. Их дальнейшая деградация привела к образованию былларов. Из-за развития площадного термокарста в 1996 г. пашню забросили. Сейчас она используется как пастбище для скота. В данное время поверхность полигона Дырғыабай сильно деформирована термокарстовыми образованиями и представляет из себя “лунный ландшафт”.

По итогам проведенной работы можно сделать следующие выводы:

1. На образование термокарста на пашне в начале 90-х годов прошлого века повлияло резкое потепление климата с конца 80-х годов. За один год средняя годовая температура гидрологического года поднялась на $2,4^{\circ}\text{C}$. И понижалась постепенно в течении нескольких лет.

2. Повышение среднегодовой температуры воздуха произошло за счет потепления зимних сезонов. Сумма отрицательных температур воздуха с 1983 г. по 2000 г. потеплела от -5833 до -4434°C .

3. При увеличении протаивания грунтов исчез “защитный слой” над многолетнемерзлыми грунтами. Даже небольшое колебание климата в сторону потепления привело к оттаиванию верхней части повторно жильных льдов и развитию термокарстовых процессов и явлений.

4. Ранее или позднее образование устойчивого снежного покрова значительно влияет на температуру грунтов деятельного слоя пашни.

5. Более мощное накопление снега в пониженных участках и в термопросадках влияет на неравномерное пространственное распределение тепла и влаги в деятельном слое полигона.

6. Высокая предзимняя влажность совместно с более-менее теплыми зимами приводят к замедленному промерзанию сезонно-талого слоя почвогрунта и сокращению периода охлаждения грунтовой толщи.

7. Развитие термокарста может сильно разрушить поверхность пахотных земель. За короткий срок может вывести сельскохозяйственные земли из севооборота, превратить в бросовые земли.

В данное время продолжается потепление климата. Это может привести к деградации поверхности и других пахотных земель, образованных на менее льдистых грунтах.

Литература

1. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Мониторинг теплового режима грунтов Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, 2021. – 156 с.

2. Гаврильев П.П., Угаров И.С., Ефремов П.В. Мерзлотно-экологические особенности таежных агроландшафтов Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2001. – 196 с.

3. Ефремов П.В. Первичный термокарст на агроландшафтах Центральной Якутии // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения: Материалы Международной конференции. Т.2. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2006. – С.157-160.

4. Ефремов П.В. Современное потепление климата и термокарст на агроландшафтах Центральной Якутии // Наука, образование, общество: проблемы и перспективы развития: сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции 29 марта 2013 г., часть 6. – Тамбов: Изд-во ТРОО «Бизнес-наука-общество», 2013. – С. 30-33.

5. Ефремов П.В. Влияние климата на агроландшафты Центральной Якутии // Современное общество, образование и наука: сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции 31 марта 2015 г.: в 16 частях. Часть 10. – Тамбов: ООО «Консалтинговая компания Юком», 2015. – С. 53-55.

6. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. – 126 с.

7. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. – Новосибирск: Наука, 1984. – 256 с.

8. Скачков Ю.Б. Тенденции изменения климата Центральной Якутии на рубеже XX – XXI вв. // Материалы Международной научной конференции. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 236-238.

9. Скачков Ю.Б. Роль аномальных зим в межгодовой изменчивости термического режима многолетнемерзлых пород Центральной Якутии // Десятое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Материалы докладов. / Под. ред. М.В. Кабанова. – Томск, 2013. – С. 200-208.

10. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 144 с.

ОЦЕНКА МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ АРКТИЧЕСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

Игнатов С.Г.*¹, Остарков Н.А.², Брушков А.В.^{3,4}

¹Государственный научный центр прикладной микробиологии и биотехнологии Роспотребнадзора, Московская область, г.о. Серпухов, р.п. Оболенск, 142279, Россия
(ignatov@obolensk.org)

²Востокгосплан Минвостокразвития РФ, Хабаровск, 680000, Россия

³МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, 119991, Россия

⁴Тюменский государственный университет, Тюмень

Арктическая экосистема, резервуар генетического микробного разнообразия, представляет собой практически неограниченный источник микроорганизмов, которые могут взаимодействовать с людьми. В связи с возрастающими воздействиями естественных (особенно, потепление) и антропогенных факторов на природные экосистемы Арктики актуален мониторинг состояния природной среды Арктики и ее биологических ресурсов (флоры, фауны, микроорганизмов) для прогнозов рисков и разработки мер минимизации негативных последствий.

ASSESSMENT OF MICROBIOLOGICAL RISKS IN THE ARCTIC ECOSYSTEM

Ignatov S.G¹, Ostarkov N.A², Brouchkov³

¹State Research Center for Applied Microbiology and Biotechnology, Obolensk, Moscow region, 142279, Russia

²Vostokgosplan of the Ministry for the Development of the Russian Far East, Khabarovsk, 680000, Russia

³Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, 119991 Russia

⁴Tyumen State University, 6 Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia

The Arctic ecosystem, a reservoir of genetic microbial diversity, is an unlimited source of microorganisms that can interact with humans. In connection with the increasing impact of natural (especially warming) and anthropogenic factors on the natural ecosystems of the Arctic, it is relevant to monitor the state of the natural environment of the Arctic and its biological resources (flora, fauna, microorganisms) to predict risks and develop measures to minimize negative consequences.

Арктическая экосистема, резервуар генетического микробного разнообразия, представляет собой практически неограниченный источник микроорганизмов, которые могут взаимодействовать с людьми [1]. В связи с возрастающими воздействиями естественных (особенно, потепление) и антропогенных факторов на природные экосистемы Арктики актуален мониторинг состояния природной среды Арктики и ее биологических ресурсов (флоры, фауны, микроорганизмов) для прогнозов рисков и разработки мер минимизации негативных последствий. Освоение Арктики определяет необходимость решения ряда проблем микробиологической безопасности, в целом определяющих опасность и степень риска природопользования в арктических регионах. Последствия изменения климата влияют на жизнедеятельность человека, животных и переносчиков болезней, а также приводят к изменениям параметров выживаемости, роста и передачи патогенов, микроорганизмов и вредителей. Изучены эти процессы недостаточно. По оценкам Всемирной организации здравоохранения (ВОЗ), климатические изменения в настоящее время являются причиной примерно 150 тыс. преждевременных смертей в мире (0,3% от общего числа смертей). Наряду с негативными последствиями при изменения климата необходимо находить и использовать положительные тенденции, особенно опираясь на уникальность микрофлоры Арктики [1,4]. Информация об изменениях микробных сообществ в объектах криосферы приполярных регионов РФ важна для решения разных научных, практических и социальных проблем. Помимо несомненной экологической функции, взаимодействие микроорганизмов с растениями вносит вклад в плодородие пастбищных экосистем тундровой зоны. Микроорганизмы обеспечивают основу трофических пирамид водных бассейнов, что важно для рыбных хозяйств. Пул патогенных или условно-патогенных бактерий может создавать серьезные проблемы биобезопасности.

Риски вспышек эпидемий особо опасных инфекций. Считается, что Арктика больше, чем другие части мира, подвержена климатическим изменениям. Повышение температур и таяние вечной мерзлоты и морского льда и связанные с ними преобразования биосферы, в частности, ускорение микробиологических процессов, могут привести к тому, что ранее географически ограниченные заболевания смогут неожиданно возникать в экономически активных арктических зонах. Возникают риски высвобождения из вечной мерзлоты микроорганизмов, к встрече с которыми мы, может быть, не готовы. Сокращение области пакового льда в Северном Ледовитом океане, вероятно, окажет негативное воздействие на микроскопические формы жизни, связанные со льдом. Водоросли, находящиеся в основе морской пищевой цепи, возможно, уже в значительной степени затронуты потеплением. Вследствие климатических воздействий на распределение воды, температуру и размножение микроорганизмов может наблюдаться также рост заболеваемости нетрансмиссивными инфекционными болезнями - такими, как холера, сальмонеллез и другими, передающимися через воду и пищу инфекционными болезнями. С эпидемиологической точки зрения потепление означает возможность расширения ареалов ряда видов грызунов, являющихся переносчиками инфекций. Изменения циркуляции воды и увеличение ее температуры создают благоприятные условия для инфицирования морских животных и рыбы. На арктических территориях существовали многочисленные очаги сибирской язвы, только в Республике Саха (Якутия) имеется более 200 мест захоронения больных сибирской язвой животных. Фактически на территории Арктической зоны Российской Федерации находятся сотни таких захоронений, часть из них неизвестна.

• **Риски появления новых госпитальных инфекций.** Холодный климат приводит к тому, что люди проводят больше времени в помещении. Это является причиной скученности что, наряду с курением и недостаточной вентиляцией приводит к распространению инфекционных заболеваний. Появляются устойчивые к антибиотикам патогенные штаммы микроорганизмов. Показано, что повышение температуры прямо влияет на этот процесс.

• **Риски распространения зоонозных инфекций.** Наблюдается распространение зоонозных инфекций на север по мере потепления климата. Меняющийся климат приведет к изменению параметров выживания патогенных микроорганизмов в окружающей среде. Изменяются миграционные пути, носители и переносчики заболеваний. Изменениями будут затронуты природные экосистемы. Все это будет способствовать вспышкам зоонозных заболеваний и их распространению. Высокий риск возникновения зоонозов, изменения моделей выживания патогенов, а также изменения характеристик трансмиссивных болезней и паразитов животных могут повлечь за собой более широкое использование ветеринарных препаратов, что может привести к повышению уровней содержания остатков ветеринарных препаратов в пищевых продуктах животного происхождения. Это напрямую связано с возрастающими уровнями устойчивости патогенов человека и животных к противомикробным препаратам.

• Трудно учесть также воздействие возможных болезней, сельскохозяйственных вредителей и микроорганизмов, определить уязвимость с/х площадей к воздействию эпизодических стихийных бедствий, включая наводнения, засухи, лесные пожары и циклоны, частота возникновения которых увеличивается в связи с изменением климата. На значительной части российской Арктики регистрируется повышенный, по сравнению со средними показателями по стране, уровень заболеваемости населения дизентерией.

- С точки зрения угрозы таяния вечной мерзлоты, важно, что потенциал микроорганизмов и микробных сообществ может определить судьбу парниковых газов - углекислого газа и метана: будут ли они поступать в атмосферу, усугубляя потепление, или нет. С точки зрения микробиологической безопасности (как составляющей биобезопасности), существенный риск составляет высокая сохранность в вечной мерзлоте микроорганизмов, в том числе патогенных. Многие регионы Арктики мало населены людьми и животными – хозяевами микроорганизмов, и имеют слаборазвитую инфраструктуру медицинского и ветеринарного надзора. При потеплении климата и, сопряженно с этим, улучшении кормовой базы может увеличиться миграция животных (вместе с паразитами и возбудителями инфекционных заболеваний) из низкоширотных регионов или же возрасти численность собственной фауны. Все это может обусловить изменения общего пула микроорганизмов. Климатические условия оказывают сильное воздействие на болезни, передающиеся через воду, и болезни передающиеся насекомыми, моллюсками и другими холоднокровными животными.

- Другие изменения касаются замещения некоторых традиционных биологических видов и экосистем суши, пресных и морских вод, в том числе в связи с инвазией (вторжением) новых видов растений, насекомых, микроорганизмов. Возникают риски и угрозы здоровью и жизни коренного населения, в том числе из-за изменений жизненного уклада, структуры питания и занятости. Особо следует отметить опасность усиления системного (синергического) эффекта совокупности воздействий. Примером является усугубление антропогенных рисков и угроз экосистемам Арктики в результате облегчения доступа в Арктику и интенсификации ее освоения, приводящего к загрязнению окружающей среды и пагубному воздействию на население, животный и растительный мир.

Мониторинг. Для минимизации рисков необходимо организовать микробиологический мониторинг основных экономико-социальных регионов Арктики. При организации мониторинга необходимо определить, какие из регионов представляют первостепенный интерес, и установить их границы с учётом численности населения и особенностей профессиональной деятельности.

Выявление и идентификация биологического материала является важнейшей задачей в предотвращении заболеваний, вызываемых патогенными микроорганизмами. Для этого необходимы эффективные методы обнаружения, которые постоянно разрабатываются и модифицируются, не только с помощью обычных микробиологических методов, но и с применением последних достижений в области физики, химии и других естественных наук. Стандартные микробиологические методы являются обычной практикой в течение почти столетия и по-прежнему успешно применяются для детектирования бактерий. Наряду с микробиологическими методами используются и другие подходы – это и хорошо известные методы оценки по потреблению кислорода, иммунологические методы, использование Атомно-силовой микроскопии для идентификации клеточных фрагментов, система искусственного носа и другие современные подходы [2,7-9,13]. Для микробиологического мониторинга необходим комплексный подход, который включает применение современных молекулярно-генетических, микроскопических, микробиологических и биохимических методов. Рутинно применяемый в санитарно-эпидемиологическом мониторинге метод посева образцов на чашки с питательной средой дает заниженные показатели численности потенциально жизнеспособных микроорганизмов. Известны случаи, когда патогенные бактерии в природных объектах не поддавались учету с применением рутинных тестов, но были очагом эпидемий.

Новые подходы для борьбы с патогенами со множественной лекарственной устойчивостью на основе наноплатформ (наночастицы и наноповрхности).

Известно, что антибиотики являются основным средством борьбы с тяжелыми инфекциями. В свое время (середина XX века) они сыграли революционную роль, снизив смертность от бактериальных инфекций. До сих пор многие методы современной медицины немыслимы без применения антибиотиков: трансплантация, химиотерапия рака, ортопедическая хирургия и другие. Однако в последние десятилетия эффективность лечения инфекций катастрофически упала в результате прогрессирующего повышения резистентности возбудителей к применяемым препаратам и отсутствия новых антибактериальных препаратов. В настоящее время микроорганизмы с множественной устойчивостью к антибиотикам относятся к числу критических вызовов, которые в соответствии с резолюцией Генеральной Ассамблеи ООН представляют наибольшую угрозу для человечества.

Многочисленные исследования показали, что наноразмерные покрытия могут быть многообещающей стратегией борьбы с устойчивыми к лекарственным средствам патогенами. Наночастицы и наноструктурированные поверхности могут использовать различные противомикробные механизмы наноматериалов [3,5,6,8,10-12,14].

• **Микробиологический протокол анализа образцов.** Ниже предлагается использованный нами для исследований протокол анализа природных образцов.

1. Материально-техническое обеспечение

• ламинарный бокс II класса защиты БАВп-01 «Ламинар С» 1,2 (ЗАО «Ламинарные системы», Россия);

• облучатель бактерицидный настенный ОБН-150 или других видов;

• холодильник бытовой с морозильной камерой «Атлант» МХМ-1844-37 КШД (ЗАО «Атлант», Белоруссия), либо аналогичный с температурой основного отделения +4 °С и морозильной камеры -20 °С;

• автоматические дозаторы с переменным объемом дозирования (от 1 до 5 мл с шагом 0,05 мл, с точностью ±0,8 %, от 1 до 100 мкл с шагом 0,1 мкл, с точностью ±0,6 % и от 100 до 1000 мкл с шагом 5 мкл, с точностью ±0,6 %);

• два термостата ТС-1/80 спу (ОАО «Смоленское СКТБ СПУ», Россия), либо аналогичный электрический суховоздушный термостат с диапазоном термостатирования (20-40) °С, отклонением средней температуры любой точки рабочего объема от заданной (±1) °С и максимальным отклонением температуры в любой точке рабочей камеры от средней (±0,4) °С;

• коробки стерилизационные без фильтра типа КСК-18 или другого в зависимости от размеров термостата и морозильной камеры холодильника;

• дезинфицирующие средства (6 % раствор перекиси водорода с добавлением 0,5 % синтетического моющего средства и др.);

• поддон лабораторный;

• контейнер для дезинфекции с плотно закрывающейся крышкой;

• одноразовые чашки Петри (SPL Life Science, Корея) или аналогичные;

• одноразовые петли микробиологические 1 мкл и 10 мкл (Nuova Aptaca S.R.L., Италия);

• шпатели стеклянные;

• пробирки пластиковые эппендорф на 1,5 мл с крышкой и защелкой;

• пробирки стеклянные на 15 мл с пробкой;

• стандарт мутности МакФарланда 3 ед.

2. Питательные среды и реактивы

- плотная питательная среда ГРМ 1;
- физиологический раствор – стерильный раствор натрия хлористого (NaCl) (9 г/л) в дистиллированной воде;
- глицерин стерильный.

3. Алгоритм метода

3.1. Штаммы выделяли при посеве 0,2 мл образца на плотной питательной среде ГРМ 1, растирали стерильным шпателем. Культивировали при температуре 27 °С в течение 24-48 ч. Отбирали колонии отличающиеся по морфологии, каждую колонию рассеивали «истошающим штрихом» до единичных трижды для получения чистой культуры.

3.2. Ночную культуру суспендировали петлей в 0,8 мл физраствора в пробирке эппендорф и добавляли 0,2 мл стерильного физраствора, перемешивали и помещали в морозильную камеру на -20 °С (или кельвинатор на -70 °С) для длительного хранения.

3.3. Ночную культуру штамма суспендировали петлей в 1 мл физраствора в стеклянной пробирке до мутности 3 ед. по стандарту МакФарланда, титровали в 10^6 - 10^7 раз, и высевали по 0,1 мл на три чашки Петри с плотной питательной средой ГРМ 1, каждую чашку растирали стерильным шпателем; первую чашку инкубировали в термостате при 37 °С, вторую в термостате при 25-27 °С (либо в выключенном термостате), третью чашку инкубировали в холодильнике при +4 °С. через 24-48 ч оценивали рост на всех трех чашках.

- если штамм показывал нормальный рост на первой чашке (37 °С), либо на первой и второй чашках (25-37 °С), при слабом росте или отсутствии роста на третьей чашке (+4 °С), то штамм обозначали как мезофильный;

- если штамм показывал нормальный рост на второй чашке (25-37 °С), при слабом росте на первой (37 °С) и третьей (+4 °С) чашках, то штамм обозначали как психротрофный;

- если штамм показывал нормальный рост на третьей (+4 °С) чашке, при слабом росте или отсутствии роста на первой (37 °С) и второй (25-37 °С) чашках, то штамм обозначали как психрофильный.

3.4. Мезофильный штамм, как предполагаемый патоген оценивали на дифференциально-диагностических средах («Агар Эндо-ГРМ», «Агар Клигlera-ГРМ», «Железо-глюкозо-лактозный агар с мочевиной», «Лактозный ТТХ агар с тергитолом 7» и «Ацетатный агар» и др.) согласно инструкции производителя.

Для мезофильных, психотрофных и психрофильных штаммов определяли видовую принадлежность на приборе MALDI-TOF Biotyper (Bruker, Германия) согласно инструкции производителя.

Все штаммы оценивали на чувствительность к антибиотикам (ампициллин, тетрациклин, хлорамфеникол, ципрофлоксацин или налидиксовая кислота, гентамицин) диско-диффузионным или спот-методом согласно МУК 4.2.1890-04.

3.5. Мезофильные и психотрофные штаммы видов, среди которых имеются патогены человека, подлежат фенотипическому и генетическому анализу на наличие факторов патогенности этих видов.

Мезофильные и психотрофные штаммы, видов среди которых отсутствуют патогены человека, подлежат *in vivo* исследованию на наличие патогенности.

Психрофильные штаммы априори считаются не патогенными.

Все штаммы, обладающие устойчивостью к любому из антибиотиков, подлежат фенотипическому и генетическому анализу на оценку и наличие генетической детерминанты антибиотикорезистентности.

• **Предварительные результаты.** К настоящему времени в Государственном научном центре прикладной микробиологии и биотехнологии Роспотребнадзора изучена антибиотикоустойчивость ряда госпитальных штаммов: молекулярно-генетическими методами охарактеризована антибиотикоустойчивость выявленных патогенов; создана коллекция с количественными характеристиками устойчивости к антибиотикам; проведены предварительные исследования по бактерицидной активности наносоединений на бактерии, в том числе и на штаммы, выделенные из многолетнемерзлых пород. Совершенствуются методы определения возбудителей особо опасных инфекций и их генетические характеристики антибиотикоустойчивости.

• *Материал подготовлен в рамках НИР № 83 Роспотребнадзора.*

Литература

1. Brouchkov, A. *et al.* (2017). Permafrost Bacteria in Biotechnology: Biomedical Applications. In: Margesin, R. (eds) *Psychrophiles: From Biodiversity to Biotechnology*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57057-0_23
2. Dubrovin E.V., Fedyukina G.N, Kraevsky S.V et al. AFM specific identification of bacterial cell fragments on biofunctional surfaces // *The Open Microbiology Journal* (2012) 6, 22
3. Firestein K. L., Leybo D.V., Steinman A.E., et al. BN/Ag hybrid nanomaterials with petal-like surfaces as catalysts and antibacterial agents // *Beilstein J. Nanotechnol.* 2018, 9, 250–261.
4. Fursova, O., Potapov, V., Brouchkov, A. *et al.* Probiotic Activity of a Bacterial Strain Isolated from Ancient Permafrost Against *Salmonella* Infection in Mice. *Probiotics & Antimicro. Prot.* 4, 145–153 (2012).
5. Gudz K.Y, Antipina L.Yu, Permyakova E.S *et al.* Ag-Doped and Antibiotic-Loaded Hexagonal Boron Nitride Nanoparticles as Promising Carriers to Fight Different Pathogens// *ACS Appl. Mater. Interfaces* 2021, 13, 23452–23468 <https://doi.org/10.1021/acsmami.1c03775>
6. Gudz K.Y., Permyakova E.S, Matveev A., et al. (2020) Pristine and Antibiotic-Loaded Nanosheets/Nanoneedles-Based Boron Nitride Films as a Promising Platform to Suppress Bacterial and Fungal Infections. *ACS Appl. Mater. Interfaces ACS Appl. Mater. Interfaces* 2020, 12, 38, 42485–42498
7. Ignatov S.G., Andreeva O.V., Evdokimova O.A., et al. // Study of repair of membrane damage caused by low temperature freezing of *E. coli* cells. *Biokhimiya* (1982) 47, 1621-1628
8. Kalmantaeva, O.V., Firstova, V.V., Grishchenko, N.S. *et al.* Antibacterial and Immunomodulating Activity of Silver Nanoparticles on Mice Experimental Tuberculosis Model // *Appl Biochem Microbiol* (2020) 56, 226–232.
9. Korolyova-Ushakova, A.G., Baranova, E.V., Ignatov, S.G. *et al.* Comparative Characteristics of the Diagnostic Potential of Mycobacterial Synthetic Antigens for the Serodiagnosis of Leprosy and Tuberculosis // *Appl Biochem Microbiol* 55, 696–703 (2019). <https://doi.org/10.1134/S0003683819060097>
10. Ponomarev V. A., Sheveyko A.N, Sukhorukova I.V. et al. Microstructure, chemical and biological performance of boron-modified TiCaPCON films // *Applied Surface Science* (2019), 465, 486-497
11. Ponomarev V.A., Sheveyko A.N., Permyakova E.S., (2019) TiCaPCON-Supported Pt- and Fe-Based Nanoparticles and Related Antibacterial Activity // *ACS applied materials & interfaces* 2019, 11 (32), 28699-28719
12. Ponomarev V.A., Shvindina N.V, Permyakova E.S., et al. Structure and antibacterial properties of Ag-doped micropattern surfaces produced by photolithography method // *Colloids and Surf. B: Biointerfaces* (2019), 173, 719-724
13. Stitzel S. E., Albert K. J., Ignatov S. G., . Walt D. R Artificial nose employing microsphere sensors for detection of volatile organic compounds // *Proc. SPIE* (2002 4575, Chemical and Biological Early Warning Monitoring for Water, Food, and Ground.); <https://doi.org/10.1117/12.456916>
14. Zamulaeva E.I., Sheveyko A.N, Potanin A.Y., et al. Comparative investigation of antibacterial yet biocompatible Ag-doped multicomponent coatings obtained by pulsed electrospark deposition and its combination with ion implantation // *Ceramics International* (2018) 44, 3765-3774

ИССЛЕДОВАНИЕ СМЕЩЕНИЯ ГРАНИЦЫ ЛЕСА НА СЕВЕР В РЕГИОНЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

Калиничева С. В.¹, Максимов Н.А.¹, Никифорова Н.Н.¹, Мисайлов И. Е.¹,

Федоров А.Н.¹

¹Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия;
ikoveta@rambler.ru

Аннотация: В статье приведены исследования, проведенные в зоне Анабарской тундры и лесотундры в регионе Восточной Сибири. По мере потепления климата все дальше на север сдвигается граница лесов – тундра вытесняется лесом, что подразумевает также изменение геоэкологических условий территории. На основе полученных нами данных во время полевых работ в рассматриваемом районе было выявлено влияние растительного покрова на глубину сезонно-талого слоя и температуру пород на глубине подошвы годовых теплооборотов 7-8 м.

STUDY OF FOREST BORDER SHIFT TO THE NORTH IN THE REGION OF EASTERN SIBERIA UNDER A CHANGING CLIMATE

Kalinicheva S.V.¹, Maksimov N.A.¹, Nikiforova N.N.¹, Misailov I. E.¹, Fedorov A.N.¹

¹Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *ikoveta@rambler.ru*

Abstract: The article presents studies carried out in the zone of the Anabar tundra and forest-tundra in the Anabar district in the region of Eastern Siberia. As the climate warms, the forest boundary is shifting further to the north - the tundra is being forced out by the forest, which also mean a change in the permafrost conditions of the territory. Based on the data we obtained during field work in the area under consideration, the influence of the vegetation covers on the depth of the seasonally thawed layer and the ground temperature at the depth of zero annual amplitude of 7–8 m was revealed.

По мере потепления климата все дальше на север сдвигается граница лесов – тундра вытесняется лесом [4, 5], что подразумевает также изменение геоэкологических условий территории. Тундровые ландшафты, отличающиеся повышенной льдистостью, являются наиболее чувствительными к потеплению климата и к техногенному воздействию [1]. Свидетельства о смещении северной границы лесов на север (не только на территории Евразии, но и на Аляске) стали появляться с 30-х годов 20-го столетия в работах разных исследователей [7, 12]. Именно в этот период (1920-1940 гг.) в северных широтах наблюдается максимальное потепление, которое в историю климата вошло как «потепление Арктики» [8]. В последние годы опубликовано достаточно много работ о наступлении леса на тундру, в целом, об увеличении продуктивности Циркумполярной области. По приведенным данным Rees et al. [5] из 4 регионов арктических регионов фактических данных очень мало в регионе Восточной Сибири Российской Арктики. Если на востоке от р. Лены проводились хоть какие-то исследования, как российскими, так и зарубежными учеными, то западная часть от р. Лены остается «белым пятном» во всей Циркумполярной области, где данные о состоянии мерзлотных ландшафтов отсутствуют.

С целью изучения мерзлотных условий на границе тундры и лесотундры к западу от р. Лены, в особенности ареала смещения границы леса, в сентябре и ноябре 2021 г. нами были проведены исследования на северо-западе Якутии. Территория исследования находится за Полярным кругом, административно относится к Анабарскому району РС (Я) и имеет следующие координаты – 71°55' - 71°58' с.ш.; 114°06' - 114°08' в.д. Помимо основной задачи исследования - выявления ареала наступления леса на тундру, в задачи работы, также, входили анализ и сравнение параметров многолетнемерзлых пород (ММП) участка тундры и коренного леса с молодым лесом, в виду того, что изменение растительного покрова влечет за собой изменение мерзлотных условий территории.

В качестве исходных материалов для оценки изменения границы леса, в виду отсутствия ранних (до 1999 г.) космоснимков на исследуемой территории, послужили топокарты 1950 и 1973 гг. Для изучения современного состояния растительного покрова использовались космоснимки Landsat-8/OLI (каналы 1–9 с разрешением 30 м), а также снимки с источников Google, Esri, полученные посредством программы SASPlanet. Для пространственно-временного анализа при работе с данными Landsat-8 использовалась программа ArcGis10.1. Помимо вышеуказанных материалов, в работе также применялись данные тепловой инфракрасной съемки – параметр радиационная температура поверхности ландшафта (тепловое инфракрасное излучение), который отражая ландшафтные условия местности (при определенном выборе времени съемки) может служить одним из достоверных критериев в выделении пород с разными геоэкологическими условиями. Данный критерий ранее нами применялся при исследовании мерзлых и талых в горных районах Южной Якутии [3].

Фактическими материалами для настоящего исследования послужили полученные нами в ходе полевых исследований данные по глубине сезонно-талого слоя (СТС) и температуре пород, измеренные на подошве годовых теплооборотов, а также, ландшафтные описания на трех участках – в тундре, лесотундре – на участке молодого и коренного леса.

Климат исследуемой территории характеризуется резко выраженной континентальностью и суровостью. Среднегодовая температура воздуха по гидрометеостанции Саскылах $-14,0^{\circ}\text{C}$, января – $-35,1^{\circ}\text{C}$, июня $+5,5^{\circ}\text{C}$, абсолютный минимум – -58°C , максимум – $+36^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 228 мм за год, из них около 140-150 мм в теплое время года [9]. В рельефе северная часть территории представлена однообразной пологохолмистой Оленекско-Анабарской низменностью с малыми абсолютными высотами 50-60 м, а местами – 100-150 м. Современный рельеф низменности образовался в результате эрозионной деятельности. Особенно большую роль эрозия сыграла в образовании долин рек. Вблизи Анабарского массива встречаются моренные образования, а в местах, незакрепленных растительностью – эоловые холмы и гряды. Вдоль южного края низменности выделяется ряд столовых возвышенностей (до 200 м), которые представляют собой выходы траппов. Плоская равнина к западу от р. Анабара высотой 60-70 м с редкими холмами испещрена многочисленными озерными котловинами. Южная часть рассматриваемого района представляет собой плоскогорье со средними высотами 200-300 м. Многолетнемерзлые грунты распространены на всей территории улуса. В ее северной части глубина мерзлых грунтов достигает 400-700 м, а в южной, около с. Саскылах - 1000-1500 м. Для территории исследования характерны такие мерзлотные процессы, как солифлюкция, морозная сортировка, термокарст, пучение и термоэрозия. Мерзлотные процессы, в частности, морозобойное растрескивание грунтов определяют важнейшие черты ландшафтов – формирование полигонально-валикового рельефа [6].

Растительный покров играет значительную роль в теплообмене земной поверхности с атмосферой, участвуя в поглощении радиации и встречном излучении [10]. Изменения растительного покрова вызывают соответствующие изменения теплообмена между почвой и атмосферой, которые отражаются на промерзании, протаивании грунтов и развитии вечной мерзлоты [11]. В Анабарском районе, в окрестностях с. Саскылах можно выделить 5 типов растительных ассоциаций (природно-территориальных комплексов). Так, в рассматриваемом районе в пойменных частях рек характерны луга, ивняки, редко ольховники; полигонально-валиковые тундроболотные комплексы представлены зарослями ольховника, ивы (красивая и сизая), пушицы влагилищной и осоки прямостоящей; коренной лес характеризуется лиственничными редколесьями голубично-багульниково-брусничными с травяно-

зеленомошно-лишайниковым покровом; редкостойные лиственничные леса голубично-багульниково-брусничные с травяно-зеленомошно-лишайниковым покровом составляют молодой лес; тундровый ландшафт представлен кустарничково-травяно-мохово-лишайниковым покровом. В данном исследовании, из вышеперечисленных, нами рассматриваются мерзлотные условия на участке коренного леса и молодых редкостойных лиственничных лесов голубично-багульниково-брусничные с травяно-зеленомошно-лишайниковым покровом, а также тундровый ландшафт.

По анализу топографических карт 1950 и 1973 гг., а также современных спутниковых снимков Landsat-8/OLI нами были выявлены ареалы зарастания тундры лесом (рис. 1).

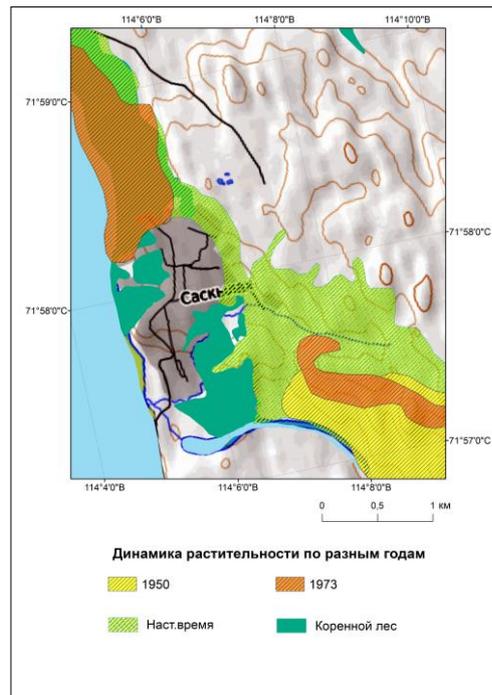


Рис.1. Динамика растительного покрова по разным годам.

Судя по проанализированным спутниковым снимкам и картам рост рассматриваемого участка леса отмечается с 1980-1990 гг. и совпадает по времени со вторым периодом длительного потепления Арктики с 1979 по 2011 гг. [2].

Молодой лес представляет собой узкую промежуточную полосу лесотундровых редиц и характеризуется неравномерным распределенным по площади разреженным древостоем (сомкнутость крон не более 0,2) и с напочвенным покровом, преимущественно, состоящим из представителей тундрового типа. Лиственница здесь характеризуется высотой не более 5,5 м, островершинной кроной, тонким стволом небольшого диаметра и гладкой, светлоокрашенной корой, характерной для молодых деревьев.

Полученные данные в ходе полевых работ (табл. 1) в районе исследования позволили сделать выводы о влиянии растительного покрова на мерзлотные условия подстилающих пород:

СТС имеет наибольшую глубину на участке тундры, с увеличением лесистости СТС уменьшается. Так, среднее значение СТС в тундре по нашим измерениям, как отражено в таблице 1, составляет 0,87 м, в молодом лесу – 0,75 м и в коренном – 0,48 м. Данный факт обуславливается тем, что под крупными деревьями почва протаивает

медленнее, чем на прогалинах. Под лесной растительностью в области вечной мерзлоты СТС в среднем два раза меньше, чем на участках, где нет растительного покрова и торфянистых слоев [11]. Помимо этого, увеличение СТС в тундровой зоне по сравнению с предыдущими годами показало влияние глобального потепления на вечную мерзлоту Арктики.

Таблица 1

| Ландшафты | Тундра | Лесотундра (молодой лес) | Лесотундра (коренной лес) |
|---|----------------|-----------------------------|------------------------------|
| Параметры ММП | | | |
| СТС, м мин./ср./макс. | 0,30/0,87/1,43 | 0,60/0,75/0,90 | 0,48/0,70/0,91 |
| Т (°С) (на подошве годовых теплооборотов 7-8 м) | -6,4...-6,8 °С | -5,1...-5,8 °С | |

Температура грунтов, в противоположность предыдущему фактору, имеет низкие значения в тундре, а в лесотундре температура мерзлых пород выше. Так, если в тундровой зоне температура на подошве годовых теплооборотов составляет $-6,6^{\circ}\text{C}$, то в лесотундре $-5,5^{\circ}\text{C}$. Данный факт объясняется, в основном, тем, что на лесных участках высота снежного покрова больше, чем на безлесных открытых участках. За счет увеличения высоты снежного покрова на участке лесотундровых редин, представленных даурской лиственницей, среднегодовая температура пород, как правило, выше, чем на безлесных открытых территориях в виду того, что снег обладая высокими теплоизоляционными свойствами, повышает среднюю годовую температуру пород. В целом утепляющий эффект снежного покрова растет с повышением его мощности и уменьшением плотности. В тундре значительная плотность снега и ее большая отражательная способность способствуют сильному промерзанию и накоплению большого запаса холода в грунтах в течение долгой зимой, вследствие чего в тундре ММП имеют более низкую температуру, чем на залесенных участках с более мощным и рыхлым снежным покровом, предохраняющим от потери тепла в холодное время года.

Тепловое состояние грунтов, также, отражается на тепловых снимках, полученных в период, когда сезонно-талый слой достигает максимальных значений, а сезонно-мерзлый полностью оттаивает исходя из природных условий рассматриваемой территории. Так, например, на космоснимке радиационной температуры поверхности от 1 августа 2020 г. ландшафты в тундровой зоне отражаются низкими значениями радиационной температуры ($13-14^{\circ}\text{C}$), чем участки с редкостойными лиственничными лесами ($14-16^{\circ}\text{C}$). Самое высокое значение радиационной температуры характерно для территории с коренным лесом ($15-17^{\circ}\text{C}$).

Проведенное исследование в районе Анабарского улуса в зоне тундры и лесотундры с применением полевых данных и материалов космической съемки, а также, картографических материалов, позволило выделить ареалы наступления леса на тундру в условиях меняющегося климата, а также выявить влияние растительного покрова на температуру пород и глубину сезонно-талого слоя. Рассмотренное в данной

статье наступление леса на территории Анабарского района РС (Я) является наглядным примером смещения границы леса на север. Дальнейшее потепление климата сулит продвижение леса все дальше на север, что означает сокращение уникальной экосистемы тундры. В возникшей ситуации необходимо проводить мониторинговые исследования в тундровой зоне. Это позволит контролировать развитие природной среды в зависимости как от естественных факторов (например, климатических), так и техногенных воздействий.

В настоящей работе представлены результаты первого этапа исследования. Работа выполнена в рамках базового проекта СО РАН АААА-А20-120111690009-6.

Литература

1. Fedorov, A.N., Ivanova, R.N., Park, H., Hiyama, T., Iijima, Y. 2014. Recent air temperature changes in the permafrost landscapes of northeastern Eurasia, *POLAR SCIENCE*, Vol. 8, Issue 2, 114-128. DOI://DX.DOI.ORG/10.1016/J.POLAR.2014.02.001.
2. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
3. Kalinicheva S.V., Fedorov A.N., Zhelezniak M.N. Mapping Mountain Permafrost Landscapes in Siberia Using Landsat Thermal Imagery. *GEOSCIENCES* 2019, 9(1),4; <https://doi.org/10.3390/geosciences9010004>.
4. Magnússon, R., Limpens, J., Kleijn, D., van Huissteden, K., Maximov, T. C., Lobry, S., Heijmans, M. Shrub decline and expansion of wetland vegetation revealed by very high resolution land cover change detection in the Siberian lowland tundra. In: *Science of the Total Environment*. 2021, Vol. 782. pp. 1-16.
5. Rees W. G., Hofgaard A., Boudreau S., Cairns D. M., Harper K., Mamet S., Mathisen I., Swirad Z., Tutubalina O. Is subarctic forest advance able to keep pace with climate change? In: *Global Change Biology* 2020, 7 (26), pp. 3965-3977.
6. Анабарский улус: История. Культура. Фольклор / Администрация муниц. Образования «Анабарский национальный (долгано-эвенкийский) улус»; Ин-т гуманитар. исслед. АН РС (Я); Гл.ред. кол. серии В.Н. Иванов (гл. ред.) и др.; Ред. кол.: Боякова С.И. и др. – Якутск: Бичик, 2005. – 232 с.
7. Говорухин В.С. Бугристые болота Северной Азии и потепление Арктики (Западная Сибирь, бассейн р. Северной Сосьвы) // Тр. каф. геогр. ф-та. 1947. Т.9, вып. 4. С. 106-124.
8. Катцов В.М., Порфирьев Б.Н. Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. №2 (6), 2012. С.66-79.
9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып.24: Якутская АССР, кн.1 Сер.3. Многолетние данные, ч. 1-6. – Л., Гидрометеоиздат, 1989. – 607 с.
10. Общее мерзлотоведение (геокриология). – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
11. Тыртиков, А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов / А.П. Тыртиков. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1969. – 192 с.
12. Тюлина Л. Н. О лесной растительности Анадырского края и ее взаимоотношении с тундрой // Тр. Арктического ин-та. 1936. Т. 40. С. 7-212.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОЙ МЕРЗЛОТЫ РАЙОНА РУДНИКА БАРЕНЦБУРГ (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

Караевская Е.С.^{1,2}, Никулина А.Л.¹, Столпникова Е.М.^{3,4}, Ширрмайстер Л.⁵, Карлов Д.С.⁶, Гуро П.В.⁶, Казанцев В.С.⁷, Елизаров И.М.², Меркель А.Ю.², Веттерих С.⁵, Чернов М.С.⁴, Калошин А.Г.⁸, Петров А.Л.⁸, Белов А.А.⁴, Крылов А.В.⁹, Демидов Н.Э.¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия, nikdemidov@mail.ru

²Институт Микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, Москва, Россия, katya_k_s@mail.ru, ivan.elizarov@gmail.com, alexandrmerkel@gmail.com

³Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия, opallada@yandex.ru

⁴Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, *chernov@geol.msu.ru*

⁵Центр Полярных и Морских Исследований, Институт имени Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия, *lutz.schirrmeister@awi.de*, *sebastian.wetterich@awi.de*

⁶ВНИИ Сельскохозяйственной Микробиологии, Санкт-Петербург – Пушкин, Россия, *deniskarlov23@gmail.com*

⁷Институт Физики Атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия, *kazantsev@ifaran.ru*

⁸ВНИ Геологический Нефтяной Институт, Москва, Россия, *a.petrov@vnigni.ru*

⁹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, *krylov-polargeo@yandex.ru*

Изучено прокариотное разнообразие образцов вечной мерзлоты, полученных при бурении мерзлых четвертичных отложений морского генезиса на восточном побережье зал. Гренфьорд о. Западный Шпицберген. Исследование основано на анализе V4 региона гена 16S рРНК, проведенного с помощью секвенирования нового поколения, а также с применением классических микробиологических методов. Вместе с некоторыми физико-химическими характеристиками образцов предложены биогеохимические пути, преобладающие в исследуемых четвертичных осадочных отложениях. В результате филогенетического анализа доминирующих оперативных таксономических единиц были обнаружены представители метаногенных, метан- и аммоний-окисляющих архей, метан-окисляющих, сульфатредуцирующих бактерий, а также гетеротрофных бактерий, участвующих в преобразовании органического вещества.

