

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ

Geological International Student Summit

Геологический Международный Студенческий Саммит

Санкт-Петербург 2022

УДК 55(082)
ББК 26.3я43
Г36

Г36 Геологический международный студенческий саммит (2022; Санкт-Петербург).

Геологический Международный студенческий саммит = Geological International student summit : сборник материалов, 9 апреля 2022 г., Санкт-Петербург / Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле. — Санкт-Петербург : Первый ИПХ, 2022. — 280 с. : цв. ил.

ISBN 978-5-907573-30-7

В сборнике представлены тезисы докладов участников Геологического Международного Студенческого Саммита. Доклады представлены 9 апреля 2022 г. в Санкт-Петербурге студентами и молодыми учеными из академических и учебных организаций. Темы докладов освещают актуальные вопросы и задачи, связанные с петрологией магматических и метаморфических комплексов, прикладными и региональными геологическими исследованиями, геологией нефти и газа, физикой и химией минералов, а также инженерной геологией, и пути их решения. Материалы сборника демонстрируют современные достижения студентов и молодых ученых в сфере наук о Земле.

Конференция проводится при финансовой поддержке Института наук о Земле СПбГУ.

Выражаем благодарность Гуржию В. В., доценту кафедры кристаллографии СПбГУ, Богатурову Д.С., председателю профсоюзной организации СПбГУ, Ассоциации выпускников СПбГУ за возможность издания этого сборника.

УДК 55(082)
ББК 26.3я43

ISBN 978-5-907573-30-7

©Авторы, 2022

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Лебеденко Александра Владимировна — студентка Института наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург

Заместитель председателя

Чернова Ирина Геннадьевна — студентка Института наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург

Секретарь

Суханова Мария Александровна — студентка Института наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Гуржий Владислав Владимирович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Аркадьев Владимир Владимирович — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры осадочной геологии СПбГУ, Заместитель председателя комиссии по меловой системе Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России

Балтыбаев Шаукет Каимович — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры петрографии СПбГУ зам. председателя ДС Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Брусницын Алексей Ильич — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедр минералогии и петрографии СПбГУ, член Российского минералогического общества

Бурлуцкий Станислав Борисович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий кафедрой грунтоведения и инженерной геологии СПбГУ

Буторин Александр Васильевич — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ

Васильева Ксения Юрьевна — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры осадочной геологии СПбГУ

Гуржий Владислав Владимирович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии СПбГУ, член Российского минералогического общества

Зайцев Анатолий Николаевич — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры кристаллографии СПбГУ, член Российского минералогического общества

Зеленковский Павел Сергеевич — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры экологической геологии СПбГУ

Кашкевич Марина Петровна — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ

Конопелько Дмитрий Леонидович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии СПбГУ

Крутских Наталья Владимировна — кандидат географических наук, старший научный сотрудник Института геологии КарНЦ РАН

Лушпеев Владимир Александрович — кандидат технических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ, главный специалист ФБУ «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых»

Малышев Сергей Владимирович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геохимии СПбГУ

Меркурьев Сергей Александрович — кандидат физико-математических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ, заведующий лабораторией морских геомагнитных исследований СПбФ ИЗМИРАН

Румынин Вячеслав Гениевич — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии СПбГУ, член IАЕG

Сараев Александр Карпович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ, директор центра электромагнитных методов геологического факультета СПбГУ

Титов Константин Владиславович — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизики СПбГУ, член EAGE

Ткаченко Максим Александрович — кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ

Шишлов Сергей Борисович — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой осадочной геологии, ведущий научный сотрудник ООО «Геологический центр СПбГУ»

ОГЛАВЛЕНИЕ

Тектоника, структурная и осадочная геология, палеонтология 12

РАЗГАДКА «ДАЙКИ АНСБЕРГА».

КРЫМСКИЙ УЧЕБНЫЙ ПОЛИГОН СПБГУ

Александров В. Н., Морозова Е. Б. 13

СПИКУЛЫ РАННЕТРЕМАДОКСКИХ ГЕКСАКТЕНЕЛИДНЫХ ГУБОК ИЗ БИТУМИНОЗНЫХ АРГИЛЛИТОВ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Доброхотова Е. А., Фёдоров П. В. 17

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД АНАЙСКОЙ И ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ефремова У. С., Донская Т. В., Мазукабзов А. М. 21

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ТЕРРИТОРИИ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Кашаев А. В., Уракова И. Э., Шершидская Ю. С. 26

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮРСКОГО ВОЗРАСТА (ДАХОВСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Копьтин С. В., Нильцигаева К. А. 30

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА В ЮЖНОМ ОБРАМЛЕНИИ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Куртуков А. А., Даниленко И. С. 35

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ В ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ладыгина Л. А., Фетисова А. М. 39

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ «ВЕРХНИХ БАЗАЛЬТОВ» ОХОТСКОГО СЕКМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Лебедев И. Е., Бобровникова Е. М. 43

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИАЛА, СЛАГАЮЩЕГО КОМПЛЕКС КУРАЙСКОЙ ГИГАНТСКОЙ РЯБИ ТЕЧЕНИЯ

Лобачева Д. М. 47

ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВ И ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ракитин Т. Д. 52

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСКОВ ДОНСКОЙ САХАРЫ (ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Уракова И. Э., Шершидская Ю. С., Кашаев А. В. 55

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИИ ЛЕДНИКОВОГО СУБСТРАТА НА ЗАЛОЖЕНИЕ ПОДЛЕДНЫХ ВОДНО-ЭРОЗИОННЫХ ЛОЖБИН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ	
Хилькевич Е. В.	59
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА В ДОЛИНЕ Р. РУФАБГО (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)	
Шершидская Ю. С., Кашаев А. А., Уракова И. Э.	64
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ В ОКОЛОТРУБОЧНОМ ПРОСТРАНСТВЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТРУБКА «МИР»	
Янникова С. А., Янников А. М.	67
<hr/> <hr/>	
Геохимия, петрология, минералогия и рудообразование	73
<hr/> <hr/>	
ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУТЫН, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ	
Азарян А. М., Баданина Е. В., Саватенков В. М.	74
РЕДКИЕ АРСЕНАТЫ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖОМАРТ	
Бессмертный К. Н., Перова Е. Н.	77
КОНТАКТ АРХЕЙСКИХ И НИЖЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИ ИМПИЛАХТИНСКОГО ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО КУПОЛА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)	
Васильев С. С., Курмалиев Д. Д., Котова И. К.	81
МИНЕРАЛЫ МЕДИ НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОВУ-АКСЫ, ТЫВА	
Галынина О. В., Гриценко Ю. Д.	86
ПРИМЕНЕНИЕ МИУ-5М ДЛЯ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР	
Захарова А. А., Войтеховский Ю. Л.	91
ПОВЕДЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ ЭПГ, Ag, Au В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОНОСУЛЬФИДНОГО И ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В СИСТЕМЕ Cu-Fe-Ni-S	
Зырянова Л. В., Синякова Е. Ф., Кох К. А.	95
ПОИСК ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПОЛОЖЕНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУБИНОВ И БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ	
Колмакова Я. В., Кукса К. А.	98
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО, ДАЛДЫНСКОГО И МИРНИНСКОГО АЛМАЗОНОСНЫХ ПОЛЕЙ	
Лисовский Г. А., Прияткина Н. С.	101

ВКЛЮЧЕНИЯ МАНАССЕИТА И ТИНТИКИТА В ШПИНЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛУК ЙЕН, ВЬЕТНАМ	
Мараховская О. Ю., Соколов П. Б., Бочаров В. Н.	104
U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОНАЦИТА ИЗ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ГРИДИНСКО-АМБАРНСКОГО ДОМЕНА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ	
Суханова М. А., Сальникова Е. Б.	107
БАЗИТЫ СРЕДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ	
Устинова В. В.	110
ФОСФАТНАЯ И СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТНОГО ПЕГМАТИТА АМИГО, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР, ТАДЖИКИСТАН	
Хайруллина А. И., Гриценко Ю. Д.	114
ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ ПИРОКСЕНИТОВ ИЗ ДАЕК И ТРУБОК ВЗРЫВА, КАНДАЛАКШСКИЙ ГРАБЕН, БЕЛОМОРЬЕ	
Яркова Д. Д., Корешкова М. Ю.	118
<hr/> <hr/>	
Геофизика и геофизические методы исследований	124
<hr/> <hr/>	
ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОФАЦИАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ И КЛАССИФИКАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТА ЮС1 ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	
Велесов Д. В., Киндок В. А.	125
ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХОПЕРСКОГО МЕГАБЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	
Долбилова Е. С., Муравина О. М.	127
ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ КАРОТАЖА ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)	
Лисицын Р. С., Муравина О. М.	130
GEOMORPHON METHOD FOR SEMI-AUTOMATIC RIDGE RECOGNITION IN THE CLARION-CLIPPERTON ZONE OF THE E-PACIFIC	
Ovchinnikova A., Petersen S., Cherkashov G., Krättschell A.	133
КАРТИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ ПУСТОТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНЖЕНЕРНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
Рахимов Э. А., Кудинов А. А., Горелик Г. Д.	138
УЧЕТ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКЕ	
Савинов К. С., Гончаров А. Г.	142
КОМПЛЕКС МЕТОДОВ МАГНИТОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТСКОГО КРАЯ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА «АРХАР»	
Семенов В. Е., Глазнев В. Н.	144

ГЕОРАДИОЛОКАЦИЯ КАК МЕТОД ПОИСКА ОПАСНЫХ ТРЕЩИН В ЛЕДНИКАХ	
Суханова А. А., Кашкевич М. П.	147
ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА	
Чернышова Д. М., Глазнев В. Н., Муравина О. М.	152
<hr/> <hr/>	
Гидрогеология, инженерная геология и геоэкология	158
<hr/> <hr/>	
ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОЧВ ЕЛАГИНА ОСТРОВА	
Богданов Т. В., Сангинова И. М., Зеленковский П. С.	159
КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ (ICP-MS) ЦЕЗИЯ В ПОЧВАХ ЮГО-ВОСТОКА ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ	
Богородова П. Н.	163
ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДОБРОВОЛЬНЫХ МЕСТНЫХ ОБЗОРОВ ПО ЦЕЛЯМ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ ООН	
Дюков Н. В., Бобылев Н. Г.	168
ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ЗАСОЛЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ, ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ОЗЕРУ КУЧУК (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)	
Жунусова О. Р., Чарыкова М. В.	172
ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕНЕЗИС ИСТОЧНИКОВ САНКТ- ПЕТЕРБУРГА И ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ	
Камолинкова М. В., Каюкова Е. П.	175
ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ СУБГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА, ШПИЦБЕРГЕН	
Кислина А. Е., Попов С. В.	180
СОДЕРЖАНИЕ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ СИСТЕМЫ ПОЧВА–РАСТЕНИЕ В МЕГАПОЛИСЕ	
Комолкина Н. А., Штангеева И. В.	184
БИОИНДИКАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ЖУКОВ-ЖУЖЕЛИЦ (CARABIDAE)	
Мирошкина А. Е., Подлипский И. И.	187
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УПРУГИХ МОДУЛЕЙ И ПАРАМЕТРА БИО СКАЛЬНЫХ ГРУНТОВ НА ОСНОВЕ ИЗОБРАЖЕНИЙ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ	
Орлов Е. А., Артамонова Н. Б.	191
ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРЕОЛА РАССЕЯНИЯ НАД ГЛУБОКОВОДНЫМ ПОЛЕМ АШАДЗЕ-2	
Петров В. А., Судариков С. М., Наркевский Е. В.	196
ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МАССИВА КАРАБИ НА ОСНОВЕ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ	
Решетникова О. Е., Каюкова Е. П.	200