BIOGEOCHEMICAL PERMAFROST CHARACTERISTICS OF THE BARENTSBURG MINE AREA (WESTERN SPITSBERGEN)

Karaevskaya E.S.^{1,2}, Nikulina A.L.¹, Stolpnikova E.M.^{3,4}, Schirrmeister L.⁵, Karlov D.S.⁶, Guro P.V.⁶, Kazantsev V.S.⁷, Elizarov I.M.², Merkel A.Y.², Wetterich S.⁵, Chernov M.S.⁴, Kaloshin A.G.⁸, Petrov A.L.⁸, Belov A.A.⁴, Krylov A.V.⁹, Demidov N.E.¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia, *nikdemidov@mail.ru*

²Vinogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow, Russia, *katya_k_s@mail.ru*, *ivan.elizarov@gmail.com*, *alexandrmerkel@gmail.com*

³A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russia, *opallada@yandex.ru*

⁴Lomonosov Moscow State University, Soil Science Faculty, Moscow, Russia, *chernov@geol.msu.ru*

⁵Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany, *lutz.schirrmeister@awi.de*, *sebastian.wetterich@awi.de*

⁶All-Russia Research Institute for Agricultural Microbiology, Saint-Petersburg, Pushkin, Russia, *deniskarlov23@gmail.com*

⁷Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia, *kazantsev@ifaran.ru*

⁸All-Russian Research Geological Oil Institute, Moscow, Russia, *a.petrov@vnigni.ru*

⁹Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia, *krylov-polargeo@yandex.ru*

The prokaryotic diversity of permafrost samples obtained by drilling of frozen Quaternary deposits of marine genesis on the east coast of Grøn fjord Bay of Western Spitsbergen has been studied. The study was based on the analysis of the V4 region of the 16S rRNA gene, carried out using next generation sequencing, as well as using classical microbiological methods. Together with some physicochemical characteristics of the samples, biogeochemical pathways prevailing in the studied Quaternary sediments are proposed. As a result of

phylogenetic analysis of the dominant operational taxonomic units, representatives of methanogenic, methane- and ammonium-oxidizing archaea, methane-oxidizing, sulfate-reducing bacteria, as well as heterotrophic bacteria involved in the transformation of organic matter were found.

Рассмотрено прокариотное разнообразие и геохимические свойства образцов, полученных при бурении мерзлых четвертичных отложений морского генезиса на восточном берегу залива Гренфьорд острова Западный Шпицберген, относящиеся к голоцену и позднему плейстоцену (рис. 1, 2) [1, 2, 3].

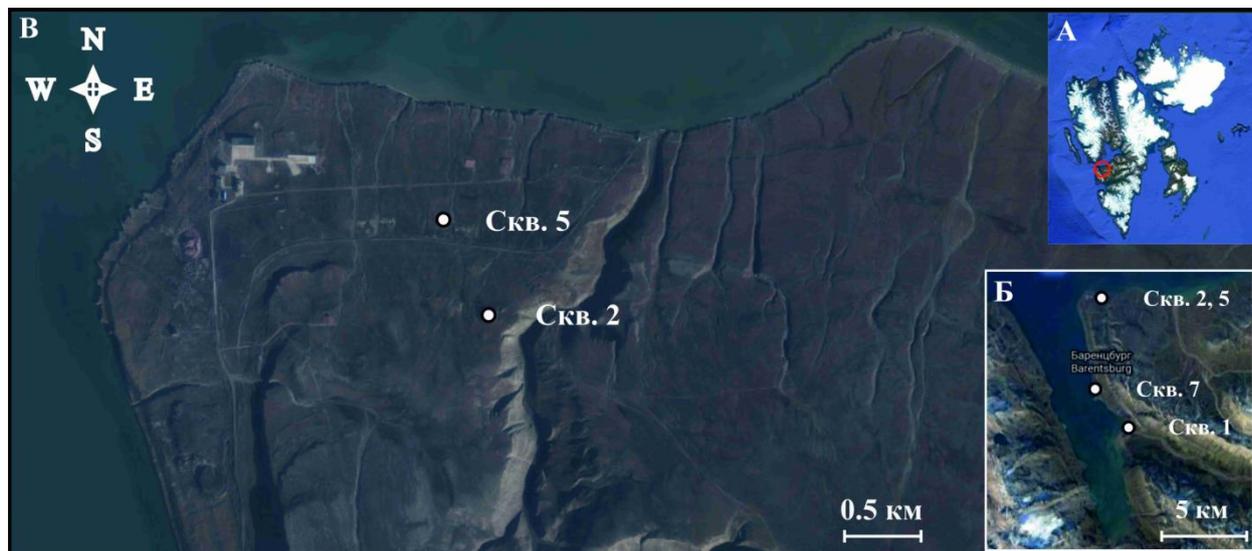


Рис. 1. Район изучаемой территории на архипелаге Шпицберген (А), спутниковый снимок криосферного полигона в Баренцбурге, показывающий расположение скважин 1, 2, 5 и 7 (Б) и точное расположение скважин 2 и 5 (В) (с использованием карт на сайтах <https://google.ru/maps> и <https://toposvalbard.npolar.no>)

Методами исследования были: анализ V4 региона гена 16S рРНК, проведенного с помощью секвенирования нового поколения на приборе MiSeq system (Illumina, USA), классические микробиологические методы (прямая люминесцентная микроскопия на приборе Zeiss Axio Lab.A1 (Германия), аэробное культивирование) [3, 4], элементный анализ на приборе Elementar Vario MAXC (Германия), ускорительная масс-спектрометрия (AMS) с использованием системы мини-датирования углерода MICADAS (Швейцария) [3], ионная хроматография на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-20 Prominence с кондуктометрическим детектором Shimadzu CDD-10AV_{up} (Япония) и ионообменными колонками Phenomenex Star-ionA 300 (США) и Shodex ICYS-50 (Япония) [1], дегазация методом «head space», газовая хроматография на приборе «Кристалл 5000.2» (Россия) [3], сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) LEO 1450VP (Carl Zeiss, Германия) с энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) для микроанализа химических элементов (Oxford Instruments Analytical, Великобритания), определение магнитной восприимчивости с помощью каппаметра (КТ-5, Чехия), а также масс-спектрометрия DeltaV Advantage в сочетании с газовым хроматографом Thermo Science Trace 1310 (Thermo Fisher Scientific, США) [3].

Содержание метана в кернах скв. 7 составило до 0.756 ± 0.004 мл/кг [3], а водорода - до 0.258 ± 0.008 мл/кг (рис. 2). В образце S7-12 (скв. 7, 11.7 м) были обнаружены этилен и этан в концентрациях, сопоставимых с содержанием метана [4], а также пропан, бутан и изобутан. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для метана в этом образце варьировали от -

67.064 до -69.619 (микробный генезис) и от -17.192 до -16.639 ‰ от стандарта VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) для CO₂, а в образце S7-2.3 (скв. 7, 2.3 м) - от -51.71 до -52.03 (смешанный генезис) и от -17.31 до -18.44 ‰ VPDB для CO₂. Послойное исследование скв. 7 позволило обнаружить во вскрываемой ею толще следы колебаний уровня моря, что отражается в наличие слоев с присутствием фрагментов раковин *Muella truncata* на глубинах 4.7 и 10.6 м, колебаний концентраций растворимых солей, сохранных в мерзлоте газов, а также значений магнитной восприимчивости (рис. 2).

Основной состав филумамов домена Bacteria включал в себя *Actinobacteria*, *Proteobacteria*, *Firmicutes*, *Chloroflexi*, *Acidobacteria*, *Nitrospirae* и *Bacteroidetes* (рис. 3) [3], домена Archaea - *Euryarchaeota*, *Bathyarchaeota*, *Thaumarchaeota*, *Woesearchaeota*, *Thermoplasma* и суперфилума *Asgardarchaeota* (рис. 4) [4].

Общее количество клеток в образцах вечной мерзлоты варьировало от $6.73 \pm 0.73 \times 10^6$ до $8.48 \pm 1.49 \cdot 10^7$ клеток в 1 г мерзлоты и от $8.49 \pm 1.31 \cdot 10^7$ до $8.16 \pm 1.09 \cdot 10^8$ в почвах. Количество культивируемых аэробных бактерий в образцах мерзлоты на средах 1/5 TSA и R₂A составило от 0 до $6.20 \pm 0.45 \times 10^4$ КОЕ в 1 г мерзлоты и от $1.13 \pm 0.49 \cdot 10^5$ до $4.10 \pm 0.64 \cdot 10^5$ в почвах. Идентифицированные по гену 16S рПНК чистые культуры бактерий, выросших на этих средах, принадлежали к родам *Arthrobacter*, *Pseudarthrobacter*, *Pseudomonas*, *Rhodoferox*, *Psychrobacter*, *Brevibacillus*, *Planomicrobium*, *Lacisediminihabitans* и *Alpinimonas*.

В целом, филогенетический анализ доминирующих оперативных таксономических единиц (ОТЕ) выявил в сообществах исследуемых образцов представителей галофильных, метаногенных, метан- и аммоний-окисляющих архей, метан-окисляющих, сульфатредуцирующих бактерий, железокисляющих и железовосстанавливающих бактерий, а также гетеротрофных бактерий, участвующих в преобразовании органического вещества.

Характер прокариотных сообществ совместно с типами засоления позволил выделить два типа террас: с преобладающим сульфатно-натриевым засолением, включающим сульфатредукторов рода *Desulfosporosinus* и метаногенов (скв. 2, 7), а также с преобладающим гидрокарбонатно-натриевым засолением с преобладанием аэробных метанотрофов (скв. 5 и в некоторой степени скв. 1). Второй тип засоления согласуется с составом солоноватых гидрокарбонатных и натриевых метан-содержащих подземных вод палеогенового водоносного комплекса, слагающего район Баренцбурга [2].

В результате анализа состава прокариотных сообществ на фоне полуколичественного элементного анализа образцов, нами были выделены два предположительных типа формирования сообществ: наземный и морской. Примером наземного типа стали сообщества в богатых углеродом образцах с преобладанием ОТЕ гетеротрофного семейства *Intrasporangiaceae* филума (*Actinobacteria*), рода *Oryzihumus* (рис. 3), известные представители которых являются преимущественно аэробами [10], обнаруживаемые в почвах [9] или в поверхностных слоях мерзлоты [11].

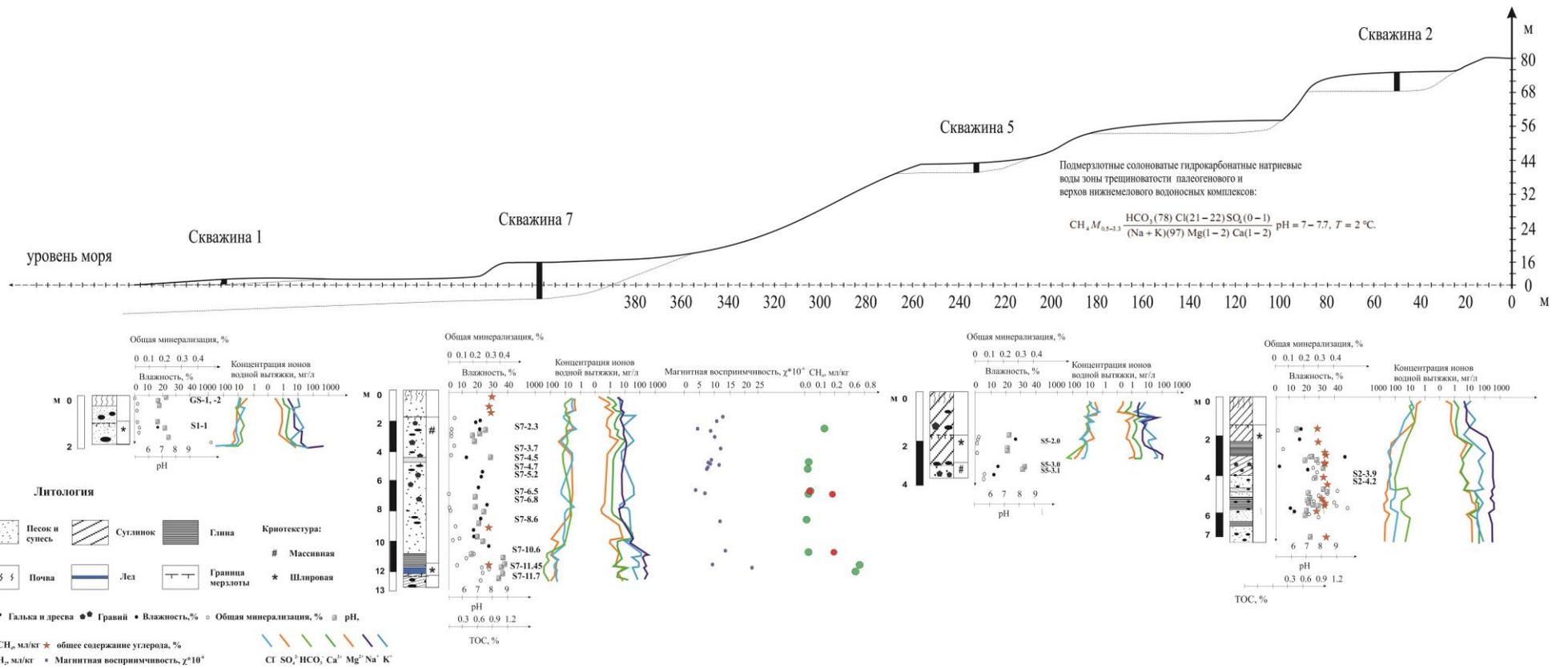


Рис. 2. Схема расположения скважин на лестнице морских террас, криолитологические колонки скважин, некоторые биогеохимические параметры образцов. Названия исследуемых методом секвенирования нового поколения образцов указаны напротив соответствующих глубин [1, 2]

Примером сообществ морских отложений стали сообщества с наличием ОТЕ архей суперфилюма *Asgardarchaeota* (рис. 3, 4), ближайшие родственные последовательности гена 16S рРНК которых были обнаружены в морских экосистемах [6, 7, 8]. ОТЕ галофильных архей рода *Haloarcula*, живущих при концентрациях NaCl 1.5-4.5 М, являющимися аэробными гетеротрофами, но способными расти анаэробно в присутствии нитратов [12] стали поводом для предположений о концентрировании морских солей при образовании морских солончаков в процессе колебаний уровня моря [5].

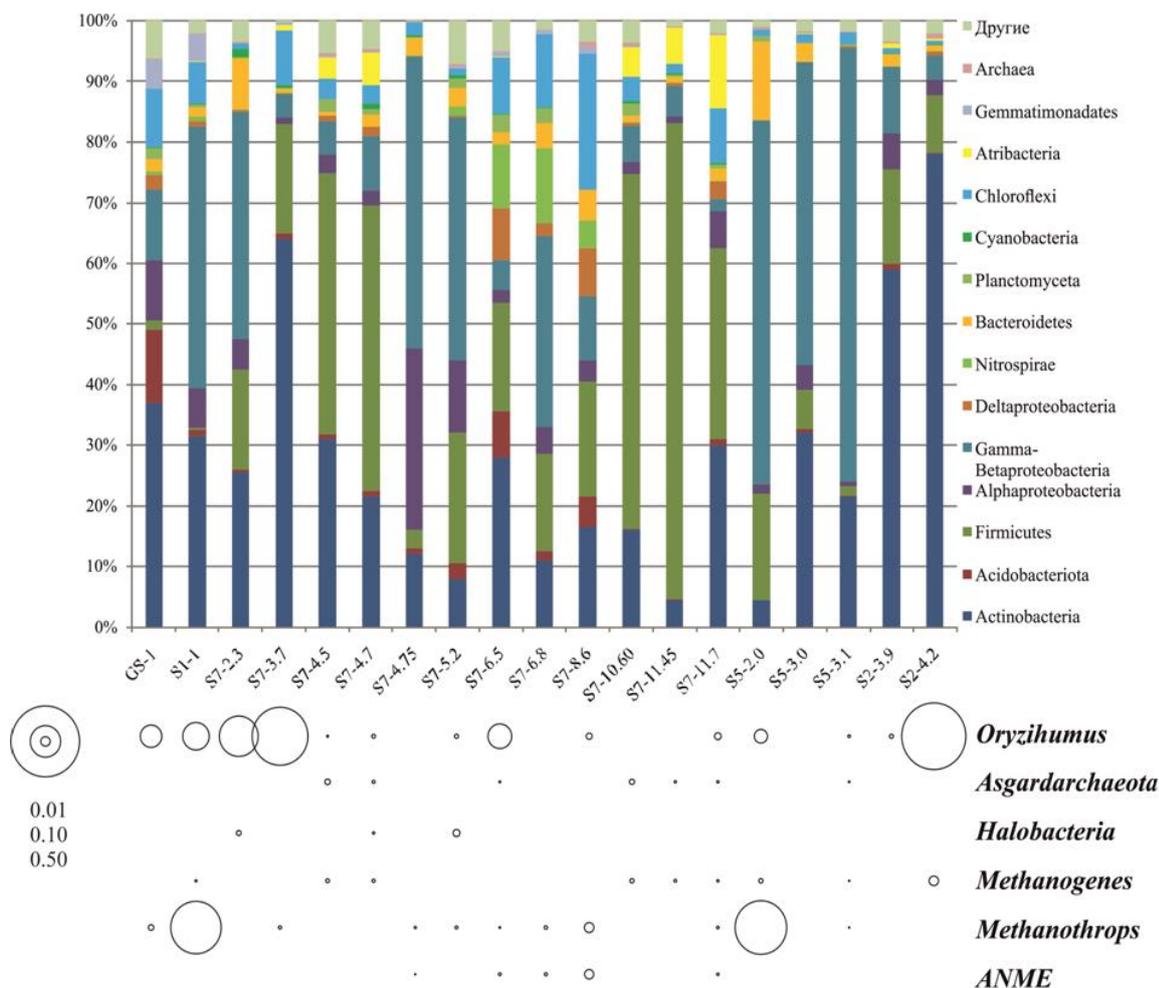


Рис. 3. Относительное обилие филумов домена Bacteria, распределение маркерных таксономических групп прокариот в исследуемых образцах, представленное в долях.

Полученные результаты открывают перспективы микробиологических исследований почв и древних мерзлых толщ архипелага Шпицберген, интересных не только в области палеогеографии, но, в том числе и в области освещенных здесь микробиологических процессов, таких как метаногенез, сульфатредукция, окисление газовых и жидких углеводородных загрязнений, осуществляемых прокариотами в условиях Арктики.

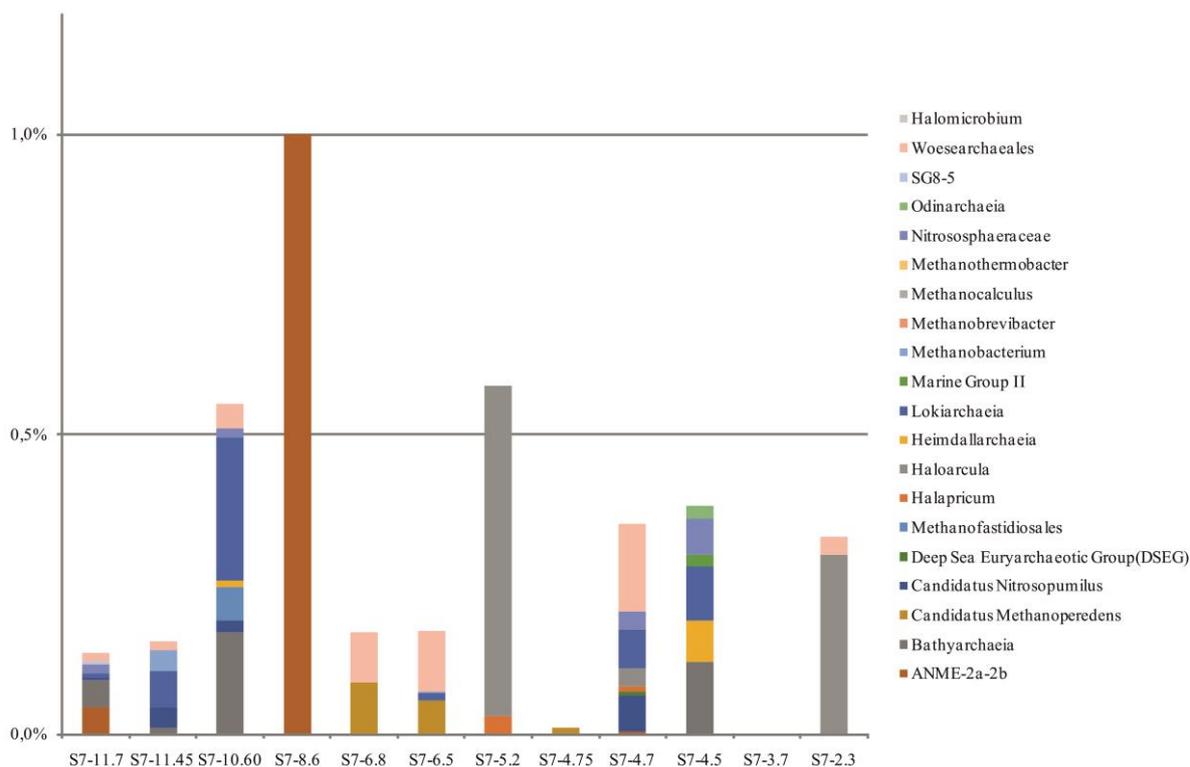


Рис. 4. Относительное обилие ОТЕ домена Archaea в образцах скв. 7

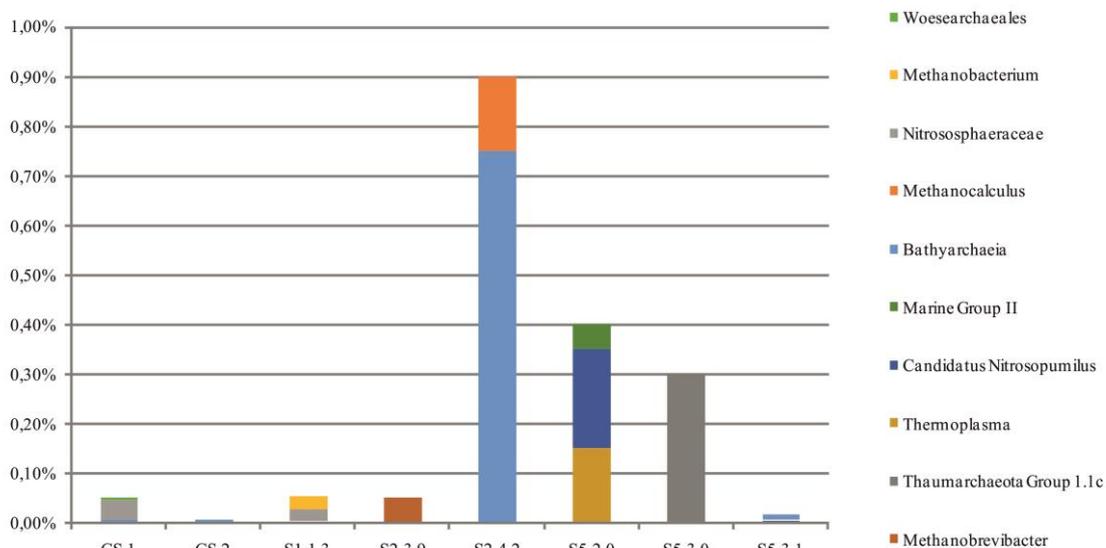


Рис. 5. Относительное обилие ОТЕ домена Archaea в образцах скв. 1, 2 и 5

Полевые работы на криосферном полигоне под Баренцбургом проводились в рамках Российской арктической экспедиции на Шпицбергене (РАЭШ). Работа по секвенированию нового поколения была выполнена в институте микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН за счет гранта Российского научного фонда № 19-77-10066 (Н.Э. Демидов). Анализ содержания растворимого углерода в кернах и радиоуглеродное датирование было выполнено в Центре полярных и морских исследований Института Альфреда Вегенера (AWI) при поддержке Немецкого научно-исследовательского общества (DFG) по проекту № WE4390/7-1 (С. Веттерих). Работа

по культивированию аэробных бактерий была выполнена на факультете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова и во ВНИИ Сельскохозяйственной Микробиологии за счет гранта Российского научного фонда № 20-76-10042 (Д.С. Карлов). Оборудование для проведения исследований микростроения фракции < 1 мм образцов и их локального химического состава (СЭМ) приобретено за счет средств «Программы развития Московского университета».

Литература

- [1] Демидов Н.Э., Караевская Е.С., Веркулич С.Р., Никулина А.Л., Саватюгин Л.М. Первые результаты мерзлотных наблюдений на криосферном полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 1. № 4 (110). С. 67-79.
- [2] Демидов Н.Э., Борисик А.Л., Веркулич С.Р., Веттерих С., Гунар А.Ю., Демидов В.Э., Желтенкова Н.В., Кошуриков А.В., Милославский М.Ю., Никулина А.Л., Новиков А.Л., Саватюгин Л.М., Сироткин А.Н., Терехов А.В., Угрюмов Ю.В., Шарин В.В., Ширрмайстер Л. Мерзлотно-гидрогеологические условия острова западный шпицберген в районе российских рудников и поселков Баренцбург, Колсбей, Грумант: новые данные и обобщение работ начиная с 1930-х годов // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 4. С. 68-93.
- [3] Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Калошин А.Г., Петров А.Л., Карлов Д.С., Ширрмайстер Л., Белов А.А., Веттерих С. Бактериальные сообщества мерзлых четвертичных пород морского генезиса на побережье о. Западный Шпицберген // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 2. С. 75–98.
- [4] Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Калошин А.Г., Петров А.Л., Карлов Д.С., Ширрмайстер Л., Белов А.А., Веттерих С. Архейные сообщества мерзлых четвертичных пород морского генезиса на побережье о. Западный Шпицберген // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 3. С. 20–38.
- [5] Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Никулина А.Л., Столпникова Е.М., Ширрмайстер Л., Карлов Д.С., Гуро П.В., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Веттерих С. Прокариотные сообщества мерзлых четвертичных пород морского генезиса острова Западный Шпицберген как палеогеографический маркер // Пути эволюционной географии. Выпуск 2: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). Москва: Институт географии РАН. 2021. С. 141-143.
- [6] Hoshino T., Inagaki F. A comparative study of microbial diversity and community structure in marine sediments using poly (A) tailing and reverse transcription-PCR // *Frontiers in Microbiology*. 2013. V. 4. P. 160.
- [7] Imachi H., Nobu M.K., Nakahara N., Morono Y., Ogawara M., Takaki Y., Takano Y., Uematsu K., Ikuta T., Ito M., Matsui Y., Miyazaki M., Murata K., Saito Y., Sakai S., Song Ch., Tasumi E., Yamanaka Y., Yamaguchi T., Kamagata Y., Tamakai H., Takai K. Isolation of an archaeon at the prokaryote–eukaryote interface // *Nature*. 2000. V. 577 (7791). P. 519-525.
- [8] Jørgensen B.B., Beulig F., Egger M., Petro C., Scholze C., Røy H. Organoclastic sulfate reduction in the sulfate-methane transition of marine sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 254. P. 231-245.
- [9] Kim D.U., Kim S.G., Lee H., Park A.Y., Ka J.O. *Oryzihumus soli* sp. nov., isolated from soil and emended description of the genus *Oryzihumus* // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. 2017. V. 67 (10). P. 3960-3964.
- [10] Lim J.M., Kim S.J., Hamada M., Ahn J.H., Weon H.Y., Suzuki K.I., Ahn T.-Y., Kwon S.W. *Oryzihumus terrae* sp. nov., isolated from soil and emended description of the genus *Oryzihumus* // *International journal of systematic and evolutionary microbiology*. 2014. V. 64 (Pt_7). P. 2395-2399.
- [11] Müller O., Bang-Andreasen T., White III R.A., Elberling B., Taş N., Kneafsey T., Jansson J.K., Øvreås L. Disentangling the complexity of permafrost soil by using high resolution profiling of microbial community composition, key functions and respiration rates // *Environmental Microbiology*. 2018. V. 20 (12). P. 4328-4342
- [12] Oren A., Ginzburg M., Ginzburg B. Z., Hochstein L.I., Volcani B.E. *Haloarcula marismortui* (volcani) sp. nov., nom. rev., an extremely halophilic bacterium from the Dead Sea // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. 1990. V. 40 (2). P. 209-210.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОКАРИОТНОГО РАЗНООБРАЗИЯ СЕЗОННО-ТАЛОГО СЛОЯ РАЙОНОВ НЕЛЕГЕР и СУЛЛАР (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) С ПОМОЩЬЮ ПРОФИЛИРОВАНИЯ V4 ФРАГМЕНТА ГЕНА 16S рРНК

Караевская Е.С.¹, Чербунина М.Ю.², Меркель А.Ю.¹, Кривенок Л.А.³, Казанцев В.С.³, Солдатова Е.А.⁴, Ефремов В.С.⁵, Тананаев Н.И.⁵

¹Институт Микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, Москва, Россия, katya_k_s@mail.ru, alexandrmerkel@gmail.com

²Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, cherbuninamariya@gmail.com

³Институт Физики Атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия, krivenok@ifaran.ru, kazantsev@ifaran.ru

⁴Тюменский государственный университет, г. Тюмень, Россия, e.a.soldatova@utmn.ru

⁵Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия, nikita.tananaev@gmail.com

С помощью анализа профилей фрагмента V4 гена 16S рРНК изучено прокариотное разнообразие образцов сезонно-талого слоя левого (стационар Нелегер) и правого (источник Суллар) берегов реки Лена. Основная роль прокариотных сообществ для верхних слоев (выше 2 м) аласа и ледового комплекса на Нелегере принадлежит гетеротрофным группам бактерий, участвующих в циклах углерода и азота, а для песчаных отложений Суллара – железоокисляющим, метанотрофным и фототрофным, в целом психрофильным бактериальным группам.

INVESTIGATION OF THE PROKARYOTIC DIVERSITY OF SEASONAL-THAWED LAYER IN THE NEGER AND SULLAR REGIONS (CENTRAL YAKUTIA) BY PROFILING THE V4 FRAGMENT OF THE 16S rRNA GENE

Karaevskaya E.S.¹, Cherbunina M.Y.², Merkel A.Y.¹, Krivenok L.A.³, Kazantsev V.S.³, Soldatova E.A.⁴, Efremov V.S.⁵, Tananaev N.I.⁵

¹Vinogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow, Russia, katya_k_s@mail.ru, alexandrmerkel@gmail.com

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, cherbuninamariya@gmail.com

³Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia, krivenok@ifaran.ru, kazantsev@ifaran.ru

⁴University of Tyumen, Tyumen, Russia, e.a.soldatova@utmn.ru

⁵The Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia, nikita.tananaev@gmail.com, evs.imz.dendro@mail.ru

The prokaryotic diversity of samples of the seasonal-thawed layer of the left (Neger stationary) and right (Sullar spring) banks of the Lena River has been studied by analyzing the profiles of the V4 fragment of the 16S rRNA gene. The main role of prokaryotic communities for the upper layers (above 2 m) of the alas and the ice complex on the Neleger belongs to heterotrophic groups of bacteria involved in carbon and nitrogen cycles, and for the Sullar sand deposits – iron-oxidizing, methanotrophic and phototrophic, generally psychrophilic bacterial groups.

Объектами исследования стали образцы активного или сезонно-талого слоя (СТС) скважин 1 (алас) и 2 (ледовый комплекс) на стационарной мониторинговой площадке Нелегер (рис. 1) на левом берегу р. Лена, а также образцы песка из осадочных отложений источника Суллар на правом берегу р. Лена (рис. 2).



Рисунок 1. Район исследований – Нелегер, расположение форм рельефа аласа и ледового комплекса.

Методами исследования были: анализ V4 региона гена 16S рРНК, проведенного с помощью секвенирования нового поколения на приборе MiSeq system (Illumina, USA), исследование образцов грунта с помощью многофазного анализатора углерода LECO RC612 (LECO Corporation, США), воды – с помощью мультипараметрического измерителя WTW 340 Multi (Германия) и портативного оксиметра AZ8401 (AZ Instrument, Китай), метод закрытых камер для измерения удельных потоков метана и углекислого газа (статических камер для наземных экосистем [1] и плавающих для водных [6]), газовая хроматография на приборе «Кристалл 5000.2» (Россия).

Стационар Нелегер расположен в 35 км на северо-западе от Якутска, на Лено-Амгинской аласной провинции Средней Сибири. В результате буровых работ скважинами 1 и 2 были вскрыты 15-метровые слои четвертичных отложений и подстилающих их предположительно неогеновых или переходных неоген-четвертичных песков. Слои СТС представляют собой переслаивание супесей и суглинков для аласа (скв. 1) и пылеватую супесь для ледового комплекса (скв. 2). Содержание общего углерода в СТС в аласе составило до 0.8-0.9% с максимумами в верхней части и на подошве СТС, в пределах переходного слоя. Измерения потоков метана из СТС показали более высокие значения над аласом, нежели над ледовым комплексом.

- Источник Суллар расположен в Мегино-Кангаласском улусе Республики Саха (Якутия), в 32 км к северо-северо-востоку от г. Якутск, на Бестяхской террасе р. Лена. Здесь находится область распространения межмерзлотных водоносных таликов, образующих постоянно-действующие выходы напорных межмерзлотных вод. Отложения Бестяхской террасы представляют собой однородные тонко- и среднезернистые желтовато-серые пески мавринской свиты [2], возраст которых оценивается от 27.6 тыс. лет в нижней части толщи до 6.1 тыс. лет в верхней части [3]. Предполагается, что они имели аллювиальное происхождение, но позже подвергались

интенсивной эоловой переработке. Хемогенный компонент этих отложений представлен железо-карбонатной минеральной фазой. Суммарный дебит источника Суллар - около 10 л/с. Воды источника ультрапресные, средняя удельная электропроводность составила 347 мкСм/см. Значение рН в зоне разгрузки 7.63, температура воды не превышала 1.0 °С, концентрация кислорода составляли 1.89 мг/л. По мере удаления от источника температура воды повышалась от 1.2 до 12.0 °С, при рН 7.78, УЭП 362 мкСм/см, содержание кислорода составляло 4.69 мг/л (насыщение 36%), а при рН 7.83 содержание кислорода составило 10.04 мг/л (насыщение 94%).

Удельные потоки метана в источнике (над выклиниванием подмерзлотных вод) и некотором удалении от него составили от 90.17 до 31.91 мгС/м²/ч, а углекислого газа непосредственно над выклиниванием - 0.23-0.37 мгС/м²/ч.

Результаты сравнения ампликоновых библиотек образцов на уровне филумов представлены на рисунке 3 и показывают в целом преобладание бактериальных филумов *Actinobacteria*, *Proteobacteria*, *Chloroflexi Gemmatimonadota* и *Acidobacteriota* для образцов СТС Нелегера и *Actinobacteria* и *Proteobacteria* для образцов Суллара. Это говорит о том, что в этих слоях активно идут процессы преобразования органического вещества, но при этом не исключены автотрофные микробиологические процессы.



Рисунок 2. Район исследований – русло ручья Суллар, из которого были отобраны образцы влажного песка для профилирования (Sul-UP и Sul-DOWN).

В образце Sul-UP выявлена небольшая доля филума *Cyanobacteria* (2.5 %), что говорит о присутствии в исследуемом слое песка с поверхности русла фототрофных микробиологических процессов, а также об их незначительной доле в донном осадке ручья и в СТС Нелегера. Последнее, вероятнее всего, связано с однородностью слоя и

отсутствием в нем следов поверхностного скопления влаги (луж, ручьев), что также сопровождается повышенной сухостью этих слоев в момент отбора проб.

Состав основных (>1 %) ОТЕ (оперативных таксономических единиц) представлен на рисунках 4 и 5. Из них видно, что в целом наибольшей «пестротой» сообщества характеризуются самый верхний слой (10 см) для ледового комплекса Нелегера и образец Sul-UP.

Филум *Gemmatimonadota*, в большом количестве отмеченный в образцах аласа и ледового комплекса с глубины 0.9 м, включает обитателей почв и сточных вод. У его представителей был обнаружен центр фотосистемы II [21, 22].

Порядок *Gaiellales*, в значительной доле присутствовал в образцах А-0.9 и чуть меньше – в IC-0.1, единственный его типовой культивируемый представитель *Gaiella occulata* F2-233^T, строгий аэроб, ассимилирующий некоторые сахара, растущий между 15 и 45 °С и рН 5.0 и 9.0, содержания NaCl менее 1 %, восстанавливающий нитрат до нитрита, был обнаружен в глубоких минеральных водах Португалии [4].

Группа порядка *Solirubrobacterales* 67-14 также составляла значимую долю в образцах аласа и верхнего слоя почвы ледового комплекса – этот порядок известен тем, что его представители предпочитают потребление простых сахаров [10], которые могут поступать в почву из ризосферы растений.

Группы филума *Chloroflexi* Gitt-GS-136 и KD4-96 ранее преобладали в образцах позднеплейстоценовых-голоценовых жильных льдов Мамонтовой горы и позднеплейстоценового льда и покровного суглинка Сырдаха [8]. *Chloroflexi* включают в себя анаэробных фототрофных бактерий, галогенофилов и аэробных термофилов [11].

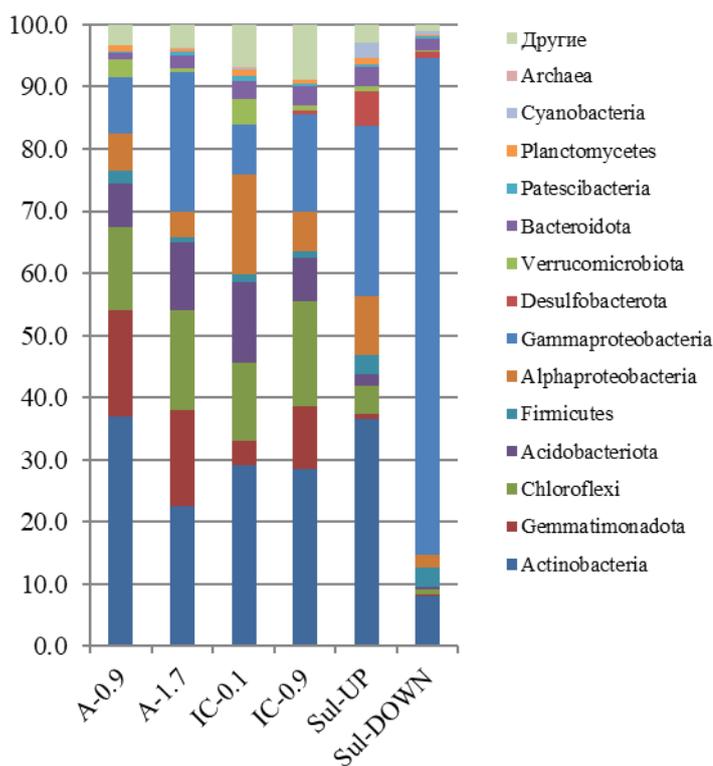


Рисунок 3. Относительное обилие основных филумов домена Bacteria и доля домена Archaea в исследованных образцах, выраженное в %.

Семейство *Nitrosomonadaceae*, в наибольшей доле представленное в более глубоких образцах СТС - А-1.7 и IC-0.9, включает участников цикла азота - окислителей аммония до нитрита (нитрификаторов) [18].

Отмечаем присутствие в более глубоких образцах СТС порядка *Actinomarinales*, встречаемых в океанических водах галофильных гетеротрофных бактерий [16]. Можно предположить, что, благодаря климату Центральной Якутии, где испарение превышает осадки и присутствуют засоленные типы почв, обитающие в них микроорганизмы также приспособлены к повышенным концентрациям растворимых солей.

В образце Sul-UP преобладали филумы *Proteobacteria* и *Actinobacteria*, тогда как в образце Sul-DOWN значительно преобладал филум *Proteobacteria* (рис. 3). Среди ОТЕ (рис. 5) были выявлены потенциальные участники циклов метана и железа. Среди них преобладали представители родов *Crenothrix* (8 и 40 % для образцов Sul-UP и Sul-DOWN соответственно), *Methylobacter* (5 и 3 %), *Methylotenera* (3 и 9 %), *Geobacter* (3 и 0.9 %), *Gallionella* (0.45 и 1 %), а также семейств *Methylomonadaceae* (15 и 60 %) и *Geobacteriaceae* (4 и 1 %). *Crenothrix polyspora*, которому на 96.43 %, родственны обнаруженные нами ОТЕ, является как известным окислителем железа, так и метанотрофом [17, 19]. Метанотрофными бактериями также являются представители рода *Methylobacter* (99.2 % - *M. psychrophilus*) [20], а рода *Methylotenera* – метилотрофными бактериями [14]. *Gallionella* (*G. ferruginea* - 98.02 %) [12] является известной железooksисляющей бактерией, в то время как семейство *Geobacteriaceae* и род *Geobacter* включает в себя железоредуцирующих бактерий (восстанавливающих Fe (III) до Fe (II)) [13]. Семейство *Methylomonadaceae* включает аэробных потребителей одноуглеродных органических соединений, в том числе метана [7].

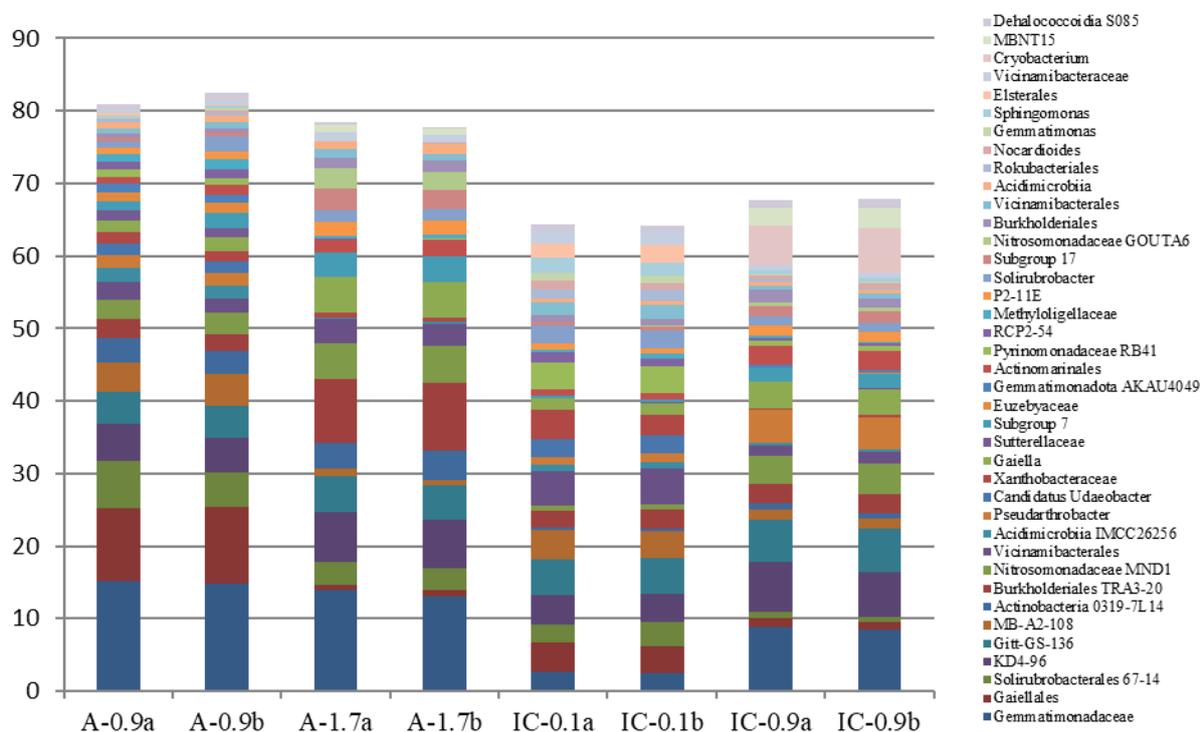


Рисунок 4. Обилие основных ОТЕ (> 1 %) домена Bacteria в исследованных образцах СТС скважин 1 (алас) и 2 (ледовый комплекс) Нелегер в двух повторностях, выраженное в %.

Crenothrix polyspora образует слизистые и студенистые отложения оксида железа [9]. Клетки *Gallionella* представляют собой «стебель», состоящий из фибрилл микоплазмодияльного клеточного тела, покрытых бактериогенным оксидом железа [5].

В образце Sul-DOWN преобладают представители рода *Desulfuromonas*, который включает восстановителей элементарной серы до H_2S [15] и предпочитающих анаэробные и засоленные условия.

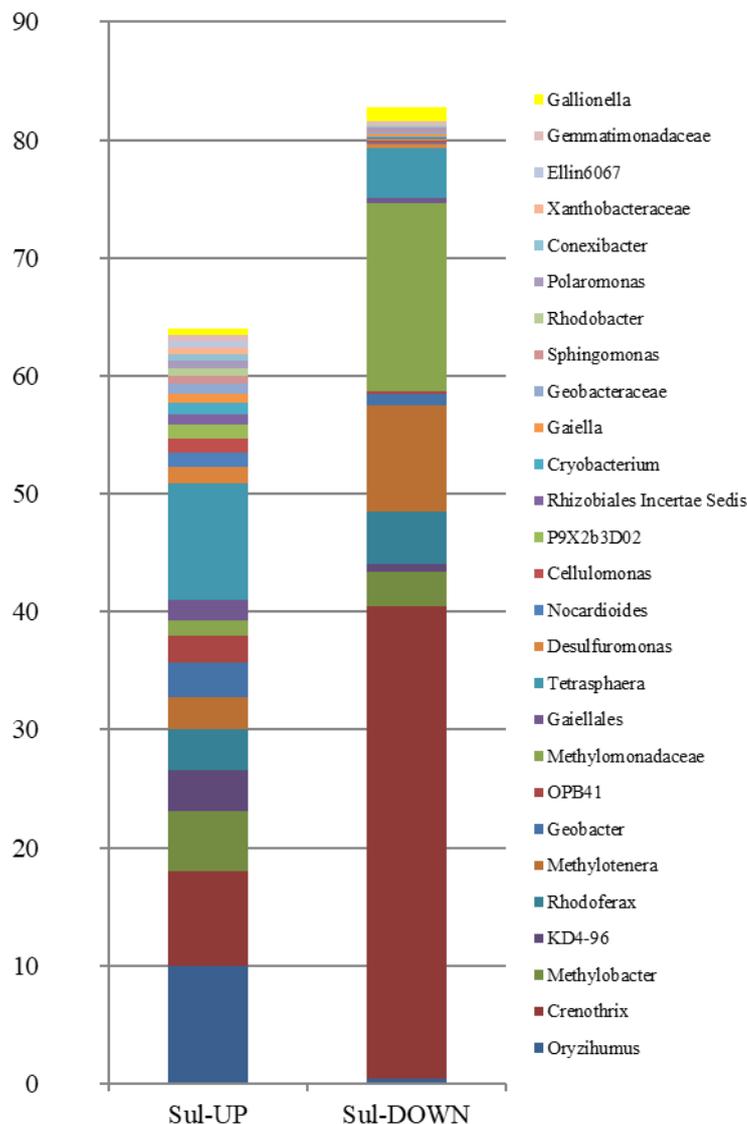


Рисунок 5. Относительное обилие основных ОТЕ (> 1 %) домена Bacteria в исследованных образцах источника Суллар, выраженное в %.

Для образца Sul-UP характерно преобладание гетеротрофных аэробных групп бактерий (родов *Oryzihumus*, *Tetrasphaera*, *Cellulomonas* и холодолюбивых родов *Cryobacterium* и *Polaromonas*), фототрофных пурпурных несерных бактерий (род *Rhodofera*), бактериальных фотосинтетиков (род *Rhodobacter*) и цианобактерий.

Домен Archaea был представлен в исследуемых сообществах от 0.04 % (Суллар) до 0.3 % (Нелегер), поэтому, исходя из чувствительности метода, уверенно говорить о его составе мы не можем. Однако среди ОТЕ СТС Нелегера преобладали представители семейства аммоний окисляющих архей *Nitrososphaeraceae* (филум *Thaumarchaeota*) кроме образца IC-0.9, где таксономический состав архей (составивших

всего 0.1 % от сообщества) был довольно пестрым (Marine Group II, *Woesearchaeales*, *Crenarchaeota* и *Halobacterota* – потенциально включающий метаногенных архей и анаэробных окислителей метана (ANME)). Преобладающей архейной группой в образцах песка Суллара была Marine Group II, которая считается активным участником цикла углерода в мировом океане филогенетически стоит рядом с родом *Thermoplasma* и некоторыми метаногенами [23].

Таким образом, мы видим потенциальную ценность в прокариотных сообществах исследуемых слоев СТС Нелегера, как осуществляющих доступность для растений нитратов, а также преобразование почвенного органического вещества. В песчаных отложениях ручья Суллар – доступность для растений железа, а также препятствие попадания в атмосферу всего объема выделяющегося при таянии мерзлоты метана. В свою очередь, мы не исключаем присутствие в исследуемых толщах процесса микробного метаногенеза, однако он не является преобладающим.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 21-55-75004.

Литература

- [1] Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва - атмосфера. Томск, ТГПУ, 2010. С. 104.
- [2] Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений Бестяхской террасы // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 60. М.: Наука. 1991. С. 68–78.
- [3] Правкин С.А., Большинов Д.Ю., Поморцев О.А., Савельева Л.А., Молодьков А.Н., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 2. С. 209–229.
- [4] Albuquerque L., França L., Rainey F.A., Schumann P., Nobre M.F., da Costa M.S. *Gaiella occulta* gen. nov., sp. nov., a novel representative of a deep branching phylogenetic lineage within the class *Actinobacteria* and proposal of *Gaiellaceae* fam. nov. and *Gaiellales* ord. nov. *Systematic and Applied Microbiology*. 2011. V. 34 (8). P. 595-599.
- [5] Anderson C.R., Pedersen K. In situ growth of *Gallionella* biofilms and partitioning of lanthanides and actinides between biological material and ferric oxyhydroxides // *Geobiology*. 2003. V. 1 (2). P. 169-178.
- [6] Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // *Global Biogeochem. Cycles*. 2004. V. 18. GB4009.
- [7] Cabrol L., Thalasso F., Gandois L., Sepulveda-Jauregui A., Martinez-Cruz K., Teisserenc R., Tananaev N., Tveit A., Svenning M.M., Barret M. Anaerobic oxidation of methane and associated microbiome in anoxic water of Northwestern Siberian lakes // *Science of the Total Environment*. 2020. V. 736. P. 139588.
- [8] Cherbunina M.Y., Karaevskaya E.S., Vasil'chuk Y.K., Tananaev N.I., Shmelev D.G., Budantseva N.A., Merkel A.Y., Rakitin A.L., Mardanov A.V., Broushkov A.V., Bulat S.A. Microbial and geochemical evidence of permafrost formation at Mamontova Gora and Syrdakh, Central Yakutia // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. P. 1020.
- [9] Cohn F. Über den Brunnenfaden (*Crenothrix polyspora*) mit Bemerkungen über die mikroskopische Analyse des Brunnenwassers. In: Cohn F (eds), Beiträge zur Biologie der Pflanzen 1 (Heft 1), 1870. Max Müller, Breslau. 1870. P. 108-131.
- [10] Foese B.U., Geppert A., Rohde M., Overmann J. *Parviterribacter kavangonensis* gen. nov., sp. nov. and *Parviterribacter multiflagellatus* sp. nov., novel members of *Parviterribacteraceae* fam. nov. within the order *Solirubrobacterales*, and emended descriptions of the classes *Thermoleophilia* and *Rubrobacteria* and their orders and families // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. 2016. V. 66 (2). P. 652-665.
- [11] Gupta R.S., Chander P., George S. Phylogenetic framework and molecular signatures for the class *Chloroflexi* and its different clades; proposal for division of the class *Chloroflexi* class. nov. into the suborder *Chloroflexineae* subord. nov., consisting of the emended family *Oscillochloridaceae* and the family *Chloroflexaceae* fam. nov., and the suborder *Roseiflexineae* subord. nov., containing the family *Roseiflexaceae* fam. nov. // *Antonie van Leeuwenhoek*. 2012. V. 103 (1). P. 99–119.
- [12] Hallbeck L.E.L., Pedersen K. *Gallionella* // *Bergey's Manual of Systematics of Archaea and Bacteria*. 2015. C. 1-10.

- [13] Holmes D.E., O'neil R.A., Vrionis H.A., N'guessan L.A., Ortiz-Bernad I., Larrahondo M.J., ... Lovley D.R. Subsurface clade of *Geobacteraceae* that predominates in a diversity of Fe (III)-reducing subsurface environments // The ISME journal. 2007. T. 1. №. 8. C. 663-677.
- [14] Kalyuzhnaya M.G., Beck D.A., Vorobev A., Smalley N., Kunkel D.D., Lidstrom M.E., Chistoserdova L. Novel methylotrophic isolates from lake sediment, description of *Methylotenera versatilis* sp. nov. and emended description of the genus *Methylotenera* // International journal of systematic and evolutionary microbiology. 2012. T. 62. №. 1. C. 106-111.
- [15] Kuever J., Rainey F.A., Widdel F. *Desulfuromonas* // Bergey's Manual of Systematics of Archaea and Bacteria. 2015. P. 1-7.
- [16] López-Pérez M., Haro-Moreno J.M., Iranzo J., Rodriguez-Valera F. Genomes of the “*Candidatus Actinomarinales*” order: highly streamlined marine epipelagic Actinobacteria // Msystems. 2020. V. 5 (6). P. e01041-20.
- [17] Oswald K., Graf J.S., Littmann S., Tienken D., Brand A., Wehrli B., ... Milucka J. *Crenothrix* are major methane consumers in stratified lakes. // The ISME journal. 2017. T. 11. №. 9. C. 2124-2140.
- [18] Prosser J. I., Head I. M., Stein L. Y. The family *Nitrosomonadaceae* // The prokaryotes: *Alphaproteobacteria* and *Betaproteobacteria*. Springer Berlin/Heidelberg. 2014. P. 901-918.
- [19] Stoecker K., Bendinger B., Schöning B., Nielsen P.H., Nielsen J.L., Baranyi C., Toenshoff E.R., Daims H., Wagner, M. Cohn's *Crenothrix* is a filamentous methane oxidizer with an unusual methane monooxygenase // Proceedings of the national academy of sciences. 2006. V. 103 (7). P. 2363-2367.
- [20] Tourova T.P., Omel'chenko M.V., Fegeding K.V., Vasil'eva L.V. The phylogenetic position of *Methylobacter psychrophilus* sp. nov. // Microbiology (Mikrobiologiya). 1999. T. 68. №. 4. C. 493-495.
- [21] Zeng Y., Selyanin V., Lukeš M., Dean J., Kaftan D., Feng F., Koblížek M. Characterization of the microaerophilic, bacteriochlorophyll a-containing bacterium *Gemmatimonas phototrophica* sp. nov., and emended descriptions of the genus *Gemmatimonas* and *Gemmatimonas aurantiaca* // International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology. 2015. V. 65, (8). P. 2410-2419.
- [22] Zeng Y., Koblížek M. Phototrophic *Gemmatimonadetes*: a new “purple” branch on the bacterial tree of life // Modern Topics in the Phototrophic Prokaryotes. Springer, Cham, 2017. P. 163-192.
- [23] Zhang C.L., Xie W., Martin-Cuadrado A.B., Rodriguez-Valera F. Marine Group II Archaea, potentially important players in the global ocean carbon cycle // Frontiers in Microbiology. 2015. P. 1108.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ В ПЕРИОД ГОЛОЦЕНА ЮЖНОЙ ГИПОАРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Кузнецова А.О.¹, Слагода Е.А.¹, Королева Е.С.¹, Тихонравова Я.В.²

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

²Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, Якутск

Определен флористический состав, время накопления, степень разложения и зольность голоценовых торфяников. Реконструированы экологические условия голоцена в районе Пур-Тазовского междуречья.

Kuznetsova A.O.¹, Slagoda E.A.¹, Koroleva E.S.¹, Tikhonravova Y.V.²

¹Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia

²Institute of Permafrost P.I.Melnikova SB RAS, Yakutsk, Russia

The floristic composition, time of accumulation, degree of decomposition and ash content of Holocene peatlands have been determined. The ecological conditions of the Holocene in the area of the Pur-Taz interfluvium have been reconstructed.

Для реконструкций экологических условий голоцена используют динамику растительных сообществ, хорошо сохраняющихся в торфах северных тундр. Растения-торфообразователи могут служить надежным индикатором условий среды, поскольку они захоронены на месте произрастания. Каждый вид растений характеризуется собственными пределами условий жизнеспособности, отсутствие одного из основных

благоприятных параметров убивает растение, как бы ни были благоприятны прочие факторы [6]. Для гипоарктических тундр Западной Сибири в настоящее время недостаточно известно о структуре и функционировании торфяников в эпоху голоцена.

Цель исследования - реконструкция экологических обстановок, методом определения флористического состава торфяных горизонтов хасыреев на севере Пур-Тазовского междуречья. Микроскопическим методом, при помощи атласов-определителей [2,3,4,5], и собственной коллекции микропрепаратов современных растений севера определены растительные остатки в слоях торфа, вскрытых расчистками В7-17, В8-17 и в скважине С3-20 [9]. Степень разложения торфа установлена методом центрифугирования по ГОСТ 10650, 2013. Зольность определена методом обжига проб торфа в муфельной печи при 800°C, согласно ГОСТ 11306, 2013. Возраст торфяных образцов определен радиоуглеродным методом C^{14} Симоновой Г.В. (ЛБИТ, ИМКЭС СО РАН) и Заозовской Э.П. (ИГ РАН).

Район исследований в пределах южной гипоарктической тундры Западной Сибири характеризуется суровым климатом. В период наблюдений (2017– 2020 гг.) по данным метеостанции Тазовский среднегодовая температура составила $-5,2^{\circ}C$ [7]. Среднегодовое количество осадков около 400 мм, большая часть из которых (250–300 мм) выпадает в теплый период. Глубина сезонного протаивания на разных участках в 2018 г составила 51-106 см [10].

В разрезе В7-17, мощностью 0,9 м, в береговом уступе озера непрерывно отобрано 8 проб торфа: из талого - с глубин 0,0 - 0,45 и мерзлого - 0,45 - 0,9 м (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика торфяных образцов расчистки В7-17.

| № | Глубина м | Флористический состав, % | Зольность % | Ст. разлож.,% | Период |
|---|-------------|---|-------------|---------------|------------------|
| 8 | 0 – 0,07 | Sph.angustifolium 70, Sph.fimbriatum 10, Dicranum sp. 15, печеночные мхи 5 | 7,8 | 21 | Субатлантический |
| 7 | 0,07 – 0,23 | Sph. jensenii 50, Sph.angustifolium 25, Carex pauciflora 10, Betula nana 5, Sanguisorba tenuiflora 5 | 7,2 | 45 | Атлантический |
| 6 | 0,23 – 0,4 | Sph. magellanicum 40, Sph. balticum 50, Sph. contortum 10 | 3,7 | 17 | Бореальный |
| 5 | 0,4 – 0,45 | Sph. balticum 55, Carex rotundata 40 Sph. magellanicum 5 | 4,3 | 52 | Бореальный |
| 4 | 0,45 – 0,47 | Sph. magellanicum 90, Juncus filiformis 10 | 4,7 | 24 | Бореальный |
| 3 | 0,47 – 0,55 | Sph.magellanicum 90, Drepanocladus aduncus 10 | 6,4 | 12 | Бореальный |
| 2 | 0,55 – 0,72 | Carex rotundata 40, Betula nana 20, Carex pauciflora 10, гипновые мхи 10, Sph. Contortum 5, Sph. magellanicum 5, Sanguisorba tenuiflora 5, Equisetum palustre 5 | 8,9 | 33 | Бореальный |
| 1 | 0,72 – 0,9 | Sph. magellanicum 45, Carex rotundata 40, гипновые мхи 10, Betula nana 5 | 8,3 | 43 | Пребореальный |

Нижний слой 1 (0,72 - 0,9 м) характеризуется преобладанием мхов (*Sphagnum magellanicum* Brid и гипновых мхов) и осок (*Carex rotundata* Wahlb.), присутствуют остатки березки (*Betula nana* L.) и ветки, береста, стволы крупных кустарников и деревьев. Слой обладает довольно высокой степенью разложения (43%) и средним показателем зольности (8, 3%). В слое 2 (0,55-0,72 м) преобладают остатки осок (*Carex rotundata* и *Carex pauciflora* Lightf.), повышено количество остатков березки и разрушенных гипновых мхов, встречаются немногочисленные остатки кровохлебки (*Sanguisorba tenuiflora* Fisch.), хвоща (*Equisetum palustre* L.) и листья сфагновых мхов. Этот осоковый слой торфа обладает средней степенью разложения (33%) и зольностью (8,9%). Слой 3 (0,47-0,55 м) магелланикум - торфа характеризуется преобладанием остатков сфагнума и присутствием гипнового мха (*Drepanocladus aduncus* (Hedw.)), обладает наименьшей степенью разложения (12%) и средней зольностью (6,4%). В слое 4 (0,45-0,47 м) в торфе также преобладают остатки мха магелланикум и присутствуют остатки ситника (*Juncus filiformis* L.). Этот слой, в отличие от нижележащего, характеризуется более высокой степенью разложения (24%) и низкой зольностью (4,7%). В слое 5 (0,4-0,45 м) осоково - сфагнового торфа преобладают остатки сфагновых мхов (*Sphagnum balticum* (Russ.) Russ. ex C.Jens. и *Sph. magellanicum*) и осок (*Carex rotundata*); он отличается наибольшей степенью разложения (52%) и низкой зольностью (4,3%).

Слой 6 (0,23-0,4 м) сфагнового торфа характеризуется преобладанием сфагновых мхов (*Sph. magellanicum*, *Sph. balticum* и *Sph. contortum* K.F. Schultz) и обладает небольшой степенью разложения (17%) и самой низкой зольностью (3,7%). Слой 7 (0,07 - 0,23 м): в торфе сфагнового типа преобладают сфагновые мхов (*Sph. jensenii* H.Lindb., *Sph. angustifolium* (C. Jens. ex Russ.) C.Jens.), присутствуют остатки осок (*C. pauciflora*), встречаются остатки березки и кровохлебки; он характеризуется высокой степенью разложения (45%) и средней зольностью (7,2%). В верхнем слое 8 (0-0,07 м) преобладают остатки сфагновых мхов (*Sph. angustifolium* и *Sph. fimbriatum*), присутствуют неопределимые гипновые (*Dicranum* sp.) и печеночные мхи. Гипново-сфагновый торф обладает средней степенью разложения (21%) и зольностью (7,8%).

Торфонакопление в этом хасырее (B7-17) началось в пребореальный период голоцена [8]. Высокая степень разложения нижнего слоя 1 предполагает частое промерзание протаивание в период накопления, вероятно, более теплых и слабо увлажненных условий по сравнению с современностью. Согласно экологическим шкалам Раменского - слой 1 накапливался в сухих или слабо обводненных условиях с олиготрофным питанием. Осоковый торф слоя 2 накапливался в бореальный период голоцена в бедных условиях сухого или слабо обводненного болота с переменным обеспечением. Высокая зольность этих слоев может указывать на низинный тип накопления торфа.

Слои 3, 4 сфагнового торфа накапливались в бореальный период в слабо обводненном, бедном питанием болоте. Сфагновые мхи слоя 3 обладают высоким содержанием кислот в листьях мхов и наилучшей сохранностью, что, вероятно, связано с быстрым, возможно, однократным промерзанием, в отличие мхов слоя 4, которые обладают высокой степенью разложения за счет многократного циклического промерзания - протаивания. Зольность в слоях уменьшается, что указывает на изменение типа накопления торфа: с переходного в слое 3 на верховой в слое 4.

Слой 5 накапливался в бореальный период в более обводненных бедных условиях с высоким обеспечением влаги. Максимальная степень разложения слое объясняется содержанием осок (40%), остатки которых содержат меньше кислот, и частым промерзанием протаиванием в деятельном слое. Сфагновый торф слоя 6 накапливался в конце бореального периода, согласно экологическим шкалам, в бедных условиях слабо

увлажненного болота. Низкий показатель зольности указывает на верховой тип накопления торфа, низкая степень разложения связана с содержанием сфагновых мхов.

Накопление слоя 7 сфагнового торфа происходило в наиболее теплый и влажный атлантический период голоцена. Высокая степень разложения, вероятно, обусловлена не только этими условиями, но и присутствием травянистых растительных остатков. Верхний слой 8 накапливался в субатлантический период голоцена. Рост зольности в верхних слоях указывают на низинный тип торфонакопления. Согласно экологическим шкалам слои 7,8 накапливались в слабо увлажненных олиготрофных условиях торфяного болота со средним обеспечением.

В разрезе В8-17 под межполигональным понижением вскрыт торф, мощностью 2,3 м. Послойно отобрано 11 образцов из сезонно-талого слоя с глубин 0-0,5 м и из многолетнемерзлого льдистого торфа - 0,5-2,3 м (табл.2).

В нижнем слое 1 преобладают древесные остатки ивы (*Salix* sp.), хвоща (*Equisetum palustre*), присутствуют остатки осок (*Carex rotundata*) и кустарничков (*Vaccinium uliginosum*). Слой характеризуется наибольшей степенью разложения (45%) и низкой зольностью (5%). В травянистом торфе слоя 2 (1,4-1,5 м) преобладают остатки осоковых трав (*Carex rotundata*, *Eriophorum medium*, *Carex globularis*), появляются остатки березки, сфагновых и гипновых мхов, уменьшается содержанием остатков хвоща. Сфагновый торф слоя 3 (0,8-0,9 м) характеризуется преобладанием сфагновых мхов (*Sph. magellanicum*, *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium*, *Sph.wanstorffii*). Выявлены остатки сабельника (*Comarum palustre*), пушицы (*Eriophorum medium*), кустарничков (*Vaccinium vitis-idaea*, *Ledum palustre*), уменьшается содержание остатков хвоща и березки. Слой 4 (0,5-0,55 м) содержит преобладающее количество остатков сфагновых мхов (*Sph. Balticum*, *Sph. magellanicum*), присутствуют остатки осок (*Carex rotundata*), единично встречаются остатки брусники и березки. Мёрзлые слои 2, 3, 4 обладают низкими показателями степени разложения и зольности.

Таблица 2. Характеристика торфяных образцов расчистки В8-17.

| № | Глубина м | Флористический состав, % | Зольность % | Ст.разлож % | Период |
|----|-----------|---|-------------|-------------|------------------|
| 11 | 0-0,07 | <i>Sphagnum compactum</i> 50, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 25, <i>Dicranum elongatum</i> 10, <i>Polytrichum strictum</i> 5, <i>Vaccinium uliginosum</i> 5, <i>Andromeda polifolia</i> L 5, <i>Betula nana</i> 5 | 13 | 25 | Субатлантический |
| 10 | 0,07-0,12 | <i>Sphagnum magellanicum</i> 25, <i>Carex rotundata</i> 25, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 25, <i>Betula nana</i> 10, <i>Vaccinium uliginosum</i> 5, <i>Comarum palustre</i> 5, <i>Sphagnum balticum</i> 5 | 10 | 38 | Суббореальный |
| 9 | 0,12-0,2 | <i>Sph. magellanicum</i> 75, <i>Carex globularis</i> 10, <i>Sph. compactum</i> 5, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 5, <i>Warnstorfia fluitans</i> ед., <i>Sph. balticum</i> ед. | 4 | 16 | Атлантический |
| 8 | 0,2-0,26 | <i>Sph. magellanicum</i> 85, <i>Warnstorfia fluitans</i> 5, <i>Carex rotundata</i> 5, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 5, <i>Comarum palustre</i> L.ед. | 4 | 19 | Атлантический |
| 7 | 0,26-0,34 | <i>Carex globularis</i> 30, <i>Eriophorum medium</i> 20, <i>Warnstorfia fluitans</i> 20, <i>Andromeda</i> | 4 | 35 | Атлантический |

| | | | | | |
|---|-----------|--|---|----|------------------|
| | | polifolia 15, <i>Betula nana</i> 5, <i>Comarum palustre</i> L. 5, <i>Equisetum palustre</i> ед., <i>Sphagnum fuscum</i> ед. | | | |
| 6 | 0,34-0,4 | <i>Eriophorum medium</i> 35, <i>Warnstorfia fluitans</i> 30, <i>Sph. fuscum</i> 10, <i>Carex globularis</i> 10, <i>Comarum palustre</i> L. 10, <i>Meesia triquetra</i> 5, <i>Equisetum palustre</i> 5, <i>Ledum palustre</i> ед. | 4 | 33 | Атлантический |
| 5 | 0,4-0,5 | <i>Sph. magellanicum</i> 25, <i>W. Fluitans</i> 15, <i>Eriophorum medium</i> 15, <i>Sphagnum angustifolium</i> 10, <i>Carex rotundata</i> 10, <i>Meesia triquetra</i> 10, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 10, <i>Sph. balticum</i> 5, <i>Betula nana</i> ед., <i>Vaccinium uliginosum</i> ед. | 8 | 39 | Субатлантический |
| 4 | 0,5-0,55 | <i>Sph. balticum</i> 70, <i>Carex rotundata</i> 15, <i>Sph. magellanicum</i> 10, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> ед., <i>Betula nana</i> ед.; | 5 | 8 | |
| 3 | 0,8-0,9 | <i>Sph. magellanicum</i> 30, <i>Sph. balticum</i> 15, <i>Comarum palustre</i> 15, <i>Sph. angustifolium</i> 10, <i>Sph. wanstorffii</i> 5, <i>Eriophorum medium</i> 5, <i>Vaccinium vitis-idaea</i> 5, <i>Equisetum palustre</i> 5, Гипновые мхи 5, <i>Betula nana</i> 5, <i>Ledum palustre</i> ед.; | 5 | 7 | Атлантический |
| 2 | 1,40-1,50 | <i>Carex rotundata</i> 20, <i>Eriophorum medium</i> 20, <i>Carex globularis</i> 15, <i>Betula nana</i> 10, <i>Equisetum palustre</i> 10, <i>Sph. balticum</i> 5, <i>Sph. angustifolium</i> 5, Гипновые мхи 5, <i>Sph. magellanicum</i> 5, <i>Sph. wanstorffii</i> 5: | 5 | 16 | Бореальный |
| 1 | 2,2-2,3 | <i>Salix sp.</i> 45, <i>Equisetum palustre</i> 35, <i>Carex rotundata</i> 15, <i>Vaccinium uliginosum</i> 5. | 5 | 45 | Бореальный |

В травянистом торфе слоя 2 (1,4-1,5 м) преобладают остатки осоковых трав (*Carex rotundata*, *Eriophorum medium*, *Carex globularis*), появляются остатки березки, сфагновых и гипновых мхов, уменьшается содержанием остатков хвоща. Сфагновый торф слоя 3 (0,8-0,9 м) характеризуется преобладанием сфагновых мхов (*Sph. magellanicum*, *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium*, *Sph. wanstorffii*). Выявлены остатки сабельника (*Comarum palustre*), пушицы (*Eriophorum medium*), кустарничков (*Vaccinium vitis-idaea*, *Ledum palustre*), уменьшается содержание остатков хвоща и березки. Слой 4 (0,5-0,55 м) содержит преобладающее количество остатков сфагновых мхов (*Sph. balticum*, *Sph. magellanicum*), присутствуют остатки осок (*Carex rotundata*), еденично встречаются остатки брусники и березки. Мёрзлые слои 2, 3, 4 обладают низкими показателями степени разложения и зольности.

В слое 5 (0,4-0,5 м) преобладают остатки сфагновых и гипновых мхов (*Sph. magellanicum*, *Sph. balticum*, *Sphagnum angustifolium*, *Warnstorfia fluitans*, *Meesia triquetra*), в меньшей степени травянистые (*Eriophorum medium*, *Carex rotundata*), присутствует доля кустарничков (*Vaccinium vitis-idaea*, *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum*). Слой характеризуется высокой степенью разложения (39%) и средней степенью зольности (8%).

В слое 6 (0,34-0,4 м) преобладают остатки мхов (*Warnstorfia fluitans*, *Sph. fuscum*, *Meesia triquetra*) и травянистые остатки (*Eriophorum medium*, *Carex globularis*, *Comarum palustre*, *Equisetum palustre*), еденично встречаются остатки багульника (*Ledum*

palustre). В слое 7 (0,26-0,34 м) преобладают остатки травянистых растений (*Carex globularis*, *Eriophorum medium*, *Comarum palustre*, *Equisetum palustre*), высокое содержание кустарничков и вансторфии (*Warnstorfia fluitans*). Данные слои характеризуются высокой степенью разложения и низкой зольностью.

Слои 8, 9 с глубин 0,12-0,26 м характеризуются повышенным содержанием сфагновых мхов (*Sph. magellanicum*, *Sph. compactum*, *Sph. balticum*), постепенным увеличением остатков осок и низкими показателями степени разложения и зольности.

В слое 10 (0,07-0,12 м) в равных количествах выявлены кустарнички (*Vaccinium vitis-idaea*, *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum*), травы (*Carex rotundata*, *Comarum palustre*) и сфагновые мхи (*Sphagnum magellanicum*, *Sphagnum balticum*). Слой характеризуется повышенной степенью разложения (38%) и зольности (10%).

В верхнем слое 11 преобладают остатки мхов (*Sphagnum compactum*, *Dicranum elongatum*, *Polytrichum strictum*) и кустарничков (*Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium uliginosum*, *Andromeda polifolia*, *Betula nana*); с высокой зольностью (13%) и средней степенью разложения (25%).

Торфонакопление нижних слоёв в хасырее (В8-17) в расчистке происходило в бореальный период. Максимальная степень разложения этого торфа обусловлена разложением древесных остатков [1]. Низкая зольность многолетнемерзлого торфа указывают на верховой тип торфа. Согласно экологическим шкалам нижний слой торфа накапливался в относительно сухих или слабо увлажнённых условиях торфяного болота с мезотрофным питанием. Слой 2 накапливался в более сухих без кризисного увлажнения и бедном питанием болоте. Доминирование сфагновых мхов и уменьшение остатков хвоща также свидетельствуют о изменении питания на более обедненное.

Слои 3-9 накапливались в атлантический период голоцена. Зольность данных слоёв низкая, что может указывать на верховой тип накопления. Согласно экологической шкале слой 3 накапливался в условиях относительно сухого торфяного болота с олиготрофным питанием, но с достаточно обеспеченным увлажнением.

Слои 4,5 накапливались в слабо обводненных условиях болота с достаточным или периодичным увлажнением, с олиготрофным питанием; слой 6 - в относительно сухих условиях торфяника с бедным или небогатым питанием, не испытывая недостатка в увлажнении; слой 7 - в среднеобеспеченном слабо или средне обводненном болоте с бедным питанием. Слои 8,9 накапливались в относительно сухих средне или переменном обеспеченных влагой болотах с олиготрофным питанием.

Верхние слои 10,11 имеют повышенную зольность, что указывает на низинный тип; средняя степень разложения обусловлена высоким содержанием травянистых остатков. Согласно экологическим шкалам слои накапливались в слабо обводненных болотах с бедным питанием, средним или высоким переменным увлажнением.

В скважине С3-20 в хасырее (в 50 м от разреза В8-17) в пределах полигона в вскрыта полная мощность горизонта торфа - 4,4 м, в его составе выделено 2 части: сезонно-талый верхний слой (0-0,4 м) и многолетнемерзлый льдистый торф (0,4-4,4 м). В мерзлом торфе отобрано 4 пробы (табл.3).

В слое 1 (4,2-4,3 м) травянистого торфа преобладают остатки осок (*Carex vesicaria*), гипновые мхи, присутствуют остатки хвоща и березки, обнаружены единичные остатки водяники (*Empetrum nigrum*). Слой 1 характеризуется высокой степенью разложения (48%) и очень высоким показателем зольности (80,8%). В слое 2 (3,9-4,0 м) остатки гипновых мхов преобладают над осоковыми, возрастает доля кустарничков (*Betula nana*, *Empetrum nigrum*), уменьшается количество остатков хвоща. Слой 2 характеризуется низкой зольностью (4,7) и высокой степенью разложения (44%).

В слое 3 (2,8-2,89 м) преобладают остатки гипновых мхов (*Warnstorfia exannulata*) и травянистых растений (*Eriophorum russeolum*, *Calla palustris*, *Carex inflata*, *Equisetum*

arvense), содержание березки не отличается от предыдущего слоя; уменьшаются степень разложения (26%) и зольность (3,7%).

Таблица 3. Характеристика торфяных образцов из скважины СЗ-20.

| № | Глубина м | Флористический состав, % | Зольность % | Ст. разлож. % | Период |
|---|-----------|--|-------------|---------------|---------------|
| 4 | 2,5-2,55 | Carex vesicata 65, Warnstorfia exannulata 15, Equisetum arvense 10, Sphagnum spp. 5, Betula nana 5, Ledum decumbens ед. | 3,9 | 25 | Атлантический |
| 3 | 2,8-2,89 | Warnstorfia exannulata 40, Betula nana 15, Eriophorum russeolum 15, Calla palustris 10, Carex inflata 10, Equisetum arvense 5, Sphagnum spp. 5 | 3,7 | 26 | Атлантический |
| 2 | 3,9-4,0 | Гипновые мхи 40, Carex vesicaria 20, Betula nana 15, Empetrum nigrum 10, неопределенные 10, Equisetum arvense 5 | 4,7 | 44 | Бореальный |
| 1 | 4,2-4,3 | Carex vesicaria 50, Гипновые мхи 25, Equisetum arvense 15, Betula nana 10, Empetrum nigrum ед. | 80,8 | 48 | Пребореал |

В слое 4 (2,5-2,55 м) преобладают остатки осок (*Carex vesicaria*), повышено количество хвоща, но уменьшено количество вансторфии (*Warnstorfia exannulata*) и березки (*Betula nana*), встречаются единичные остатки багульника (*Ledum decumben*). Слой обладает низкой зольностью (3,9%) и средней степенью разложения (25%).

Торфонакопление в этом хасырее началось в пребореальный период голоцена. Нижний слой 1 фиксирует переход от озера к болоту, поэтому обладает высокой зольностью из-за содержания минеральных частиц. Высокая степень разложения связана с преобладанием травянистых остатков и, вероятно, с частым промерзанием протаиванием. Согласно экологическим шкалам слой накапливался в относительно сухих условиях или со слабым обводнением, с олиготрофным питанием.

Слой 2 накапливался в бореальный период голоцена. Степень разложения торфа повышена из-за высокого содержания остатков кустарничковых растений. Низкая зольность указывает на верховой тип накопления. В соответствии с экологическими шкалами слой формировался в более сухих условиях с олиготрофным питанием и умеренно переменным увлажнением.

Слои 3, 4 накапливались в атлантический период голоцена. Более низкая степень разложения торфа, вероятно, связана с содержанием сфагновых мхов, а низкая зольность - с верховым типом накопления. Согласно экологическим шкалам слой 3 накапливался в слабо заливаемом водой местообитании в прибрежно-водной обстановке с олиготрофным питанием, по-видимому, связанной с активизацией термокарста и расширением озера. Слой 4 мог формироваться в болотах на озерной пойме, в слабо увлажненных условиях с бедным или довольно богатым питанием.