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ И НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ОПОЛЗНЕВОГО СКЛОНА НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА Селиверстов Т. С., Бершов А. В.	204
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ПРИ ОТТАИВАНИИ Титов М. С., Царапов М. Н.	208
ПОКАЗАТЕЛЬ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА ДЛЯ ГРУНТОВ ОКРЕСТНОСТЕЙ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ «ЛАПИЧЕВСКАЯ» Фрибус И. В., Лешукова М. К., Горн А. А., Лешуков Т. В.	209
<hr/>	
Физика и химия минералов	215
<hr/>	
CRYSTAL CHEMISTRY OF SILICATES FROM BURNT MINE DUMPS IN THE CHELYABINSK COAL BASIN Brazhnikova A. S., Avdontceva M. S., Zolotarev A. A., Krzhizhanovskaya M. G., Krivovichev S. V.	216
ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА КРАСНОГО БЕРИЛЛА, ШТАТ ЮТА, США Гаврильчик А. К., Скублов С. Г.	217
МЕТОДИКИ КАЧЕСТВЕННОГО И КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ: ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ Даниленко И. С., Куртуков А. А.	222
NOVEL RED-EMITTING COLOR-TUNABLE PHOSPHORS BaBi_{2-x}Eu_xB₂O₇ (x = 0–0.40): STUDY OF THE CRYSTAL STRUCTURE AND LUMINESCENCE Demina S. V., Shablinskii A. P., Povolotskiy A. V., Kolesnikov I. E., Biryukov Y. P., Bubnova R. S., Avdontceva M. S., Filatov S. K.	225
МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ БОРОСИЛИКАТОВ ИЗ ПОРОД МАССИВА ДАРА-И-ПИОЗ Копылова Ю. О., Кржижановская М. Г., Уголков В. Л., Шиловских В. В., Бочаров В. Н.	226
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ СИЛИКАТОВ УРАНИЛА Тагирова Я. Г., Назарчук Е. В.	229
<hr/>	
Геология нефти и газа	233
<hr/>	
ОПТИМИЗАЦИЯ КЕЙСА РАЗРАБОТКИ ОДНОГО ИЗ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОВАНЕНКОВО-ХАРАСАВЭЙ С ЦЕЛЬЮ МАКСИМИЗАЦИИ ДОБЫЧИ ЖИДКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ Воронинская Я. Г.	234
АНАЛИЗ ПРИМЕНИМОСТИ АЛЬТЕРНАТИВНОЙ МЕТОДОЛОГИИ ПО ПОДБОРУ КОМПЛЕКСА ИССЛЕДОВАНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Дидух А. В., Фофанова Е. А.	238

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ УДМУРТИИ Дьяконов К. А., Борхов С. Ю.	241
КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО БУРЕНИЯ Коноваленко В. Е., Истомин С. Б.	245
ПОДСЧЁТ НАЧАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАПАСОВ НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ Д6-ЮЖНОЕ ШЕЛЬФА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ Кулиева А. С., Ткаченко М. А.	247
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА Ю11 ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА Назарьева Д. А., Шишлов С. Б.	252
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ПОРОВЫХ ВОД АЧИМОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Семанова А. С., Казак Е. С.	256
ИЗВЕСТКОВИСТОСТЬ КОЛЛЕКТОРОВ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ: МАСШТАБЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Темников А. А., Жуковская Е. А.	260
ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ Тихомирова Е. А.	264
ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА НА ХАРАКТЕР ПРИТОКА В НЕДОНАСЫЩЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕМЕЛОВОГО ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ОБЪЕКТА НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕВАРТОВСКОГО РАЙОНА Фрибус И. В., Воробьева А. О., Фролов С. В.	268
ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ЗОН ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА Черников А. А.	273
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРП Коноваленко А. А., Истомин С. Б.	277

Тектоника, структурная и осадочная геология, палеонтология

РАЗГАДКА «ДАЙКИ АНСБЕРГА». КРЫМСКИЙ УЧЕБНЫЙ ПОЛИГОН СПБГУ

Александров В.Н.¹, Морозова Е.Б.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, *dv-midav357@yandex.ru*

Объект исследования, известный еще с конца 60-ых годов XX века под названием «дайка Ансберга», располагается в среднем течении р. Бодрак, на территории Крымского учебного полигона Санкт-Петербургского государственного университета (окрестности дер. Трудолюбовка Бахчисарайского р-на Крыма). Здесь в восточной части полигона, на склоне г. Лесистая обнажены магматические породы основного состава, имеющие не однозначное структурное положение относительно вмещающих образований.

«Дайка» была названа по имени Николая Александровича Ансберга (1917 – 1998 г.), который первым обратил внимание на характер выхода этих магматических пород. Н.А. Ансберг 20 лет преподавал на кафедре Общей геологии Ленинградского Государственного университета и выезжал со студентами на Крымскую учебную геолого-съёмочную практику (*Бережной, 1995*). По результатам картировочных работ Николай Александрович пришел к выводу, что магматическое тело на склоне г. Лесистая является дайкой базальтовых порфиритов, прорывающая нижнемеловые готеривские коралловые известняки. На основании этого он предположил, что базальтовые порфириты имеют ранне-позднемеловой возраст.

На протяжении многих лет специалисты–геологи не были единодушны в вопросе генезиса и возраста этих базальтовых порфиритов. Часть исследователей присоединялась к мнению А.Н. Ансберга. Другие полагали, что базальтовые порфириты имеют среднеюрский возраст. А в последние годы появились предположения, что это кластолит зоны тектонического меланжа. При этом петрографо-геохимические исследования пород «дайки Ансберга», к сожалению, не были проведены. Автор заинтересовался, так сказать, загадкой «дайки Ансберга». Летом 2019 года в период прохождения Крымской учебной геолого-съёмочной практики автор смог детально исследовать участок на г. Лесистая, где обнажаются магматические породы неясного генезиса. Целью данных исследований было установление происхождения магматического тела «дайка Ансберга».

Территория учебного полигона находится в юго-западной части Горного Крыма в пределах Качинского поднятия, в строении которого устанавливается два структурных этажа, разделенных поверхностью регионального структурного несогласия. Нижний структурный этаж представлен сложнодислоцированными терригенно-глинистыми отложениями триас-юрского возраста и комплексом вулканогенных пород. Верхний структурный этаж формируют пологозалегающе, преимущественно терригенно-карбонатные, породы мела – палеогена.

На рассматриваемой территории установлены 3 разновозрастных комплекса магматитов: 1) магматические породы с палеозойским изотопным возрастом, которые представлены базальтовой лавобрекчией (399 ± 6 млн лет), базальтами (376 ± 4 ; 364 ± 7 и 389 ± 7 млн лет) и диоритами (530 ± 5 млн лет). Предположительно, эти палеозойские образования являются кластолитами, выведенными на поверхность в ходе формирования в позднеюрское время зоны Симферопольского тектонического меланжа; 2) магматиты среднеюрского возраста, образующие вулканоплутоногенную ассоциацию пород. Изотопные датировки габбро-долеритов составляют: Первомайский шток (174.2 ± 1.2 млн. лет) и Джидайрская интрузия (169.7 ± 1.5 млн. лет); 3) магматические породы нижнемелового возраста, представленные долеритами (125 ± 4 млн. лет) и лейкократовыми порфиоровыми базальтами (144.2 ± 2.0 млн. лет и 136.2 ± 2.3 млн. лет) (Лебединский и др., 1962; Лебединский и др., 1967; Морозова и др., 2019; Спиридонов и др. 1990; Морозова и др., 2017).

В ходе полевых работ на склоне г. Лесистая автором были установлены параметры выхода исследуемого магматического тела, детально описаны слагающие «дайку» породы и отобраны образцы. «Дайка Ансберга» имеет трапециевидную форму, длина тела составляет 19-20 м при ширине от 3.20 м до 5 м, простирание 325°СЗ . На дневной поверхности породы сильно выветрелые. На свежем сколе магматиты представляют собой плотные породы темно-серого цвета с тонко-мелкозернистой структурой. На отдельных неветрелых участках наблюдалась псевдошаровая отдельность. Особенностью выхода данных магматитов является наличие большого количества сопряженных трещин и выровненных поверхностей, которые можно интерпретировать как зеркала скольжения.

Для исследований было отобрано 13 образцов: как из выветрелой сильноизмененной части, так и из плотных ядер с

псевдошаровой отдельностью. Был отобран образец готеривского известняка из предполагаемой зоны экзоконтакта.

В результате петрографических исследований было установлено, что магматическое тело «дайка Ансберга» является эффузивным покровным образованием – порфировым гиперстеновым (по данным микронда – энстатит) базальтом. Признаков гипабиссального или абиссального происхождения этих пород не обнаружено. Также в шлифах не было обнаружено никаких вторичных (экзоконтактовых) преобразований в песчаном полидетритовом известняке готеривского возраста. Шлифы изучались и фотографировались с помощью поляризационного микроскопа Olympus UC30 на кафедре Региональной геологии СПбГУ. Микрондовый анализ пород проводился в образовательном Ресурсном Центре микроскопии и микроанализа СПбГУ на микронде Hitachi TM 3000.

Геохимические исследования позволили установить, что изучаемые магматические породы по химическому составу относятся к базальтам (TAS-диаграмма), точнее – к плагио- или гиперстеновым базальтам (по данным петрографического кодекса) (*Богатилов и др., 2008*). По дискриминационным диаграммам было установлено, что эти базальты образовались в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин и имеют известково-щелочной состав (*Rollinson, 1993; Скляр и др., 2001*). Анализы проводились в химической лаборатории ФГУОП «ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского.

Было проведено сравнение полученных геохимических данных с имеющимися геохимическими характеристиками магматических пород, для которых был установлен изотопный возраст по цирконам U-Pb (SIMS SHRIMP) - датирование (*Морозова и др., 2012; Морозова и др., 2017; Морозова и др., 2019*). Сравнение проводилось по дискриминационным диаграммам, построенным автором. Полученные результаты дают основания полагать, что исследуемые плагио-гиперстеновые базальты сходны с островодужными известково-щелочными магматическими породами, относящимися к среднеюрскому аален-байосскому этапу магматической активизации Крыма. С раннемеловыми и палеозойскими магматитами явного сходства не обнаружено.

В результате проведенных исследований было установлено, что магматическое тело «дайка Ансберга» является частью базальтового покрова, который слагает верхнюю часть вулканогенно-осадочной толщи (J₂b). Дайкообразную форму эта часть базальтового покрова приобрела из-за тектонических воздействий на вулканогенные

образования и перекрывающие ее коралловые известняки нижнего мела. В результате этих тектонических процессов в коралловых известняках появились значительные трещины и блоки известняка сместились друг относительно друга, а в образовавшемся пространстве обнажились породы нижележащей вулканогенно-осадочной толщи среднеюрского возраста. С тектоническими подвижками связаны и зеркала скольжения в порфириновых гиперстеновых базальтах и многочисленные сопряженные трещины, наблюдаемые в этих породах.

Литература

- Бережной А.Ф.* Они сражались за Родину: Универсанты в годы войны и в послевоенные годы. Вып. 2. СПб.: Издательство С.-Петербургского университета, 1995. С. 18-19. Сайт СПбГУ: <https://pobeda.spbu.ru/item/65-ansberg-nikolaj-aleksandrovich-1917-1998.html>
- Богатилов О.А., Петров О.В., Шарпенко Л.Н. и др.* Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2008. 203 с.
- Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* О проявлениях палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклинали // Доклады АН СССР. 1962. Т. № 145 (2). С. 386-389
- Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Советская Геология. 1967. №2. С. 82-96.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А.* U-Pb цирконовый (SHRIMP) возраст Джидайской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон) // Вестник СПбГУ. 2012. Серия 7. Выпуск 4. С. 25-34.
- Морозов Е. Б., Сергеев С. А., Савельев А. Д.* Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // ДАН. 2017. Т. 474. №1. С. 1-7.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А.* Высокора разрешающая U-Pb геохронология магматических пород Горного Крыма // Рукопись в журнал Вестник СПбГУ. 2019 г.
- Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных. М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. 1990. Т. 65. вып.4. С. 119-132.

Sun S.-S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345 doi:10.1144

Rollinson Hugh R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation // London Group. UK Limited.

СПИКУЛЫ РАННЕТРЕМАДОКСКИХ ГЕКСАКТЕНЕЛИДНЫХ ГУБОК ИЗ БИТУМИНОЗНЫХ АРГИЛЛИТОВ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Доброхотова Е.А.¹, Фёдоров П.В.²

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st055932@student.spbu.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, p.fedorov@spbu.ru*

Битуминозные аргиллиты нижнего тремадока, также известные как «диктионемовые сланцы» прослеживаются почти на всем протяжении Балтийско-Ладожского глинта от мыса Пакри в Эстонии до р. Сясь в Ленинградской области (*Мянниль, 1966*). На территории Эстонии эта толща относится к тюрисаулской свите (*Hints et al., 2014*), а на территории Ленинградской области – к копорской свите (*Попов и др., 1989*). На востоке Эстонии и западе Ленинградской области толща диктионемовых сланцев имеет максимальные мощности и содержит прослой и линзы спикулитов, состоящие из масс дигенетического кремнезема и обломков кремневых спикул (*Мююрисенн, 1964; Попов и др., 1989*).