Торфонакопление в хасырее, расположенном вблизи водораздела (В7-17), началось в пребореальный период в условиях слабо обводненного болота. Более обводненные условия выявлены в бореальном периоде. В хасырее удаленном от водораздела накопление торфа происходило с пребореального периода на этапе зарастания озера на болотах озерной поймы. С бореального периода в В8 фиксируется переход от приозерно-пойменной обстановки к хасырею со слабо обводненными условиями.

Литература

1. Бахнов В.К. Биогеохимия болотного почвообразования // Болота и биосфера. Материалы пятой научной, Томск 2006с 8-19
2. Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюренов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. Москва: Государственной энергетическое издательство; 1959. 228 с.
3. Егорова Т.В. Осоки (Carex L.) России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). Санкт-Петербург: Санкт-Петербургская государственная химико-фармацевтическая академия; Сент-Луис: Миссурийский ботанический сад; 1999. 772 с.
4. Игнатов МС, Игнатова ЕА. Флора мхов средней части европейской России. Т. 1. Sphagnaceae-Hedwigiaceae. Москва: КМК; 2003. 1-608 с.
5. Игнатов МС, Игнатова ЕА. Флора мхов средней части европейской России. Т. 2. Fontinalaceae-Amblystegiaceae. Москва: КМК; 2004. 609-944 с.
6. Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипин Н.А. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М.: Государственное издательство сельского хозяйства, 1956 530 с.
7. Расписание погоды: Архив погоды в Тазовском // <http://rp5.ru/> Архив_погоды_в_Тазовском (дата обращения: 10.03.2022).
8. Слагода Е.А., Кузнецова А.О., Тихонравова Я.В. Автохтонный голоценовый торфяник и причины нарушения стратиграфической последовательности датировок в криолитозоне на севере Западной Сибири // Тезисы докладов всероссийской научной конференции "Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений" к 90-летию Л.Д Сулержицкого. М. 2019. с. 88.
9. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 225-238.
10. Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А., Бабкина Е.А., Каверин Д.А., Губарьков А.А., Слагода Е.А., Садуртдинов М.Р., Судакова М.С., Королёва Е.С., Кузнецова А.О., Факашук Н.Ю., Сощенко Д.Д. Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья. // Научный Вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019.№1. С. 53-64.

ЛАНДШАФТНАЯ ИНДИКАЦИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ГОРНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Кулаков А.П.

Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; *cryolithozone@mail.ru*

В настоящей работе рассмотрена роль ландшафтно-индикационных исследований в выявлении многолетнемерзлых пород и определении криогенных процессов в ландшафтах горной криолитозоны Северного Забайкалья. Выявлены наиболее типичные и редкие ландшафтно-индикационные признаки многолетнемерзлых пород в морфологических частях ландшафта на уровне простых и сложных урочищ. Составлена таблица ландшафтно-индикационных признаков для диагностики уязвимых ландшафтных урочищ и организации ландшафтно-геокриологического мониторинга в полевых условиях.

THE PERMAFROST LANDSCAPE INDICATION IN MOUNTAIN CRYOLITHOZONE OF NORTHERN TRANSBAIKALIA

Kulakov A.P.

1069

In this paper, the role of landscape-indication studies in identifying permafrost and determining cryogenic processes in the landscapes of the mountain cryolithozone of Northern Transbaikalia is considered. The most typical and rare landscape-indicative signs of permafrost in morphological parts of the landscape have been identified. A table of landscape-indicative signs has been compiled for the diagnosis of vulnerable landscape and the organization of landscape-geocryological monitoring in the field.

Введение. Ландшафтно-индикационные признаки часто применяются при изучении современного состояния криогенных геосистем и меняющихся мерзлотно-ландшафтных условий в полевых исследованиях и при дешифрировании материалов дистанционного зондирования на разных геосистемных уровнях, таксономических единицах и морфологических частях ландшафта [3,4]. Ландшафтно-индикационный метод также может применяться в виде наблюдения меняющихся термических характеристик (например, потоков явного тепла от подстилающей поверхности) на космических снимках в тепловом инфракрасном диапазоне между мерзлотными и «немерзлотными» ландшафтами в сходных погодных условиях [2]. Использование метода ландшафтной индикации имеет особую важность при ограниченной, недостаточной информации о предмете исследования, а также при отсутствии необходимых средств для получения информации о мерзлотном состоянии изучаемых ландшафтов [3,4].

Криогенные геосистемы, обладающие признаками активности геологических экзогенных процессов и меняющихся характеристик многолетнемерзлых пород являются особенно уязвимыми к любым антропогенным и природным (в первую очередь, климатическим) воздействиям.

Изменение мерзлотно-ландшафтных условий часто приводит к изменению скоростей криогенных процессов и взаимодействию с соседними геосистемами в результате активизации вещественно-энергетических связей и перераспределения потока возникающих масс во внутренней структуре и пространственной неоднородности мерзлотного ландшафта.

Возникающая ситуация в мерзлотных ландшафтах требует особого внимания и подхода в изучении межкомпонентных связей для возможного краткосрочного или долгосрочного прогноза развития данных ландшафтов под влиянием нарастающих антропогенных и меняющихся природных воздействий.

В условиях отсутствия постоянных и комплексных мерзлотно-ландшафтных стационаров, ранее выявленные и собранные материалы в полевых и камеральных исследованиях по различным компонентам ландшафта или его состоянию в целом, а также вновь обнаруженные ландшафтно-индикационные признаки в настоящее время могут представлять особую ценность для будущих мониторинговых исследований в осваиваемом регионе.

Все это предопределяет актуальность комплексных ландшафтно-индикационных исследований состояния и динамики мерзлотных ландшафтов и их отдельных компонентов под влиянием хозяйственного освоения и природных изменений, в том числе в организации мониторинговых площадок за наблюдением ключевых и репрезентативных индикаторов, отражающих изменения структуры и функционирования мерзлотных ландшафтов во времени и пространстве.

Территория, материалы и методы исследования. Выделение основных ландшафтных индикаторов многолетнемерзлых пород проводилось на основе

собственных полевых и дистанционных ландшафтно-геоэкологических наблюдений и полученных данных.

Для проведения полевых исследований по выявлению ландшафтно-индикационных признаков многолетнемерзлых пород и определению состояния мерзлотных ландшафтов были предварительно изучены фондовые и опубликованные материалы с целью мерзлотно-ландшафтного районирования территории исследования и выделению представительных индикаторов в морфологических частях ландшафта (простых и сложных урочищ) с помощью метода дистанционного зондирования.

В полевых исследованиях были собраны основные данные по ландшафтному разнообразию региона и мерзлотным характеристикам в пределах трех районов и нескольких представительных и уникальных внутренних ключевых участков Кодарского и Удоканского хребтов, а также Верхнечарской котловины.

В пределах ключевых участков, расположенных с учетом неоднородной специфики ландшафтов, включающие разные структурно-генетические уровни рельефа и микроклиматические особенности поверхности, проводились мерзлотно-ландшафтные описания внутренних (в шурфах до 2 м и естественных разрезах) и внешних особенностей мерзлотных ландшафтов и устанавливались межкомпонентные связи в их пределах.

Краткое ландшафтное описание районов исследования. Территория исследования располагается в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью до 1000 м с редкими сквозными и несквозными таликовыми зонами [1]. Горный и котловинный районы представляют два разных типа геосистемного покрова, где специфика процессов, формирующая ландшафты и влияющая на их уязвимость к внешним антропогенным и природным воздействиям, сильно различается в условиях одного региона с распространением многолетнемерзлых пород.

Район Верхнечарской котловины характеризуется высокой континентальностью климата, где количество осадков в среднем за год составляет не более 400 мм в год [1]. Поверхность котловины сложена преимущественно четвертичными ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми, пролювиально-делювиальными, аллювиальными, озерными и биогенными отложениями. Значительную площадь котловины занимают кочкарниковые мари (сильно увлажнённые территории), покрытые травяно-кустарничковой растительностью (осока, багульник, голубика) и сфагновым мхом с примесью ёрника и редкостойной лиственницы. На территории котловины, особенно на понижениях рельефа, широко распространены криогенные и эрозионные процессы, а на дренированных возвышенных песчаных валах и грядах с преобладанием сосновой древесной растительности возникают дефляционные процессы, где нередко происходят естественные пожары, которые распространяются на соседние мерзлотные ландшафты и нарушают их структуру и функционирование.

В отличие от котловинных условий, хребты Кодар и Удокан характеризуются пониженной континентальностью климата с меняющимися показателями количества осадков (достигают 1200 мм в год) в зависимости от высоты и экспозиции поверхности. Крутизна и экспозиция поверхности сильно влияют на ландшафтную неоднородность территории хребтов, где выделяются два крупных высотных пояса – горно-таежный и высокогорный. Хребет Кодар имеет резкорасчлененный альпинотипный рельеф, а на высотах более 2100 м в горных цирках появляются современные небольшие карово-долинные ледники. Хребет Удокан имеет преимущественно гольцово-эрозионный тип рельефа с преобладанием курумообразования на склонах. На хребтах широко распространены гравитационно-склоновые и мерзлотно-склоновые процессы, при этом горные районы обладают высокой сейсмической активностью [1].

Результаты исследования и их обсуждение. По итогам применения различных полевых и дистанционных исследований были выявлены и сформированы наиболее типичные и редкие ландшафтно-индикационные признаки многолетнемерзлых пород в морфологических частях ландшафта на уровне простых и сложных урочищ, которые характеризуются различными структурными особенностями растительного покрова, приповерхностных почвенно-геологических толщ, а также различной формой дневной поверхности и ее элементов. Простые и сложные мерзлотные ландшафтные урочища, обладающие признаками и формами проявления мерзлотных процессов, выражаются в физиономических (внешних) и деципиентных (внутренних) индикаторах.

В условиях межгорных и внутригорных котловин исследуемых районов растительный покров и его структурные особенности (индикаторы) представляют важную информацию о внутреннем строении многолетнемерзлых пород (индикатов), а также происходящих экзогенных процессах в их пределах, что позволяет в некоторых случаях достоверно судить о мерзлотной обстановке в ландшафтных урочищах.

Выявлено, что в условиях близкого залегания льдистых многолетнемерзлых пород (0,2 - 0,8 метров) широкое распространение на кочкарных бугристо-западинных и полигональных поверхностях размытых водно-ледниковых террас и аллювиальных равнин получили луговые и кустарничковые формы растительного покрова в виде осок, вейника, пушицы, хвоща, голубики, багульника наряду с зелеными мхами. Произрастания клюквы мелкоплодной и мятлика болотного на ложбинной заболоченной поверхности стока могут свидетельствовать о глубокой мощности сезонно-талого слоя, что также подтверждает зарастание травянистой растительности полигональных трещин и опускание общей поверхности территории.

В условиях западинных поверхностей моренных комплексов и делювиально-пролювиальных конусов и шлейфов преобладание низкорослого и угнетенного листовичного древостоя, наличия сухостойных древесных пород и валежника, слабого видового разнообразия пород с мощной моховой подушкой свидетельствует о повышенной льдистости (наличие линз льда) и высокой увлажненности сезонно-талого слоя. Наклонное положение древостоя на пологих склонах, вдоль речных берегов, бровках западинных поверхностей, заболоченных полигональных участках часто указывают на наличие и деградацию повторно-жильных льдов в их пределах.

Развитие ивняковых и ерниковых кустарничковых зарослей, появление низкорослых криофильных ивняков альпийской и субальпийской флоры (ива скальная, ива сизоватая), свойственных наледным полянам в котловинных условиях, где глубина сезонного протаивания во многих случаях составляет не более 0,4-0,5 метров. Особенно характерны данные условия для горно-тундровой и луговой растительности с наличием мелкозернистой горной породы (глины или суглинка в составе), где имеется непосредственная связь с глубиной сезонного протаивания.

«Немерзлотные» (с таликами) или слабомерзлотные ландшафтные урочища обладают хорошей дренажной способностью, глубоким залеганием кровли мерзлоты (до 3-4 метров) и почти полным отсутствием проявления криогенных процессов. Они характеризуются широким и густым видовым разнообразием древесной и кустарничковой растительности, в том числе появлением теплолюбивой прирусловой растительности (чозения толокнянколистная, тополь душистый, ель сибирская), маркирующей таликовые зоны. Встречаемые сосновые насаждения на мощных песчаных отложениях в котловине также указывают на глубокую мощность деятельного слоя и наличие льда-цемента не более 10-15% от объемных масс.

Дневная поверхность и ее современный рельеф являются не менее важными физиономическими индикаторами при выявлении глубины сезонно-талого слоя, льдистости пород и структуры приповерхностного слоя. Развивающиеся мерзлотные

экзогенные процессы выражаются на дневной поверхности в виде микрорельефных особенностей территории, а наиболее крупные явления являются частью или полным составляющим поверхности мезорельефа определенного ландшафтного урочища. К геоморфологическим индикаторам, указывающих на распространение и высокую активность мерзлотных процессов, относятся бугристые и западинные поверхности с полигональными и сетчатыми формами, к которым приурочены сезонные бугры пучения, наледи, морозобойные трещины и термокарстовые формы рельефа. Для таких участков характерна маленькая глубина протаивания и наличие повторно-жильных льдов, протаивающие в теплый период и образующие сезонные озера на поверхности.

Термокарстовые просадки, западины и воронки, выпуклые торфянистые бугры, грядово-мочажинные, маревые бугристо-кочкарные заболоченные участки являются следствием развития криогенных процессов, в первую очередь протаивания отдельных линз и жил льда, и чаще приурочены к долинным ландшафтам и пролювиально-делювиальным подгорным равнинам котловины.

Пятнистые формы и окружающие невысокие валики отображены на поверхности в виде каменных колец и многоугольников, образующиеся в результате выпучиваний грубообломочного материала и его сортировки, особенно на суглинистом материале цунговых бассейнов и осушенных озерных котловин.

В результате активных термоэрозионных процессов часто происходит вытаивание ледяных жил, особенно это распространено вдоль постоянных водотоков, где наблюдается активное отступление берегов.

На увлажненных и высокольдистых склонах горных хребтов проявляются солифлюкционные натечные языки, образуются пологие террасы, небольшие валики и поперечные движению масс по склону структурные полосы. Криогенная десерпция отмечается в горно-таежном поясе в виде десерпционных крупных валов с ледяными ядрами, спускающиеся до самых тальвегов горных рек. В горной тундре распространены потоки криогенных каменных глетчеров, где наиболее активные из них имеют светлый фон краевых уступов благодаря поступающему грубообломочному материалу.

Деципиентные индикаторы многолетнемерзлых пород распространены в виде строения и свойства почвенно-геологической толщи. Мерзлотные урочища в условиях котловины и горно-таежного пояса с активными криогенными процессами характеризуются высоким залеганием многолетнемерзлых пород (0,2 - 0,8 метров) и распространением суглинистых, глинистых и алевритовых ледниковых и аллювиальных пород в приповерхностном слое. В почвенном профиле отмечается распространение торфяных масс, оглеение, застойный водный режим, признаки криотурбации почвенных горизонтов. Другими признаками активных криогенных процессов являются проявления ледяных шпиров и жил, а также вертикальная трещиноватость в деятельном слое. Наибольшей льдистостью обладают торфяные массы и суглинистые отложения сильно увлажненных аллювиальных и озерных равнин, а также пролювиальных подгорных равнин, наименьшей – песчаные отложения водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений, а в горных районах низкая льдистость отмечается в коренных породах и галечниково-супесчаных отложениях.

В результате проведенных исследований была составлена таблица ландшафтно-индикационных признаков, позволяющих выявить в полевых условиях уязвимые (по состоянию и активности криогенных процессов) ландшафтные урочища Северного Забайкалья к внешним воздействиям (таблице 1).

Таблица 1.

Ландшафтно-индикационные признаки, как основа для диагностики уязвимых ландшафтных урочищ в Северозабайкальском регионе

| Признаки мерзлотных ландшафтных урочищ | | | Признаки «немерзлотных» ландшафтных урочищ |
|---|--|---|--|
| Характер растительного покрова | Дневная поверхность и ее рельеф | Строение и свойства почвенно-геологической толщи | |
| - Распространение луговой и кустарничковой растительности (осоки, вейника, пушицы, голубики) - Наличие низкорослого и угнетенного древостоя, появление сухостойных пород, валежника - Наклонное положение древостоя на склонах, по берегам рек, заболоченным участкам | - Распространение криогенных форм рельефа (термокарстовые формы рельефа, бугры пучения, трещины, наледи) - Развитие обводненной бугристо-кочковатой поверхности - Проявление на склонах солифлюкционных натечных языков, террас и полос, десерпционных валов и криогенных каменных глетчеров | - Высокое залегание многолетнемерзлых пород (0,2-0,8 м) - Распространение торфяных масс и процессов оглеения - Криотурбация в почвенном профиле - Вертикальная трещиноватость в деятельном слое - Проявление ледяных шпиров и грунтовых (ледяных) жил | - Высокоствольная, прямостоящая и сомкнутая древесная растительность - Широкое видовое разнообразие - Теплолюбивая прирусловая растительность (чозения толочнянколистная, тополь душистый, ель сибирская) - Отсутствие признаков переувлажнения - Высокий уровень песчаной фракции в составе поверхностных отложений |

Вывод. В неоднородных ландшафтных условиях Северозабайкальского региона мерзлотные параметры в значительной степени определяют уязвимость криогенных ландшафтов к внешним воздействиям. Понимание происходящих изменений важно с точки зрения ландшафтного прогнозирования опасных криогенных процессов. Выявленные ландшафтные индикаторы способны составить основу для дальнейшего ландшафтного мониторинга криогенных урочищ и выявления изменений состояния криогенных ландшафтов в процессе существующей хозяйственной деятельности и меняющихся климатических условий при отсутствии стационарных постов в регионе.

Литература

1. Кулаков В. С., Рыжий В. С., Снегур А. Е. География Каларского района. — Чита: Поиск, 2002. — 252 с.
2. Медведков А.А. Индикация состояния мерзлотно-таёжных ландшафтов на южной периферии криолитозоны в условиях изменяющегося климата // Вестник МГОУ. Серия: Естественные науки. — 2018. — № 1. — С. 18–28.
3. Осадчая Г.Г., Тумель Н.В. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере европейского Северо-востока) // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 3. С. 62-71.
4. Тумель Н.В., Зотова Л.И. Неоднозначность ландшафтной индикации мерзлотных условий в различных масштабах картографирования криолитозоны России // в сборнике «Инженерные изыскания в строительстве». Материалы докладов четырнадцатой Общероссийской конференции изыскательских организаций в Москве. ООО «Геомаркетинг». — 2018. — С. 234-240

ВЛИЯНИЕ ДЕГРАДАЦИИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ НА СОДЕРЖАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ И ВЕРХНИХ СЛОЯХ ММП

Лупачев А.В.¹, Тананаев Н.И.², Шепелев А.Г.²

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пушино, Россия;
e-mail: a.lupachev@gmail.com

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
e-mail: nikita.tananaev@gmail.com
e-mail: carbon-shag@yandex.ru

Полевые исследования в Центральной Якутии проводились в районе пос. Уолба, в ареале распространения былларов – особых форм рельефа, развивающихся в условиях площадной деградации высокольдистых многолетнемерзлых пород ледового комплекса. Были проанализированы почвы и верхние слои ММП на былларах, в межбылларных понижениях, а также в фоновых лесных экосистемах и в аласных понижениях. Содержание общего углерода в образцах достигает 78.5 кг/м² в верхней, четырехметровой толще почв и отложений; доля органического углерода составляет в среднем 70%.

PERMAFROST DEGRADATION IMPACT ON CARBON STORAGE IN SOILS OF CENTRAL AND NORTHERN YAKUTIA

Lupachev A.V.¹, Tananaev N.I.², Shepelev A.G.²

¹Institute of physico-chemical and biological problems in soil science, RAS; Puschino, Russia;

e-mail: a.lupachev@gmail.com

²Melnikov's Permafrost institute, SB RAS; Yakutsk, Russia;

e-mail: nikita.tananaev@gmail.com

e-mail: carbon-shag@yandex.ru

Field studies in Central Yakutia (Uolba settlement) were focused on byllar, a particular form of thermokarst subsidence typical for this region underlain by Ice Complex deposits with high ice content. Sampled locations included both mounds and inter-mound depressions, as well as lower lying alas valleys and forested interfluvial plains as background. On average, permafrost soils in Ice Complex sequences contain from 58.7 to 78.5 kg of total carbon per square meter in the first three and four meters respectively. Organic carbon dominates, its content is estimated between 41.3 and 51.6 kg/m², around 70% from total, the rest is soil inorganic carbon.

Территория Республики Саха (Якутия) полностью входит в зону распространения многолетнемерзлых пород. Главный сельскохозяйственный район на территории республики находится в центральной ее части, на Лено-Амгинском междуречье. Здесь наблюдаются наиболее заметные процессы трансформации экосистем, почвенно-растительного покрова и деградации мерзлоты. На рубеже XX-XXI вв. в данном регионе произошло забрасывание огромных площадей пахотных и сенокосных угодий, заложенных в крупных аласах, а также в отдельных угодьях раскорчеванной тайги. Под влиянием глобальных и региональных изменений климата здесь в настоящее время наблюдается деградация многолетнемерзлых отложений ледового комплекса с ярким проявлением термокарста, аласообразования, а также формирования особых элементов микрорельефа, «былларов», в местах преимущественно площадного вытаивания подземных полигонально-жильных льдов. Быллары представляют собой сочетание останцов в виде уплощенных и округлых бугров (диаметром до 5–6 м) с просадками между ними и полигональной сетью ложбин над жилами льда (глубиной 0,3–1,5 м), образовавшиеся в результате оттаивания верхней части ледового комплекса [3].

Основной целью проведенных работ было установление базовых физико-химических свойств мерзлотных почв и подстилающих их многолетнемерзлых пород, формирующихся в различных (фоновых и антропогенно измененных) ландшафтах и на различных стадиях деградации многолетней мерзлоты в регионе центральной Якутии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Ключевой участок был расположен в центральной части Лено-Амгинского междуречья, на Абалахской средневысотной равнине (Рис. 1) [2; 5]. В почвенном отношении территория исследования расположена в пределах Лено-Таттинского района Центрально-Якутской таежно-аласной почвенной провинции, где распространены мерзлотные лесные солоды, палевые карбонатные, палевые осолоделые суглинистые почвы, а в термокарстовых котловинах – комплекс аласных почв с частыми проявлениями оглеения [1]. Мощность деятельного слоя в среднем составляет от 0,9–1,5 м; льдистость ММП изменяется от 0,6 до 0,8, т.к. ключевой участок расположен в районе распространения отложений ледового комплекса [5].



Рис. 1. Расположение ключевого участка исследований почв и ММП «Уолба» в Центральной Якутии.

На ключевом участке были заложены почвенно-криолитологические разрезы вдоль геоморфологической катены: «фоновый участок с таёжной растительностью (Т1-4)» - «ареал былларообразования (быллар (Т1-1) и межбылларное понижение (Т1-2))» - «аласная котловина (Т1-3)» с проведением морфологического описания и погоризонтным отбором образцов почв до границы с ММП. Далее производилось колонковое бурение ручным мотобуром с проведением криолитологического описания и отбором образцов верхних (до глубины около 2 м) горизонтов ММП. Для определения содержания общего, органического и неорганического углерода, а также анализа водной вытяжки, было отобрано и проанализировано 54 образца почв и ММП.

Определение содержания углерода в почве и ММП проводились на сертифицированном многофазном анализаторе углерода LECO RC612 производства фирмы «LECO Corporation» (США) в твердых образцах по стандарту DIN19539 методом температурного программирования, что позволяет идентифицировать органические и неорганические формы углерода. Предельная температура сжигания образцов до 1100°C в окислительной атмосфере. Анализ проводили в трех определениях для каждого образца. Материал доводили до воздушно-сухого состояния, затем перед проведением анализов, досушивали в сушильном шкафу в течение 10 часов при температуре 105°C.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание неорганического углерода в образцах из мерзлых пород ледового комплекса колеблется в пределах 0,5-1,5%, что в целом согласуется с литературными данными по исследуемому региону [4]. Следует указать, что содержание неорганического углерода в целом равномерно распределено, как по разрезу в фоновых палевых почвах под таёжной растительностью, так и в дерново-глеевых почвах аласной котловины (Рис. 2). В солонцеватых почвах на былларах, и особенно – в почвах межбылларных понижений, наблюдается небольшое относительное обеднение неорганическим углеродом верхней полуметровой толщи почвенного профиля (до 0,2-0,4%), что на наш взгляд может быть связано со слабой задернованностью и разреженностью растительного покрова, которые (совместно с относительно легким гранулометрическим составом и уклоном дневной поверхности) обуславливают вымывание с дождевыми осадками и при снеготаянии, неорганического углерода, преимущественно представленного в виде легкорастворимых карбонатов. Примерно на глубине 50-70 см содержание неорганического углерода возвращается к средним фоновым значениям (около 1%) и далее слабо изменяется с глубиной.

Наиболее богатыми в отношении содержания органического углерода являются поверхностные (первые 10-20 см) горизонты почв, развивающихся под лесом (около 15%) и почв заболоченных осоковых прибрежных местообитаний в аласных котловинах (до 10%). С глубиной по профилю содержание органического углерода выравнивается и составляет около 0,5-1%, что соответствует показателям в мерзлых толщах, не затронутых современным почвообразованием. Почвы, развитые на былларах и в межбылларных понижениях, в своих верхних горизонтах содержат около 2-4% органического углерода. При этом следует подчеркнуть, что почвы под более сомкнутой растительностью в межбылларных понижениях содержат органического углерода меньше, чем почвы выпуклых поверхностей былларов, с деградированным поверхностным органо-аккумулятивным горизонтом и несомкнутым растительным покровом (проективное покрытие здесь около 70%). Подобное площадное распределение требует дальнейшего уточнения и интерпретации. Содержание углерода в исследованных образцах достигает 78.5 кг/м² в верхней, четырехметровой толще почв и отложений, а доля органического углерода здесь составляет в среднем 70%.

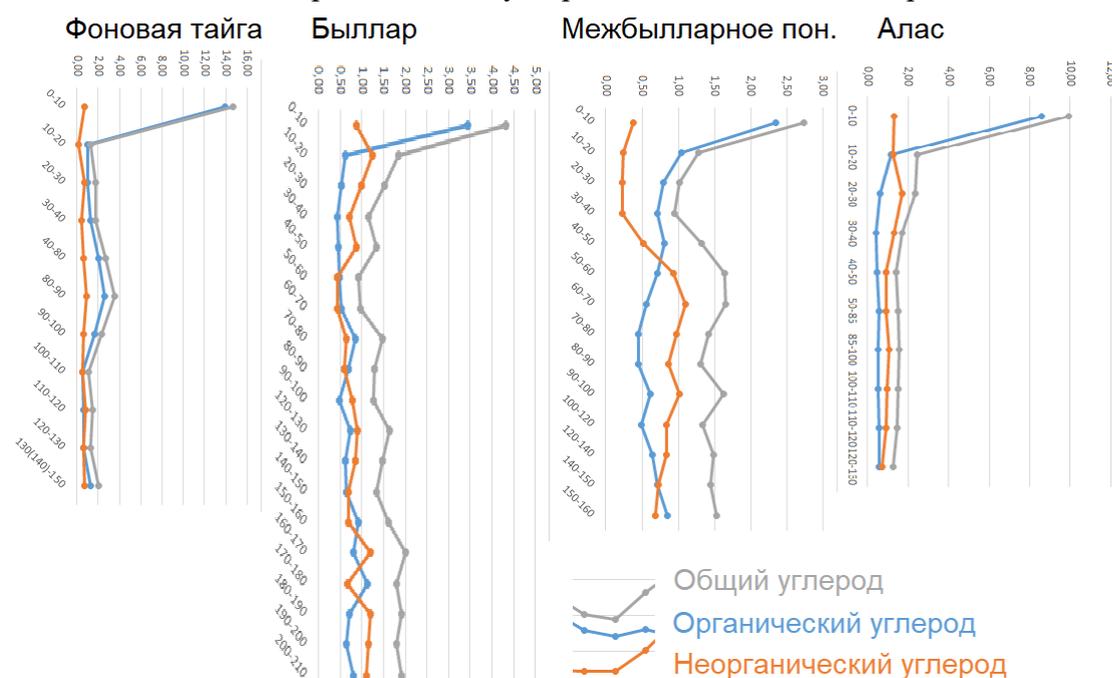


Рис. 2. Распределение содержания углерода в исследованных почвах и ММП.

Анализ основных физико-химических свойств исследованных почв и подстилающих их ММП показал, что профили всех исследованных почвах имеют преимущественно нейтральную и слабощелочную реакцию и характеризуются различной степенью и типом засоления, в зависимости от условий развития в исследуемых экосистемах (Табл. 1). Палевые почвы под лесной растительностью засолены незначительно, аккумулятивно-карбонатный горизонт здесь практически не выражен, в отличие от солонцеватых почв былларов и межбылларных понижений, где наблюдается выраженное (в т.ч. содовое) засоление поверхностных и особенно – подповерхностных горизонтов. Дерново-глеевые почвы прибрежных частей аласных котловин засолены также слабо, с преобладанием гидрокарбонатов в поверхностных горизонтах.

Табл. 1. Физико-химические свойства исследованных почв.

| №№ пробы | Место отбора | Содержание катионов, мг/дм ³ | | | | | | | | | | Содержание анионов, мг/дм ³ | | | | | Сумма, мг/дм ³ |
|-----------|----------------|---|--------|--------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|--|-----------------|------------------------------|------------------------------|-------|---------------------------|
| | | pH | Eh, мВ | электропр-ть | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | NH ₄ ⁺ | HCO ₃ ⁻ | CO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | NO ₂ ⁻ | NO ₃ ⁻ | | |
| | | | | S | | | | | | | | | | | | | |
| T1-1 | 0-9(16)см, A1D | 6,6 | 354,0 | 295,0 | 23,4 | 5,3 | 24,3 | 6,0 | 0,7 | 90,3 | 0,0 | 29,0 | 32,0 | 0,6 | 1,0 | 166,5 | |
| | 9-32см, Bh | 6,6 | 353,0 | 1120,0 | 51,0 | 11,1 | 139,9 | 0,9 | 0,3 | 46,2 | 0,0 | 85,0 | 244,8 | 0,0 | 1,3 | 556,2 | |
| | 32-48см, BC | 6,9 | 353,0 | 296,0 | 17,4 | 7,6 | 33,0 | 0,5 | 0,4 | 74,4 | 0,0 | 29,0 | 36,0 | 0,0 | 0,7 | 161,2 | |
| | 48-60см, C | 6,9 | 363,0 | 204,0 | 14,3 | 6,8 | 16,0 | 0,7 | 0,4 | 69,1 | 0,0 | 26,0 | 18,5 | 0,0 | 0,1 | 117,1 | |
| | 70см | 7,0 | 363,0 | 194,0 | 13,5 | 8,2 | 12,0 | 0,8 | 0,4 | 78,6 | 0,0 | 13,0 | 13,8 | 0,0 | 0,7 | 100,9 | |
| | 80см | 6,9 | 355,0 | 201,0 | 16,3 | 9,4 | 9,2 | 1,2 | 0,4 | 87,1 | 0,0 | 17,0 | 13,5 | 0,0 | 0,6 | 110,6 | |
| | 100см | 6,9 | 360,0 | 192,0 | 18,8 | 7,4 | 9,1 | 1,2 | 0,5 | 82,9 | 0,0 | 18,0 | 11,4 | 0,0 | 0,3 | 107,8 | |
| | 130см | 6,9 | 363,0 | 225,0 | 16,1 | 9,5 | 12,0 | 1,4 | 0,5 | 73,8 | 0,0 | 18,0 | 19,0 | 0,0 | 1,0 | 113,5 | |
| | 140см | 7,0 | 364,0 | 239,0 | 14,1 | 10,8 | 14,2 | 1,4 | 0,4 | 74,4 | 0,0 | 25,0 | 21,1 | 0,0 | 3,0 | 124,1 | |
| | 150см | 6,9 | 368,0 | 250,0 | 14,3 | 10,9 | 16,0 | 1,3 | 0,5 | 72,2 | 0,0 | 25,0 | 24,9 | 0,0 | 6,9 | 129,0 | |
| | 160см | 6,9 | 370,0 | 335,0 | 16,3 | 17,4 | 24,0 | 1,6 | 0,4 | 69,1 | 0,0 | 60,0 | 37,2 | 0,1 | 7,9 | 191,5 | |
| 180см | 7,0 | 362,0 | 331,0 | 18,8 | 13,6 | 22,5 | 1,4 | 0,6 | 69,1 | 0,0 | 45,0 | 31,8 | 0,0 | 1,0 | 168,2 | | |
| 200см | 6,9 | 345,0 | 426,0 | 20,6 | 18,2 | 27,0 | 1,7 | 1,0 | 77,0 | 0,0 | 49,0 | 44,3 | 0,0 | 1,3 | 200,3 | | |
| T1-2 | 0-3см, D | 5,8 | 383,0 | 438,0 | 50,6 | 19,3 | 4,0 | 2,0 | 6,4 | 77,6 | 0,0 | 110,0 | 15,2 | 0,0 | 7,9 | 246,3 | |
| | 3-15см, Ay | 6,4 | 370,0 | 124,0 | 18,8 | 4,5 | 7,2 | 2,3 | 0,7 | 53,1 | 0,0 | 24,0 | 5,5 | 0,0 | 0,7 | 89,5 | |
| | 15-26см, Bh | 6,4 | 356,0 | 147,0 | 22,5 | 7,9 | 4,5 | 1,1 | 0,6 | 80,7 | 0,0 | 18,0 | 5,5 | 0,0 | 0,3 | 100,5 | |
| | 26-45см, Bhf | 6,6 | 350,0 | 146,0 | 17,6 | 8,1 | 7,4 | 0,7 | 0,5 | 85,0 | 0,0 | 11,0 | 4,3 | 0,0 | 0,1 | 92,0 | |
| | 45-65см, B | 6,6 | 329,0 | 152,0 | 18,8 | 7,9 | 6,3 | 0,6 | 0,5 | 87,1 | 0,0 | 12,0 | 4,5 | 0,0 | 0,5 | 94,1 | |
| | 65-80см, BC | 6,8 | 338,0 | 140,0 | 18,8 | 6,8 | 4,6 | 0,6 | 0,5 | 79,7 | 0,0 | 11,0 | 4,0 | 0,0 | 0,3 | 86,1 | |
| | 80-100см, BC | 6,7 | 336,0 | 151,0 | 20,6 | 7,6 | 5,2 | 0,9 | 0,6 | 81,3 | 0,0 | 18,0 | 4,7 | 0,0 | 1,0 | 98,3 | |
| | 110см, BC | 6,7 | 341,0 | 165,0 | 19,7 | 8,2 | 7,2 | 1,1 | 0,5 | 82,3 | 0,0 | 13,0 | 7,1 | 0,0 | 1,3 | 98,0 | |
| | 130см | 6,7 | 349,0 | 154,0 | 19,3 | 6,8 | 4,0 | 1,8 | 0,5 | 71,2 | 0,0 | 14,0 | 4,5 | 0,0 | 3,0 | 86,5 | |
| | 150см | 6,7 | 350,0 | 132,0 | 16,5 | 6,7 | 3,2 | 1,4 | 0,5 | 65,3 | 0,0 | 9,4 | 5,5 | 0,0 | 3,0 | 75,8 | |
| 165см | 6,7 | 336,0 | 124,0 | 14,3 | 5,6 | 2,2 | 1,4 | 0,6 | 63,7 | 0,0 | 7,0 | 5,2 | 0,0 | 0,1 | 68,1 | | |
| T1-3 | 0-18см | 6,7 | 340,0 | 285,0 | 21,6 | 21,0 | 10,0 | 1,9 | 1,7 | 122,2 | 0,0 | 46,0 | 7,4 | 0,0 | 3,9 | 170,6 | |
| | 18-60см, G | 6,9 | 341,0 | 135,0 | 15,0 | 5,7 | 7,0 | 0,6 | 0,4 | 70,1 | 0,0 | 10,0 | 3,8 | 0,0 | 0,1 | 77,5 | |
| | 60-90см, G | 6,9 | 333,0 | 126,0 | 13,1 | 4,2 | 6,7 | 1,0 | 0,5 | 67,5 | 0,0 | 9,0 | 5,0 | 0,0 | 0,1 | 73,2 | |
| | 90-110см | 6,9 | 333,0 | 127,0 | 14,4 | 4,2 | 6,7 | 1,5 | 0,5 | 69,1 | 0,0 | 9,2 | 4,7 | 0,0 | 0,3 | 75,8 | |
| | 110-130см | 6,9 | 342,0 | 122,0 | 12,6 | 4,3 | 6,5 | 1,4 | 0,4 | 59,0 | 0,0 | 8,3 | 5,5 | 0,0 | 0,7 | 68,4 | |
| T1-4 | 3-15см, Ay | 6,4 | 372,0 | 147,0 | 22,5 | 7,9 | 1,3 | 2,5 | 0,7 | 45,2 | 0,0 | 43,0 | 7,1 | 0,0 | 2,0 | 107,6 | |
| | 15-40см, A1B | 6,8 | 357,0 | 153,0 | 20,6 | 6,8 | 1,9 | 0,9 | 0,4 | 77,6 | 0,0 | 17,2 | 4,0 | 0,0 | 0,1 | 90,7 | |
| | 40-80см | 6,8 | 335,0 | 149,0 | 14,4 | 7,0 | 7,0 | 0,8 | 0,6 | 74,4 | 0,0 | 15,0 | 6,2 | 0,0 | 0,1 | 88,2 | |
| | 80-90см | 6,8 | 344,0 | 158,0 | 15,2 | 6,5 | 8,0 | 0,9 | 0,5 | 72,8 | 0,0 | 16,0 | 5,9 | 0,0 | 0,3 | 89,3 | |
| | 90-100см | 6,6 | 346,0 | 159,0 | 23,4 | 8,2 | 9,0 | 1,0 | 0,0 | 84,5 | 0,0 | 32,0 | 10,0 | 0,0 | 1,9 | 125,9 | |
| | 100-110см | 6,7 | 346,0 | 138,0 | 21,6 | 5,7 | 6,5 | 1,6 | 0,1 | 71,4 | 0,0 | 17,0 | 6,6 | 0,0 | 1,8 | 94,7 | |
| | 110-120см | 6,6 | 345,0 | 141,0 | 18,8 | 5,9 | 8,0 | 2,6 | 0,1 | 70,3 | 0,0 | 17,5 | 6,4 | 0,0 | 1,9 | 94,4 | |
| | 120-130см | 6,7 | 348,0 | 133,0 | 24,4 | 5,7 | 4,7 | 1,3 | 0,1 | 82,9 | 0,0 | 15,0 | 6,9 | 0,0 | 1,8 | 99,5 | |
| | 130-140см | 6,6 | 344,0 | 159,0 | 22,5 | 9,1 | 5,6 | 1,6 | 0,1 | 70,3 | 0,0 | 32,0 | 6,4 | 0,0 | 3,5 | 112,4 | |
| 140-150см | 6,6 | 339,0 | 200,0 | 28,1 | 13,2 | 6,6 | 2,4 | 0,1 | 82,4 | 0,0 | 49,0 | 11,9 | 0,0 | 3,9 | 152,4 | | |

В результате проведенных работ выявлена значительная литогенность исследованных почв в отношении содержания органического углерода – весь профиль, за исключением поверхностных органо-аккумулятивных горизонтов характеризуется содержанием органического углерода, сходным с таковым в почвообразующих мерзлых породах ледового комплекса. Процессы деградации ММП и образование былларов приводят здесь к перераспределению содержания органического углерода в верхней полуметровой толще почвенного профиля, вся нижележащая почвенная масса слабо преобразована, вероятно вследствие континентальности климата и дефицита осадков, наряду с невысокой льдистостью верхних горизонтов ММП под былларами, обеспечивающей преимущественно площадную просадку поверхности.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (21-55-75004_БФ).

Литература

1. Почвы Якутии / Р.В. Десяткин, М.В. Оконешникова, А.Р. Десяткин. Якутск: Бичик, 2009. 64 с.
2. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / Е. М. Катасонов, М. С. Иванов, Х. Зигерт и др. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
3. Филиппов Н.В., Десяткин Р.В. Необратимые трансформации морфогенетических показателей окультуренных палевых почв криолитозоны под влиянием начальных стадий аласообразования. 2019. Природные ресурсы Арктики и Субарктики, Т.24, №1, С. 82-91. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2019-24-1-82-91>
4. Desyatkin R, Filippov N, Desyatkin A, Konyushkov D and Goryachkin S. 2021. Degradation of Arable Soils in Central Yakutia: Negative Consequences of Global Warming for Yedoma Landscapes. *Front. Earth Sci.* 9:683730. doi: 10.3389/feart.2021.683730
5. Shestakova, A.A.; Fedorov, A.N.; Torgovkin, Y.I.; Konstantinov, P.Y.; Vasylyev, N.F.; Kalinicheva, S.V.; Samsonova, V.V.; Hiyama, T.; Iijima, Y.; Park, H.; et al. 2021. Mapping the Main Characteristics of Permafrost on the Basis of a Permafrost-Landscape Map of Yakutia Using GIS. *Land*, 10, 462. <https://doi.org/10.3390/land10050462>

ОЦЕНКА И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НАРУШЕНИЯ ЗЕМЕЛЬ ЗОЛОТОДОБЫВАЮЩИМИ ПРЕДПРИЯТИЯМИ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ LANDSAT И SENTINEL-2

Михайлюкова П.Г.,^{1,3} Шихов А.Н.^{2,3}

¹ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
polinam@mail.ru

² Пермский государственный национальный исследовательский университет,
Пермь, Россия; *and3131@inbox.ru*

³ Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета,
Санкт-Петербург, Россия

Рассмотрена методика идентификации и картографирования нарушения земель золотодобывающими предприятиями Магаданской области на основе открытых спутниковых данных Landsat и Sentinel-2. Выявлены дешифровочные признаки участков действующих разработок и ранее отработанных участков. Для территории тестового участка в Тенькинском районе Магаданской области выявлено увеличение площади нарушенных земель за период 2001-2021 гг. более чем в 7 раз, что связано со значительным увеличением объемов золотодобычи.

EVALUATION AND MAPPING OF LAND COVER DISTURBANCE ASSOCIATED WITH SURFACE GOLD MINING IN THE MAGADAN REGION USING LANDSAT AND SENTINEL-2 SATELLITE IMAGES

Mikhaylyukova P.G.,¹ Shikhov A.N.²

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia;
polinam@mail.ru

² Perm State University, Perm, Russia; *and3131@inbox.ru*

³ Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

In this study, we consider the technique for identification and mapping of land cover disturbance associated with surface gold mining in the Magadan region based on free-available Landsat and Sentinel-2 satellite images. The signatures of the areas of operating mining and abandoned areas are found. For the test site located in the Tenkinsky district of the Magadan region, a sevenfold increase in the area of disturbed lands is found for the period 2001–2021, which is associated with a substantial increase in gold production.

Введение

Золотодобыча на рудных и россыпных месторождениях сопровождается значительным воздействием на природную среду, в частности загрязнением рек взвешенными веществами [2] и тяжелыми металлами [3], нарушением земель, в том числе обезлесением и изъятием сельскохозяйственных угодий [5]. В регионах с суровым климатом и сплошным распространением многолетней мерзлоты, что характерно для Северо-Востока России, восстановление растительного покрова на нарушенных участках занимает продолжительное время, что усугубляет перечисленные проблемы.

Магаданская область занимает первое место в России по добыче россыпного золота [1]. Объем добычи увеличился с 14,5 тонн в 2013 г. до 19,8 тонн в 2021 г., что ведет к обострению существующих экологических проблем. По объему добычи рудного золота наблюдался еще более значительный рост (в 4,5 раза за 8 лет). С учетом значительной площади нарушенных земель, возрастает необходимость их регулярного спутникового мониторинга, а также оценки восстановления растительного покрова на ранее отработанных участках месторождений. Целью настоящей работы было выявление дешифровочных признаков нарушенных земель на спутниковых снимках Landsat на примере Тенькинского района Магаданской области.

Материалы и методы

В качестве тестового участка для отработки методов мониторинга нарушенных земель по спутниковым данным Landsat и Sentinel-2 были выбраны долины рек Сусуман, Берелёх, Колыма, где обширные участки земель нарушены золотодобычей. Географическое положение анализируемого участка показано на рис. 1.

Анализ динамики нарушенности земель выполнен на основе многолетнего архива данных со спутников серии Landsat и Sentinel-2 путем расчета нормализованного разностного вегетационного индекса NDVI. Из архива были отобраны безоблачные изображения за 2000, 2001, 2009-2011, 2013–2021 гг. Такой набор наблюдений позволяет в полной мере проследить развитие процессов нарушения земель на изучаемой территории. Следует отметить, что не удалось создать сплошное покрытие безоблачными изображениями для каждого года.

Выбор индекса NDVI для анализа нарушения земель обусловлен тем, что он позволяет успешно выделить участки открытого грунта (для которых значения NDVI близки к нулю) от участков, покрытых растительностью [3]. Анализ значений NDVI позволяет выявить новые участки нарушения земель, связанные с золотодобычей и лишённые растительности, а также проследить динамику зарастания для отработанных участков.

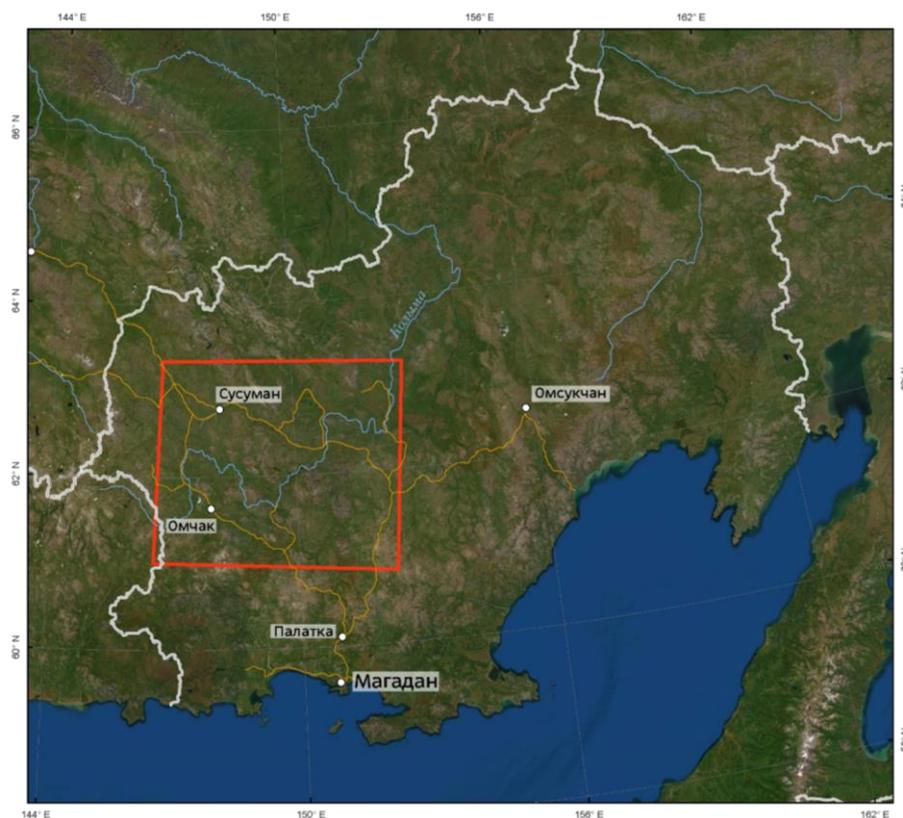


Рис. 1. Положение границ ключевого участка (показано красным прямоугольником)

Также были использованы снимки высокого пространственного разрешения с открытых картографических сервисов, по которым выделены дешифровочные признаки участков активной золотодобычи (рис. 2а) и отработанных участков (рис. 2б). Для действующих участков характерны признаки появления новых отвалов (разный оттенок отвалов породы на синтезированных изображениях); развитая дорожная сеть в пределах участка с признаками активного использования (отсутствие следов зарастания); высокая концентрация взвешенных частиц в речной воде и водоемах-отстойниках. Также при анализе многолетних архивов космических снимков обнаруживается быстрое увеличение площади разработки в течение нескольких лет.

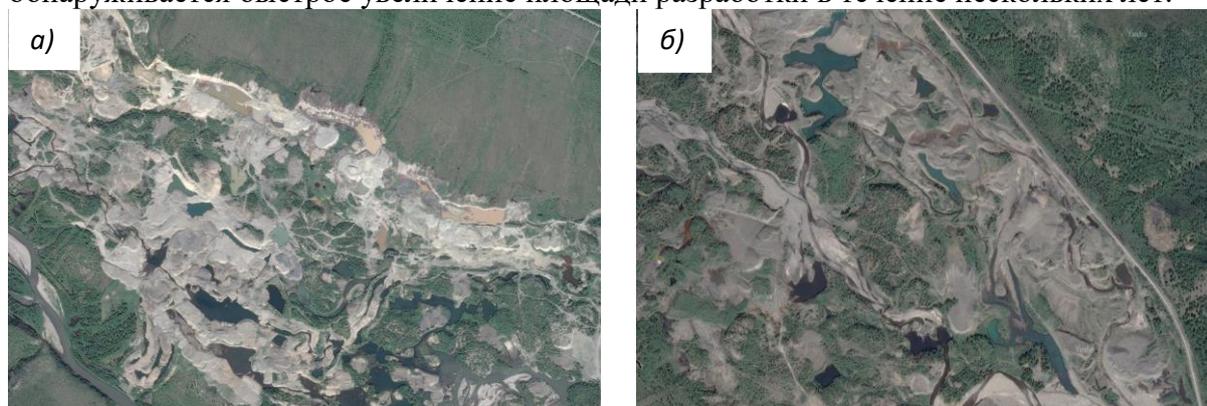


Рис. 2. Фрагменты снимков сверхвысокого разрешения с открытых картографических сервисов на участки активной золотодобычи (а) и отработанные участки (б)

В свою очередь, обработанные участки отличаются признаками зарастания отвалов и объектов инфраструктуры (грунтовых дорог), уменьшением концентрации взвешенных частиц в речной воде и водоемах-отстойниках, что ведет к снижению ее яркости в красной зоне спектра. При анализе многолетних архивов космических снимков не наблюдается увеличения площади разработок.

Результаты

Анализ динамики значений NDVI в течение 2000–2021 гг. позволил определить период, когда началась активная золотодобыча в пределах исследуемого ключевого района. Так, на Наталкинском золоторудном месторождении в период с 2000 по 2010 гг. не наблюдалось увеличения площади разработок (рис. 3). С 2014 г. появляются первые признаки увеличения площади золотодобычи, а с 2016 по 2021 гг. – значительный рост темпов разработки. Такая картина характерна для многих районов золотодобычи в пределах выбранного ключевого участка Магаданской области и соответствует опубликованным данным о динамике объемов добычи [1].

Таким образом, можно заключить, что в последнее десятилетие наблюдается существенное увеличение темпов освоения золоторудных месторождений в регионе. При этом следует отметить экстенсивный характер развития зон золотодобычи. Анализ значений NDVI позволяет достоверно определять участки, где ведется добыча, и выделять обработанные участки. На рис. 4 приведен пример района добычи (недалеко от поселка Большевик), где соседствуют обработанные территории и участки активной золотодобычи. По данным за 2001 г. выбранный участок выглядит как активный – наблюдаются низкие значения NDVI (0.1–0.2), однако для отдельных небольших групп пикселей значения NDVI существенно выше (0.4–0.5). Это вероятно, говорит о наличии небольших обработанных участков, где начались процессы восстановления растительности. По данным за 2021 г. видно, что для центральной части выбранного фрагмента значения NDVI существенно выросли за 20 лет и для отдельных пикселей могут достигать 0.6, что говорит о постепенном восстановлении растительности на обработанном участке. Это подтверждают и высокодетальные снимки, опубликованные на ресурсе Яндекс.Карты.

Рассмотренный выше пример показывает, что значения NDVI достаточно хорошо подчеркивают границы участков активной золотодобычи, а также могут являться основой оценки темпов восстановления растительности на обработанных участках. Для того, чтобы оценить динамику промышленного освоения речных долин, была вычислена разность значений NDVI между покрытиями за 2001, 2009 и 2021 гг. Из значений за 2009 г. вычитались значения 2001 г., а из значений 2021 г. – значения 2009 и 2001 гг. Отрицательные значения полученных разностей соответствуют нарушенным в ходе добычи землям. На их основе была создана маска, которая показывает нахождение таких участков (рис. 5). В качестве порогового значения при создании маски использовалось значение разности меньше -0.05 .

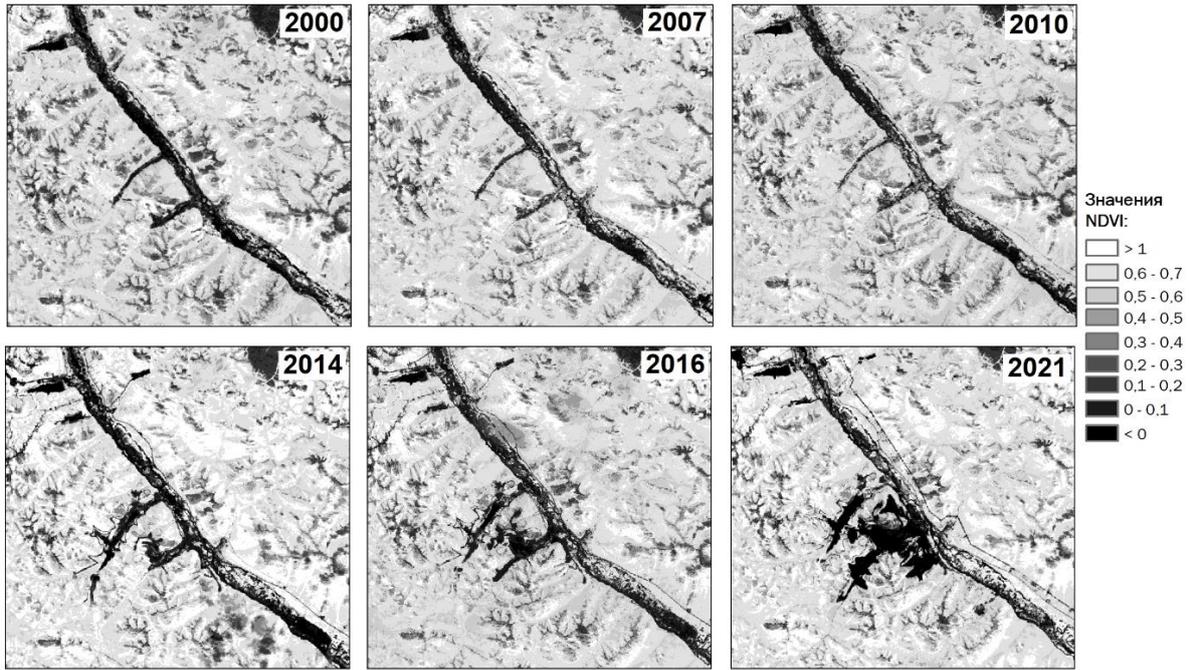


Рис. 3. Динамика NDVI на участках освоения Наталкинского золоторудного месторождения по спутниковым снимкам Landsat за период 2000 – 2021 гг.

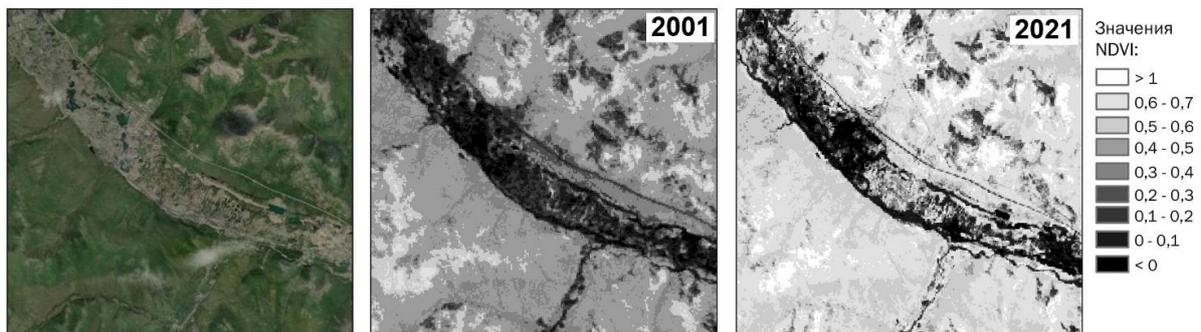


Рис. 4. Пример использования значений NDVI для оценки динамики нарушения земель в районах золотодобычи. Слева – фрагмент снимка высокого разрешения с открытого сервиса Яндекс.карты

Следует отметить, что разность в значениях NDVI между 2001 и 2009 гг. близка к нулю для большей части территории. Это свидетельствует о том, что в данный период в рассматриваемом регионе активной добычи золота практически не проводилось. На основе полученной маски была рассчитана площадь нарушенных при золотодобыче земель за период с 2001 по 2021 год. Для выбранного ключевого участка она увеличилась с 70 до 507 км².

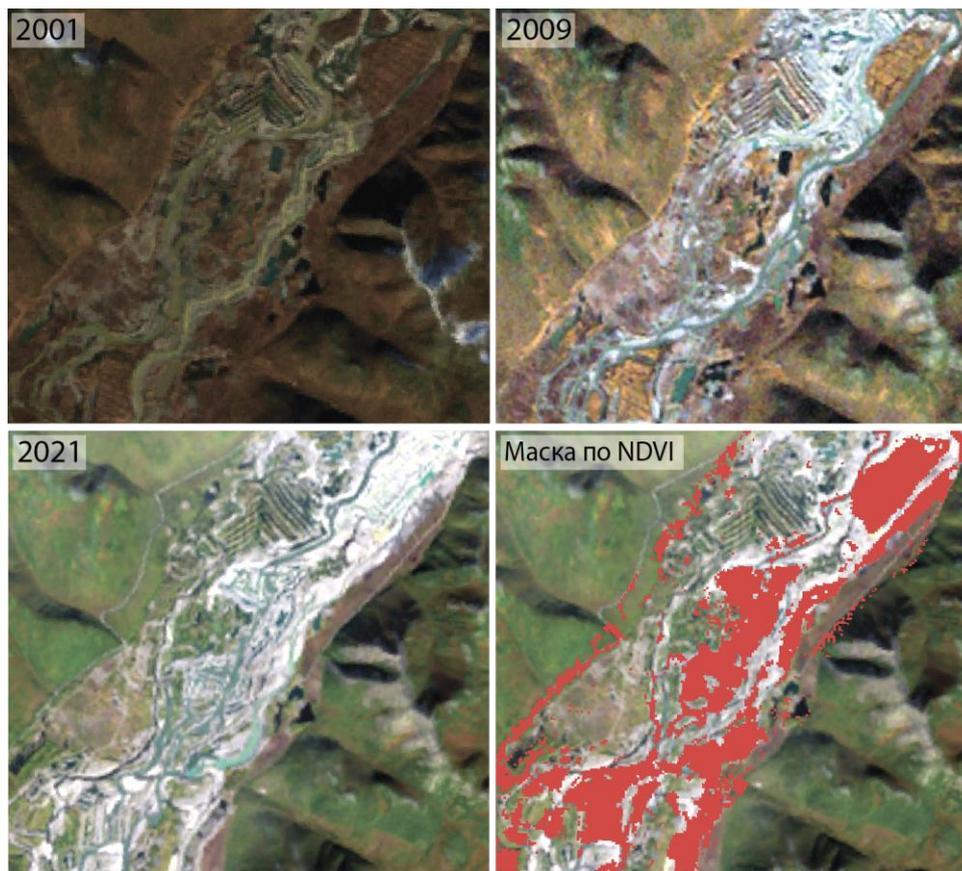


Рис. 5. Фрагменты снимков Landsat за разные годы и область нарушения земель при россыпной добыче золота

Исследование выполнено при поддержке Проекта СПбГУ № 75295776 «Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата».

Литература

1. Добыча золота в Магаданской области. URL: <https://zolotodb.ru/article/11259> (дата обращения 01.03.2022).
2. Чупаченко О.Н. Учебно-методическое пособие по проведению общественного мониторинга загрязнений рек при добыче россыпного золота с использованием космоснимков. М., Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2020. 36 с.
3. Ding Y., Zheng X., Zhao K., Xin X., Liu H. Quantifying the Impact of NDVI_{soil} Determination Methods and NDVI_{soil} Variability on the Estimation of Fractional Vegetation Cover in Northeast China // Remote Sens. 2016. V. 8. Art. No. 29.
4. Jarsjö J., Chalov S.R., Pietron J. et al. Patterns of soil contamination, erosion and river loading of metals in a gold mining region of northern Mongolia // Regional Environmental Change. 2017. V. 17. P. 1991–2005.
5. Schueler V., Kuemmerle T., Schröder H. Impacts of surface gold mining on land use systems in Western Ghana. Ambio 2011. V. 40(5). P. 528–539.

МИКРОБИОМ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА И СЕВЕРА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Никитин Д.А.^{1,3}, Лысак Л.В.², Бадмадашиев Д.В.², Зазовская Э.П.³,
Мергелов Н.С.³, Долгих А.В.³, Горячкин С.В.³

¹Почвенный институт имени В.В. Докучаева, Москва, Россия; e-mail *dimnik90@mail.ru*

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

³Институт географии РАН, Россия, Москва, Россия;

Определены физико-химические свойства (влажность, плотность, каменистость, pH, количество CaCO₃, C_{орг}, N_{общ}), структура микробной биомассы (численность и биомасса прокариот, морфология одноклеточных пропагул, длина и диаметр мицелия), интенсивность эмиссии парниковых газов (CO₂, CH₄ и N₂O), численность копий рибосомальных генов микроорганизмов (16S рРНК бактерий и архей, ITS рРНК грибов), таксономическое разнообразие прокариот и микромицетов в почвах Земли Франца-Иосифа и севера Новой Земли. Пространственная неоднородность микробиома выявлена в пределах верхнего 5-см слоя почвы, а глубокие горизонты характеризовались схожей структурой сообществ.

MICROBIOME OF CRYOLITHOZONE OF FRANZ JOSEPH LAND AND NORTHERN PART OF NOVAYA ZEMLYA

Nikitin D.A.^{1,3}, L.V. Lysak², Badmadashiev D.V.², N.S. Mergelov³, A.V. Dolgikh³, S.V. Goryachkin³

¹V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia; e-mail *dimnik90@mail.ru*

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Physicochemical properties (humidity, density, stoniness, pH, amount of CaCO₃, C_{org}, N_{tot}), structure of microbial biomass (number and biomass of prokaryotes, morphology of unicellular propagules, length and diameter of the mycelium), the intensity of greenhouse gas emissions (CO₂, CH₄ and N₂O), number of copies of ribosomal genes of microorganisms (16S rRNA of bacteria and archaea, ITS rRNA of fungi), taxonomic diversity of prokaryotes and micromycetes in the soils of Franz Josef Land and northern Novaya Zemlya. The spatial heterogeneity of microbiome was revealed within upper 5 cm soil layer, and deep horizons were characterized by a similar community structure.

Высокая Арктика – территория с чрезвычайно хрупкими экосистемами, где в наибольшей степени проявляются последствия глобального изменения климата и антропогенного влияния [9]. Увеличение среднегодовых и летних температур в полярных регионах приводит к росту активности микроорганизмов и, как следствие, к возрастанию эмиссии парниковых газов [4, 5, 8]. Почвы являются важным элементом функционирования полярных биомов [1], поскольку характеристики почвенного покрова во многом определяют геохимические особенности ландшафтов [10]. Ввиду того, что микроорганизмы играют фундаментальную роль в биогеохимических циклах элементов и определяют продуктивность наземных экосистем [6], информация о структуре и активности сообществ почвенного микробиома необходима для понимания функционирования экосистемы [3, 7]. Знания о структуре почвенного микробиома могут служить индикатором состояния экосистем в условиях изменения климата и антропогенного вмешательства.

Исследование проводили следующими методами. Содержание C_{орг} и N_{общ} в почве определяли методом сухого сжигания на CNSH-анализаторе Vario Isotope (Elementar, Германия). Водный pH почвы измеряли потенциометрическим способом. Структуру биомассы прокариот оценивали при помощи люминесцентной микроскопии (микроскоп «Биомед 5 ПР ЛЮМ», Россия) с набором красителей (калькофлуор белый, акридиновый оранжевый, этидиум бромид, флуорисцеин диацетат). Численность КОЕ и таксономический состав сообществ культивируемых микроорганизмов определяли с помощью метода микробиологического посева на ряд питательных сред. Анализ

количества рибосомальных генов микроорганизмов проводили с использованием метода Real-time PCR на амплификаторе «CFX96». Таксономическую структуру сообщества некультивируемых прокариот выявляли методом пиросеквенирования NGS на платформе Illumina MiSeq. Почвенную эмиссию диоксида углерода измеряли прямоточным методом закрытых камер с помощью портативного инфракрасного CO₂-газоанализатора, выполненных на основе датчиков AZ 77532 (Temp-CO₂) (Тайвань). Интенсивность базального и субстрат индуцированного дыхания почвы, а также интенсивность эмиссии CH₄ и N₂O проводили с помощью газового хроматографа «Кристалл 5000.2» Хроматэк (Россия).

В почвах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) – псаммоземах, пелоземах, криоземах, литоземах и серо-гумусовых почвах (рис. 1) [4] – оценена биомасса прокариот и грибов, содержание C_{орг} и N_{общ}, запасы C_{орг}, эмиссия CO₂, разнообразие и численность КОЕ культивируемых микроорганизмов, а также количество рибосомальных генов некультивируемых микроорганизмов.



Рис. 1. Объекты исследования на Земле Франца-Иосифа (ЗФИ):

A – расположение точек исследования на архипелаге ЗФИ;

Б – о. Алджер, разрез ZFI-A-01, 80°21'34,5" с.ш., 56°13'20,2" в.д., Псаммозем глееватый;

В – о. Ферсмана, разрез ZFI-F-02, 80°37'43,4" с.ш., 57°58'42,4" в.д., Серо-гумусовая грубогумусированная мерзлотная;

Г – о. Ферсмана, разрез ZFI-F-03, 80°37'46,9" с.ш., 57°58'40,4" в.д., Псаммозем криотурбированный мерзлотный;

Д – о. Хейса, мыс Зенит, разрез ZFI-H-04, 80°36'47,6" с.ш., 57°29'45,9" в.д., Псаммозем глеевый мерзлотный;
Е – о. Хейса, мыс Зенит, разрез ZFI-H-05, 80°36'47,4" с.ш., 57°29'38,4" в.д., Криозем глееватый;
Ж – о. Хейса, мыс Зенит, разрез ZFI-H-06, 80°36'42,4" с.ш., 57°29'37,5" в.д., Псаммозем мерзлотный (брюнифицированный);
З – о. Гукера, Бухта Тихая, разрез ZFI-НК-08, 80°20'18,1" с.ш., 52°47'07,9" в.д., Литозем грубогумусированный;
И – о. Гукера, Бухта Тихая, разрез ZFI-НК-09, 80°20'18,5" с.ш., 52°47'09,4" в.д., Серо-гумусовая;
К – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-АХ-10, 80°42'59,9" с.ш., 47°53'33,8" в.д., Литозем грубогумусовый мерзлотный;
Л – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-АХ-11, 80°43'01,5" с.ш., 47°53'28,2" в.д., Серогумусовая мерзлотная;
М – о. Земля Александры, мыс Мелехова, разрез ZFI-АХ-12, 80°43'03,3" с.ш., 47°53'45,3" в.д., Пелозем перегнойный криотурбированный.

Наибольшие запасы органического углерода ($C_{орг}$) выявлены в литоземах – 23.2 кг C/m^2 , пелоземах и псаммоземах – 13.7 и 20.7 кг C/m^2 ЗФИ соответственно [4].

Численность прокариот в почвах ЗФИ составляла от 0.14 до 2.10 млрд. кл/г почвы. Максимум биомассы прокариот в подстильно-торфяных горизонтах. Биомасса грибов варьировала от десятых долей до сотен мг/г почвы. Доля спор составляла более половины биомассы грибов. Длина грибного мицелия колебалась от 4 до 272 м/г почвы. Наибольшее развитие грибов отмечено в лишайниковых и моховых очесах, экспоненциально снижаясь с увеличением глубины. С глубиной в несколько раз возрастала доля прокариот в биомассе [4].

Эмиссия диоксида углерода с поверхности почв ЗФИ варьировала от 1.6 до 91.7 мг $C-CO_2 m^{-2}$ в час и различалась в десятки раз между высокоарктическими тундрами и пустошами (рис. 2) [4].

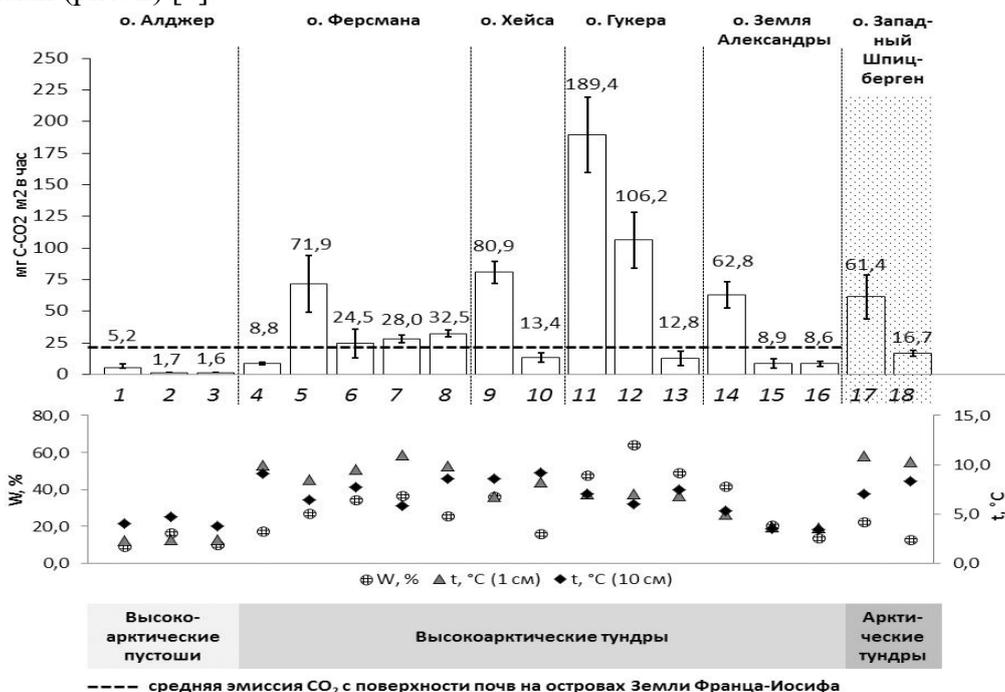


Рис. 2. Эмиссия CO_2 с поверхности почв пяти островов ЗФИ на ключевых участках (16 участков, $N=70$) в районе разрезов: ZFI-A-01, псаммозем глееватый (1 – полигон, 2 – трещина, 3 – задернованный полигон); ZFI-F-03, псаммозем криотурбированный мерзлотный (4 – полигон, мезоповышение, 5 – трещина, мезоповышение, 6 – полигон, мезопонижение, 7 – трещина, мезопонижение); ZFI-F-02, серо-гумусовая грубогумусированная мерзлотная (8); ZFI-H-05, криозем глееватый (9); ZFI-H-04, псаммозем глеевый мерзлотный (10); ZFI-НК-08, литоземы грубогумусированные (11, 12 – антропогенно-нарушенные участки, 13 – ненарушенные участки); ZFI-AX-12, пелозем перегнойный криотурбированный (14); ZFI-AX-11, серогумусовая мерзлотная (15 – нарушенный участок, вездеходная колея, 16 – ненарушенный участок); криозем грубогумусовый полигональной тундры в долине Грендален на о. Западный Шпицберген (17 – полигон, 18 – трещина), значения приведены в качестве примера эмиссии CO_2 с поверхности почв арктической тундры на близкой к ЗФИ широте [2]; пунктиром – средние значения эмиссии диоксида углерода ненарушенных почв.

Численность культивируемых микромицетов ЗФИ составляла от 3.10×10^1 КОЕ/г почвы в минеральных горизонтах до 6.56×10^3 КОЕ/г почвы в органических слоях (рис. 3). Доминировали психрофильные и сапротрофные роды *Hyphozyma*, *Phoma*, *Antarctomyces* и *Pseudogymnoascus*. Высокую встречаемость ($> 40\%$) отмечали у *Pseudogymnoascus pannorum*, *Hyphozyma variabilis*, *Thelebolus microsporus* и *Goffeauzyma gilvescens*.

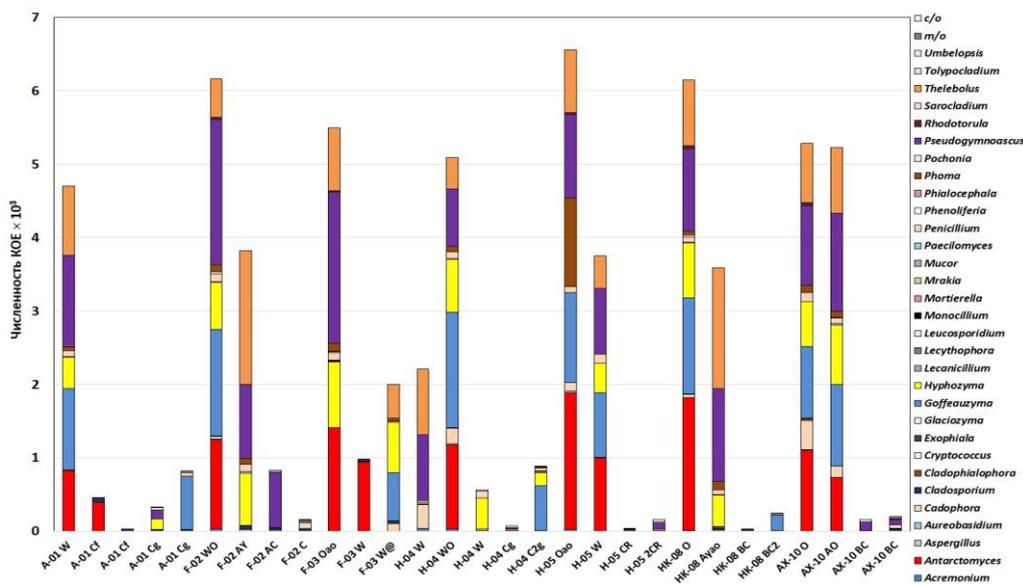


Рис. 3. Численность КОЕ/г почвы и таксономическое разнообразие культивируемых микроскопических грибов в почвах ЗФИ.

Численность ITS рНК грибов варьировала от 1.0×10^9 до 4.40×10^{10} копий генов/г почвы в минеральных и органических слоях ЗФИ, соответственно.

В почвах северной части Новой Земли (НЗ) – карбопетроземах, пелоземах и криоземах (рис. 4) [5] – оценена биомасса прокариот и грибов, запасы $\text{C}_{\text{орг}}$, эмиссия CO_2 , разнообразие и численность культивируемых микроорганизмов, а также количество рибосомальных генов некультивируемых микроорганизмов.

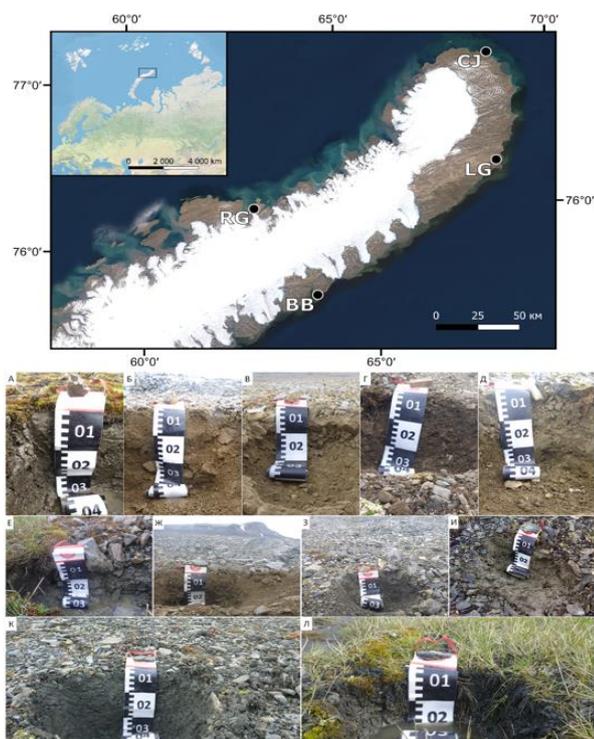


Рис. 4. Объекты исследования на НЗ: А – Мыс Желания, разрез CJ-22-23, 76.95064° с.ш., 68.52282° в.д., криозем остаточно-карбонатный сильноскелетный; Б - Мыс Желания, разрез CJ-24-25, 76.95493° с.ш., 68.46068° в.д., петрозем криотурбированный остаточно-карбонатный сильноскелетный; В – Ледяная Гавань, разрез LG-11, 76.29833° с.ш., 68.153056° в.д., карбопетрозем очень сильно скелетный; Г – Ледяная Гавань, разрез LG-12-14, 76.29750° с.ш., 68.153889° в.д., пелозем гумусовый криотурбированный остаточно-карбонатный сильноскелетный; Д – Ледяная Гавань, разрез LG-15-17; 76.295556° с.ш., 68.148611° в.д., пелозем перегнойно-гумусовый криотурбированный остаточно-карбонатный сильноскелетный; Е – Русская Гавань, разрез RG-1-3, 76.1911° с.ш., 62.67194° в.д., криозем глееватый скелетный; Ж – Русская Гавань, разрез RG-4, 76.1925° с.ш., 62.72722° в.д., петрозем; З – Русская Гавань, разрез RG-5-6, 76.19194° с.ш., 62.73944° в.д., карбопетрозем гумусовый сильноскелетный; И – Русская Гавань, разрез RG-7, 76.18833° с.ш., 62.76055° в.д., пелозем остаточно-карбонатный сильноскелетный; К – Бухта Благополучия, разрез BB-8, 75.62361° с.ш.; 63.814167° в.д., пелозем гумусовый остаточно-карбонатный среднескелетный; Л – Бухта Благополучия, разрез BB-9-10, 75.62805° с.ш., 63.79611° в.д., криозем грубогумусовый остаточно-карбонатный.

В почвах НЗ содержание органического углерода ($C_{орг}$) варьировало от 0.21 до 18.69%, а доля общего азота ($N_{общ}$) – от 0.03 до 0.14%. Влажность почв различалась от 6 до 80% и резко уменьшалась с глубиной. Все почвы НЗ слабощелочные и щелочные – их рН изменялся от 7.26 до 8.22 [5].

Биомасса микроорганизмов НЗ варьировала от 22.50 до 390.18 мкг/г почвы, а доля грибов в ней – от 80 до 98% (рис. 5). До половины биомассы сконцентрировано в верхнем органогенном горизонте. Численность прокариот колебалась от 1.5×10^7 до 9.66×10^8 клеток/г почвы, а биомасса грибов – от 22 до 372 мкг/г почвы. Длина актиномицетного мицелия мала – от 0.6 до 23.5 м/г почвы, а грибных гиф – на порядок выше – до 166 м/г почвы. Для большинства почв НЗ доля мицелия составляла $\leq 45\%$. Численность спор грибов изменялась от 10^4 до 10^5 /г почвы [5].