В первой половине XX в. А. Эпик отнес обнаруженные им одноосные и трехосные спикулы из тюрисалуской свиты к роду *Protospongia* Salter, 1864 (*Мююрисенн, 1964*). Позднее Л.Е. Попов с коллегами причислили к этому же роду ставрактини, обнаруженные ими в сланцах копорской свиты (*Попов и др., 1989*).

Настоящее исследование было выполнено на основе двух образцов спикулитов, сцементированных антраконитом, из разреза толщи диктионемовых сланцев на р. Ламошка в Ленинградской области. Копорская свита в этом разрезе имеет мощность 5.3 м и расчленяется на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Образцы были отобраны с уровней 2.1 м и 4.7 м, из нижней и верхней подсвит соответственно. Антраконитовый цемент был растворен в 10%

муравьиной кислоте, затем из сухого остатка под бинокулярным микроскопом было отобрано несколько сотен спикул приемлемой сохранности. Морфология спикул изучалась на сканирующем электронном микроскопе.

Результаты исследования показали, что в обоих образцах присутствует достаточно скудный с точки зрения морфологии и систематики комплекс кремнистых макросклер преимущественно гексактенелидных губок и, возможно, протомонаксонид (*Ascospongiae* Botting, 2021). Комплекс представлен тремя морфотипами гексактин (Рис. 1. А-С), пятью морфотипами пентактин (Рис. 1. D-H), двумя морфотипами диактин (Рис. 1. I-K), и одним морфотипом ставрактин (Рис. 1. L). Уникальными для образца из нижней подсвиты являются морфотипы: клиногексактин (Рис. 1. С), клинопентактин (Рис. 1. D) и ставрактин (Рис. 1. L). Морфотип гладких диактин (Рис. 1. К) был обнаружен только в образце из верхней подсвиты.

Было установлено два размерных порядка диактин, и по три-четыре размерных порядка для спикул остальных морфотипов.

Ставрактины в обоих образцах (Рис. 1. L) весьма редки и нельзя исключать, что они были сформированы в результате диагенетического преобразования пяти или шестилучевых спикул. Аналогичным образом вероятно формировались спикулы морфотипа крестообразных пентактин, представленные четырьмя лучами, лежащими на взаимно перпендикулярных осях в одной плоскости и следами растворения пятого луча, ортогонального остальным (Рис. 1. H).

Микросклеры среди спикул отсутствуют, что типично для верхнего кембрия – тремадока, однако существенно затрудняет определение таксономической принадлежности губок (*Muir et al., 2013*).

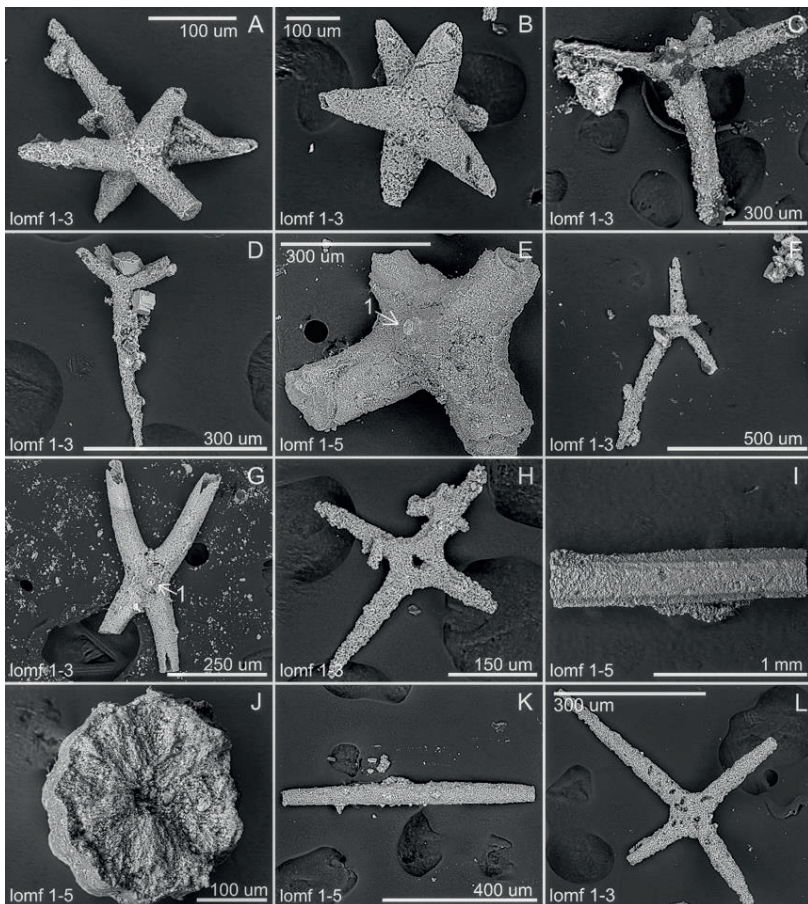


Рисунок 1. Спикюлы гексактинеллид, принадлежащие разным морфотипам. А – гексактины с перпендикулярными лучами; В – вздутые гексактины; С – клиногексактины; D – клинопентактины; E – клинопентактины с редуцированным лучом (1 – редуцированный луч); F – пентактины с изогнутой осью; G – X-образные пентактины с редуцированным лучом (1 – редуцированный луч); H – крестообразные пентактины; I, J – скульптурированные диактины (I – фрагмент с продольными ребрами, J – поперечный разрез); K – гладкие диактины; L – ставрактины.

Исследованный нами комплекс гексактин, пентактин и ставрактин можно формально отнести к семейству *Protospongiidae* Hide, 1887, но не роду *Protospongia*, как считали А. Эпик и Л.Е. Попов. Он может также принадлежать губкам семейства *Pattersoniidae* Miller, 1889 или семейства *Pelicaspongiidae* Rigby, 1970 (Finks, Rigby, 2004).

Скульптурированные диактины (Рис. 1. I, J) морфологически сходны со спикюлами протомонаксонидной губки *Lenica unica*

Gorjansky 1977 поверхность которых несет продольные ребра прямоугольного сечения, слегка спирально закрученные относительно оси. Однако, отнести наши скульптированные диактины, к роду *Lenica* невозможно, поскольку спикулы *Lenica* имеют биминеральное строение с кремнистым ядром, карбонатным средним слоем и внешним органическим слоем (Botting *et al.*, 2012). Скульптированные диактины, как и все спикулы с р. Ламошки, сложены исключительно псевдоморфозами микроглобулярного α -кварца по первичному опалу-А спикул. Вероятно, они принадлежат ранее неизвестным представителям раннепалеозойских губок, возможно других протомонаксонид с мономинеральными спикулами.

Седиментологические особенности указывают на захоронение разрозненных спикул в бескислородной обстановке на дне стратифицированного бассейна. Губки, очевидно, процветали выше анаэробного донного слоя вод, но все же вблизи него – так как остатков иных бентосных организмов в спикулитах не наблюдалось. Соответственно, прослой и линзы спикулитов в диктионемовых сланцах образовались в результате переотложения бассейновыми процессами скоплений спикул из мест массового обитания губок.

Результатами настоящей работы можно считать: выделение одиннадцати морфотипов спикул губок, измерение размеров спикул, предположение о возможной принадлежности изученных спикул к семействам *Protospongiidae* Hide, 1887, *Pattersoniidae* Miller, 1889, *Pelicaspongiidae* Rigby, 1970.

Литература

- Мююрисенн К. О губковых линзах в пакерортском горизонте // Ежегодник общества естествоиспытателей при АН ЭСТ. ССР. 1964. Т. 56. С. 17–24.
- Мянниль Р. История развития балтийского бассейна. Таллин: «Валгус», 1966. 200 с.
- Попов Л. Е. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритосносной оболочевой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: «Наука», 1989. 222 с.
- Botting J. P. *et al.* Evidence for spicule homology in calcareous and siliceous sponges: Biminerallic spicules in *Lenica* sp. from the Early Cambrian of South China // *Lethaia*. 2012. vol. 45. № 4. pp. 463–475.
- Botting J. P. Hexactins in the ‘protomonaxonid’ sponge choiaella and proposal of ascospongiae (Class nov.) as a formal replacement for the protomonaxonida // *Bull. Geosci.* 2021. vol. 96. № 3. pp. 265–277

- Finks R., Rigby K.* Paleozoic hexactinellid sponges. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas: «The Geological Society of America, Inc», 2004. 856 p.
- Hints R. et al.* Depositional framework of the East Baltic Tremadocian black shale revisited // GFF. 2014. vol. 136. № 3. pp. 464–482.
- Muir L. A. и др.* Cambrian, Ordovician and Silurian non-stromatoporoid Porifera // Geol. Soc. Mem. 2013. vol. 38. № 1. pp. 81–95.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД АНАЙСКОЙ И ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ефремова У.С.¹, Донская Т.В.¹, Мазукабзов А.М.¹

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ulianavolpe@gmail.com*

Породы сарминской серии имеют широкое распространение в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы, где они обнажаются в виде узкой полосы от водораздела рек Анги и Бугульдейки на юге до района пос. Онгурен на севере. Согласно современным тектоническим схемам (*Розен, 2003, Donskaya, 2020*), породы сарминской серии входят в структуру раннепротерозойского Аkitканского складчатого пояса и включают в себя метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, которые прорываются гранитоидами и вулканитами с возрастом 1.88 – 1.85 млрд лет, входящими в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс (*Donskaya, Gladkochub, 2021*), а также дайками долеритов с возрастом 1750 и 720 млн лет (*Гладкочуб и др., 2007, 2019*).

Стратиграфией раннего протерозоя в Западном Прибайкалье занималось множество исследователей на протяжении десятков лет, и, в частности, одним из основных объектов исследований выступала сарминская серия, о строении которой к настоящему времени существует немало точек зрения. По данным В.Д. Маца (*Мац и др., 1951*) в состав сарминской серии (снизу-вверх) входили харгитуйская, иликтинская и голечная свиты, в более поздних работах по составлению геологической карты двухсоттысячного масштаба первого поколения (*Калинина, Кульчацкий, 1964*), также, как и карты миллионного масштаба третьего поколения (*Галимова и др., 2009*), в состав серии включали харгитуйскую и иликтинскую свиты. В.И. Устинов и В.Г. Рыбаков по результатам геолого-съёмочных работ

пятидесятитысячного масштаба (*Устинов, Рыбаков, 1983*) расчленяют сарминскую серию на хурултуйскую, иликтинскую и голечную свиты. В.С. Федоровский в своей монографии (*Федоровский, 1985*) относит к сарминской серии иликтинскую и анайскую свиты.

Вхождение в состав сарминской серии иликтинской свиты у всех исследователей не вызывает сомнений, однако вопрос, касающийся других свит, даже на сегодняшний день остается дискуссионным. Такое многообразие взглядов провоцирует интерес к дальнейшему и более тщательному изучению стратоподразделений, относимых разными исследователями к сарминской серии. В связи с этим, в рамках настоящего исследования нами было проведено изучение пород анайской и харгитуйской свит.

Анайская свита. Породы анайской свиты представлены в нижней части хлоритовыми и хлоритоидными сланцами, кварцевыми и гравелистыми песчаниками, кварцитами, а верхняя часть имеет существенно сланцевый состав и сложена хлоритоидными сланцами с прослоями кварцевых песчаников (*Галимова и др., 2009*). Относительно возраста пород анайской свиты существует две точки зрения: по данным геолого-съёмочных работ (*Мац и др., 1951; Галимова и др., 2009*) анайская свита относится к отложениям раннего рифея, а по мнению В.С. Федоровского (*Федоровский, 1985*) породы свиты принадлежат сарминской серии и относятся к раннему протерозою.

Образец из анайской свиты был взят в стратотипической местности из разреза Анайских гольцов. Он представляет собой кварц-серицит-хлоритовый сланец, для которого характерны микрогранолепидобластовая структура и ориентированная текстура. Порода слабо метаморфизована. В составе сланца преобладают хлорит (48 %), серицит (32 %) и кварц (18 %), а в качестве второстепенного минерала отмечается рудный минерал. Расчет нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH (*Rosen et al., 2000*) позволил установить, что в неметаморфизованном состоянии порода состояла из иллита, кварца, хлорита, а также небольшого количества полевых шпатов.

Кварц-серицит-хлоритовый сланец характеризуется содержанием $\text{SiO}_2 = 57.5$ мас. % и обогащен глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 21.8$ мас. %). Согласно классификации А.Н. Неелова для метаморфизованных осадочных пород (*Неелов, 1980*), сланец отвечает по составу пелитовым аргиллитам. Рассчитанные значения гидролизатного модуля позволяют отнести исследуемый образец к суперсиалитам (*Юдович, Кетрис, 2000*). Порода характеризуется

фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) ((La/Yb)_n = 12) и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.53). Отношения таких элементов, как La, Sc, Ti, Zr, позволяют предполагать, что основным источником сноса для протолита кварц-серицит-хлоритового сланца были магматические породы кислого состава.

Геохронологические исследования проводились по 53 зернам детритового циркона, выделенным из кварц-серицит-хлоритового сланца (обр. 1813). U–Pb изотопный анализ зерен циркона выполнен методом LA-ICP-MS в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Проведенные измерения показали, что для большинства зерен детритового циркона возраст соответствует диапазону 1.88–1.84 млрд лет, а основной пик фиксируется на отметке в 1.86 млрд лет. Возраст наиболее древнего зерна циркона составляет 2.73 млрд лет, а наиболее молодого – 1.80 млрд лет.

Харгитуйская свита. Состав харгитуйской свиты отвечает вулканогенно-терригенной формации, и непосредственно среди пород свиты выделяют слюдистые кварциты, кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, а также роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и метариолиты, которые были подвержены интенсивному динамометаморфизму (*Галимова и др., 2009*). По геологическим данным, прежде всего, по прорыванию пород харгитуйской свиты гранитоидами приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет (*Донская и др., 2003*), возраст свиты устанавливается, как раннепротерозойский. Однако, породы харгитуйской свиты имеют преимущественно тектонические контакты с вышележащей иликтинской свитой, а также с гранитоидами приморского комплекса.

Южнее пос. Онгурен из отложений харгитуйской свиты были отобраны образцы кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев. К основным минералам, слагающим эти породы, относятся кварц, серицит и хлорит, в некоторых сланцах также отмечается небольшое количество полевого шпата, среди аксессуарных минералов выделяются циркон, апатит. Во всех разностях пород отмечаются следы интенсивной динамометаморфической переработки.

По классификации А.Н. Неелова (1980), кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы отвечают по своему составу мономиктовым кварцевым псаммолитам и полимиктовым субсилицитам/песчаникам, соответственно. Кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы отличаются друг от друга по степени зрелости и отсортированности обломочного материала. Для тех и других пород характерны фракционированные спектры РЗЭ и, главным образом,

отрицательная Eu аномалия. По соотношениям немобильных элементов, а именно La/Sc, Th/Co, Ti/Zr (*Bhatia and Crook, 1986, Cullers, 2002*) можно сделать вывод, что основными источниками сноса для протолитов кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев выступали магматические породы кислого состава. Кроме того, совокупность полученных и геологических данных позволяет предполагать, что протолиты этих пород, вероятно, формировались в бассейнах внутриконтинентального растяжения.

Геохронологические исследования зерен детритового циркона были проведены для слюдисто-кварцевого сланца (обр.1020) методом LA-ICP-MS в Национальном Университете Тайваня. Проведенные измерения показали, что для большинства зерен устанавливается возрастной диапазон 1.84 – 1.88 млрд лет с пиком на отметке 1.86 млрд лет, возраст наиболее древнего зерна циркона составляет 2.55 млрд лет, а наиболее молодого – 1.81 млрд лет (*Ефремова и др., 2021*).

Полученные диапазон оценок возраста и основной пик возраста детритовых цирконов из сланцев анайской и харгитуйской свит позволяют сделать заключение, что накопление отложений этих свит происходило позднее формирования пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, а гранитоиды и кислые вулканы, входящие в его состав, вероятно, являлись основными поставщиками терригенного материала в бассейны седиментации. Данное заключение позволяет утверждать, что анайская и харгитуйская свиты не могут входить в состав раннепротерозойской сарминской серии, отложения которой формировались до внедрения магматических пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант 18-17-00101).

Литература

- Галимова Т.Ф., Пермьяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка, 2006. 490 с.
- Гладкоцуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А.* Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, с. 22 – 41.

- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седелунед У. Мазукабзов А.М., Шохонова М.Н.* Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10, № 4, с. 829–839.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З.* Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003. – Т. 44. – № 10. С. 1006–1016.
- Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.-Л., Ли Х.-Я.* Особенности состава и возраста метаморфических пород харгитуйской свиты (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. с. 86-88.
- Калинина К.П., Кульчацкий А.С.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000 листа N-48-XXIX. Объяснительная записка, 1964. 84 с.
- Мац В.Д., Аносов В.С., Дунская Н.К.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000 листа N-48-XXIV. Объяснительная записка, 1951. 79 с.
- Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. С. 3–21.
- Устинов В.И., Рыбаков В.Г.* К стратиграфии нижнего протерозоя центральной части Западного Прибайкалья // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири: Сборник научных трудов. Л.: Наука, 1983. С. 60-67.
- Федоровский В.С.* Нижний протерозой байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Юдович Я.Ю., Кетрис М.П.* Основы литохимии, СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.W.,* 1986. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins // Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 92, p. 181-193.
- Cullers R.L.,* 2002 Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol, v. 191, p. 305–327.
- Donskaya T.V.,* 2020. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research, v. 348, 105869.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P.* Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research, 2021, v. 367, 106447.
- Rosen O.M., Abbyasov A.A., Migdisov A.A., Yaroshevskii A.A.,* 2000. MINLITH – a Program to Calculate the Normative Mineralogy of Sedimentary Rocks:

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ТЕРРИТОРИИ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Кашаев А.В.¹, Уракова И.Э.¹, Шершидская Ю.С.¹

¹ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
Воронеж, artemiy.kashaev@mail.ru

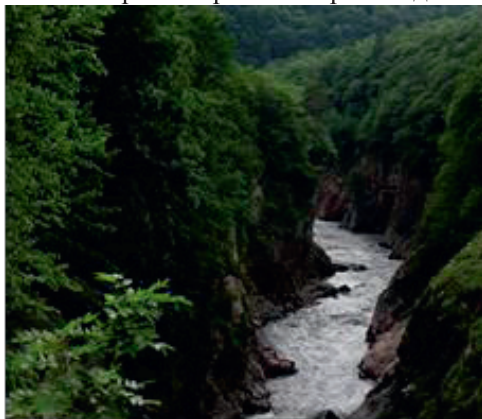
Крупная блоковая структура - Даховский кристаллический массив (ДКМ), принимает участие в геологическом строении западной части Передового хребта Большого Кавказа. В строении массива прослеживаются метаморфические структурно-вещественные комплексы (*Вещественные...*, 2021; *Попов, 2013*), вмещающие палеозойский гранитоидный массив сложного строения. Собственно, блок ДКМ ограничен крупными тектоническими нарушениями, по границе которых развиты палеозойские и нижнеюрские стратифицированные образования.

Геоморфологический облик территории ДКМ (в территориальном плане площадь исследования ограничена п. Гузерипль и плато Лаго-Наки на юге и п. Каменноостровский на севере), как и Кавказа в целом, является результатом совместного действия неоднократных тектонических движений, процессов денудации и выветривания (*Корсаков, 2006*). Особенности геологического строения района исследования нашли весьма четкое отражение в его низко-, среднегорном рельефе, который можно разделить на три основные категории. Первую составляют формы, относящиеся к морфоструктурному рельефу, вторую образуют экзогенные формы – морфоскульптурный рельеф, третью – техногенный рельеф.

Морфоструктура отражает взаимосвязь рельефа с геологическим строением. Эта связь может быть двоякой. С одной стороны, это отражение влияния прочности пород, то есть их состава, а с другой - отражение способа залегания пород, их структуры. Первый случай отчетливо проявлен в поперечном профиле речных долин. Профиль долин изменяется в зависимости от пород, в которых долина выработана.

Например, на расстоянии более четырех километров (от 60 км до 64 км автодороги Майкоп – Гузерипль) долина реки Белой имеет V-

образный поперечный профиль (Рис. 1), поскольку река врезается в прочные породы - гранитоиды ДКМ, а также в результате длительного поднятия территории и приуроченности русла реки к разлому. Ниже по течению реки на участке 60 – 58 км автодороги Майкоп-Гузерибль долина приобретает корытообразную форму. Здесь магматические породы сменяются менее компетентными осадочными (Рис. 2). Боковая эрозия при этом преобладает над донной.



*Рисунок 1. Даховское гранитное ущелье, 60 – 64 км автодороге Майкоп-Гузерибль
(Фото: Шеришдская Ю.С.).*



*Рисунок 2. Река Белая, корытообразный поперечный профиль долины 58 – 60 км автодороге Майкоп-Гузерибль
(Фото: Бондаренко С.В.).*

Взаимосвязь рельефа с характером залегания пород наблюдается и в северной части территории, где находятся известняки верхнеюрского возраста. Они образуют бронирующий горизонт. Там, где эти известняки имеют залегание близкое к горизонтальному развит рельеф столовых гор, а там, где наблюдается моноклиналиное (наклонное) залегание известняков формируются асимметричные в поперечном профиле гряды - куэсты (Рис. 3). Основание куэст сложено алевролитами и аргиллитами нижней и средней юры. Образование куэст обусловлено денудационными процессами, скорость проявления которых, на прямую зависит от прочностных свойств пород и их способности сопротивляться разрушению (*Трегуб, 2020*). В результате этого более отчетливо проявляется характер залегания пород, где определяющее значение имеют бронирующие горизонты, характеризующиеся более высокой устойчивостью к денудации и меньшей скоростью разрушения. Такой рельеф также может быть связан и с разрывными нарушениями.

В противоположной стороне от куэст отчетливо видна гора Трезубец (Рис. 4). Её особенностью является наличие трёх вершин, разделенных перевалами. Перевалы образовались путем интенсивного выветривания наименее устойчивых пород. Гора Трезубец сложена гранитоидами ДКМ, которые разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, в т.ч. маркирующими участки перевалов. Вдоль зон повышенной трещиноватости широко развиты коры выветривания линейного типа.

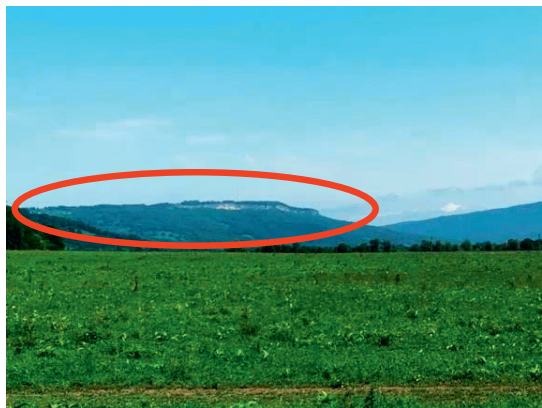


Рисунок 3. Вид на куэсты с левого берега р.Белая в районе подвесного моста (Фото: Шершидская Ю.С.).



Рисунок 4. Вид на г.Трезубец с левого берега р.Белая в районе подвесного моста (Фото: Кашаев А.В.).

Экзогенный рельеф (морфоскульптура) на рассматриваемой территории разнообразен. Его разновидности обусловлены водной эрозией, реликтовыми формами карбонатного карста, а также ледникового происхождения.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф связан с деятельностью рек, с образованием речного аллювия в современном днище и в речных террасах. Так, в районе моста через р. Белая по дороге Майкоп-Гузерибль приблизительно 18 км ниже по течению от п. Гузерибль в верхней части обнажаются гранитоиды ДКМ. Скальные выступы здесь подвержены донной эрозии, что выражено в сглаженности скал, в наличии эверзионных котлов (Рис. 5) и признаков шлифовки терригенным материалом. Эверзионный котел образуется, когда при подъеме уровня воды в реке в углубление в породе попадает галька или валун. Течению не хватает энергии, чтобы вернуть валун в поток. Вода начинает вращать его по кругу, пока

валун не выточит отверстие, по форме близкое к круглому. Такие котлы могут иметь размеры от нескольких см до 1,5 м в диаметре.