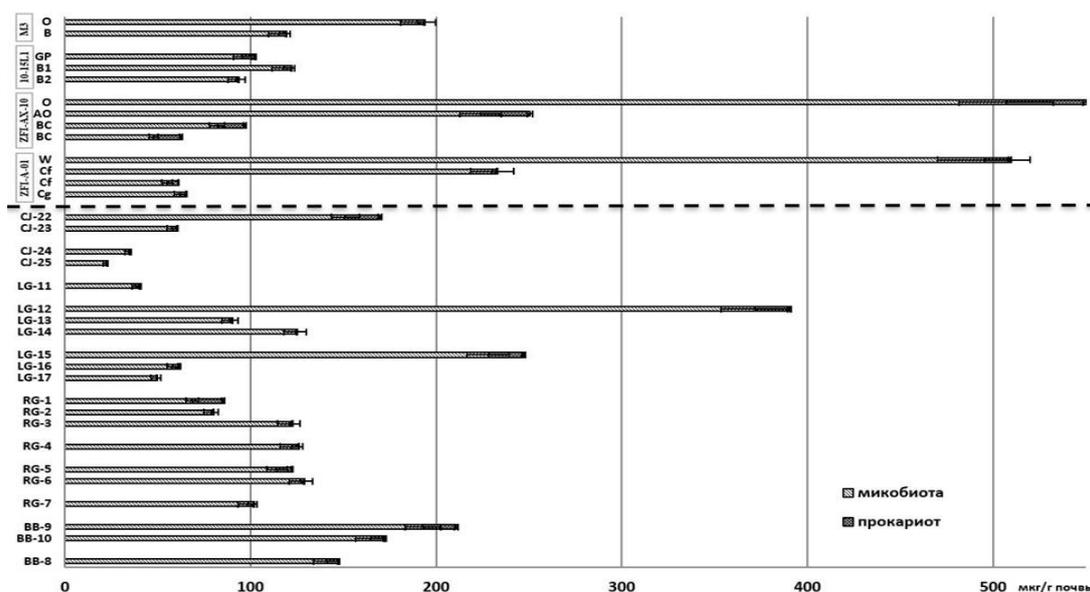


Рис. 5. Распределение микробной биомассы по профилям почв на НЗ и ЗФИ. В верхней части рисунка обозначено: МЗ – Восточная Антарктида, оазис Холмы Ларсеманн, почва с поверхностными органогенными горизонтами; 10-15L1 – Восточная Антарктида, оазис Холмы Ларсеманн, почва с гиполитными органогенными горизонтами; ZFI-AX-10 – ЗФИ, о. Земля Александры, литозем грубогумусовый мерзлотный (данные по Никитин и др., 2020); ZFI-A-01 – ЗФИ, о. Алджер, псаммозем глееватый мерзлотный. В нижней части рисунка подписи см. для рис. 4.

Базальное дыхание почв НЗ варьировало от 0.26 до 243.73 мкг $C-CO_2/(г \times сут)$. Активность метаногенеза – от 0.48 до 6.18 нг $CH_4/(г \times сут)$, интенсивность денитрификации – от 0.50 до 18.81 мкг $N-N_2O/(г \times сут)$. Все параметры биологической активности почв севера НЗ резко снижались вниз по профилю, что коррелировало с содержанием $C_{орг}$ и $N_{орг}$ [5].

Среди бактерий почв НЗ (баркодинг гена 16SpPHK) доминировали (обилие > 20%) филумы Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria; гораздо меньше (1-10% обилия) Bacteroidetes, Firmicutes, Verrucomicrobia, Gemmatimonadetes и Chloroflexi. На долю домена Archaea, представленного в основном родом *Ferroplasma* из филума Euryarchaeota, приходилось $\leq 10\%$ обилия. Разнообразие прокариот увеличивалось вниз по профилям почв и максимально в надмерзлотных горизонтах, где много филумов-кандидатов – Latescibacteria, Tectomicrobia, Parcubacteria, Saccaribacteria, Hydrogenedentes и др.

Для исследованных почв НЗ численность копий гена 16S рPHK архей мала – от 2.20×10^7 до 1.63×10^9 копий генов/г почвы. Содержание 16S рPHK бактерий в 100 раз больше, чем архей – от 4.19×10^9 до 2.26×10^{11} копий генов/г почвы. Численность ITS рPHK грибов – от 1.58×10^8 до 7.56×10^9 копий генов/г почвы. Содержание генетического материала всех микроорганизмов резко сокращалось от поверхностных горизонтов к глубинным.

В проанализированных почвах НЗ численность функциональных генов *amoA* (нитрификация), варьировало от 8.89×10^4 до 1.28×10^7 копий генов/г почвы. Количество генов *nifH* (фиксацию азота), изменялось от 5.96×10^8 до 9.78×10^{10} копий генов/г почвы. Численность генов *nirK* (денитрификация), варьировало от 7.99×10^7 до 2.13×10^{10} копий генов/г почвы. Таким образом, в почвах НЗ наиболее интенсивна азотфиксация. Содержание *amoA* уменьшалось, а количество *nifH* и *nirK* увеличивалось с глубиной.

Численность аэробных и анаэробных азотфиксаторов, а также денитрификаторов, определенная методом микробиологического посева, для исследованных почв НЗ низка (десятки и сотни КОЕ/г почвы). Количество культивируемых сапротрофных бактерий почв севера НЗ варьировало от 3.3×10^4 до 1.2×10^6 КОЕ/г почвы; актиномицетов – от 1.3×10^3 до 4.0×10^5 КОЕ/г почвы; микромицетов – от 2.5×10^2 до 1.5×10^4 КОЕ/г почвы. Численность всех микроорганизмов (кроме аэробных азотфиксаторов) резко уменьшалась вниз по профилю. Доминировали бактерии родов *Arthrobacter* и *Bacillus*, актиномицеты родов *Streptomyces* и *Micromonospora*, микромицеты родов *Goffeauzyma*, *Phoma*, *Pseudogymnoascus* и *Thelebolus*.

В результате проделанной работы показано, что пространственная неоднородность микробиома в изученных почвах ЗФИ и НЗ выявлена в пределах верхних 5 см, тогда как более глубокие горизонты характеризовались схожей структурой сообществ. Биологическая активность почв НЗ меньше по сравнению с более северными почвами ЗФИ, что связано с иссушающим и охлаждающим влиянием самого крупного ледника в России на НЗ.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-04-00328 (проведение микробиологических анализов), а также при поддержке проекта РНФ № 20-17-00212 (анализ влияния покровного ледника на почвообразование в перигляциальной зоне).

Литература

1. Алексеев И.И., Абакумов Е.В. Таксономическое и морфологическое разнообразие почв окрестностей залива Гренфьорд (архипелаг Шпицберген)//Самарская Лука: Проблемы региональной и глобальной экологии, СамНЦ РАН 2016. №25(4). С.156-161.
2. Карелин Д.В., Зазовская Э.П., Шишков В.А., Долгих А.В., Сирин А.А., Суворов Г.Г., Азовский А.И., Осокин Н.И. Наблюдения за потоками CO₂ на архипелаге Шпицберген: использование территории человеком меняет газообмен арктической тундры//Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2019. №5. С.55-66. <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019556-66>
3. Кирцидели И.Ю. Микромицеты из почв и грунтов Северо-восточной Земли (архипелаг Шпицберген)//Микология и фитопатология, Наука (М.). 2010. №44(2). С.116-125.
4. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Зазовская Э.П., Горячкин С.В. Микробная биомасса, запасы углерода и эмиссия CO₂ в почвах Земли Франца-Иосифа: высокоарктические тундры или полярные пустыни?//Почвоведение. 2020. №4. С.1–19. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20040115>
5. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Холод С.С., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Биологическая активность почв в условиях покровного оледенения в северной части архипелага Новая Земля//Почвоведение, Наука (М.). 2021. №10. С.1207-1230. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100087>
6. Basu S., Kumar G., Chhabra S., Prasad R. Role of soil microbes in biogeochemical cycle for enhancing soil fertility//New and future developments in microbial biotechnology and bioengineering /Phytomicrobiome for Sustainable Agriculture, Elsevier. 2021. P.149-157. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64325-4.00013-4>
7. Kotas P., Šantrůčková H., Elster J., Kaštovská E. Soil microbial biomass, activity and community composition along altitudinal gradients in the High Arctic (Billefjorden, Svalbard)//Biogeosciences. 2018. V.15(6). P.1879-1894. <https://doi.org/10.5194/bg-15-1879-2018>
8. Miner K.R., Turetsky M.R., Malina E., Bartsch A., Tamminen J., McGuire A.D., Fix A., Sweeney C., Clayton D., Elder Miller C.E. Permafrost carbon emissions in a changing Arctic//Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V.3(1). P.55-67. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00230-3>
9. Ravolainen V., Soinen E.M., Jónsdóttir I.S., Eiseheid I., Forchhammer M., van der Wal R., Pedersen Å.Ø. High Arctic ecosystem states: Conceptual models of vegetation change to guide long-term monitoring and research//Ambio, Springer. 2020. V.49(3). P.666-677. <https://doi.org/10.1007/s13280-019-01310-x>
10. Zubrzycki S., Kutzbach L., Pfeiffer E.M. Permafrost-affected soils and their carbon pools with a focus on the Russian Arctic//Solid Earth. 2014. V.5. P.595-609. <https://doi.org/10.5194/se-5-595-2014>

ЭКОЛОГО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ БОЛОТНЫХ СИСТЕМ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Оспенников Е.Н.

Московский государственный университет, 119899, Москва, Ленинские горы,
Российская федерация; e-mail: *neogeoman@mail.ru*

Рассмотрена совместная динамика болотных систем и геокриологических условий в криолитозоне Евразии. На основе анализа этих процессов разработано понятие «эколого-геокриологического климакса», как относительно стабильного этапа эволюции болот в ходе их направленного саморазвития. Установлены отличительные признаки климаксовых эколого-геокриологических систем болотных массивов. Показано прикладное значение понятия эколого-геокриологического климакса для оценки устойчивости болотных систем при естественной и техногенной динамике природной обстановки, для закономерностей географического распространения болот в криолитозоне и изучения палеогеографии голоцена.

ECOLOGICAL AND GEOCRYOLOGICAL ASPECTS OF THE DEVELOPMENT OF SWAMP SYSTEMS IN THE CRYOLITHOZONE

Ospennikov E.N.

Geology Faculty, Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow,
119991, Russia; e-mail: *neogeoman@mail.ru*

The joint dynamics of swamp systems and geocryological conditions in the cryolithozone of Eurasia is considered. Based on the analysis of these processes, the concept of "ecological-geocryological climax" has been developed as a relatively stable stage in the evolution of swamps during their directed self-development. Distinctive features of climax ecological and geocryological systems of marsh massifs have been established. The applied meaning of the concept of ecological and geocryological climax is shown for assessing the stability of swamp systems under natural and man-made dynamics of the natural environment, for the patterns of geographical distribution of swamps in the cryolithozone and for studying the paleogeography of the Holocene.

Одним из основных свойств болот является их динамизм. Изучение болотных систем показывает, что при болотообразовании, происходящем вследствие переувлажнения поверхности, протекает последовательная смена болотных фитоценозов – сукцессия, которая находит отражение в образовании слоёв, сложенных определёнными видами торфа. Сукцессионные процессы развиваются согласно закону сукцессионного замещения, при котором болотные фитоценозы последовательно формируют закономерный ряд экосистем, ведущий к наиболее устойчивому в данных условиях состоянию. Эта преемственность и определяет генетическую связь сменяющих друг друга видов болот. Тесная взаимосвязь растительного покрова, торфа и экологической обстановки в целом была использована С.Н. Тюрновым [7, 8] при типизации болот и видов торфа. Она основана на том, что за единицу растительного покрова болот и болот в целом приняты фитоценозы, отражаемые в строении залежей определёнными видами торфа. При этом эти природные системы хранят практически полную информацию об экологической обстановке формирования отложений.

Конечным этапом эволюции серии является относительно стабильный фитоценоз, находящийся в равновесии с окружающей средой, или климакс [9]. Для климаксовых фитоценозов характерна максимальная защищённость от возможных воздействий со стороны внешних факторов и состояние равновесия (гомеостаза) с окружающей средой. К числу важнейших признаков экологического климакса

относятся: сужение экологических ниш доминантных растений, возрастание общего количества органического вещества в экосистеме, уменьшение в ней отношения валовой продуктивности к общей биомассе и др.

Вне пределов криолитозоны процесс болотообразования изучен достаточно хорошо, и к настоящему времени установлено, что развитие болот характеризуется рядом закономерностей, обусловленных их природой, генезисом и географическим распространением. Несмотря на большое разнообразие болотных сукцессий, общим для них является то, что болотообразование, за редким исключением, начинается с возникновения низинных болот с богатым, евтрофным режимом питания. Затем в ходе торфонакопления происходит переход болотных систем к мезотрофному и, наконец, – к олиготрофному типу питания. При этом травяные болотные фитоценозы постепенно замещаются (через ряд промежуточных фитоценозов) моховыми, или древесно-моховыми ценозами. В разных природных зонах болотные сукцессии несколько различаются между собой, но отмеченные закономерности в целом сохраняются. На рисунке 1 показана схема динамики болот в средней и северной тайге Западной Сибири [1,2].



Рис. 1. Пути эволюции слабовыпуклых евтрофных болот Западной Сибири (по О.Л. Лисс и др., 1978 [4], с сокращениями)

Конечной стадией восходящего развития здесь являются озерково-грядовые верховые болота.

Исследование динамики болотных систем в границах современной криолитозоны севера Евразии показывает [6], что в послеледниковье и в голоцене (последние 12-12,5 тыс. лет), несмотря на большое разнообразие видов сукцессий, можно выделить несколько основных эволюционных рядов, в значительной степени определяемых генезисом болот.

При заболачивании суходолов в болотных сериях лесные разнотравные группировки сменяются последовательно зеленомошными (или травяно-гипновыми) и сфагновыми фитоценозами. При этом происходит переход от евтрофного типа питания к мезотрофному и олиготрофному (рис. 2).

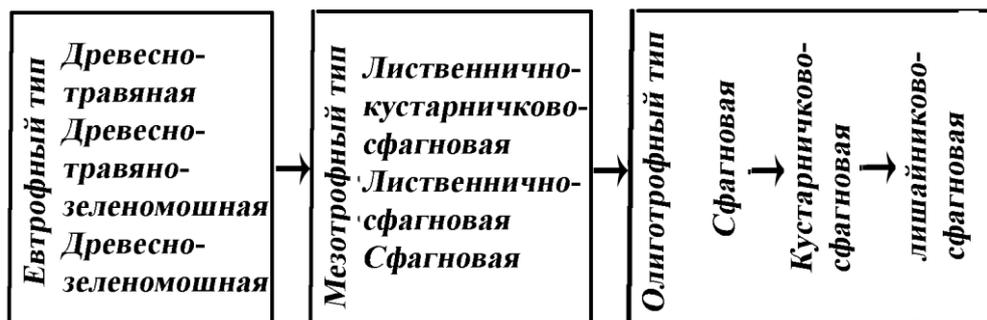


Рис. 2. Динамика болотных фитоценозов при заболачивании суходолов таёжной зоны криолитозоны

При заторфовывании мелководных водоёмов с пологими берегами водно-болотные растения окаймляют зеркала воды серией поясов-колец: гипновым, осоковым, вахтовым и др. После смыкания болотной растительности в центральной части водоёма и последующего вертикального нарастания торфяной залежи здесь развиваются осоковые, осоково-гипновые, осоково-сфагновые, сфагновые, кустарничково-сфагновые и лишайничково-сфагновые болота. При этом для таких болотных серий также характерен переход от евтрофного типа питания к олиготрофному (рис. 3).



Рис. 3. Динамика болотных фитоценозов при зарастании мелких озёр

Глубоководные водоёмы со сравнительно крутыми берегами зарастают преимущественно сплавинами. Зарастание их происходит главным образом от поверхности, с одновременных заторфовыванием от дна озёрных чаш. В экологических сериях болотных массивов этого типа, последовательно сменяют друг друга травянистые топяные растительные группировки, гипновые, сфагновые или древесно-сфагновые болотные фитоценозы. Поднятие в ходе торфонакопления поверхности болотного массива над уровнем грунтовых вод здесь также вызывает изменение условий питания растений: от богатого евтрофного до бедного олиготрофного (рис. 4). Представленные материалы свидетельствуют о том, что основные сукцессионные серии при болотообразовании заканчиваются фазой кустарничково-сфагновых или лишайничково-кустарничково-сфагновых фитоценозов.

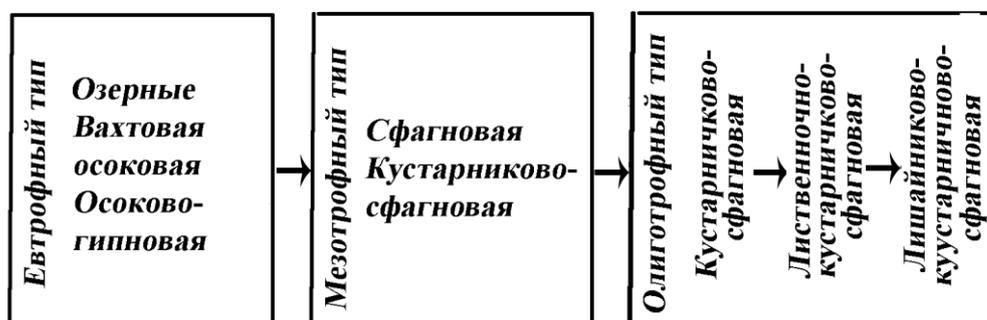


Рис.4. Динамика болотных фитоценозов при зарастании глубоких озёр

При этом эволюция болот в криолитозоне сопровождается направленной динамикой всех компонентов биотопов, оказывающих влияние на геоэкологическую

обстановку [5]. Помимо растительного покрова это – характер обводнения поверхности, параметры снежного покрова, состав отложений и их свойства, что находит прямое отражение в особенностях геокриологических условий и их динамики в ходе развития.

В таблице 1 приведена сводная характеристика изменения ландшафтно-геокриологических условий и основных свойств болотных массивов в ходе болотообразования. Из неё следует, что эволюции болотных систем свойственно определённое направленное изменение температурного режима и теплового состояния горных пород.

Заключительной фазе эволюции болотных систем – сфагново-кустарничковым верховым болотам - свойственен определённый тип геокриологической обстановки, характеризующийся наиболее низкими среднегодовыми температурами пород, широким развитием залежеобразующих подземных льдов (преимущественно инъекционных и повторно-жильных), максимальной суммарной льдистостью озёрно-болотных отложений и сравнительно слабым проявлением современных геокриологических процессов и явлений, а также высокая тепловая устойчивость, обусловленная большой льдистостью и низкими среднегодовыми температурами слагающих их пород, и малой глубиной их сезонного оттаивания. Всё это позволило определить эту фазу развития болотных систем с точки зрения их экологического содержания, как климаксовую.

Таким образом, климаксовая эколого-геокриологическая система болотного массива характеризуется рядом отличительных признаков, главными из которых являются:

1. Повсеместное распространение многолетнемёрзлых верховых лишайниково-сфагновых и кустарничково-сфагновых болот с наиболее низкими для данного региона среднегодовыми температурами пород и наименее глубоким их сезонным оттаиванием;

2. Сокращение влияния внешних (экзогенных) факторов на динамику болот при возрастании роли внутренних (эндогенных) факторов развития болотных систем. Относительная стабилизация во времени среднегодовой температуры пород.

3. Достижение толщей пород болотных массивов состояния максимальной тепловой инерции, которое определяется наиболее высокой объёмной льдистостью пород при их низкой среднегодовой температуре;

4. Максимальное уменьшение пространственной геокриологической неоднородности болотных массивов (слабой изменчивости по площади среднегодовой температуры пород, их мощности и глубины сезонного оттаивания), сужение геокриологической составляющей экологической ниши;

5. Затухание или почти полное прекращение образования и развития криогенных геологических процессов, связанных с аградацией многолетнемёрзлых пород (многолетнего морозного миграционного и инъекционного пучения пород, морозобойного трещинообразования и роста повторно-жильных льдов) и постепенное зарождение термокарстовых и термоэрозионных процессов. радиационный баланс поверхности, увеличение испарения с поверхности, изменение влажности и теплофизических свойств пород), модифицируют характер водообмена с окружающими ландшафтами, влияют на формирование гидрологического и гидрогеологического режима окружающих территорий. С началом многолетнего эндодинамического промерзания болотных массивов воздействие последних на природную среду начинает сокращаться и достигает минимума при эколого-геокриологическом климаксе. Полностью замороженные климаксовые болотные массивы находятся в относительном тепловом равновесии с окружающей средой, не

оказывают существенного влияния на перераспределение поверхностного и подземного стока (по существу, по своей гидрогеологической роли они аналогичны массивам скальных слабо трещиноватых пород) и по темпам прироста органического вещества они мало отличаются от прочих фитоценозов криолитозоны с замкнутым циклом углерода. Так, если в талых болотных системах преобладает постоянный сток углерода из атмосферы в торфяные залежи (незамкнутый цикл углерода), то в мёрзлых климаксовых болотных массивах этот процесс выражен очень слабо. Кроме того, в талых доклимаксовых талых болотных системах в результате жизнедеятельности микроорганизмов в аэробных условиях часть углерода освобождается и в виде углекислого газа и метана выделяется в атмосферу. Интенсивность выделения парниковых газов определяется видами биоценозов болот и уровнем залегания подземных вод – с понижением уровня залегания болотных вод происходит увеличение эмиссии этих газов [3]. При многолетнем промерзании и переходе болотных массивов в стадию эколого-геокриологического климакса происходит повышение уровня подземных вод (с замещением грунтовых вод на воды слоя сезонного оттаивания) и консервация торфяных залежей в мёрзлом состоянии, а как следствие – уменьшение потока парниковых болотных газов.

Несмотря на сравнительно большую длительность существования эколого-геокриологических климаксовых болотных систем, в ходе эволюции болотных массивов им на смену приходят мохово-лишайниковые верховые болота, знаменующие вступление болотных массивов в фазу деградиационного развития.

Основными чертами послеклимаксового этапа развития болотных массивов криолитозоны является:

1. повсеместное развитие термокарста, термоэрозии и термоабразии, общая деградация многолетнемёрзлых пород (повышение их среднегодовой температуры, увеличение глубины сезонного оттаивания и многолетнее оттаивание – вплоть до полного исчезновения многолетнемёрзлых толщ;
2. увеличение обводнения болотных массивов и усложнение рельефа их поверхности, переотложение торфяных накоплений, как следствие проявления собственно криогенных и связанных с ними флювиальных процессов;
3. увеличение в пределах болотных массивов видового разнообразия вторичных болотных фитоценозов и видов болот, обусловленное ростом геокриологической неоднородности территории.

Таблица 1

Изменение факторов болотообразования, параметров болот и геокриологической обстановки при развитии болотных систем в криолито зоне

| Генезис болот | Растительный покров | Обводнение (увлажнение) болот | Мощность залежи, валовая продуктивность (годовой прирост/общая масса органического вещества) | Геокриологическая обстановка (основные параметры ММП) | | | | | | |
|-------------------------|---|--|---|--|---|--|--|--|---|--|
| | | | | Распространение и мощность ММП, м | Среднегодовая температура пород (t_{cp}), °C | Глубина проникновения годовых колебаний температуры (Z), м | Глубина сезонного промерзания и оттаивания | Залежеобразующие подземные льды | Геокриологические процессы | |
| Заращение озёр | Глубоководные | <p><i>Подтипы:</i> топяной→лесо-топяной→лесной. <i>Группы:</i> травяная→травяно-моховая→моховая→древесно-моховая</p> | Снижение обводнения поверхности, понижение УГВ | Увеличение мощности торфяного горизонта от 0 до 8-12 м. Уменьшение валовой продуктивности с 1 до $4 \cdot 10^{-5}$ | Образование ММП, увеличение их сплошности (по площади) и мощности | Понижение t_{cp} от +2-+4 до -4- -6 °C и ниже | Увеличение Z от 4-6 до 10-12 м | Увеличение мощности СМС→ переход от СМС к СТС→ снижение мощности СТС | Инъекционные и пластовые льды, ПЖЛ | Многолетнее миграционное и инъекционное пучение пород, морозобойное трещинообразование |
| | | | | Увеличение мощности торфяного горизонта от 0 до 4-6 м. Уменьшение валовой продуктивности с 1 до $8,5 \cdot 10^{-5}$ | Переход от талых пород и пород редкоостровного распространения к сплошному большой мощности | Понижение t_{cp} от 0-+2 до -4- -6 °C и ниже | Увеличение Z от 4-6 до 10-12 м | Увеличение мощности СМС→ переход от СМС к СТС→ снижение мощности СТС | Инъекционные льды, ПЖЛ | Многолетнее миграционное пучение пород, морозобойное трещинообразование |
| Заболачивание суходолов | <p><i>Типы:</i> лесной→лесо-топяной→топяной. <i>Группы:</i> Древесно-травяная→Древесно-моховая→моховая→древесно-моховая</p> | Увеличение увлажнения поверхности (до образования мочажин и озерец), затем – снижение увлажнения | Увеличение мощности торфяного горизонта с 0 до 2-4 м. Уменьшение валовой продуктивности с 1 до $2,5 \cdot 10^{-4}$ | Образование ММП и увеличение их сплошности и мощности | Понижение t_{cp} от 0-+2 до -4- -6 °C и ниже | Снижение Z от 15-20 до 10-12 м | Снижение мощности СМС и СТС | ПЖЛ | Морозобойное трещинообразование, миграционное пучение пород | |

В ходе послеклимаксового развития болотных массивов происходит существенное изменение их средообразующих и экологических функций. Это:

1. возрастание водорегулирующей роли болот (как следствие роста их водовмещающих свойств при оттаивании многолетнемерзлых пород), а также увеличение испарения с поверхности, усиление влияния болот на климат;

2. активная перестройка рельефа поверхности, высвобождение больших объёмов внутригрунтовой влаги (от $1,8 \cdot 10^5$ м³ до $4,5 \cdot 10^5$ м³ воды с квадратного километра болота при мощности торфяной залежи 2-5 м);

3. увеличение химического загрязнения поверхностных и подземных вод за счёт расконсервации загрязнителей при многолетнем оттаивании органических отложений;

4. изменение водно-минерального режима поверхностных и подземных вод (увеличение минерализации, снижение кислотности и восстановительной обстановки); высвобождение углерода (в том числе в виде метана и двуокиси углерода) и включение его в дальнейший круговорот.

Изменение экологических функций болотных массивов на послеклимаксовом этапе развития имеет как положительное, так и отрицательное значение для природопользования. Окончательная оценка роли послеклимаксового развития болотных массивов может быть различной для экосистем разного ранга и должна проводиться исходя из конкретных путей хозяйственного освоения территории.

В заключение следует отметить, что исследование динамики болотных массивов с позиции изложенных представлений об эколого-геокриологическом климаксе позволяет оценить тенденции эволюции и степень устойчивости болотных систем при естественной и техногенной динамике природной обстановки, а, следовательно – расширяет возможности решения прикладных вопросов экологии в криолитозоне.

Кроме того, оно может найти применение и при решении ряда частных вопросов, связанных с образованием и распространением болотных массивов на севере Евразии. Так применение понятия об эколого-геокриологическом климаксе позволяет по-новому взглянуть на дискуссионную проблему зональности или интразональности болот севера. По-видимому, болотные системы, не достигшие в своём развитии состояния эколого-геокриологического климакса, будут носить признаки широтной зональности, обусловленные существенным влиянием внешней среды на болотообразовательный процесс. В то же время болота на этапе эколого-геокриологического климакса можно рассматривать как интразональные, в наименьшей степени подверженные влиянию окружающей среды.

Применение положения об эколого-геокриологическом климаксе даёт также возможность объяснить разновременность начала термокарстового расчленения болотных массивов криолитозоны севера Евразии в голоцене, т.к. массовое развитие термокарстовых процессов характерно только для болотных систем, вступающих в послеклимаксовый период развития, наступающий не синхронно для болот не только разных регионов криолитозоны, но и в пределах одного природного региона. Такая асинхронность является не только следствием разновременности начала болотообразования, но и ряда других причин: генезиса болотных систем, динамики климата, особенностей изменения общей геокриологической обстановки и др.

Следует отметить также методическое значение эколого-геокриологического климакса для изучения палеогеографии голоцена. Вследствие того, что в послеклимаксовых болотных массивах происходит повсеместное разрушение торфяных залежей и переотложение торфяных отложений, они практически непригодны для применения палеоботанического, палинологического и радиоуглеродного методов исследования.

Литература

1. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Под. ред. д. б. н. профессора В.Б. Куваева. – Тула: Гриф и К⁰, 2001. 584 с.
2. Генкель А.А., Красовский П.Н. Материалы по изучению озёр, займищ, болот и торфяников Западно-Сибирской лесостепи // Учён. зап. Перм. ун-та. – Пермь, 1937. Т.3. Вып. 1. С. 3-75.
3. Инишева Л.И., Дементьева Т.В., Белова Е.В., Инишев Н.Г. Эмиссия углекислого газа из болот южно-таёжной подзоны Западной Сибири // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1999. С. 188-190.
4. Лисс О.Л., Березина Н.А., Предтеченский А.В., Скобеева Е.И. Генезис и динамика болот Азиатской части СССР. В сб. «Генезис и динамика болот», вып. II. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 3-10.
5. Оспенников Е.Н. Условия возникновения и развития термогидрогенных процессов. Болотообразование. В кн. «Основы геокриологии». Ч. 4. Динамическая геокриология/ под ред. Э.Д. Ершова – М.: изд-во МГУ, 2001. С. 600-612.
6. Оспенников Е.Н., Чижов А.Б., Чернышова М.Б. Болота и заболоченные земли // Геологические процессы и явления (Южная Якутия). Под. ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 113-132.
7. Тюремнов С.Н. Растительный покров // Торфяные месторождения Западной Сибири. – М.: Недра, 1957. С. 30-39.
8. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. – М.: Недра, 1976. 487 с.
9. Clements F.E. Plant succession; an analysis of the development of vegetation. – Washington: Carnegie Institution of Washington, 1916. – xiii, 512 p. – (Publ. Cangerie Ins. Of Washington; № 242.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НАРУШЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Скрябин П.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия,
vsp@mpi.ysn.ru

Представлены результаты многолетних геотемпературных исследований на нарушенных ландшафтах в полосе прокладки железной дороги, водовода и газопровода. Проанализированы изменения теплового состояния грунтов при техногенных воздействиях. Выявлено значительное повышение среднегодовой температуры верхних горизонтов криолитозоны и увеличение глубины сезонного протаивания при вырубке леса и удалении напочвенного покрова, вырубке леса на горях при межаласном типе местности. Количественно оценена динамика среднегодовой температуры грунтов на разноврежимных рубках леса, а также на горях в зависимости от стадий сукцессионного развития растительности.

LONG-TERM CHANGES IN THE THERMAL REGIME OF DISTURBED LANDSCAPES IN CENTRAL YAKUTIA

P.N. Skryabin

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia,
vsp@mpi.ysn.ru

The results of long-term geothermal investigations in disturbed landscapes along the railway, water line and gas pipeline are presented. Human-induced changes in the ground thermal state are analyzed. The study has shown significant increases in mean annual temperature of the upper permafrost layers, as well as in seasonal thaw depth in the inter-alas type of terrain after the removal of trees, ground surface stripping and post-fire clearing. Quantitative estimates are given for the dynamics of mean annual ground temperatures on cuts and burns in relation to vegetation succession.

Оценка эволюции верхних горизонтов криолитозоны при изменении климата и антропогенных воздействий является современной приоритетной научной проблемой. Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН постоянно уделяет внимание исследованиям температурного режима слоя годовых теплооборотов в нарушенных условиях.

В Центральной Якутии расширяется строительство трубопроводов, железных и автомобильных дорог, линий электропередач, которое неизбежно сопровождается значительными нарушениями природных условий. Антропогенные воздействия различного типа и масштаба (вырубка леса, пожары, удаление напочвенных покровов и т.д.) приводят к изменению геоэкологических условий, в том числе температурного режима грунтов, развитию негативных криогенных процессов [1-6]. Исследования термического режима грунтов, проводимые с 1987 г., позволяют количественно оценить его пространственно-временную изменчивость под влиянием антропогенеза.

Различают три основных типа нарушений условий теплообмена грунтов с атмосферой: импульсное, периодическое и постоянное. Влияние постоянных антропогенных воздействий на термический режим грунтов количественно обычно оценивается с помощью натуральных наблюдений и математических методов. При периодических и импульсных нарушениях, когда отмечаются различные стадии самовосстановления растительного покрова, прогноз изменений теплового состояния ландшафтов на физико-математической основе пока не разработан. Поэтому наши исследования проводятся методом физико-географического сравнения или инженерно-геологических аналогий на основе организации длительных натуральных наблюдений.

Наблюдательная сеть геотемпературного мониторинга различной продолжительности охватывает более 90 пунктов различных антропогенных ландшафтов, в том числе с удаленным напочвенным покровом – 8, на вырубках – 40, на гарях – 23, на гарях с вырубкой – 11, на пашнях -2, на насыпях -26. Продолжительность наблюдений на них различная: от одногодичных до 5-10, 15-25 и 30 летних. Наибольшие объемы работ по созданию наблюдательной сети проведены в периоды 1987-1990, 1993-1995 и 2007-2009 гг. при инженерно-геоэкологическом сопровождении строительства линейных сооружений.

Удаление напочвенного покрова.

Влияние напочвенных покровов на формирование средних годовых температур грунтов зависит от соотношения их теплоизолирующих эффектов в летний и зимний периоды. Оценка изменения теплового состояния грунтов при удалении напочвенного покрова выполнена на 9 участках в 5 типах местности.

В межрядово-низинном типе местности на мари в июле 1990 г. был удален мохово-торфяной слой мощностью 0,15-0,25 м. По сравнению с естественными условиями при удалении напочвенного покрова температура грунтов на глубине 5 м в конце теплового периода на третий год при начале стадии зарастания травяного покрова повысилась на 1,1°C, мощность переувлажненного сезонноталого слоя увеличилась почти в 3 раза и составила в среднем 1,75 м (рис. 1). Спустя 20 лет на стадии самовосстановления растительности (зарастание нарушенного участка ерничково-березовым молодняком) температура понизилась до минус 1,4°C, где разница температур по сравнению с естественными условиями составило всего 0,3°C. Мощность сезонноталого слоя сократилась на 0,33 м, составляя 1,43 м. Последующие 10 лет, из-за интенсивного зарастания ерничково-березового молодняка мощность сезонноталого слоя изменяется в пределах 1,06-1,12 м. Основными факторами определяющими изменения температурного режима грунтов явились увеличение затенения поверхности и уменьшение поглощенной радиации.



Рис. 1. Динамика мощности сезонно-талого слоя в сфагново-багульниково-ерниковой лиственничной речине (естественная) и при удалении напочвенного покрова (нарушенная) в межгрядово-низинном типе местности на трассе железной дороги Томмот – Нижний Бестях

Рубка леса.

Рубки леса проводятся при заготовке строительного леса и дров для отопления, при прорубке профилей для изыскательских работ, расчистке трасс ЛЭП, строительстве линейных инженерных сооружений (автомобильных и железных дорог, трубопроводов и т.д.). Разнорежимные рубки лесов (выборочная, постепенная, сплошная) с нарушениями принципов рационального лесопользования приводят к уничтожению лесов на больших площадях и изменению мерзлотных условий. В песчано-грядовом типе местности влияние вырубок на температурный режим грунтов изучены на 7 участках.

При сплошной вырубке соснового леса по сравнению с естественными условиями отмечается резкое увеличение глубины сезонного протаивания на 0,8 м и повышение температуры слабоувлажненных грунтов на 0,4°C на глубине 10 м. Понижение t_0 на 0,9°C, сокращение ξ на 0,3 м отмечается на старой вырубке леса, где идет восстановление лиственнично-соснового леса.

Выборочная рубка лиственничного леса в межгрядовом типе местности приводит к незначительному повышению температуры увлажненных грунтов (0,2-0,4°C) и увеличению ξ на 0,2-0,4 м. Это объясняется проведением рубки в период с устойчивым снежным покровом, т.е. с сохранением теплоизолирующего влияния бруснично-мохового покрова и интенсивным восстановлением растительности.

В этом типе местности в 1992 г. на стадии изыскания, проектирования водовода Нижний Бестях – Мундулах был вырублен лиственничный лес (сплошная рубка). Через 2 года на просеке (С-12/93) по сравнению с брусничным лиственничником (С-10/93) температура суглинистых грунтов на глубине 10 м повысилась на 1°C, а глубина сезонного протаивания увеличилась на 0,3 м, через 26 лет на просеке по сравнению с естественными условиями температура грунтов на глубине 5 м повысилась на 1,7°C, а глубина сезонного протаивания увеличилась на 1,6 м и составила 3 м (рис. 2). Такие изменения теплового состояния грунтов при залегании повторно-жильных льдов на глубинах 1,6-2,5 м обусловили деградацию мерзлой толщи, просадку поверхности до 0,5-1,0 м и развитию начальной стадии термокарста. Формирование полигональной формы рельефа на просеке представляет серьезную опасность устойчивости грунтового основания наземного водовода.

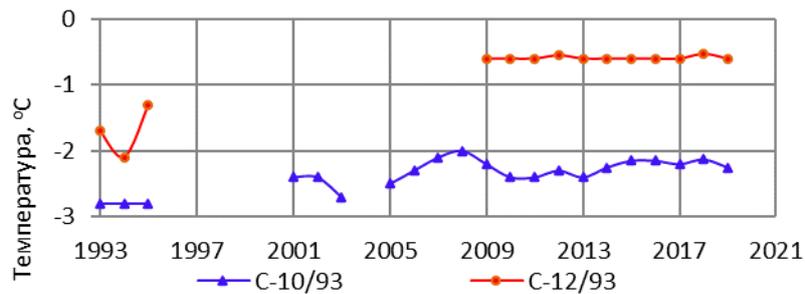


Рис. 2. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 5 м в брусничном лиственничнике (С-10/93) и на просеке (С-12/93) в межлассном типе местности на трассе водовода Нижний Бестях – Мундулах

Вырубка леса и удаление напочвенного покрова вызывает более значительное воздействие на грунты, чем другие виды нарушений естественных условий. В песчано-грядовом типе местности такие нарушения на высокотемпературных ($t_0 = -0,1 \dots -0,3$ °С) дренированных песчаных грядах приводят к формированию сухого талика. Сплошная вырубка соснового леса и удаление маломощного лишайниково-толокнянкового покрова на песчаной гряде сопровождается увеличением ξ на 0,5 м и повышением температуры грунтов на глубине 10 м примерно на 0,3 °С. Подобные нарушения на дренированных склонах формируют сезоннопротаивающий слой большой мощности. Вырубка елово-лиственничного леса с сомкнутостью крон 0,3–0,4 с удалением бруснично-мохового покрова мощностью до 10 см приводит к повышению t_0 на 1,2–1,8 °С и увеличению ξ на 0,5–1 м.

В межгрядово-низинном типе местности выборочная рубка лиственничного леса и нарушение напочвенного покрова привели к повышению температуры песчаных грунтов на глубине 10 м за три годичных цикла на 0,3–0,7 °С. Еще более заметное повышение t_0 на 0,8–1,0 °С отмечается через 5–7 лет после уничтожения пожаром теплоизолирующего мохово-багульникового покрова и частичного вывала горелого древостоя.

На склоновом межлассе наблюдения за изменением термического режима грунтов на старых вырубках показали, что по сравнению с ненарушенными условиями мохово-брусничного лиственничного леса на супесчано-суглинистых грунтах, на вырубках с возобновлением напочвенного покрова и лиственнично-березового мелколесья (15–25 лет) наблюдается увеличение ξ на 0,5–0,6 м и повышение t_0 на 0,4–0,7 °С.

Мониторинговые наблюдения в скважинах: С-56/87, С-57/87, С-187/89, С-190/89 позволяют выявить динамику среднегодовой температуры грунтов при разнорезимных рубках лесов. В песчано-грядовом типе местности при сплошной рубке редкостойного соснового леса на стадии развития молодняка (10–30 лет) тепловое состояние грунтов было близко к исходному. В межлассном типе местности при выборочной рубке лиственнично-соснового леса (С-187/89) на березово-кустарниковой стадии развития растительности (10–20 лет) t_0 понижается на 0,3–0,6 °С. Постепенная рубка лиственничного леса (С-56/87) на травяной (3–8 лет) и березово-кустарниковой стадиях (10–20 лет) развития приводит к повышению t_0 на 0,5–1,2 °С. На старой сплошной вырубке (С-190/89) на стадии восстановления березово-лиственничного молодняка (чаща) возрастом 10–30 лет t_0 понижается в среднем на 1 °С. На этом участке годичные циклы (2005–2008 гг.) с теплыми зимами и мощными снегоотложениями

способствовали повышению t_0 на 2,1 °С. Малоснежные зимы 2002-2005 гг. привели к понижению t_0 (рис. 3).