Продольные профили рек местами осложняются выступами твердых пород, и на реке образуются пороги, в случае, если уступы пород велики — то водопады. Достаточно крупные по размерам водопады наблюдались в долине руч. Руфабго. На оборудованном туристическом маршруте находятся водопады Три братца, Шум, Каскадный, Сердце Руфабго и Девичья Коса. Их высота колеблется от первых метров до 15 – 20 м.

В районе плато Лаго-Наки, примерно в 200 м южнее от вышки сотовой связи, наблюдалась крупная карстовая воронка диаметром 50 м, глубиной 15 м (Рис. 6). Стенки вертикальные, осложнены линейными каррами, развивающиеся по трещинам в позднеюрских известняках. Трещины вертикальные, шириной 10-15 см, глубиной до 10 см. На пересечении таких углублений формируются поноры, переходящие в карстовые колодцы и шахты. Поверхность известняков неровная за счет более мелких ячеистых карров. Размеры изменяются от нескольких см до нескольких десятков см. В восточной стенке карстовой воронки наблюдались фрагмент карстовой щели шириной около 1 м с вертикальными стенками. Карстовая воронка с южной стороны заполнена многолетним снегом примерно на 2/3 ее глубины. Непосредственно вокруг карстовой воронки в небольших понижениях наблюдается карстовый элювий, представленный песчано-суглинистой массой кирпично-красного цвета с обломками известняка различного размера. Помимо поверхностных карстовых форм в районе плато Лагонаки широко развиты подземные формы – карстовые пещеры, многие из которых оборудованы как экскурсионные объекты. Одной из таких пещер является Большая Азишская.



*Рисунок 5. Эверзионный котел.
Размер котла – 30 см в диаметре
(Фото: Кашаев А.В.).*



*Рисунок 6. Карстовая воронка,
плато Лаго-Наки
(Фото: Шершидская Ю.С.).*

Рельеф техногенного типа представлен в пределах территории ДКМ карьерами, штольнями и отвалами. Например, один из карьеров находится на южной окраине п. Каменноосткой. Его длинна – 500 м, глубина – 50 м. Карьер выработан среди верхнеюрских известняков, а в его подошве залегают известково-глинистые породы средней юры, служащие водоупором для естественного озера, сформированного дождевыми и тальными водами. В настоящее время карьер заброшен, и его территория используется для складирования отработанной породы - формирования отвалов. Ранее добыча известняка происходила ярусами, в результате чего в карьере отмечается несколько ступеней высотой по 1.5 – 2 м. Что касается штолен, то они остались после разработки Белореченского месторождения барита. Штольни нижнего яруса затоплены подземными водами, верхнего - частично завалены. Для осмотра доступна только одна из штолен протяженностью 1.5 -2 км, а также имеющую дополнительные ответвления, созданные как для разведки полезных ископаемых, так и для сбора воды.

Литература

Вещественные особенности, петрофизические свойства и геодинамические условия формирования гранитоидов Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2021. Том 2. С. 4-21.

- Корсаков С.Г.* Адыгейский выступ и западное окончание Передового хребта. Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС, 2006. С. 357-360.
- Попов Ю.В., Цицашвили Р.А.* Геологическая изученность территории Белореченского полигона. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ. 2013. 40 с.
- Трегуб А. И., Старухин А.А.* Геоморфология и четвертичная геология. М.: Издательство «Юрайт», 2020. 179 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮРСКОГО ВОЗРАСТА (ДАХОВСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Копытин С.В.¹, Нильцигаева К.А.¹

¹*ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
Воронеж, asterionn48@gmail.com*

Даховский кристаллический массив (ДКМ) – крупный террейн в западной части Передового хребта Большого Кавказа. В строении массива принимают участие метаморфические и магматические структурно-вещественные комплексы раннего палеозоя, а в его обрамлении – стратифицированные комплексы позднепалеозойского и мезозойского возрастов. Наибольший интерес в изучении представляют терригенные отложения юрского возраста, которые резко отличаются по своим литологическим и текстурно-структурным особенностям на севере и юге ДКМ (*Гаврилов, 2005; Тучкова, 2011*).

Для понимания общей картины седиментации и постседиментационных преобразований в пределах ДКМ и его окружающей территории в юрское время, в качестве научной задачи было обозначено исследование литологических разностей терригенных пород юрского возраста. Основными типами пород юрского возраста, развитыми в пределах обозначенной территории, являются аргиллиты и алевролиты, характеризующиеся различными текстурно-структурными особенностями. Рассмотрим принципиальные отличия пород в пределах северного и южного обрамления массива.

На севере ДКМ (58 км автодороги Майкоп-Гузерибль, долина руч. Сюк) наблюдаются мощные толщи практически однородных аргиллитов с редкими прослоями алевролитов и зон, обогащенных карбонатным материалом. Следует обратить внимание на текстурные особенности указанных пород. Так, в долине руч. Сюк помимо массивных аргиллитов в нижней части толщи широко развиты

шаровидные формы (Рис. 1), имеющие концентрическое строение и размер от первых сантиметров до 15-25 см. Концентрические слои при раскалывании образуют хорошо выраженную скорлуповатую отдельность (Рис. 1), мощность «скорлупок» изменяется от первых миллиметров до 3-5 см. Скорлупки по мере дегидратации делятся на фрагменты щебенчатой размерности и формы. Собственно, шаровидные образования имеют округлую форму, вытянутую в одном направлении либо форму со сглаженными углами. Нередко внутри шаровидных форм можно наблюдать несколько рядом расположенных округлых образований. Подобные явления принято называть «галька в гальке».



*Рисунок 1. «Шаровидные» образования в юрских аргиллитах, долина руч.Сюк
(Фото: Нильцигаева К.А.).*

Аргиллиты серого цвета (до коричневого на ожеженных и сидеритизированных участках), на выветренной поверхности – белые. Распространение белого налета неравномерное: в виде хаотичных узких полос, как бы повторяющих трещины, в виде пятен и других различных форм. Структура пелитовая. Текстура разнообразная, преимущественно массивная, при этом на большей части разреза толща аргиллитов монотонная, породы отличаются щебенчатой отдельностью (Рис. 2).

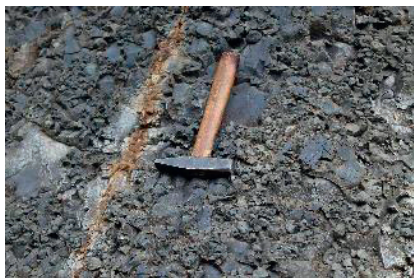


Рисунок 2. Аргиллиты с щебенчатой отдельностью (Фото: Нильцигаева К.А.).

В монотонной толще аргиллитов отмечаются стяжения сидеритового состава (Рис. 3), фрагменты обугленной древесины, а также участки, обогащенные карбонатным материалом и обильной угнетенной фауной, представляющей собой мелкие (до 1 см) тонкие деформированные задавленные раковины двустворок, их фрагменты и др. (Рис. 4), крайне редко встречаются будинированные маломощные прослои алевролитов.



Рисунок 3. Стяжения сидеритового состав из монотонной толщи аргиллитов (Фото: Нильцигаева К.А.).

Рисунок 4. Фрагменты угнетенной фауны в аргиллитах (Фото: Игумнова Д.С.).

На юге от ДКМ (южная окраина поселка Гузерипль), в отличие от серверного обрамления, юрские отложения представлены флишевой толщей (Рис. 5). Алевролиты серые с толстоплитчатой отдельностью, мощность плиток – 5 - 20 см. Аргиллиты темно-серые до черных, тонкоплитчатые, неясно слоистые. Образуют слои мощностью от нескольких до 10 см. Аргиллиты и алевролиты кливажированы.

Еще одна разновидность терригенных пород юрского возраста наблюдается вдоль крупных разломов, ограничивающих ДКМ. Это

терригенный меланж, матриксом которого являются аргиллиты, а алевролиты слагают обдавыши. Аргиллиты и алевролиты были «затянуты» в зону разломов и преобразованы (Рис. 6). Текстура аргиллитов изменяется до «псевдофлюидальной». Обдавыши размером от первых сантиметров до 30 см.



Рисунок 5. Флишевая толща на южной окраине п.Гузериэль (Фото: Нильцигаева К.А.).



Рисунок 6. Аргиллит и алевролит из терригенного меланжа, 200 м от памятника «Защитникам Кавказа» по автодороге Гузериэль – Майкоп (Фото: Бондаренко С.В.).

Подводя итог, нужно отметить относительное литологическое однообразие осадочных пород юрского возраста – преобладают аргиллиты, в меньшей степени алевролиты, сидериты, мергели. Не смотря на однообразие, аргиллиты сильно отличаются по структурно-текстурным признакам, которые свидетельствуют о разнообразных условиях образования пород юрского возраста на севере и юге от ДКМ. Ритмичная флишевая толща указывает на второй уровень лавинной седиментации: отложения сформированы у подножия континентального склона. Монотонная толща аргиллитов, севернее ДКМ, с обугленными остатками древесины, угнетенной фауной, закатышами (шаровидные формы аргиллитов) указывает на

формирование в условиях первого уровня лавинной седиментации – условия авандельт. Шаровидные формы аргиллитов являются, по всей видимости, признаками дебризных (пастообразных) потоков. В пост юрское время терригенные породы юрского возраста были затянуты в зону тектонических нарушений и преобразованы в терригенный меланж.

Литература

- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования / Труды геологического института. 2005. № 555. 302 с.
- Тучкова М.И.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России) / Труды геологического института. 2011. 365 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА В ЮЖНОМ ОБРАМЛЕНИИ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Куртуков А.А.¹, Даниленко И.С.¹

¹ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
Воронеж, artyomkurtukov524@gmail.com

Даховский кристаллический массив (ДКМ) имеет крайне сложное геологическое строение, что связано с весьма длительной историей формирования и взаимодействия разноплановых структур (*Большой Кавказ...*, 2007; *Грановский*, 2007; *Ненахов*, 2019; *Объяснительная...*, 2004), террейнов, одним из которых, собственно, и является массив. ДКМ на севере обрамляется терригенными и карбонатными отложениями юрского возраста, на юге – терригенными породами юрского и пермского возрастов.

Разнообразие пород пермского возраста и их облик указывают на принадлежность к молассам, детальное изучение формирования которых, позволит внести существенные коррективы в понимание механизма становления данного региона, в т.ч. рассмотреть проблемные вопросы изучения моласс (*Гутак*, 2016; *Цейслер*, 2002) на примере конкретного объекта. Наиболее распространение литологические разности пермских отложений изучены в 200 м

севернее памятника «Защитникам Кавказа», на 82 км автодороги Майкоп-Гузерибль (Рис. 1). Данные о возрасте пород указаны в соответствии со сведениями из работы (Объяснительная..., 2004). Изучаемые отложения не выдержаны по мощности и представлены красноцветными породами различной гранулометрии. На контакте (контакт тектонический) с терригенным меланжем, развитым по породам юрского возраста, породы осветлены.



Рисунок 1. Отложения пермского возраста (200 м севернее памятника «Защитникам Кавказа», 82 км автодороги Майкоп-Гузерибль) (Фото: Даниленко И.С.).

Среди грубообломочных разностей можно встретить блоки конгломератовидных отложений («мусорные» породы), которые состоят из различной степени окатанных обломков разнообразных пород, сцементированных псаммитовой красно-бурой или зелено-серой массой (Рис. 2). Среди обломков встречаются галька/гравий кварца, фрагменты слюдяных сланцев, обломки микроклина. Обломочная часть составляет порядка 60%, по цвету изменяется от зеленоватых до серых, пестроокрашенных. Степень окатанности различная: встречаются как хорошо окатанные, так и угловато-окатанные, и не окатанные. Размерность обломков меняется от галечной до гравийной, с преобладанием последней. Цемент серо-бурого цвета за счет обилия гидроокислов железа псаммитовой размерности. Тип цемента близок к базальному, обломки в породе сосредоточены неравномерно.



Рисунок 2. «Мусорная» порода (Фото: Игумнова Д.С.).

В толще отмечаются слои песчаника серого цвета, мелко-, среднезернистой структуры, существенно кварцевого состава с небольшим количеством полевого шпата, мусковита, темноцветных минералов (Рис. 3). Текстура песчаников массивная. Порода разбита нитевидными прожилками кальцита. На отдельных участках песчаники приобретают красно-малиновый цвет и количество мусковита здесь достигает 5-7%.