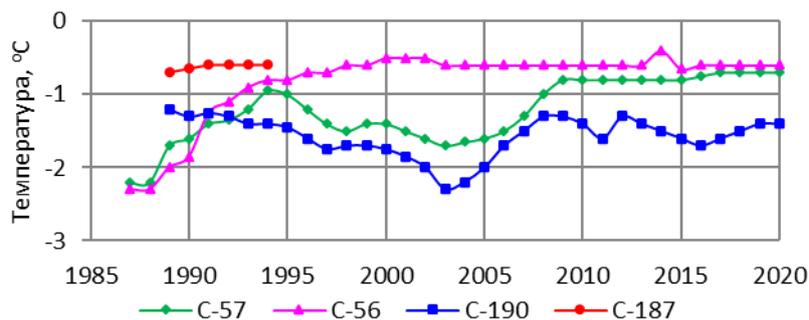


Рис. 3. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственничнике (С-57/87), при выборочной (С-187/89), постепенной (С-56/87) и сплошной (С-190/89) рубках леса в межлесном типе местности на трассе железной дороги Томмот-Нижний Бестях

Лесные пожары

Основными факторами, обуславливающими изменения t_0 и ξ на гарях, являются уничтожение теплоизолирующего напочвенного покрова, малая отражательная способность поверхности, повышенная влажность грунтов за счет прекращения транспирации влаги растительностью.

Типы лесов и напочвенных покровов по классам пожарной опасности в низкотеррасовом, межлесном и плакорном типах местности относятся к высокопожароопасным, в песчано-грядовом – к очень высокопожароопасным, в межгрядово-низинном – к среднепожароопасным. Влияние пирогенеза на температурный режим грунтов изучено наиболее детально в песчано-грядовом типе местности на 10 участках.

На песчано-грядовом типе местности низовой пожар 1987 г. в последующем стал причиной вывала молодого соснового горелого древостоя возрастом 10–15 лет (С-13/87). Верхний слой почвы мощностью до 8 см содержит обгоревшие растительные остатки с влажностью 3–5 %. Сезоннопротаивающий слой до глубины 1,75 м сложен слабоувлажненным (5–13 %) мелкозернистым песком. Многолетнемерзлые грунты слоя годовых теплооборотов (до 12 м) отличаются постоянной льдистостью (0,37 д.ед.) и представлены мелкозернистыми песками. На этом участке в первые 4 года после природного пожара отмечается резкое повышение t_0 на 1,5 °С. Начиная, с 5-го года, на гаревом участке с иссушенными грунтами деятельного слоя ввиду неблагоприятных условий самовосстановления травяно-кустарниковой растительности наблюдается стабилизация температуры грунтов, и ее значения за 30 лет после пирогенеза не выходили за пределы минус 0,3–0,4 °С (рис. 4). Через 20 лет увеличение ξ составило около 1 м. Это свидетельствует о поздних сроках смыкания фазовых границ, т.е. недостаточным накоплением холода, что обусловлено низкой теплопроводностью сухих песков деятельного слоя. Мощность сезоннопротаивающего слоя в зависимости от летних температур воздуха и атмосферных осадков изменялась в пределах 2,4–2,8 м. Ранее наши исследования в этом типе местности выявили формирование сухих таликов мощностью 20–30 м (Скв-59/87, Скв-1601), которые отличаются очень низкой влажностью песчаных грунтов (2–4 %). На слабо закрепленных склонах техногенного участка наблюдается начальная стадия водной эрозии в виде промоины, на прилегающей территории исследователями отмечается развитие термосуффозии.

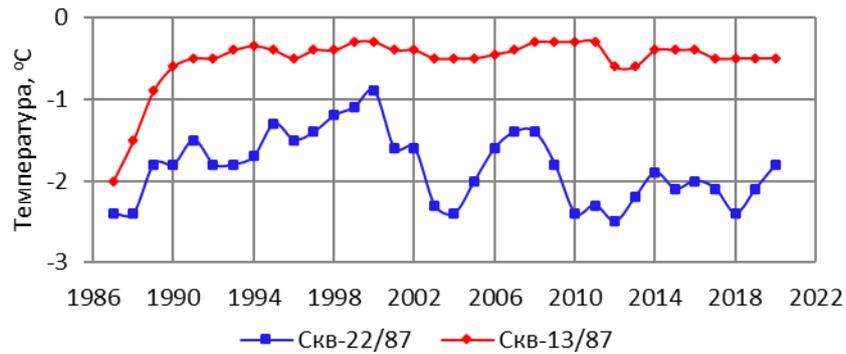


Рис. 4. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственнично-сосновом лесу (Скв-22/87) и на гари (Скв-13/87) в песчано-грядовом типе местности

Посттехногенные изменения теплового состояния грунтов через 25 лет в других типах местности также показывают понижение температуры грунтов, обусловленные самовосстановлением растительности и ее затеняющим эффектом. Временная изменчивость термического состояния грунтов под воздействием пожара в 1986 г., изучалась в межлассном типе местности. После пожара в первые 5 лет наблюдалось повышение t_0 на 0,3–0,5°C. В дальнейшем естественное возобновление травяно-мохового покрова и березово-лиственничной чащи на 2–3 стадиях сукцессионного развития через 20 лет сократило поступление солнечной радиации на поверхность грунта, что привело к постепенному понижению t_0 на 0,9°C (рис. 5) и сокращению ξ на 0,1–0,3 м. Затем переувлажненные и многоснежные 2006–2009 гг. t_0 повысилась на 1,5°C. В малоснежные 2010 и 2011 годы температура грунтов охладилась и вернулась к прежнему состоянию. В последнее десятилетие отмечается повышение t_0 на 0,9°C, в связи потеплением климата. Это говорит о том, что на охлаждающее воздействие сукцессионного развития растительности серьезную корректировку вносит режимы увлажнения и снегонакопления.

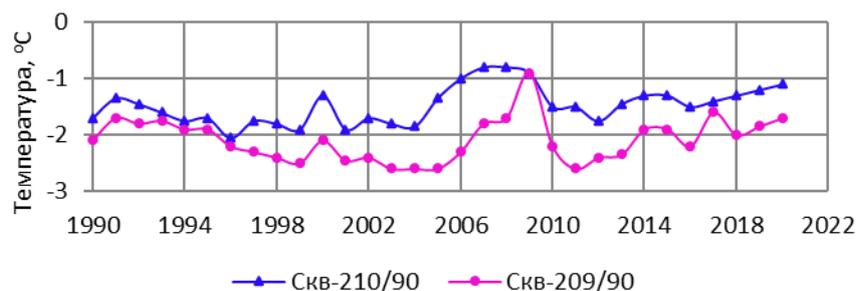


Рис. 5. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в лиственничнике (С-210) и на гари (С-209) в межлассном типах местности.

Экспериментальные термические исследования проводятся в межлассном типе местности на трассе газопровода Таас-Тумус – Якутск в 15 км к северо-западу от пос. Маган. Летом 2002 г. пожар в березово-лиственничном лесу привел к вывалу большей части древостоя. В зимний период для использования горелого леса на хозяйственные цели была проведена его сплошная вырубка. Уменьшение теплоизолирующего влияния уплотненного снежного покрова при зимней вырубке и вывозке лесоматериала привело к понижению через год среднегодовой температуры на глубине 15 м на 0,3°C. Глубина

сезонного протаивания суглинистых грунтов с повышенной влажностью на гари (С-2/03) увеличилась на 0,5 м по сравнению с контрольным участком (С-1/03). В конце многоснежной зимы 2005 г. на гари установлено формирование сезонномерзлого слоя мощностью 2,2 м. Под этим слоем до верхней границы мерзлой толщи, залегающей на глубине 3,2 м образовался талик. Однако в малоснежные зимы 2010-2012 гг. отмечено полное промерзание талика, в зимы 2013-2016 гг. – образование талика, в зимы 2017-2018 гг. – промерзание талика и в теплую зиму 2019 г. – вновь образование талика. За 8 лет после техногенного воздействия глубина протаивания грунтов на гари по сравнению с первоначальными условиями увеличилась на 2 м, температура грунтов на глубине 10 м повысилась на 2,7°C (рис. 6). Тепловая просадка грунтов составила 0,07 м, наблюдается начальная стадия формирования полигональной формы рельефа, представляющей опасность устойчивости газопровода.



Рис. 6. Динамика среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в березово-лиственничном лесу (Скв-1/03) и на гари с вырубкой (Скв-2/03) в межлесном типе местности на трассе газопровода Таас Тумус – Якутск

Экспериментальные исследования позволили количественно оценить пространственно-временную изменчивость термического режима грунтов пирогенных территорий (таблица). Динамика термического состояния пород определяется возрастом гарей и стадиями сукцессионного развития растительного покрова. Оттаивание мерзлых грунтов, увеличение мощности сезонного слоя из-за влияния пожаров особенно опасно в межлесном типе местности с близким от поверхности залеганием сильнольдистых отложений, где возможно развитие негативных криогенных процессов и явлений.

Таблица. Параметры теплового состояния грунтов на гарях

| Тип местности | Состав грунтов | Естественные условия | | Гарь | | Гарь + вырубка | |
|---------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------|---------------------|----------------|---------------------|
| | | ξ, м | T ₀ , °C | ξ, м | T ₀ , °C | ξ, м | T ₀ , °C |
| Низкотеррасовый | Песок, супесь | От 1,1 до 1,4 | От -1,3 до -2,2 | - | - | От 1,2 до 2,1 | От -1,1 до -1,7 |
| Песчано-грядовый | Песок | От 1,6 до 3,1 | От -0,2 до -2,5 | От 1,9 до 3,5 | От -0,1 до -2,2 | От 2,1 до 4,2 | От +0,2 до -1,6 |
| Межгрядово-низинный | Торф, песок, супесь | От 0,5 до 2,1 | От -0,9 до -3,4 | От 1,0 до 2,2 | От -0,8 до -2,5 | От 1,2 до 2,4 | От -0,6 до -2,3 |
| Межаласный | Супесь, суглинок | От 1,2 до 2,0 | От -1,8 до -3,2 | От 1,3 до 2,5 | От -1,7 до -3,0 | От 1,8 до 3,1 | От -1,3 до -2,8 |

Примечание: рассматриваются «теплые» и «холодные» варианты природных комплексов.

Многолетние экспериментальные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Удаление теплоизолирующего напочвенного покрова в межгрядово-низинном и межгаласном типах местности вызвало повышение среднегодовой температуры на глубине 10 м в пределах 1,5–2,0 °С и увеличение глубины сезонного протаивания в 1,4–1,6 раза. Разнорежимные рубки лесов в песчано-грядовом и межгаласном типах местности сопровождаются повышением T_0 на 0,2–0,8 °С, увеличением ξ на 0,3–0,6 м. Рубка леса после пожаров в низкотеррасовом, песчано-грядовом и межгаласном типах местности приводит к повышению T_0 на 0,3–0,8 °С и увеличению ξ в 1,2–1,6 раза, что ослабляет устойчивость ландшафтов после антропогенного воздействия.

2. Установлено, что наибольшее повышение T_0 на 0,2–2 °С и увеличение ξ в 0,3–1,5 раза отмечаются в первые 5–7 лет после нарушения природных условий. Самовосстановление растительности на 2–3 стадиях понижает T_0 на 0,5–1 °С, сокращает ξ на 0,2–0,3 м.

3. Наибольшее влияние на тепловое состояние грунтов оказывают вырубка леса и удаление напочвенного покрова, вырубка леса на гарях в межгаласном типе местности. На сильнольдистых участках нарушения природных условий сопровождается развитием криогенных процессов.

4. Результаты исследований можно распространить на однотипные антропогенные ландшафты региона, используются для моделирования изменения теплового режима грунтов при антропогенных воздействиях.

Литература

1. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2002, 218 с.
2. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. – Новосибирск: Наука, 1979, 284 с.
3. Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С. и др. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 30–39.
4. Скрыбин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998, 144 с.
5. Федоров А.Н., Т.Х. Максимов, П.П. Гаврильев и др. “Спасская Падь”: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2006, 210 с.
6. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И., Гаврильев Р.И. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1988, 240 с.

ВЫБРОСЫ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ ПОЧВЫ И ФОРМИРОВАНИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Чэнчжэн Ли¹, Брушков А.В.^{1,2}, Чеверев В.Г.¹, Соколов А.В.³

¹Геологический факультет, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва;

²Тюменский государственный университет, Тюмень;

³ВНИИИТ Москва, Россия.

*e-mail: *lichenzheng0912@gmail.com, brouchkov@geol.msu.ru, cheverev44@mail.ru, sok44@yandex.ru*

В настоящее время сравнительно мало научных исследований механизмов выбросов метана и углекислого газа во всем мире на промерзающих и оттаивающих процессах, связанных с снегом. В данной работе будут рассмотрены известные исследования, результаты и полевые эксперименты для выявления механизма выбросов двуокиси углерода и метана, двух основных парниковых газов в процессе замерзания. Будут приведены полевые измерения изменений концентрации метана и двуокиси углерода в воздухе, на поверхности земли и в почве, а также будет выяснено влияние снегопада,

температуры и других факторов на механизм его выбросов. Результаты экспериментов показывают, что почва продолжает выделять метан, углекислый газ и другие газы при нормальных условиях, и выбросы газов можно приблизительно оценить по времени; во время процесса промерзания почвы концентрация углекислого газа и метана на поверхности земли, в почве и в воздухе подчиняются определенному закону.

METHANE AND CARBON DIOXIDE EMISSIONS DURING FREEZING OF SOILS AND SNOW COVER FORMING

Li Chenzheng¹, Brouchkov A.V.^{1,2}, Cheverev V. G.¹, Sokolov A.V.³

¹Geology Faculty, Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia;

²Tyumen State University, 6 Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia;

³НИИТ LLC, 20 Kulakova str., Moscow, 123592, Russia.

lichenzheng0912@gmail.com, brouchkov@geol.msu.ru, cheverev44@mail.ru, sok44@yandex.ru

In recent decades, with the development of science and technology, the emissions of greenhouse gases, mainly methane and carbon dioxide, have increased significantly, resulting in aggravation of the greenhouse effect and global warming. Field measurements of changes in the concentration of methane and carbon dioxide in the air, on the surface of the earth and in the soil will be given, and the influence of snowfall, temperature and other factors on the mechanism of its release will be clarified. Experimental results show that the soil continues to release methane, carbon dioxide and other gases under normal conditions, and gas emissions can be roughly estimated over time; during the process of soil freezing, the concentration of carbon dioxide and methane on the surface of the earth, in the soil and in the air obey a certain law.

Введение

В последние десятилетия большое внимание уделяется проблеме увеличения в атмосфере концентрации парниковых газов, среди которых углекислый газ и метан занимают первое место. Содержание данных газов в атмосфере растет большим темпом. Глобальная концентрация углекислого газа в атмосфере с доиндустриальной эпохи по настоящее время увеличилась на 40% (с 278 до 395 ppm), метана – на 150% (с 0,715 до 1,813 ppm) [1]. Почвы в районе вечной мерзлоты содержат в два раза больше углерода, чем атмосфера - почти 1600 миллиардов тонн. По мере таяния вечной мерзлоты углерод, который существует в почве в замерзшем состоянии, выбрасывается в атмосферу в виде метана и диоксида углерода. С выбросом этого дополнительного парникового газа ускоряется процесс глобального потепления, а также ускоряется процесс внезапного таяния вечной мерзлоты [2]. Поскольку при внезапном таянии выделяется больше углерода, чем при постепенном, эти два процесса оказывают схожее воздействие на климат. Таким образом, совокупное воздействие таяния мерзлых грунтов на климат может быть вдвое больше, чем текущая ожидаемая модель [3]. В данной работе используются данные, полученные в ходе многих полевых экспериментов, для изучения и анализа изменений содержания метана и двуокиси углерода как двух основных парниковых газов в воздухе, на поверхности земли и внутри почвы в процессе естественного промерзания. Это может предоставить новые факторы и механизмы для изучения глобального потепления окружающей среды в средних и высоких широтах.

Место проведения эксперимента и экспериментальные приборы

В качестве экспериментальной площадки полевых исследований было выбрано поле (55 ° 51'44.3 "N 37 ° 11'21.3" E, рис.1) на стыке городов Нахабино и Красногорск в

Московской области. Оно расположено на Русской равнине, где с поверхности распространены главным образом глинистые ледниковые отложения. Почвенный профиль приведен на рис. 2. Как известно, луговые почвы формируются вследствие глеевого и дернового процессов в условиях относительно высокого обводнения и взаимодействия с грунтовыми водами. Это слабо дренированная поверхность, где почва постоянно увлажняется за счет поверхностного стока и близости грунтовых вод.

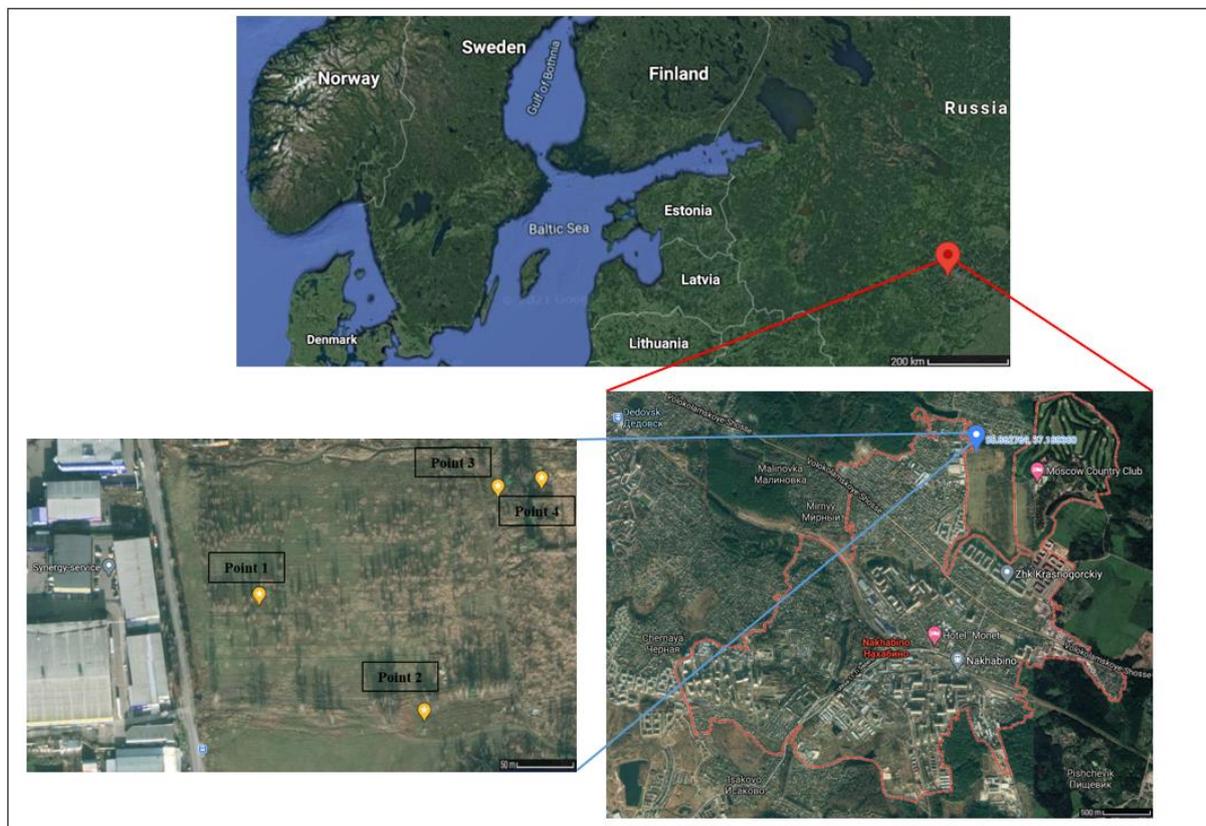


Рис. 1. Место проведения полевых экспериментов на лугу на границе городов Нахабино и Красногорск в Московской области, Россия ($55^{\circ} 51'44.3'' \text{N}$ $37^{\circ} 11'21.3'' \text{E}$); Снимок Google Earth территории, прилегающей к г.Нахабино

Полевые эксперименты проводились с приборами «Комета-М». Для большей точности полученных данных каждый эксперимент в каждой точке проводился по 3 раза. Что касается обработки данных, концентрация газа в воздухе выбирается как наиболее стабильное значение концентрации среди всех данных измерений, а концентрация газа на поверхности земли и в почве выбирается как максимальное значение концентрации среди всех данных измерений.

Результаты и обсуждение исследования

Из результатов эксперимента видно (рис. 3), что концентрация углекислого газа на земной поверхности и в грунте демонстрирует тенденцию к увеличению, которая может быть сформирована действием микроорганизмов, а образование снежного покрова препятствует выбросу углекислого газа; при понижении температуры концентрация углекислого газа в воздухе сначала уменьшается, а затем резко увеличивается, пока не стабилизируется. Это может быть связано с объемом выбросов углекислого газа. Содержание углекислого газа в воздухе сначала уменьшается по мере развития процесса замерзания. Тенденция заключается в том, что по мере снижения температуры

наземная растительность значительно замедляет или прекращает фотосинтез и дыхание, в сочетании с замерзанием почвы на поверхности земли, и это проявляется тенденцией к снижению, а затем концентрация углекислого газа в воздухе быстро увеличивается. Это, вероятно, связано с тем, что в процессе промерзания углекислый газ из грунта вытесняется, а после полного промерзания земной поверхности содержание углекислого газа в воздухе стабилизируется.



Рис. 2. Луговой ландшафт (слева), и почвенный профиль луговой почвы (справа) в районе исследований, вертикальный размер около 30 см.

При этом содержание метана в грунте сначала стабилизировалось (рис. 3), а затем резко увеличилось и, наконец, уменьшилось и имело тенденцию к стабилизации. Содержание метана в воздухе и на поверхности земли сначала увеличивалось, затем снижалось и, наконец, стабилизировалось. Когда содержание метана в грунте резко возрастает, содержание метана в воздухе и на поверхности земли уменьшается. Это может быть связано с тем, что грунт под снежным покровом промерз и препятствует эмиссии метана. После резкого увеличения концентрации метана в грунте его концентрация затем уменьшается, возможно, потому, что с увеличением толщины снежного покрова и колебаниями температуры воздуха температура почвы под снежным покровом увеличивается, и мерзлая поверхность грунта начинает оттаивать. Через трещины, возможно, происходит утечка метана в грунт. Концентрация метана в воздухе и на поверхности земли меняется незначительно. Это может быть связано с тем, что утечка метана в грунт является относительно медленным процессом. После выхода в воздух метан движется вверх, поскольку плотность метана ниже, чем плотность воздуха, поэтому прибор не обнаружил его.

Анализируя результаты исследований, Вао и др. [4] справедливо полагают, что приповерхностные температуры почвы не могут полностью отражать процессы замерзания-оттаивания в более глубоких слоях отложений и, по-видимому, имеют гистерезисный эффект на выбросы CH_4 от ранней весенней оттепели до позднего осеннего промерзания.

После промерзания поверхностных горизонтов почвы в районах распространения вечной мерзлоты обнаруживается, что содержание парниковых газов внутри почвы увеличивается. Многие исследователи считают, что это связано с тем, что при понижении температуры почва начинает промерзать вниз от поверхности и промерзать вверх от кровли вечной мерзлоты [5], [6]. По мере двухстороннего промерзания слой мерзлого грунта предотвращает выброс газа в почву, и газ остается в порах почвы, так что концентрация газа внутри почвы увеличивается [7],[8],[9],[10].

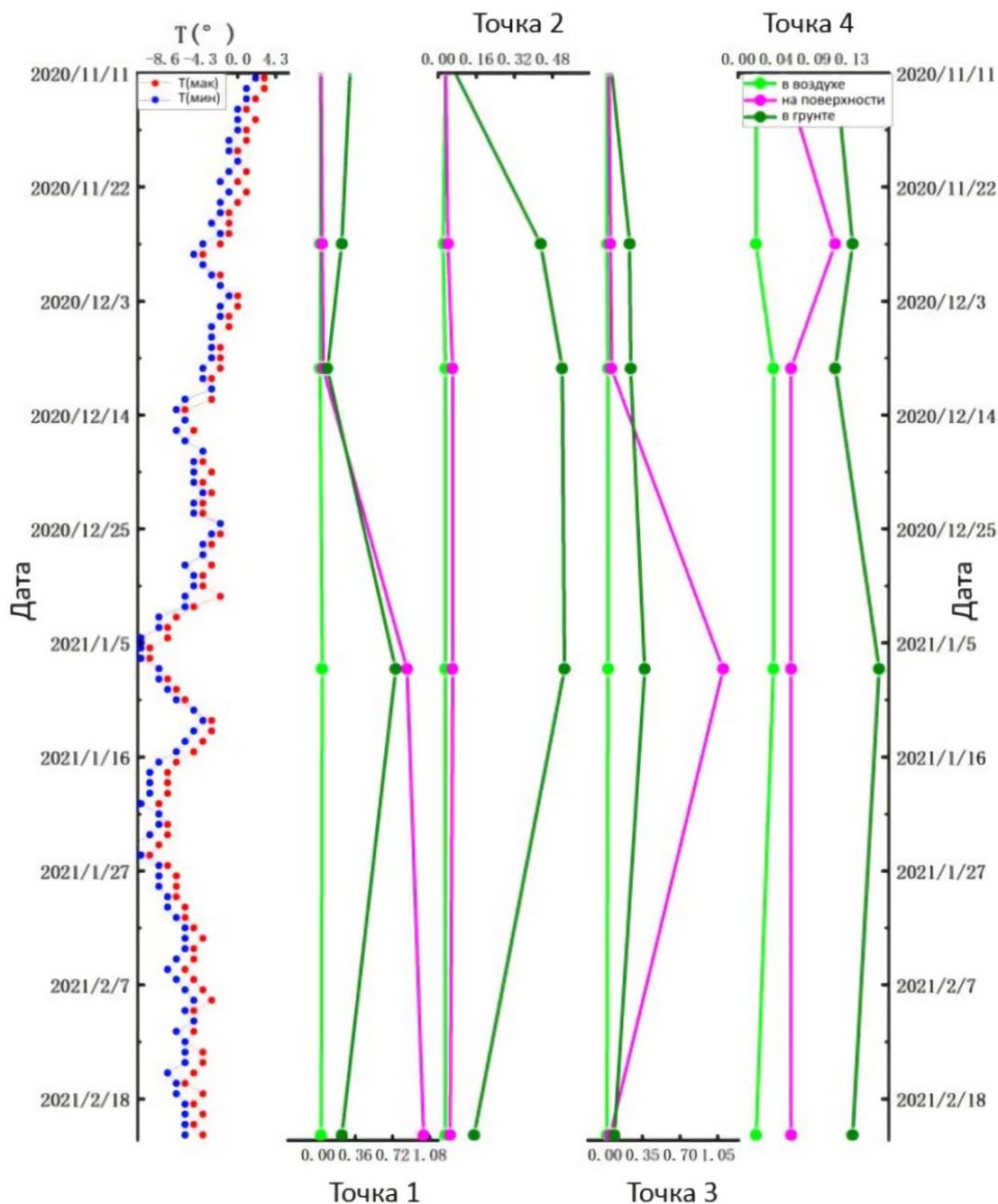


Рис. 3. Изменение концентрации CO_2 (%) и CH_4 ($\text{мг}/\text{м}^3$) в воздухе, на поверхности почвы и в почве на глубине 20 см в контрольных точках в зависимости от температуры ($T_{\text{макс}}$, $^{\circ}\text{C}$ - самая высокая дневная температура; $T_{\text{мин}}$, $^{\circ}\text{C}$ - самая низкая дневная температура)

* Температурные данные взяты по данным Росгидромета

В некоторых географических условиях по мере увеличения толщины снега почва под снежным покровом оттаивает. Во время измерения 22.02.2021 было обнаружено, что поверхность почвы в некоторых точках измерения не промерзла из-за мощного снега (рис. 3). Концентрации метана и углекислого газа там по-прежнему выше, чем до промерзания почвы, особенно метана. Следовательно, не только промерзание верхнего и нижнего слоев почвы блокирует выход газа в почву. Концентрация углекислого газа на поверхности почвы в точке измерения № 1 достигла значительной величины в 1,02%.

При анализе концентрации метана было обнаружено, что подавление выбросов метана снежным покровом может достигать значительных 50%-60%. Из этого можно заключить, что образование снежного покрова резко снижает выбросы углекислого газа и метана.

Заключение

Анализируя результаты экспериментов в полевых условиях, можно сделать следующие выводы:

(1) По мере промерзания почвы концентрация углекислого газа в воздухе непосредственно над поверхностью почвы и в почве возрастает;

(2) По мере промерзания почвы содержание метана в почве сначала стабилизируется, а затем резко увеличивается, и, наконец, его содержание уменьшается и имеет тенденцию к стабилизации. Однако содержание метана в воздухе непосредственно над поверхностью почвы сначала увеличивается, затем уменьшается и, наконец, стабилизируется;

(3) Образование снежного покрова препятствует выбросу в атмосферу метана и углекислого газа из почвы. При изучении выброса парниковых газов снежный покров является одним из факторов, который нельзя игнорировать.

Литература

1. Pachauri R.K. and Meyer L.A. (eds.), "Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change", IPCC, Geneva, Switzerland, 151, (2015).
2. Schuur, E.A.G, McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J. et al., 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature* 520(7546): 171–179.
3. Koven, C.D., Schuur, E.A.G, Schädel, C., Bohn, T.J., Burke, E.J., Chen, G. et al., 2015. A simplified, data-constrained approach to estimate the permafrost carbon–climate feedback. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 373(2054): 20140423.
4. Bao, T., Xu, X., Jia, G., Billesbach, D.P., Sullivan, R. C., 2020. Much stronger tundra methane emissions during autumn-freeze than spring thaw. *Global Change Biology* 27(2): 376-387.
5. Bing, H., He, P., Zhang, Y., 2015. Cyclic freeze–thaw as a mechanism for water and salt migration in soil. *Environmental Earth Sciences* 74(1): (2015) 675–681.
6. Arndt, K.A., Lipson, D.A., Hashemi, J., Oechel, W.C., & Zona, D., 2020. Snow melt stimulates ecosystem respiration in Arctic ecosystems. *Global Change Biology* 26(9): 5042–5051.
7. Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Dlugokencky, E.J., Houweling, S., Ström, L., Tamstorf, M.P., Christensen, T.R., 2008. Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature* 456(7222): 628–630.
8. Pirk, N., Santos, T., Gustafson, C., Johansson, A.J., Tufvesson, F., Parmentier, F.J. W. et al., 2015. Methane emission bursts from permafrost environments during autumn freeze-in: New insights from ground-penetrating radar. *Geophysical Research Letters* 42(16): 6732–6738.
9. Wille, C., Kutzbach, L., Sachs, T., Wagner, D., PFEIFFER, E.M., 2008. Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: eddy covariance measurements and modeling. *Global Change Biology* 14(6): 1395–1408.
10. Tagesson, T., Mölder, M., Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Tamstorf, M.P., Lund M., Falk J.M., Lindroth A., Christensen T.R., Ström L., 2012. Land-atmosphere exchange of methane from soil thawing to soil freezing in a high-Arctic wet tundra ecosystem. *Global Change Biology* 18(6): 1928–1940.

СОДЕРЖАНИЕ УГЛЕРОДА В ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕДОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Шепелев А.Г., Тананаев Н.И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;

e-mail: carbon-shag@yandex.ru

e-mail: nikita.tananaev@gmail.com

Исследованы мерзлотные участки на интразональных среднетаежных ландшафтах, расположенных на ледовых комплексах в левобережье (Нелегер) и правобережье (Сырдах) р. Лены в Центральной Якутии. Показана существенная вариативность органического углерода в местности Нелегер в отличие от Сырдах, это отчетливо проявилось в количественном выражении содержания 1,25% и 0,79% соответственно. Содержание неорганической фракции углерода между участками приблизительно равны – 0,60% в Сырдах и 0,46% в Нелегер, распределение в почве и многолетнемерзлых отложениях крайне неравномерное с повышением содержания на глубине 2,6–3,0 м.

CARBON CONTENT IN THE COVERING DEPOSITS OF ICE COMPLEXES IN CENTRAL YAKUTIA

Shepelev A.G.¹, Tananaev N.I.¹

¹Melnikov Permafrost institute, SB RAS; Yakutsk, Russia;

e-mail: carbon-shag@yandex.ru,

e-mail: nikita.tananaev@gmail.com

Permafrost areas were investigated on intrazonal middle taiga landscapes located on Ice Complexes in the left bank (Neleger) and right bank (Syrdakh) of the Lena River in Central Yakutia. Significant variability of organic carbon in the Neleger site was shown, in contrast to Syrdakh site. This was clearly reflected in the quantitative expression as 1.25% and 0.79% accordingly. The content of inorganic carbon fraction between the sites is approximately equal, 0.60% in Syrdakh and 0.46% in Neleger. The distribution in the soil and permafrost is extremely uneven with an increase in the content at a depth of 2.6–3.0 m.

Углерод в составе почвенного органического вещества играет системную функцию в процессе эволюции мерзлотных ландшафтов. Ежегодное образование углерода участвует в экосистемном круговороте веществ, что непосредственно связано с продуктивностью биоценозов и обменом между почвой и атмосферой. При этом одна часть углерода депонируется в деятельном слое почвы, а затем минерализуется до CO₂, CH₄ и водяного пара. Другая часть, остается законсервированной в многолетнемерзлых отложениях ледового комплекса до тех пор пока экосистема пребывает в устойчивом состоянии. При деградации мерзлоты, когда происходит вытаявание подземных льдов и проседание грунта в совокупности с эрозионными процессами, значительные количества углерода из многолетнемерзлых отложений высвобождаются, вызывая повышение концентрации парниковых газов в атмосфере, что определяет температуру и интенсивность изменения климата [8].

Цель исследования – определить исходное содержание углерода для последующей оценки запасов в ледовых комплексах Центральной Якутии. Необходимо показать доленое отношение органического углерода к неорганической форме, как одного из показателей насыщенности почвы углеродом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мерзлотные участки исследований территориально расположены в Средней Сибири на Среднесибирском плоскогорье [2], которое в региональном плане переходит в Центральнаякутскую равнину, в структуре Якутского поднятия, представляющую собой денудационно-аккумулятивную равнину с абсолютными отметками до 400–500 м [3]. В локальном плане дислоцированы в Лено-Амгинском междуречье, находящиеся в двух геоморфологических надпойменных террасах. Тюнгюльонская терраса, к ней относится местность Сырдах в Усть-Алданском районе (N62,559717° E130,963717°). Шестая надпойменная терраса р. Лены Маганская [5] – местность Нелегер в Намском районе (N62,315717° E129,499367°). По мерзлотно-ландшафтному районированию принадлежат к Лено-Амгинской провинции [6]. Участки перекрыты четвертичными

образованиями, относящиеся к Каргинскому возрасту – 57 тыс. лет назад [4]. Генетический тип местности Нелегер в основном связан с элювиальными фрагментами лессов криогенно-эолового и обычного типов, преимущественно предствленных супесью. Формирование покровных отложений Сырдах относятся к озёрной и криогенно-эоловой формации с господствованием супесей и суглинков.

В рассматриваемых районах доминируют интразональные среднетаежные ландшафты с аласными лугами и комплекс средне-таежной долинной растительности, а также лиственничные леса кустарничковые и кустарничково-зеленомошные, сосновые леса кустарничковые и кустарничково-моховые [6].

Территория относится к зоне распространения сплошной криолитозоны северной геокриологической зоне субэарального типа криогенных толщ, на которой 80% площади составляют многолетнемерзлые породы (ММП). Мощность ММП в основном изменяется от 150 до 400 м [2]. Площадь распространения пород ледового комплекса (суглинки, супеси с мощными полигонально-жильными льдами, залегающими с глубины 1,0–2,5 м) занимает около 60% территории Центральной Якутии [1].

Определение содержания углерода в породах ледового комплекса проводилось на сертифицированном многофазном анализаторе углерода LECO RC612 производства фирмы «LECO Corporation» (USA) по стандарту DIN19539 методом температурного программирования, что позволяет идентифицировать различные формы углерода на органический и неорганический. Предельная температура сжигания образцов до 1100°C в окислительной атмосфере. Анализ проводили в трех определениях из каждого изъятого образца. Пробоподготовка образцов выполнялась в камеральных условиях при комнатной температуре, перед проведением анализов пробы досушивали в сушильном шкафу в течение 10 часов при температуре 105°C, чтобы исключить из пробы лишнюю влагу влияющую на достоверность проводимого анализа.

В полевой сезон 2021 года из двух ключевых участков криогенных ландшафтов отобрано 53 почвенных образца и ММП, проанализировано 159 проб.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Таяние многолетней мерзлоты оказывает влияние на местную экосистему и отчасти на климат за счет мобилизации органического углерода, хранящегося в почве. Вследствие приведет к сильной положительной обратной связи с драматическими последствиями для планетарного климата. При таком сценарии из многолетней мерзлоты к 2100 году может исчезнуть до 40 Пг почвенного углерода [7]. Поэтому важно, чтобы углерод физически оставался с меньшими потерями в мерзлотных ландшафтах и трансформировался в запасы органического углерода. Несомненно, избыток растительного (органического) вещества будет минерализоваться до известных планетарных газов, выполняющих регуляторную функцию баланса углерода в экосистеме.

В исследуемой местности Сырдах (правобережье р. Лены) под пологом смешанного лиственничного леса среднее содержание общего углерода в почве и апробированной толще 3 м составляет 1,39%, органического углерода – 0,79% и неорганического углерода – 0,60%, что на 24% меньше по сравнению с органической частью (рис. 1). В смешанном лиственничном лесу местности Нелегер (рис. 2), левобережье р. Лены, в толще 0–3 м с учетом сезонноталого слоя и ММП содержание общего углерода составляет 1,71%, органического углерода – 1,25% и неорганического углерода – 0,46% (на 63% ниже, чем органического углерода). Отличия между исследуемыми участками заключаются в геоморфологических террасах и типах почв, что, впрочем, сказывается на заметных колебаниях содержания органического углерода в них. В полевой супесчаной почве на Тюнгюлюнской террасе (Сырдах) содержание органического

углерода снижается на 49% по сравнению с мерзлотно-таежной осолоделой почвой на Маганской террасе (Нелегер). Прежде всего, это связано с высокими показателями органического углерода в органо-аккумулятивном слое почвы 0,0–0,2 м – 6,29% в Нелегере при максимальных значениях 11,51% в слое почвы 0,1 м против 3,18% в Сырдах. В дальнейшем содержание органического углерода уменьшается вниз по профилю с резким подъемом на глубине от 2,1–2,5 м, то есть в ММП. Это заметно проявляется в местности Нелегер в интервале глубин 2,5–3,0 м, где органический углерод имеет плавное увеличение и снижение от 1,00% до 1,66% с пиковым значением 2,01%. Подобные явления фиксируются довольно часто в мерзлотных ландшафтах Якутии [9], прежде всего благодаря погребенной растительной массы, перекрытой современным почвенным чехлом и четвертичными отложениями, золовым процессам и более древнему возрасту верхней кровли многолетнемерзлых пород [10].

В разрезах неорганическая форма углерода в основном не превышала 1,00%. На участках его концентрация была распределена неравномерно, выраженного сильными скачкообразными волнами, чтобы судить о заметной роли вмещающих пород ледового комплекса стагнировать эту форму углерода. Наблюдаемые единичные высокие всплески повышенного содержания неорганического углерода касаются иллювиальных горизонтов изучаемых участков. Отметим, что различия между двумя участками не столь колоссальные в расхождении величин неорганического углерода, например, в Сырдах содержание составляет 0,60%, а в Нелегере – 0,46%, что на 23% меньше. При увеличении глубины вниз по профилю неорганический углерод повторяет ход кривой органического углерода с повышением в ММП. Несмотря на единство изучаемых мерзлотных ландшафтов, экосистемы и территориальной принадлежности к Центральной Якутии с некоторыми допущениями в сторону геоморфологических и почвенных особенностей, о которых мы указывали выше, имеют похожее залегание органического и неорганического углерода. С той лишь разницей, что количество содержащегося органического углерода в ледовом комплексе Нелегер в 1,6 раз больше, чем в Сырдах. Кроме того, в многолетнемерзлых породах органического углерода превалирует в 2 раза больше на глубине 2,6–3,0 м.

Соотношение органического углерода к неорганической фракции демонстрирует обогащенность почвы и ММП активным углеродом, аккумулярованного данной экосистемой. В Сырдах этот показатель составляет 1,32, тогда как в Нелегере – 2,72. Это указывает на то, что компоненты природной среды местности Нелегер обладают более стабильной экологической емкостью ландшафта, в частности для поддержания пролонгированного уровня органического углерода и его равновесного состояния. В случае интенсивной деградации мерзлоты и убыли динамической фракции органического углерода из ландшафта этот показатель, безусловно, претерпит сужение до минимальной величины, что является одним из признаков влияния абиотических, или антропогенных факторов на окружающую среду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первоначальный проведенный анализ углерода в геоморфологических и почвенных единицах Центральной Якутии с двумя однородными мерзлотными участками в ландшафтном отношении, показывают изменчивость органического углерода в большей степени, чем неорганического. Во-первых, отличия заключаются в исходном и высоком содержании органического углерода на поверхности органо-аккумулятивного слоя на участке Нелегер. Во-вторых, залегание органического углерода ниже сезонноталого слоя представляет значительную концентрацию в ММП, которая отражает его изменчивость с глубиной.