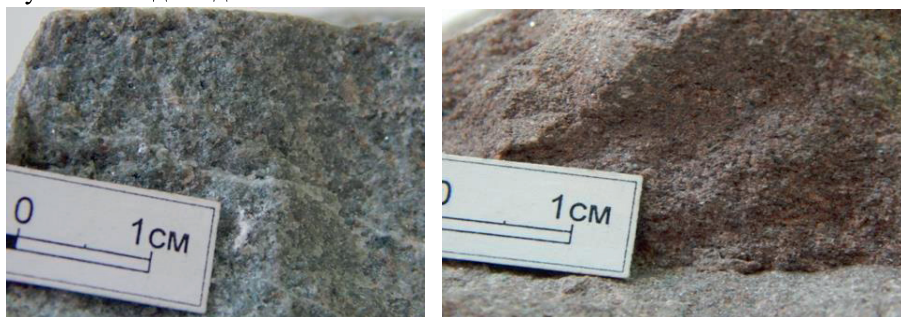


Рисунок 3. Песчаник серый и измененный красно-малиновый (Фото: Игумнова Д.С.).

Среди псефитовых и псаммитовых разностей встречаются небольшие по мощности (до 30 - 40 см) слои, сложенные глинистыми и хлоритовыми сланцами (Рис. 4), которые на отдельных участках переходят в отложения алевритовой размерности. Глинистые сланцы сургучного цвета, структура пелитоморфная, текстура сланцеватая. Порода разбита трещинами, по которым развит кальцит. Хлоритовые сланцы отличаются исключительно зелено-серым цветом и приобретением плитчатой отдельности в отдельных слоях. Плоскости отдельности и сланцеватости и в глинистых, и в хлоритовых сланцах подчеркиваются обилием слюды.



Рисунок 4. Сланцы глинистый и хлоритовый (Фото: Игумнова Д.С.).

Предварительное изучение литологических разностей пород пермского возраста показывает их сложное слоистое строение и полифациальность. Формирование данных отложений приурочено к завершающей герцинской складчатости. В процессе горообразования формировались межгорные впадины, в межгорных впадинах – разноранговые типы терригенных отложений как за счет временных, так и постоянных водных потоков.

Литература

- Грановский А.Г.* Этапы геологического развития территории Белореченского полигона учебной практики Южного федерального университета (район среднего течения реки Белой, республика Адыгея). Ростов-на-Дону : ЮФУ, 2007. 10 с.
- Гутак Я.М., Рубан Д.А.* Молассовые толщи и тектонический режим их накопления: попытка концептуального синтеза с учетом новых геологических данных // Вестник Сибирского государственного индустриального университета. 2016. № 1. С. 9-14
- Дёмина Л.И.* Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
- Ненахов В.М.* Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2019. №1. С. 5-14.
- Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200000. Серия кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп) / Под редакцией К.О. Ростовцева. Санкт-Петербург: 2004. 240 с.
- Цейслер В.М.* Формационный анализ. М.: изд. РУДН, 2002. 186 с.

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ В ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ладыгина Л.А.¹, Фетисова А.М.¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, ladurfin@gmail.com, anna-fetis@yandex.ru

Магнитная текстура (МТ) формируется при образовании горных пород под влиянием многочисленных факторов и представляет собой упорядочивание осей намагничивания кристаллографических осей или длинных осей неизометричных зерен (Матасова и др., 2004). К образованию анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) приводят все процессы, в результате которых происходит ориентирование магнитных частиц. Главными затруднениями, с которыми сталкиваются палеомагнитологи при изучении осадочных пород, являются низкие значения естественной остаточной намагниченности и перемагничивание. Изучение параметров АМВ в таких случаях может давать важную информацию, т.к. если после седиментации магнитные минералы не подверглись сильному химическому изменению, то их перемагничивание не разрушит их первичную текстуру, и АМВ может служить источником информации о многих факторах среды образования и дальнейшей эволюции осадка (Попов и др., 2012, Шапканов и др., 2002). К таким факторам относятся условия осадконакопления, постседиментационные процессы, тектонические деформации (Tarling et al., 1993), направления палеотечений и палеовеетров, что создает возможность реконструкций областей питания осадочных бассейнов, оценки влияния механических, химических и биологических процессов (Багаева и др., 2014, Грищенко и др., 2014, Матасова и др., 2004).

Данные по АМВ представляются в виде трехосного эллипсоида (Рис. 1) с максимальной (k_1), промежуточной (k_2) и минимальной (k_3) осями магнитной восприимчивости (Chadima, 2008). Форма эллипсоидов магнитной восприимчивости отражает характер среднего положения удлинённых и плоских магнитных зерен в образце. Их проекции выносятся на стереограмму и используются при геологической интерпретации, т.к. их распределение, кучность и направление отражают параметры магнитной текстуры горных пород. Кроме распределения осей эллипсоида используются также параметры Р (степень анизотропии) и Т (параметр формы эллипсоида АМВ).

В данной работе будут приведены литературные и собственные примеры, показывающие, как результаты исследований АМВ могут быть использованы для решения различных геологических задач.

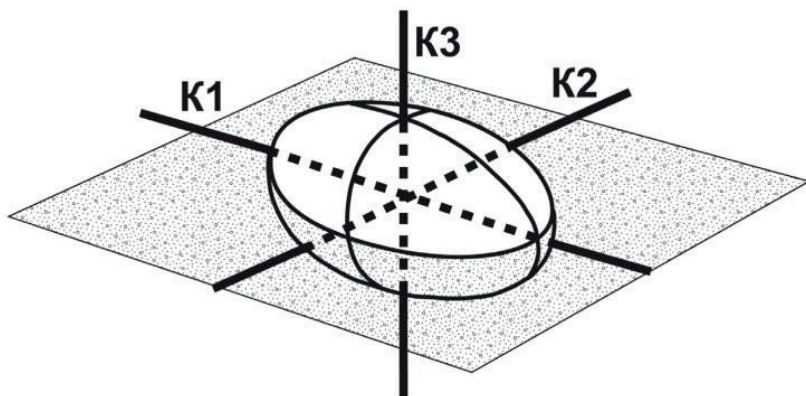


Рисунок 1. Схема эллипсоида магнитной восприимчивости; k_1 – максимальная, k_2 – промежуточная, k_3 – минимальные оси (Chadima, 2008).

Так, в работе (Багаева и др., 2014) обоснован неотектонический возраст титон-берриасских пород Центрального и Восточного Крыма путем исключения обусловленности МТ позднекеммерийской складчатостью по распределению осей АМВ, и установлено преобразование магнетита в процессе биотурбации как источника хаотичного распределения осей АМВ в нижнеберриасских известняках.

В другой работе по Крыму (Грищенко и др., 2014) на основе результатов по АМВ была установлена пониженная вязкость берриас-валанжинских глин, слагающих ядро Султановской синклинали Горного Крыма, и обоснован постскладчатый возраст их деформаций. Это стало возможным благодаря тому, что МТ, характерная для условий слабого сжатия, проявлена в этих глинах не в древней (как в других изученных в данной работе разрезах), а в современной системе координат.

В работе (Попов и др., 2012) восстановлено направление и динамика турбидитных потоков в разных частях Предуральского прогиба для позднего девона-раннего карбона и проведена палеогеографическая реконструкция положения источников карбонатного материала. Это стало возможным при интерпретации направлений максимальных осей эллипсоида АМВ для турбидитного циклита с точной привязкой к элементам цикла Боума.

Нами были проведены исследования АМВ турбидитных толщ таврической серии в Крыму в районе бухты Лазурной (в двух складках). Отбор образцов производился по стандартной методике, с ориентированием каждого образца магнитным компасом (Храмов и др., 1982). Измерения АМВ проводились в Петромагнитной лаборатории МГУ на каппабридже KLY-4S (AGICO, Чехия) в поле 300 А/м. Использовались ориентированные кубики с ребром 2 см. При интерпретации данных применялась программа Anisoft 4.2 (Чехия). В образцах из нормальной складки на стереограмме АМВ по направлению длинных осей эллипсоида хорошо выделяется направление палеотечения ВСВ-ЗЮЗ (Рис. 2). Во второй, опрокинутой складке, по сравнению с первой, максимальные оси повернуты примерно на 90°, что может свидетельствовать о направлении приложения напряжения (Рис. 2). Степень анизотропии обеих коллекций не превышает 6 %, эллипсоиды АМВ уплощенные, параметр Т равен 0,4 и 0,5 соответственно, что характерно для осадочных пород. Как видно из (Рис. 2, 3) на стереограммах оси эллипсоида АМВ упорядочиваются в стратиграфических координатах. Это свидетельствует о том, что намагнитились эти породы до складчатой деформации.

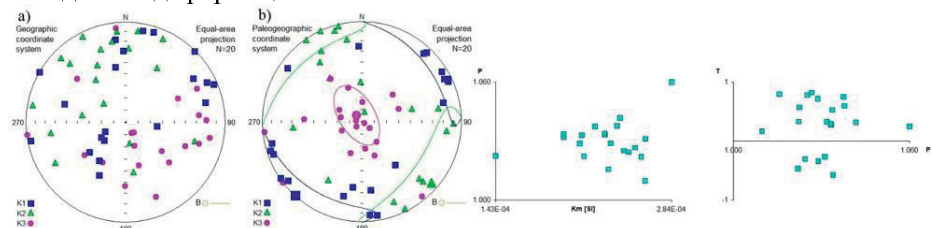


Рисунок 2. Анизотропия магнитной восприимчивости в бухте Лазурная в складке 1 в а) географической системе координат, б) в стратиграфической системе координат.

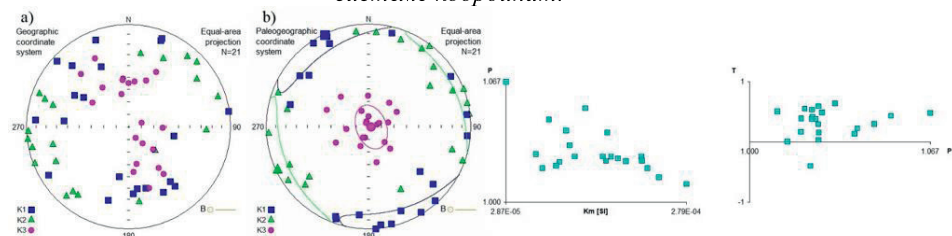


Рисунок 3. Анизотропия магнитной восприимчивости в бухте Лазурная в складке 2 в а) географической системе координат, б) в стратиграфической системе координат.

Также получены данные о АМВ по пяти пермь-триасовым осадочным разрезам Оренбургской области. Измерения проводились в

Лаборатории Главного геомагнитного поля и Петромагнетизма ИФЗ РАН в поле 200 А/м. Результаты могут свидетельствовать о положении источника сноса, направлении и динамике палеотечений. Согласно расположению длинных осей АМВ породы разрезов Самбулак, Вязовка и Воздвиженка формировались в условиях спокойного течения, а источник сноса находился на юго-востоке, предположительно им являлся Уральский ороген. Скорее всего к тому же источнику относился и разрез Красногор, а немного отличающееся направление палеосноса (Ю-С) может быть объяснено меандрированием палеорек. Предполагается, что разрез Боевая гора связан с другим бассейном, т.к. наблюдается ЮЗ-СВ простираание максимальных осей эллипсоида АМВ.

Таким образом, все вышеперечисленные примеры демонстрируют, что изучение анизотропии магнитной восприимчивости является эффективным и информативным методом для реконструкции условий формирования и преобразования осадочных толщ.

Литература

- Багаева М.И., Гужиков А.Ю.* Магнитные текстуры как индикаторы условий формирования титонских-берриасских пород Горного Крыма // Изв. Саратов. ун-та. Сер.: Науки о Земле. 2014. Т. 14. № 1. С. 41-47.
- Грищенко В.А., Багаева М.И.* Анизотропия магнитной восприимчивости пограничного интервала берриаса-валанжина у с. Южное (Восточный Крым) как показатель относительного возраста последних деформаций глин и степени их пластичности // Геофизический вестник. 2014. Т. № 6. С. 23-26.
- Грищенко В.А., Суринский А.М.* Анизотропия магнитной восприимчивости как способ изучения оползневых деформаций пород на примере альбских отложений г. Вольска // Недра Поволжья и Прикаспия. 2014. Т. № 78. С. 40-44.
- Матасова Г.Г., Казанский А. Ю., Зыкина В.С.* Анизотропия магнитной восприимчивости лессово-почвенных отложений (на примере опорного разреза Белово, Западная Сибирь) // Физика Земли. 2004. № 2. С. 50-65.
- Попов В.В., Журавлев А.В.* Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1.
- Шашканов В.А., Дубровин П.В., Дубровина Л.Ю., Петров Н.И., Смирнов А.В.* Магнитная анизотропия осадочных горных пород как источник палеомагнитной информации // Физика Земли. 2002. № 5. С. 71 – 82.

- А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.* Под ред. А.Н. Храмова. Палеомагнитология. Л.: «Недра», 1982. 312 с.
- Chadima M.* Magnetická anizotropie hornin (stručný přehled a využití v geologii), 2008.
- Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rock. L.: «Chapman & Hall», 1993. 217 p.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ "ВЕРХНИХ БАЗАЛЬТОВ" ОХОТСКОГО СЕГМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Лебедев И.Е.¹, Бобровникова Е.М.¹

¹*Институт Физики Земли РАН, Москва, lebedev232@ya.ru*

До конца советской эпохи “верхние базальты” Примагаданья активно привлекали внимание местных геологов и простых «каменщиков» своими богатыми находками коллекционных агатов и аметистов. Благодаря этому факту эти места относительно не плохо изучены, а также относительно транспортно-доступны. Наиболее популярное место находок коллекционных камней расположено в верховьях р. Олы, где расположено одноименное плато. Плато сложено преимущественно пузырчатými базальтами, в миндалинах которых и можно обнаружить так интересующие всех поделочные камни. Однако с наводнением российского рынка бразильскими аметистами, заметно более высокого качества, интерес к объекту заметно угас. Ольское плато, как другие в Примагаданье (Арманское, Хетское, Гипотетическое, Янское) сложены венчающими разрез ОЧВП базальтами мыгдыкитской свиты, благодаря чему и обрели одно из своих названий - “Верхние базальты”.

Однако для палеомагнитных исследований данный объект примечателен не наличием поделочных камней, а потрясающей обнаженностью в каньоне, который прорезан верховьями р. Олы. Кроме этого, в данном каньоне обнажается около ста отдельных базальтовых покровов (*Akinin et al., 2014*), что делает данный объект идеальным для любого палеомагнитного исследования. Дополнительным бонусом является весьма хорошо подтвержденные прецизионными геохронологическими данными возрастными рамками формирования мыгдыкитской свиты. Несколько проб из верхов подстилающей ольской свиты по результатам U-Pb датирования циркона имеют возраст около 80 млн. лет, а секущая Ольское плато трахириолитовая дайка – 77 ± 0.7 млн. лет (*Акинин и др., 2011*).

Подтверждают эти возрастные рамки немногим ранее сделанные Ar-Ar анализы по самим мыгдыкитским базальтам, которые укладываются в данный интервал времени (*Hourigan et al., 2004, Akinin et al., 2014*).

Стоит отметить, что мы не первые, кто занялись палеомагнетизмом “Верхних базальтов” данного региона. Ранее была опубликована работа (*Иванов и др., 2014*), где палеомагнитным методом подтверждается кампанский возраст искомым базальтов по наличию в нижних частях свиты обратной полярности, соотносимой с хроном С33г. К сожалению, небольшое количество образцов и высокий разброс полученных направлений не позволили сделать каких-то тектонических выводов.

Сотрудниками ИФЗ РАН в течение полевых сезонов 2020-21 годов был опробован весь доступный к изучению разрез мыгдыкитских базальтов ручья Грозового (левый приток р. Олы). Общая мощность разреза около 400м. Отбор палеомагнитных коллекций производился по 7-12 образам с сайта, каждый из которых соответствует отдельному вулканическому покрову. Каждый образец ориентировался при помощи магнитного и солнечного компаса. По результатам пересчета магнитного склонения по солнцу, было обнаружено заметное различие со значениями со стандартного магнитного компаса с поправкой по IGRF. Этот факт вероятно указывает на высокую магнитность изучаемых пород, из-за чего для расчета палеомагнитных направлений в дальнейшем использовались исключительно данные по солнцу. Всего было отобрано 77 индивидуальных вулканических потоков, а также 2 дайки для полевого палеомагнитного теста контакта. Обе отобранные дайки относятся к синхронному с вулканитами - мыгдыкитскому этапу вулканизма.

Результаты палеомагнитных чисток показали великолепное качество палеомагнитной записи. В подавляющем количестве образцов выделяется характеристическая компонента прямой полярности, идущая через начало координат. В пользу первичности выделяемых компонент говорит положительный тест контакта по одной из даек, направление которой значительно отличается от всех направлений по вулканитам и наиболее вероятно отвечает геомагнитному экскурсу. Неразличимость направления по второй из отобранных даек можно считать, как неопределённый результат теста контакта, из-за близкого возраста их формирования.

Говоря о средних направлениях по сайтам сразу бросается в глаза их четкое распределение по трем кластерам (Рис. 1). 1 кластер направлений имеет склонения, отвечающие первой четверти стереопроекции и средние наклонения. 2 – склонения также в первой

четверти, но с очень крутыми наклонениями. 3 – склонения в третьей четверти и также очень крутые наклонения. В вулканическом разрезе полученные кластеры расположены: потоки 1-27 – кластер 1; 28-37 – кластер 1.5 (не выделяется в отдельный из-за малого количества потоков); 38-53 и 77-82 – кластер 2 и 54-76 – кластер 3.

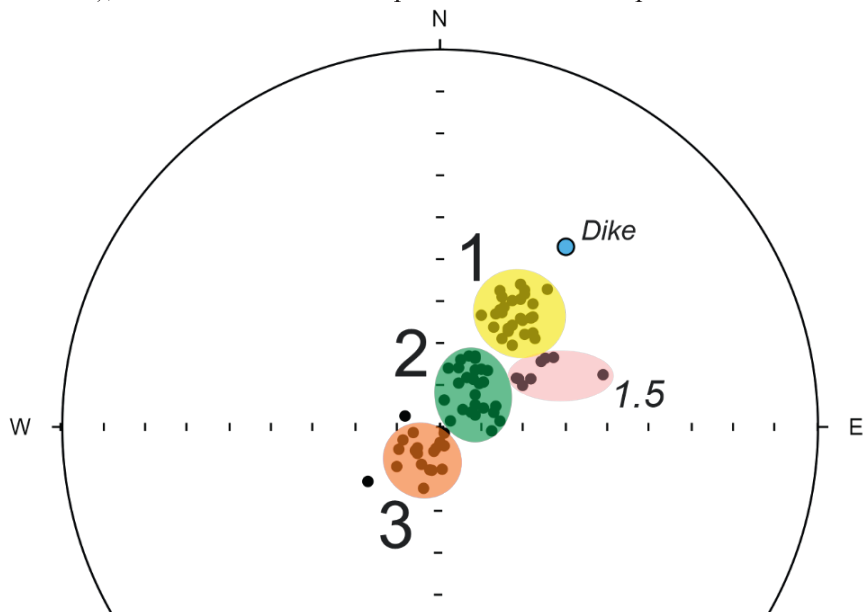


Рисунок 1. Стереограмма иллюстрирующая направления по разрезу мыгдыкитской свиты. Желтым выделен кластер 1, зеленым – 2, оранжевым – 3, розовым – 1.5; голубым кружком показано направление по первой дайке.

Первый вывод, который необходимо сделать, что после обнаружения кластеров направлений мы не можем рассчитать желаемый палеомагнитный полюс из-за явного нефिशеровского распределения. Также стоит отметить, что ожидаемое направление для данной местности в кампанское время примерно соответствует кластеру 2, которое пересчитано из палеомагнитного полюса по чуть более древним вулканитам ОЧВП на Чукотке (Лебедев и др., 2022). Вариантов объяснения существования нескольких кластеров может быть несколько.

Первый, и самый очевидный, что мы имеем дело с не осреднёнными вековыми вариациями геомагнитного поля из-за слишком быстрого формирования частей разреза, соответствующих кластерам. Другими словами, мы отобрали не 77 потоков, а всего 3. В пользу этой теории говорит достаточно высокая кучность направлений внутри кластеров, а также низкое значение дисперсии амплитуды

вековых вариаций (Sb). Эти параметры могут указывать на не осреднение вековых вариаций, где для кучности (или A95) существует нижний порог (*Deenan et al., 2011*), а для дисперсии вековых вариаций возможно сравнение с ожидаемыми модельными значениями (*McFadden et al., 1991*). Против этой идеи говорит статистически значимая разница направлений между большинством потоков внутри кластеров, а также их фишеревское распределение. Факт значительного количества статистически разных направлений позволяет оценить минимальное время формирования всего разреза как не менее 10 тыс. лет, которое является достаточным для осреднения вековых вариаций нормального состояния геомагнитного поля (*Павлов В.Э. устное сообщение*).

Вторая теория куда менее ординарна, где для объяснения наличия кластеров привлекаются идеи об аномальном состоянии геомагнитного поля или TPW (true polar wander). Обе теории без проблем могут объяснить «кривые» направления, в нашем случае кластеры направлений. В пользу существования подобных феноменов в кампанское время говорят уже опубликованные работы (*Mitchell et al., 2021*). Однако зарубежные коллеги фиксируют максимальное (~12°) смещение палеомагнитных полюсов от ожидаемого в середине хрона C33g (начало кампана), то есть прямо перед началом формирования нашего разреза. Кроме того, мы фиксируем заметно большее смещение (между средними по 2 и 3 кластеру более 30°), что может говорить о существовании еще одного подобного события, но уже в середине кампана.

В любом случае мы имеем необычную палеомагнитную запись на интервал времени около 80-77 млн. лет. (средний кампан) в базальтах мыгдыкитской свиты. Вариантов интерпретации такого ее поведения может быть несколько, основные из которых описаны выше. Тем не менее на данный момент остановиться каком-то одним из них затруднительно.

Литература

- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 1-42
- Иванов Ю.Ю., Малахова Г.Ю.* Палеомагнитное обоснование кампанского возраста базальтов мыгдыкитской свиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России // *Фундаментальные исследования*. 2014. № 6-7. С. 1432-1436

- Лебедев И.Е., Бобровникова Е.М., Тихомиров П.Л., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э.* Амплитуда вековых геомагнитных вариаций в позднем мелу по результатам палеомагнитных исследований вулканитов Охотско-Чукотского пояса верхнего течения реки Малый Аной (Западная Чукотка) // *Физика Земли*. 2022. № 2. С. 41-59
- Akinin, V.V., Layer, P., Benowitz, J., Ntaflos, T.*, Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: an example from the Ola plateau (Okhotsk segment) // *Stone, D.B. (Ed.)*, Presented at the Proceedings of the VI International Conference on Arctic Margins. VSEGEI. 2014. p. 171–193
- Deenan M.H.L., Langeris C., van Hinsbergen D.J.J., Biggin A.J.* Geomagnetic secular variation and the statistics of paleomagnetic directions // *Geophys. J.* 2011. Int. 186. p. 509–520
- Hourigan J. K., Akinin V. V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // *GSA Bulletin*. 2004. 116 (5-6). p. 637–654
- McFadden P. L., Merrill R. T., McElhinny M. W., Lee S.* Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families // *Journal of Geophysical Research*. 1991. V. 96. p. 3923–3933
- Mitchell R.N., Thissen C.J., Evans D.A.D. et al.* A Late Cretaceous true polar wander oscillation // *Nat Commun*. 2021. 12, 3629

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИАЛА, СЛАГАЮЩЕГО КОМПЛЕКС КУРАЙСКОЙ ГИГАНТСКОЙ РЯБИ ТЕЧЕНИЯ

Лобачева Д.М.¹

¹Московский государственный университет, Географический факультет, НИЛ Новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, lob.dascha@yandex.ru

На юге Курайской котловины (Юго-Восток респ. Алтай) располагается поле (комплекс) субпараллельных слегка изогнутых гряд и межгрядовых понижений. Гряды сформировались на наклоненной к северу поверхности гравийно-галечных отложений внутренней дельты р.Тюте – левого притока реки Чуя. Средние параметры гряд следующие: высоты составляют 1—1.5 м, ширина 200—300 м, длина 0.5—1 км. Происхождение грядового рельефа до сих пор остается поводом для дискуссий, а данные о внутреннем строении, в особенности о слагающем гряды и понижения материале неполны. Автор придерживается мнения, что исследуемые гряды возникли в

результате действия мощного водного потока, спуска вод из горной котловины вниз по долине Чуи (*Rudoy, 1993; Carling, 1996; Herget, 2005; Bohorquez et al., 2019*). Возраст слагающих их отложений относится к концу позднего плейстоцена, а именно МИС-2 (*Agatova, et al, 2020*). В изучаемых траншеях был отобран материал на OSL и радиоуглеродное датирование, что позволит получить более подробные данные, которые уточнят имеющуюся картину. Нами была исследована траншея, располагающихся вкрест оси гряды (Рис. 1). Условно называемая траншея представляет собой ряд закопушек и глубоких траншей в количестве 9 штук, расположенных в направлении с ЗЮЗ на ВСВ. Ширина их составляла 65 см, глубина наиболее глубокой 8-й траншеи, составила 320 см, глубина соседней, второй по величине траншеи № 9 составила 160 см. Все 7 закопушек упираются в цоколе в гравийно-галечные отложения самой гряды непосредственно на небольшой глубине (до 1 м), которые также вскрываются в подножии траншей 8 и 9 (но уже на 3 м и 1.6 м соответственно). Суммарная длина траншей, закопушек и расстояний между ними составила 67 м. Предположительно траншея № 9 (1600.04 м абс.) вскрывает отложения, залегающие поверх гравийно-галечной гряды, примыкающей и осложняющей основную грядку, расположенную восточнее. Траншея №8 (Рис. 2), расположенная на высоте 1600.71 м абс. вскрывает отложения в локальном понижении между основной грядкой и прилегающей западнее соседней, расположенной западнее. Далее более подробно будут рассмотрены вначале особенности гранулометрического состава, затем результаты геохимического рентгенофлуоресцентного анализа.