Ничем не примечательная разность неорганического углерода в разрезах участков показывает гомогенность седиментации исследованной территории.

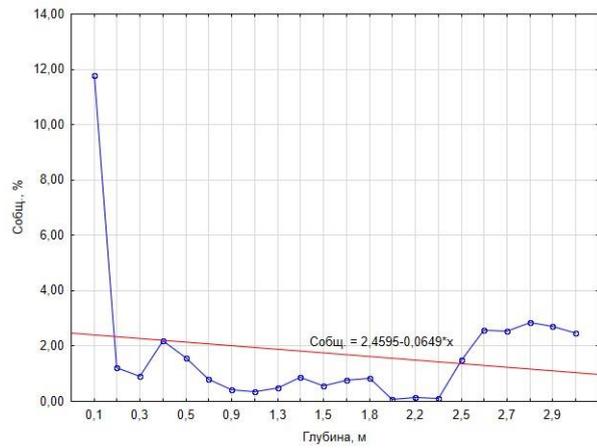
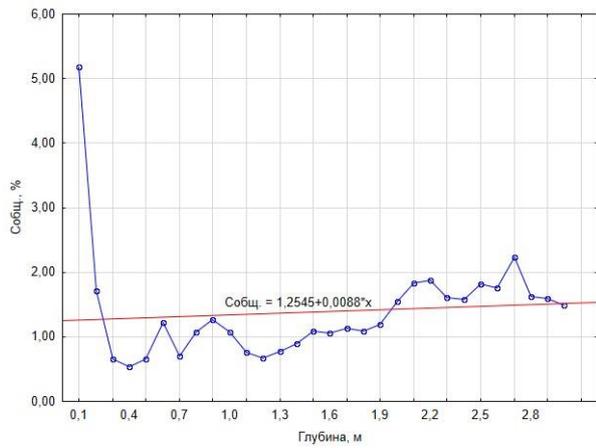
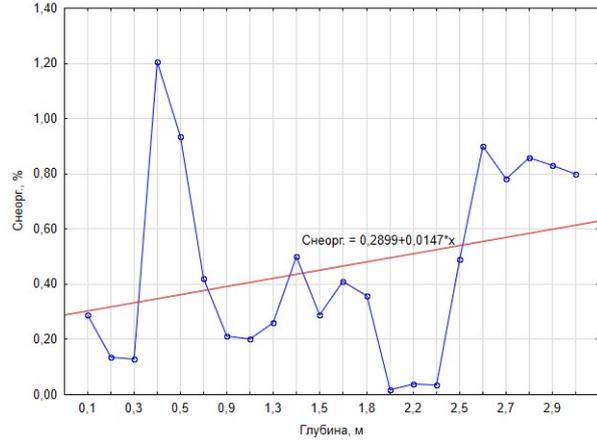
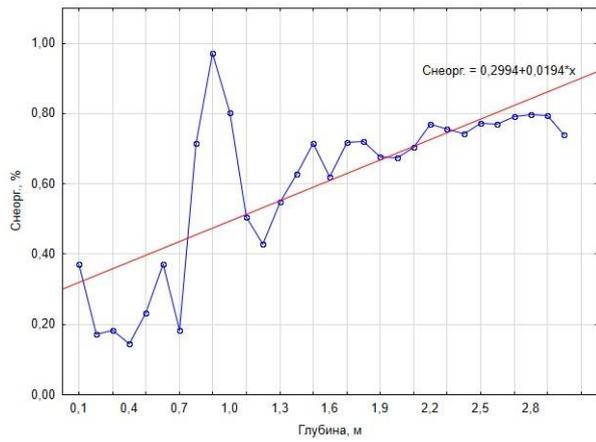
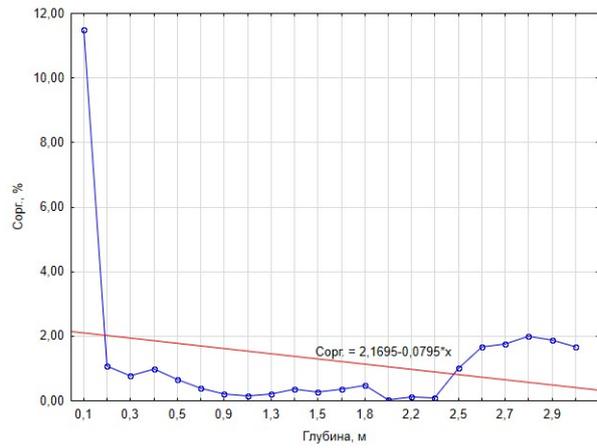
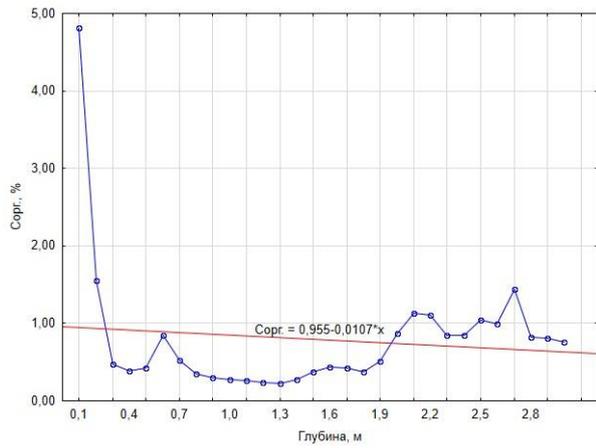


Рис. 1. Содержание углерода и его распределение в толще ледового комплекса местности Сырдах, Центральная Якутия.

Рис. 2. Содержание углерода и его распределение в толще ледового комплекса местности Нелегер, Центральная Якутия

Работы выполнены при поддержке РФФИ, проект № 21-55-75004_БФ.

Литература

1. Гаврильев П.П., Угаров И.С. Реакция пород ледового комплекса Центральной Якутии на потепление климата//Криосфера Земли. 2009. Т. 13, № 1. С. 24–30.
2. География Сибири в начале XXI века: Восточная Сибирь / Отв. ред. Корытный Л.М., Тулохонов А.К. Новосибирск: Гео, 2016. Т. 6. 396 с.
3. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 125 с.
4. Натапов Л.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации (Новая серия). Карта четвертичных образований. Якутск: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1998. С. 5–53.
5. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. Москва: Изд-во Акад. наук СССР, 1959. 141 с.
6. Fedorov A.N., Vasilyev N.F., Torgovkin Y.I., Shestakova A.A., Varlamov S.P., Zheleznyak M.N., Shepelev V.V., Konstantinov P.Y., Kalinicheva S.S., Basharin N.I., Makarov V.S., Ugarov I.S., Efremov P.V., Argunov R.N., Egorova L.S., Samsonova V.V., Shepelev A.G., Vasiliev A.I., Ivanova R.N., Galanin A.A., Lytkin V.M., Kuzmin G.P., Kunitsky V.V. Permafrost-Landscape Map of the Republic of Sakha (Yakutia) on a Scale 1:1 500 000//Geosciences. 2018. № 8. P. 465. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120465>.
7. Keuper F., Wild B., Kumm M. et al. Carbon loss from northern circumpolar permafrost soils amplified by rhizosphere priming//Nat. Geosci. 2020. № 13. Pp. 560–565. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0607-0>.
8. Osman M.B., Tierney J.E., Zhu J. et al. Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum//Nature. 2021. Vol. 599. Pp. 239–244. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03984-4>.
9. Shepelev A.G., Kizyakov A., Wetterich S., Cherepanova A., Fedorov A., Syromyatnikov I., Savvinov G. Sub-Surface Carbon Stocks in Northern Taiga Landscapes Exposed in the Batagay Megaslump, Yana Upland, Yakutia//Land. 2020. Vol. 9, Iss. 305. Pp. 1–16. <https://doi.org/10.3390/land9090305>.
10. Siewert M.B., Hanisch J., Weiss N., Kuhry P., Maximov T.C., Hugelius G. Comparing carbon storage of Siberian tundra and taiga permafrost ecosystems at very high spatial resolution//J. Geophys. Res. Biogeosci. 2015. Vol. 120, Pp. 1973–1994. <https://doi.org/10.1002/2015JG002999>.

СОДЕРЖАНИЕ

Пленарные доклады

Брушков А.В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Железняк М.Н., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Осокин А.Б. Принципы организации государственного мониторинга вечной мерзлоты 5

Комаров И.А. Проблемы прогноза свойств засоленных мерзлых пород и интенсивности протекания в них мерзлотных процессов 11

Секция 1. Газы и газовые гидраты в криолитозоне

Семилетов И.П., Шахова Н.Е. Деградация подводной мерзлоты шельфа морей Восточной Арктики – потенциальный драйвер быстрых климатических изменений 49

Бобин В.А., Одинцев В.Н. Вопросы геомеханического моделирования газового выброса грунта в криолитозоне 56

Буханов Б.А., Чувиллин Е.М., Мухаметдинова А.З., Афонин М.М., Истомин В.А. Определение содержания жидкой воды в гидратосодержащих породах методом ЯМР 63

Гребенкин С.И., Чувиллин Е.М., Жмаев М.В., Писсаренко Д.В. Экспериментальная оценка фильтрации газа в мерзлых породах при повышении градиентов давления и температуры 70

Жмаев М.В., Чувиллин Е.М., Гребенкин С.И., Маерле К.В., Гончарова А.В. Влияние закачки CO₂ и дымового газа на газопроницаемость песчаного гидратонасыщенного коллектора 78

Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Зависимость скорости диссоциации газогидрата пропана от температуры и толщины корки льда на его поверхности 84

Истомин В.А., Чувиллин Е.М., Сергеева Д.В., Буханов Б.А., Соколова Н.С. Термодинамика неклатратной воды в грунтовых системах 86

Калачева Л.П., Иванова И.К., Портнягин А.С., Аргунова К.К. Изучение образования гидратов природного газа в модельных пористых средах 92

Кишанков А.В. Эмиссия газа и распространение многолетнемерзлых пород и газовых гидратов в центральной части моря Лаптевых 98

Кривенок Л.А., Казанцев В.С., Тананаев Н.И. Удельные потоки метана и диоксида углерода из экосистем Центральной Якутии 100

Мадыгулов М.Ш., Заводовский А.Г., Каменев Л.К. Интенсификация образования гидрата пропана в присутствии водорастворимых полимеров 104

Молокитина Н.С., Плетнева К.А., Кибкало А.А., Драчук А.О. Кинетика диссоциации гидратов метана в дисперсных средах 107

| | |
|---|-----|
| Облогов Г.Е., Задорожная Н.А., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д. Метан в многолетнемерзлых и периодически оттаивающих породах и подземных льдах района Марре-Сале (западное побережье п-ов Ямал) | 113 |
| Рожин И.И., Иванов Г.И. Моделирование образования гидратов природного газа при совместной работе пласта и скважины для случая зависимости равновесных условий гидратообразования от состава и минерализации пластовых вод | 118 |
| Соболев П.А., Хименков А.Н., Кошурников А.В. Изучение газонасыщенных мерзлых пород в лабораторных условиях | 125 |
| Тройникова А.А., Истомин В.А., Крапивин В.Б., Квон В.Г., Федулов Д.М., Сергеева Д.В., Герасимов Ю.А., Долгаев С.И. Гидратообразование в призабойной зоне и скважинах Чайандинского НГКМ | 131 |
| Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Гребенкин С.И., Давлетшина Д.А., Жмаев М.В., Екимова В.В. Влияние газогидратной компоненты на свойства и поведение мерзлых пород | 137 |
| Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Шахова Н.Е., Семилетов И.П. Температурных особенности донных отложений восточного сектора Российской Арктики, включая районы активной эмиссии метана | 144 |
| Секция 2. Геокриологическая съемка и картирование | |
| Васильев А. И. Современное состояние ландшафтов колымской водно-балансовой станции | 151 |
| Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В. Использование данных дистанционного зондирования и методов математической морфологии ландшафта при исследовании эрозионно-термокарстовых равнин | 157 |
| Гагарин Л.А., Мельников А.Е. Использование радарной съемки с синтезированной апертурой в исследовании наледей | 161 |
| Дьякова Г.С., Патрушева А.Д., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая | 165 |
| Ефремова В.А. Анализ подверженных оползням участков на трассе автодороге «Амга» в республике Саха (Якутия) на основе цифровой модели рельефа | 168 |
| Зотова Л.И., Донецков А.А. Литокриогенная устойчивость тундровых ландшафтов: факторы, оценка, картографирование | 171 |
| Патрушева А.Д., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна реки Чулышман | 177 |
| Сизов О.С. Особенности пространственного распространения современного эолового рельефа на севере Западной Сибири | 182 |

| | |
|---|-----|
| Шестакова А.А., Башарин Н.И., Калиничева С.В. Геокриологическая карта Якутии масштаба 1:1500000 (на примере Южной Якутии) | 189 |
| Секция 3. Геокриологический мониторинг | |
| Алентьев Ю.Ю. Создания системы ведомственного мониторинга при освоении территорий распространения многолетних мерзлых пород | 196 |
| Бабкина Е.А., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Результаты мониторинга глубины протаивания и температуры пород на севере Западной Сибири | 202 |
| Богатова Д.М. Пространственные закономерности динамики берегов Карского моря | 209 |
| Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н. Результаты 40-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре Чабыда (Центральная Якутия) | 214 |
| Васильев А.А., Облогов Г.Е., Широков Р.С. Результаты долговременного мониторинга сезонного протаивания в типичных тундрах Западного Ямала | 221 |
| Ефремов П.В. Геокриологический мониторинг заброшенных пахотных земель Центральной Якутии | 227 |
| Заболотник С.И., Заболотник П.С. Геокриологический мониторинг состояния грунтов в основании зданий якутской ТЭЦ | 233 |
| Иванов В.А. Многолетняя динамика сезонного протаивания в типичной тундре Западного Ямала в условиях изменения климата | 240 |
| Константинов П.Я., Федоров А.Н., Башарин Н.И. Результаты температурного мониторинга многолетнемерзлых пород около пос. Тикси (арктическая Якутия) | 246 |
| Крайнева О.В. Результаты геокриологического мониторинга на производственной площадке «А» Ардалинского нефтегазопромысла | 250 |
| Кривов Д.Н., Прокопюк И.В. Системы температурного мониторинга. Практика применения на объектах в криолитозоне | 255 |
| Литовко А.В., Сыромятников И.И. Комплексные инженерно-геокриологические исследования на автомобильной дороге «Умнас» | 257 |
| Магомедгаджиева М.А., Оганов Г.С., Митрофанов И.Б., Дзюбло А.Д., Алексеева К.В. Разработка единой системы геокриологического мониторинга газового месторождения «Каменномысское море» | 263 |
| Макарычева Е.М., Кузнецов Т.И. Организация системы мониторинга магистральных нефтепроводов в условиях криолитозоны | 268 |

| | |
|---|-----|
| Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Мельников В.П., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М. Геокриологический мониторинг и динамика криогенных геосистем Ненецкого автономного округа | 272 |
| Нестерова Н.В., Макарьева О.М., Осташов А.А., Землянскова А.А. Возобновление мониторинга на стационарах Анмангындинская наледь и Колымская воднобалансовая станция. Вчера, сегодня, завтра | 279 |
| Никитин К.А. Прогнозный сценарий изменения среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале к 2050 г. на основе авторетроспективного анализа | 284 |
| Никитин К.А., Кузякин Л.П. Температура мерзлых пород и динамика морских берегов в условиях современного изменения климата на Западном Ямале | 288 |
| Осташов А.А., Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Землянскова А.А. Методика мониторинга наледей с помощью БПЛА | 294 |
| Остроумов В.Е., Федоров-Давыдов Д.Г., Комаров И.А., Шевчик Ф.А., Колосков А.М., Волокитин М.П., Гончаров В.В., Быховец С.С., Холодов А.Л., Ерёмин И.И., Кропачёв Д.Ю., Давыдов С.М., Давыдова А.И. Методика оценки эффективных значений теплофизических характеристик грунтов сезонномерзлого и сезонноталого слоя в природных условиях | 299 |
| Петров Б.В. Динамика мощности сезонноталого слоя в естественных и техногенных условиях Ямбургского месторождения | 305 |
| Пономарева О.Е., Губарьков А.А., Гравис А.Г., Дроздов Д.С., Бердников Н.М., Скворцов А.Г., Царев А.М., Устинова Е.В., Лешневская Е.Ф., Горбунова М.В., Козодеев К.С., Пляскин С.С. Результаты геокриологического мониторинга по региональной трансекте от северной тайги до южной тундры (Западная Сибирь) | 310 |
| Ривкин Ф.М., Булдович С.Н. Ретроспективное прогнозное моделирование геокриологических условий в системе геотехнического мониторинга | 318 |
| Скрябин П.Н. Многолетние изменения температурного режима нарушенных ландшафтов Центральной Якутии | 324 |
| Сыромятников И.И., Литовко А.В., Жирков А.Ф., Кириллин А.Р. Организация мониторинговых площадок на автомобильных дорогах в криолитозоне | 331 |
| Трегубов О.Д., Уяганский К.К. Результаты 25 лет наблюдений деятельного слоя в Анадырской низменности (Чукотка) | 337 |
| Уварова А.В., Исаев В.С., Комаров И.А., Сергеев Д.О., Кошурников А.В., Котов П.И. Результаты геотехнического мониторинга на учебно-научном полигоне Хановой | 343 |

| | |
|--|-----|
| Федотов Д.А., Дубровин В.А., Лисицына О.М. Динамика температурного режима пород в слое годовых теплооборотов на стационаре Марре-Сале за период 2008-2021 гг. | 347 |
| Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Применение беспилотных летательных аппаратов для мониторинга деградации многолетнемерзлых пород | 352 |
| Чжан А.А., Заболотник П.С., Чжан Т.Р., Набережный А.Д., Чжан Р.В. Температурные условия республиканской больницы №1 – Национального Центра Медицины в г. Якутске | 357 |
| Секция 4. Геофизические исследования в криолитозоне | |
| Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А., Агафонов Ю.А. Опыт применения индуктивной электроразведки ЗСБ для изучения криолитозоны в условиях Арктики | 364 |
| Бурим Р.Д., Дьякова Г.С., Патрушева А.Д., Останин О.В., Почёмин Н.М. Геофизические исследования внутренней структуры гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая | 369 |
| Гурулев А.А., Гурулев Д.А. Козлов А.К. Исследование подземного угольного пожара дистанционными методами в условиях криолитозоны | 371 |
| Джурик В.И. Сейсмокриодинамика и прогноз проявлений сейсмичности при деградации мерзлоты в пределах Байкало-Монгольского региона | 378 |
| Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Прокопович И.В. Георадарное обследование полигонально-жильных структур в Арктике | 381 |
| Епонешникова Л.Ю., Дергач П.А., Зобнин Г.Ю., Дучков А.А. Структура земной коры в районе НИС «Остров Самойловский» по результатам локальной сейсмической томографии | 388 |
| Ефремов В.Н. Новый подход к мониторингу состояния грунтов криолитозоны: наблюдения за степенью их промороженности с оценкой льдистости по электрическому сопротивлению | 392 |
| Ефремов В.Н. Проявления электромагнитной эмиссии в мерзлых грунтах | 398 |
| Зайцев А.В., Кошурников А.В. Спектральный анализ грунтов по скоростной железнодорожной трассе Москва-Казань | 404 |
| Казанцев В.А., Гурулев А.А. Диэлектрические свойства мерзлых грунтов на частоте 7 ГГц в интервале температур 0 °С...–60 °С | 410 |
| Копылов Д.В., Янин С.Ю. Решение прямой и обратной задачи электроразведки при изучении таликов | 413 |
| Лебедева Л.С., Христофоров И.И., Данилов К.П., Бажин К.И. Распространение надмерзлотных таликов в различных районах Центральной Якутии | 417 |
| Оленченко В.В, Макарьева О.М, Данилов К.П, Осташов А.А, Нестерова Н.В. Результаты георадиоло-кационных и электрических зондирований | 420 |

| | |
|--|-----|
| гигантской наледи подземных вод на р. Анмангында (Магаданская область) | |
| Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М., Малкова Г.В. Геофизический мониторинг геокриологических условий на стационаре Кумжа (2016-2021 года) | 426 |
| Серебренников С.П., Джурик В.И., Брыжак Е.В. Сравнительный анализ сейсмических свойств грунтов для территории распространения мерзлоты в Забайкальском крае | 429 |
| Трегубов О.Д., Уяганский К.К. Надмерзлотный водоносный горизонт в селитебной зоне Анадыря по данным георадиолокации (Чукотка) | 434 |
| Христофоров И.И., Данилов К.П.1, Горохов И.В. Исследование влияния толщины льда на георадиолокацию донных отложений рек и озер в зимний период | 441 |
| Секция 5. Динамическая геокриология | |
| Жирков А.Ф., Сивцев М.А. Оценка возможности восстановления защитного слоя в условиях Центральной Якутии | 444 |
| Землянскова А.А., Макарьева О.М., Шихов А.Н., Н.В. Нестерова Н.В., Осташов А.А., Алексеев В.Р. Многолетняя и внутригодовая динамика Анмангындиной наледи (Магаданская область) | 450 |
| Капралова В.Н., Викторов А.С., Орлов Т.В. Использование данных дистанционного зондирования и методов математической морфологии ландшафта при исследовании эрозионно-термокарстовых равнин | 459 |
| Ликутков Е.Ю. Микрорельеф, его диагностические морфодинамические свойства, результаты исследований и их значимость при работах по мониторингу в криолитозоне | 460 |
| Макарьева О.М., А.Н. Шихов, Нестерова Н.В., Осташов А.А., Землянскова А.А., Алексеев В.Р. Гигантские наледи Северо-Востока по данным кадастра (1958) и снимкам «Landsat» 1973-2021 | 465 |
| Паламарчук В.А., Лебедева Л.С., Баишев Н.Е. Результаты рекогносцировочного обследования источников подземных вод тукулана Махатт | 475 |
| Петров М.И., Аргунов Р.Н. Изменчивость мерзлотно-ландшафтных условий на участках с разным характером нарушения на стационаре «Нелегер» в Центральной Якутии | 478 |
| Пижанкова Е.И., Балдина Е.А., Гаврилов А.В., Кучейко А.А., Ширшова В.Ю., Ширяев М.А. Экзогенная геодинамика малых островов арктических морей (по результатам дешифрирования космических снимков) | 484 |
| Тарбеева А.М. Овражная термоэрозия в устьевой области р. Лены в условиях современных климатических изменений | 495 |

| | |
|---|-----|
| Фролов Д.М., Колобова Е.А. Результаты применения расчётной схемы для оценки глубины промерзания грунта на основе данных о температуре воздуха и толщины снежного покрова | 498 |
| Хименков А.Н., Кошурников А. В. Локальные криогенные геосистемы | 502 |
| Секция 6. Изменения климата и реакция криолитозоны | |
| Балыбина А.С., Трофимова И.Е. Реакция мерзлотно-термического режима почв в Забайкалье на изменения климата | 510 |
| Бердников Н.М., Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Гравис А.Г., Пономарева О.Е. Динамическая карта температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в период 1960-2100 годов | 515 |
| Верхотуров А.Г. Климатические изменения в Забайкалье в последние десятилетия и динамика криогенных процессов | 520 |
| Воропай Н.Н., Кобылкин Д.В., Черкашина А.А., Макарова Н.В. Температурный режим почв криолитозоны Прибайкалья | 526 |
| Горелик Я.Б., Земеров И.В. Полуэмпирический метод прогноза термического отклика многолетнемерзлых грунтов на потепление климата | 529 |
| Гунин В.И. Оценка влияние глобального потепления на вечную мерзлоту на основе результатов численного эксперимента | 537 |
| Иванова А.А. Статистический анализ метеорологических временных рядов северо-западного сектора Западной Сибири | 544 |
| Пермяков П.П., Винокурова Т.А., Варламов С.П., Скрябин П.Н. Численное моделирование термического режима грунтов лесных массивов при потеплении климата | 547 |
| Рожина М.С., Гулый С.А. Влияние температуры воздуха на глубину сезонного протаивания и промерзания в зоне прерывистого распространения мерзлоты Магаданской области | 553 |
| Федоров Н.А., Васильев Н.Ф., Йижима Й., Сайто Х., Хияма Т., Пак Х., Ивахана Г. Активизация термокарста как индикатор глобальных изменений климата на примере Якутии | 558 |
| Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. Влияние меняющегося климата на вечную мерзлоту на разных ее глубинах | 562 |
| Секция 7. Инженерная геокриология и инженерные изыскания в криолитозоне | |
| Бадина С.В. Прогнозирование экономического ущерба для территории Российской Арктики в контексте изменения геокриологических условий | 570 |
| Варламов С.П. Влияние инновационных приемов на тепловой режим сильнольдистого грунтового основания железной дороги Томмот – Нижний Бестях | 576 |

| | |
|---|-----|
| Горбунова А.А. Прогноз температуры воздуха для целей геотехники | 582 |
| Горелик Я., Земеров И.В., Хабитов А.Х. Влияние обводнения на температурный режим мерзлого основания насыпи дорожного полотна | 589 |
| Грибовский Г.В., Щупляков М.Ю. Обзор методик по определению коэффициента теплообмена для различных поверхностей в условиях ММГ | 593 |
| Калабина М.В. Исследования физико-механических свойств оттаивающих грунтов | 599 |
| Корнев А.Д., Юров Ф.Д., Марченко Н.А. Деформации дорог Западного Шпицбергена при изменениях климата и геокриологических условий | 605 |
| Куваев В.А. Кузьмин Г.П. Энергия фазового перехода воды для отопления нежилых помещений | 611 |
| Локтионов Е. Ю., Шараборова Е.С., Клоков А.В. Технология термостабилизации многолетнемерзлых грунтов с использованием теплового насоса, питаемого от солнечных батарей | 616 |
| Хрусталева Л.Н. Некоторые инновационные проекты хозяйственного освоения арктического шельфа | 623 |
| Черняк Ю.В., Брушков А.В. Деформации зданий на засоленных мерзлых грунтах в поселке Амдерма | 628 |
| Юров Ф.Д., Гребенец В.И. Оценка негативного влияния криогенных процессов на транспортную инфраструктуру Западного сектора Арктики | 633 |
| Kioka Arata, Isaev Vladislav, Kotov Pavel, Sergeev Dmitrii, Uvarova Alexandra, Koshurnikov Andrey, Komarov Oleg, Rossi Mara. Geocryological test sites: a case study applied for the European north of Russia | 639 |
| Секция 8. История, методология и образование в геокриологии | |
| Волохов С.С. Научное наследие Елизаветы Петровны Шушериной | 659 |
| Волохов С.С. Библиография Е.П. Шушериной | 662 |
| Додобоев Э.И, Манский В.Н. Мерзлотные исследования Таджикистана в конце XX-го и начале XII-го века (обзор) | 667 |
| Жукова Е.Д., Васильев А.А. Развитие представлений о субаквальной мерзлоте Карского моря | 672 |
| Стрелецкая И.Д., Добролюбов С.А., Суркова Г.В. Новая магистерская программа «Природная и социальная среда Арктики» в МГУ имени М.В. Ломоносова | 676 |
| Тумской В.Е., Арутюнян Н.В., Белова Н.Г., Лисицына О.М., Дроздов Д.С., Левочкина О.В., Облогов Г.Е., Ривкин Ф.М., Мельников В.П. Журнал «Криосфера Земли» как площадка для обмена знаниями | 678 |

Янченко Н.И. Третья Байкальская международная конференция «Снежный покров, атмосферные осадки и аэрозоли: химия и климат» 681

Секция 9. Литогенетическая геокриология

Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородные изоскейпы голоценовых повторно-жильных льдов Ямало-Гыданского региона 685

Бутаков В.И., Слагода Е.А. Химический состав взвесей и водная миграция элементов в разных типах подземных льдов 692

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Изотопные и палеотемпературные корреляции позднеплейстоценовых едомных опорных разрезов Колымской низменности 698

Васильчук Дж.Ю., Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Микро- и макроэлементный состав повторно-жильных льдов и вмещающих их отложений Батагайской едомы 706

Галанин А.А., Васильева А.Н. Генетические типы слоистости и слойчатости покровных песчаных отложений Восточной Сибири 713

Гвоздева В.О., Рогов В.В. Изотопный состав текстурообразующих льдов 720

Губин С.В. Роль криогенеза в формировании почв морских побережий Восточного сектора Арктики 726

Куть А.А., Спектор В.В. Бестяхская терраса Лено-Амгинского междуречья (Якутия): строение и условия формирования 729

Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Количественная оценка мерзлотно-климатических условий формирования покровных отложений сартанского криохрона в пределах Тобол-Ишимского междуречья 733

Остроумов В. Е. Исследование отложений едомной свиты с использованием модели почвенно-осадочной последовательностей 739

Павлова М.Р., Галанин А.А. Химический состав подземных льдов Центрально-Якутской равнины и долины р. Ундюлюнг (Западное Верхоянье) 742

Хомутов А.В., Королева Е.С., Данько М.М., Хайруллин Р.Р. Полигональные торфяники севера Западной Сибири: распространение и вопросы классификации 745

Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Использование изотопных характеристик ($\Delta^{18}\text{O}$, $\Delta^2\text{H}$) пластовых льдов Ямала для установления их генезиса и условий образования 751

Секция 10. Основания и фундаменты зданий и инженерных сооружений в условиях изменения климата

Алексеев А.Г. Воздействие давления морозного пучения грунта на одиночную сваю 759

Ашпиз Е.С. Проектирование земляного полотна железных дорог Северного 765

широтного хода в условиях изменения климата

- Грибовский Г.В., Кушнарёв А.Г. О проблеме оценки теплообмена грунта с воздухом с учётом воздействия солнечной радиации для теплотехнических расчётов инженерных сооружений на ММГ 772
- Долгих Д.Г., Окунев С.Н., Федосеев С.М. Восстановление мерзлого состояния грунтов оснований двух жилых домов в г. Норильске с применением ВЕТ систем с углекислотой 777
- Жолобов И.А., Примаков С.С. Проведение исследований по определению эффективности термокейсов в условиях натурального полигона 785
- Ишков А.А., Аникин Г.В. Импульсный режим течения диоксида углерода в системах температурной стабилизации грунтов с горизонтальным испарителем 787
- Калашников А.В., Крайнев В.Г., Лукин Д.А. Эффективность мероприятий по защите многолетней мерзлоты на нефтетранспортном терминале в прибрежной зоне Баренцева моря 795
- Кальбергенова В.Р. Перспективы развития геотермального отопления зданий, в том числе в зоне несплошного распространения многолетнемерзлых грунтов, как одного из направлений возобновляемых энергоресурсов, на основе применения современных технологий и методов в инженерной геологии 800
- Лишенко В.П., Лишенко О.Ю., Штефанов Ю.П., Прокопенко И.Ф., Шилин В.А., Ляш А.М., Орлов А.М. Ремонтные технологии при эксплуатации термостабилизаторов грунта 807
- Набережный А.Д. Адаптация фундаментов на многолетнемерзлых грунтах к изменению климата 814
- Осокин А. Б., Афонин А. С., Васильева А.О., Николайчук Э. В., Пахунов А. В. Обеспечение устойчивости добывающих скважин при разработке неоконъюрских залежей Бованенковского и Харасавэйского месторождений 816
- Осокин А.Б., Васильева А.О., Николайчук Э.Н., Пахунов А.В. Проблемы обустройства морских объектов добычи Крузенштернского газоконденсатного месторождения 825
- Рожкова К.В., Грибовский Г.В. Расчёт аэродинамики здания с открытым подпольем и оценка его теплового воздействия на поверхность грунта 834
- Сотникова К.С., Маслаков А.А. Численное моделирование теплового режима подземных хранилищ Чукотского полуострова в вечномерзлых грунтах 841
- Устьян Н. А. Комплексные измерения деформаций транспортных сооружений инклинометрическим методом 845

| | |
|--|-----|
| Шевчик Ф.А., Комаров И.А., Исаев В.С., Коткин В.Б., Коткин В.В., Черняк А.В., Скапинцев А.Е., Ананьев В.В., Кривов Д.Н. Перспективы применения трехконтурной всепогодной системы термостабилизации грунтов в условиях изменения климата | 849 |
| Шейн А.Н., Филимонов М.Ю., Камнев Я.К., Ваганова Н.А. Автоматизированный контроль температуры грунтов оснований объектов капитального строительства в Салехарде: оборудование и программа | 856 |
| Секция 11. Региональная и историческая геоэкология | |
| Гаврилов А.В., Малахова В.В., Деревягин А.Ю., Пижанкова Е.И., Попова А.А. Вклад оледенения среднего неоплейстоцена в формирование мерзлых толщ Восточно-Сибирского шельфа | 864 |
| Гаврилов А.В., Малахова В.В., Пижанкова Е.И., Попова А.А. Мощность мерзлых толщ о. Новая Сибирь по данным геотермии и численного моделирования | 869 |
| Галанин А.А., Васильева А.Н., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Торговкин Н.В., Тихонравова Я.В., Лыткин В.М. Строение и изотопный состав пластовых льдов в позднечетвертичных дюнных отложениях Приленского плато (Восточная Сибирь) | 876 |
| Иванов В.И., Слагода Е.А., Королева Е.С. Посткриогенные образования в отложениях III озерно-аллювиальной равнины Пур-Тазовского междуречья в районе пос. Газ-Сале | 883 |
| Кашдан А.И., Шейнкман В.С. Реконструкция эволюции ледовых куполов и потоков Баренцево-Карского ледникового покрова во время МИС2-6 | 885 |
| Королева Е.С., Слагода Е.А. Криогенное строение и тип промерзания торфяников Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири | 890 |
| Мурзин Ю.А. Подземные льды Восточного Верхоянья | 896 |
| Новоприезжая В.А., Федоров А.Н. Модельная реконструкция температур грунтов Центральной Якутии в голоцене | 902 |
| Опокина О.Л., Слагода Е.А. Геохимические особенности природных вод и подземных льдов в районе озера Сохонто (Центральный Ямал) | 906 |
| Рыжов Ю.В., Смирнов М.В. Криогенные деформации в пойменных отложениях речных долин бассейна р. Селенги | 911 |
| Слагода Е.А. Следы метаморфизма контактных зон подземных льдов | 917 |
| Слагода Е.А., Лейбман М.О., Опокина О.Л., Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Данько М.М., Факашук Н.Ю., Королева Е.С., Бабкина Е.А., Кузнецова А.О., Зазовская Э.П., Симонова Г.В. Стратиграфия полигональных торфяников и отложений термокарстово-эрозионных ложбин Пур-Тазовского междуречья | 924 |
| Смульский И.И. Уточненные параметры и свойства ледниковых периодов | 931 |

| | |
|---|------|
| Таратунина Н.А., Рогов В.В., Курчатова А.Н., Курбанов Р.Н. Развитие криогенеза в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене | 938 |
| Шейнкман В.С., Кашдан А.И. Геологическая деятельность ледников и интерпретация их следов на основе принципа актуализма и с позиций взаимодействия оледенения и криолитозоны | 944 |
| Шейнкман В.С., Седов С.Н. Особенности позднеплейстоценового палеокриогенеза и палеокриопедогенеза в Западной Сибири к югу от современной области полигонально-жильных льдов | 950 |
| Yakovlev Evgeny, Tokarev Igor, Zykov Sergey, Iglovsky Stanislav and Ivanchenko Nikolay Isotope Criteria ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^2H , ^{18}O) for the existence of permafrost in paleoenvironments. Continental conditions | 957 |
| Секция 12. Физикохимия, теплофизика и механика мерзлых грунтов | |
| Агапкин И.А., Котов П.И. Применение геофизических методов для оценки физико-механических свойств мерзлых засоленных грунтов | 966 |
| Алексеев А.Г., Гречищева Э.С., Козлова О.В., Алексеева А.А. Методики определения сопротивления срезу по поверхности смерзания в лабораторных условиях | 968 |
| Бровка А.Г., Бровка Г.П., Дедюля И.В. Фазовый состав воды в замораживаемых образцах засоленной глины аргиллитоподобной | 972 |
| Волохов С.С. Изменение прочности мерзлых грунтов на разных стадиях ползучести | 979 |
| Зубкова А.В., Мотенко Р.Г. Совместное влияние засоления и заторфованности на содержание незамерзшей воды и температуру начала замерзания (оттаивания) мерзлых глин | 986 |
| Ишкова З.А., Колунин В.С. Влияние циклов оттаивания – промерзания на фильтрационные свойства мерзлого грунта | 991 |
| Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р. Экспериментальная оценка влияния содержания органического вещества на фазовый состав воды в мерзлых глинистых грунтах | 925 |
| Мурашко А.А., Агутин К.А., Бровка Г.П. Исследование характеристик переноса и пучения в промерзающих грунтах | 1001 |
| Собин Р.В., Карпенко Ф.С. Влияние газовой компоненты на свойства мерзлых грунтов и динамика ее выделения при изменении температуры | 1007 |
| Фролов Д.М., Ржаницын Г.А., Сократов С.А., Кошурников А.В., Гагарин В.Е. Результаты механических испытаний льда и мёрзлого грунта | 1012 |
| Царапов М.Н. Достижения и проблемы исследований свойств оттаивающих грунтов при глобальном изменении климата | 1020 |
| Чевереv В.Г., Сафронов Е.В., Коротков А.А., Чернятин А.С. Физическая постановка задачи для численной модели промерзания и пучения грунтов с | 1025 |

учетом тепломассопереноса и ее верификация

Секция 13. Экологические и биологические проблемы криолитозоны

- Ефремов П.В. Влияние потепления климата на состояние пахотных земель Центральной Якутии 1031
- Игнатов С.Г., Остарков Н.А., Брушков А.В. Оценка микробиологических рисков Арктической экосистемы 1036
- Калиничева С.В., Максимов Н.А., Никифорова Н.Н., Мисайлов И.Е., Федоров А.Н. Исследование смещения границы леса на север в регионе Восточной Сибири в условиях меняющегося климата 1042
- Караевская Е.С., Никулина А.Л., Столпникова Е.М., Ширрмайстер Л., Карлов Д.С., Гуро П.В., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Меркель А.Ю., Веттерих С., Чернов М.С., Калошин А.Г., Петров А.Л., Белов А.А., Крылов А.В., Демидов Н.Э. Биогеохимические характеристики морской мерзлоты района рудника Баренцбург (Западный Шпицберген) 1047
- Караевская Е.С., Чербунина М.Ю., Меркель А.Ю., Кривенок Л.А., Казанцев В.С., Солдатова Е.А., Ефремов В.С., Тананаев Н.И. Изучение прокариотного разнообразия сезонно-талого слоя районов Нелегер и Суллар (Центральная Якутия) с помощью профилирования V4 фрагмента гена 16S рРНК 1055
- Кузнецова А.О., Слагода Е.А., Королева Е.С., Тихонравова Я.В. Реконструкция локальных природных условий торфонакопления в период голоцена южной гипоарктической тундры Пур-Тазовского междуречья 1062
- Кулаков А.П. Ландшафтная индикация многолетнемерзлых пород в условиях горной криолитозоны Северного Забайкалья 1069
- Лупачев А.В., Тананаев Н.И., Шепелев А.Г. Влияние деградации многолетней мерзлоты в Центральной Якутии на содержание органического углерода в почвах и верхних слоях ММП 1074
- Михайлюкова П.Г., Шихов А.Н. Оценка и картографирование нарушения земель золотодобывающими предприятиями Магаданской области по спутниковым снимкам Landsat и Sentinel-2 1079
- Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Зазовская Э.П., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Микробиом криолитозоны Земли Франца-Иосифа и севера Новой Земли 1084
- Оспенников Е.Н. Эколого-геокриологические аспекты развития болотных систем в криолитозоне 1092
- Скрябин П.Н. Многолетние изменения термического режима нарушенных ландшафтов Центральной Якутии 1099
- Чэнчжэн Ли, Брушков А.В., Чеверев В.Г., Соколов А.В. Выбросы метана и углекислого газа при замерзании почвы и формировании снежного покрова 1106
- Шепелев А.Г., Тананаев Н.И. Содержание углерода в покровных отложениях ледовых комплексов Центральной Якутии 1111