При корреляции в траншее 9 с поверхности и до глубины 140 см отложения по своему составу совпадают с таковыми из траншеи 8 до глубины 100 см. Ниже в траншее 8 залегают косослоистые легкие песчаные супеси, содержащие до 47% тонкозернистых и среднезернистых песков, которые не наблюдаются в траншее 9.

В гранулометрическом составе отложений траншей встречается весь спектр осадков от глин до опесчаненных супесей. Отмечается частое чередование слоев легких и средних суглинков с глинами. Рассматривая строение 8 траншеи отмечается следующее чередование слоев сверху вниз: глины с высоким содержанием глинистой фракции (до 67%), плавно переходящие к основанию слоя в легкие суглинки (0 – 110 см с поверхности) с содержанием глинистой фракции 25%; супесь опесчаненная с содержанием песков до 47% и алевритов 27%); легкий суглинок (140 – 220 см с поверхности), который становится более тяжелым к основанию слоя

(гранулометрический состав бимодальный с содержанием глинистых частиц 51%); с 220 см снова отмечается чередование легкого суглинка к основанию слоя около 300 см переходящего постепенно в ленточные глины (содержание глинистых частиц достигает 75%); в подошве разреза траншеи вскрываются валунно-галечниковые отложения с дресвяно-песчаным заполнителем. В траншее 9 состав отложений варьирует сверху вниз: глины с высоким содержанием глинистых частиц (66.7%); легкие суглинки с содержанием глини 30% и алевритов 44%; глины (глинистых частиц 68%); супесь с содержанием песчаных частиц до 32% на глубине 110 – 120 см; глины (глинистых частиц 74%) до глубины 140 см, далее переходящие в валунно-галечниковые отложения с разнозернистым преимущественно песчаным заполнителем.

Большая часть отложений, слагающих межгрядовое понижение сложена мелкозернистыми осадками, которые имеют среднюю или плохую сортировку иногда с бимодальным распределением размерностей. Это говорит о низкой гидродинамике водного бассейна и слабых непостоянных течениях вероятнее всего (на наш взгляд некоего озера). Единичен прослой супесей в траншее 8 с содержанием песков до 47%, что свидетельствует о периодически поступающего в бассейн более крупного вероятно аллювиального материала.

Результаты геохимического анализа дополняют разделение толщ в траншеях, полученное на основе результатов гранулометрического анализа. В траншее №8 распределение химических элементов Al, Ca, Ti, Mn, Fe и Sr близко к форме распределения фракции пыли или алеврита по разрезу. Низкие показатели содержания химических элементов иных чем Si и Sr связаны с тем, что последние тяготеют к фракции песка, который редко содержит в своем составе глинистые минералы, являющиеся источником Fe, Ni, Mn и прочих элементов. В траншее №9 содержание химических элементов Fe, Ni, Mn, Al достаточно хорошо коррелирует с распределением глинистой фракции по разрезу. Показатели Si и Sr варьируют по разрезу весьма слабо, увеличиваясь в более песчаных прослоях и уменьшаясь к подошве разреза траншеи, где залегают глины.

Таким образом, исследуемые гряды не полностью сложены гравийно-галечным материалом с мелкозернистым заполнителем, как считалось ранее. Этот материал вскрывается глубже. Пока предварительно, мелкозернистый материал, вскрытый в 8 и 9

траншеях стоит относить к межгрядовому заполнителю, где основное тело гряд сложено гравийно-галечниками.



Рисунок 1. Расположение серии траншей на поле Курайской гигантской ряби течения.

Глубина (см)
Литограмма



Отобранные образцы		
№ С AMS	OSL	Текстуры, обр
Песчаный горизонт коричневого цвета, в основании залегает гравийно-галечный с песчаным заполнителем, горизонтальная нелаяя слоистость, корни растений проникают до 1-1,5 м в глубину		
Светло-палевый массивный слой глинисто-алевритовой и глинистой размерности с редкими обломками гравия и гальки. В основании контакт с подстилающей толщей чеггит. Разбивается на плитчатые отделности. В слое есть тонкая до 15 см линза более песчаной грубой размерности, серого цвета. Верхний контакт чеггит по цвету. По всему слою присутствуют следы криоэрозии. В средней части слой более тёмный по окраске, вероятно более увлажнённый пресной.	DEALT17 75 см	
Светло-палевые легкие суглинки очень тонко и мелко слоистый, в кровле присутствуют неклассические криоэрозии (следы подтаивания льда к поверхности?), контакт в кровле чеггит по цвету, нижний контакт по размерности материала	DEALT40, 1,15 м	
Средне и темно-серые ассортные опесчаные супеси, слоистые, текстуры косые и горизонтальные микроравнины, чередующиеся с горизонтальными прослойками, неважные знаки рыхлости, высокое содержание темноватых минералов, в силу повышенной рыхлости заимуглы простраения слоев нельзя замерить	DEALT39, 1,4 м, с борга траншеи	
Темно-бурый легкий суглинок массивный и плотный, разбивается на плитчатые отделности, встречается редкий щебень и дресва, отмечена линза палевого алевритов мощностью до 10 см, выклинивается в меридиональном направлении. В подошве слой осыдок становится более тяжелым и переходит в глины	LALT_170-180 см и LALT_200-210 см	DEALT37 - 2 м, из линзы, DEALT38 - 1,65 м
Светло-желто-палевый слой легкий суглинок с тонкими глинистыми (до 2 см мощностью) горизонтальными и слабоискривленными прослойками, в основании слоя встречается редкие знаки рыхлости до 2 см. К подошве слоя отмечается увеличение размеров до средних суглинков, нижний контакт неважный, представленный в виде чередования слоев более песчаных и глинистых	DEALT35 - 2,7 м, DEALT36 - 2,5-2,6 м	№ 44/1 (230-230) № 44/2 (230-240) № 43/2 (250-260) № 43/1 (260-270)
Буро-коричневые плотные ленточные глины тонко-горизонтально слоистые со светло-желтыми и темно-бурыми чередованиями тонких слоев до 1 мм мощностью. Встречаются марганцевые черные примеси. Разбиваются на плитчатые отделности	LALT_280-290 см	№ 42/1 - 3 блока с глубины 290-300 см
Валуно-гравийно-галечник с разноразмерным песчаным заполнителем темно-серого цвета		

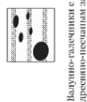


Рисунок 2. Страние наиболее глубокой траншеи №8.

Литература

- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P.* Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // *Earth-Science Reviews*. 2020 Vol. 205.
- Rudoy A.N. and Baker V.R.* Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Moutains, Siberia // *Sedimentary Geology*. 1993. Vol. 85. P. 53-62.
- Carling P.A.* Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // *Sedimentology*. 1996. Vol. 43, No.4. P. 647-664.
- Hergert J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia // *Geological Society of America Special Papers*. 2005. Vol. 386. 118 p.
- Bohorquez, P., Jimenez-Ruiz, P.J. and Carling, P.A.* Revisiting the dynamics Tr. VAGTof catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 197, 102892.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВ И ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ракигин Т. Д.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, tikhrakitin13@gmail.com*

Анализируются два учения о развитии рельефа морских берегов: первое утверждает ведущую роль волновых и других экзогенных процессов (*Зенкович, 1960; Болдарев, 1968*), второе — доказывает, что развитие рельефа земной поверхности, в том числе берегов и шельфа, контролируется тектоническим строением и новейшими движениями (*Николаев, 1962; Шульц, 1979*).

Анализ тектонических, гипсометрических и геоморфологических карт (*Атлас Приморья, 1974; Атлас Сахалинской области, 1967*) показывает, что побережье Японского моря представлено в основном горными хребтами, окаймляющими глубоководную котловину. В Японском море преобладают продольные берега, обусловленные дислокациями, оси которых направлены вдоль берега. Они определяют формирование высоких берегов с активным клифом и узким шельфом. Дислокации, оси

которых направлены по нормали к береговой линии (поперечные берега), определяют формирование изрезанной береговой линии с заливами, островами и широким шельфом. Отрицательные дислокации указывают на места накопления мощной толщи четвертичных отложений и формирование аккумулятивных равнин на их месте (Петров и др., 1974).

В северной части Японского моря выделяются 3 области: материковая — Сихотэ-Алиньская, островная Сахалинская и связывающая их область берегов северной части Татарского пролива. В первой области господствует Горная страна Сихотэ-Алинь. Во второй — Западно-Сахалинские горы (Рис. 1).



Рисунок 1. Тектогенные берега Японского моря (по К. М. Петрову и др., 1974).
 Условные обозначения: 1 – участки поднятия земной коры (а – интенсивного, б – замедленного); 2 – абразионные берега; 3 – подводно-береговой склон абразионного типа; 4 – участки опускания земной коры (а – аккумулятивные берега с широкими песчаными пляжами, б – подводно-береговой склон аккумулятивного типа); 5 – оси крупных тектонических структур, испытывающих поднятие.

В Сихотэ-Алиньской области выделяются 2 района: 1. Южное и 2. Центральное Приморье. В Южном Приморском районе хребты простираются по нормали к берегу (берега поперечного типа). Здесь формируются разделённые мысами глубоко врезаемые в сушу

мелководные заливы: Амурский, Усуйский, Петра Великого и многочисленные острова (Источник-интернет. География), шельф широкий.

В центральном районе Сихотэ-Алиньской области господствуют продольные берега, где оси складок направлены параллельно к берегу. Берега слабоизрезанные, высокие, с активным клифом, шельф узкий.

Основную территорию, обращённой к Японскому морю, островной Сахалинской области занимает район Западно-Сахалинских гор. 2 района: побережье северной части Татарского пролива (см выше) и побережье Западно-Сахалинских гор. Здесь рельеф берегов определяется системой средневысотных (1000 м) гор, резко расчленённых Западно-Сахалинским хребтом, соответствующим одноимённому антиклинорию, который испытывает интенсивные новейшие поднятия. Берега продольные с преимущественно активным клифом, подводно-береговой склон приглубый, абразионный (пояс скал глубиной до 40 м), шельф узкий.

Область северной части Татарского пролива объединяет берега устья Амура и Северного Сахалина. Нижнее течение реки Амур занимает широкая аккумулятивная равнина на месте новейшего прогиба. Устье реки заканчивается обширным лиманом, ограниченным пересыпью. Побережье Сахалина, окаймляющее север Татарского пролива, представлено денудационно-аккумулятивной равниной, испытывающей замедленное поднятие. Вдоль берега располагаются новейшие тектонические прогибы, берега аккумулятивные.

Выводы: Анализ специальных карт (тектонических, гипсометрических и геоморфологических) показывает, что в формировании рельефа берегов, подводного берегового склона и шельфа Японского моря ведущая роль принадлежит тектоническим процессам, роль волновых процессов заключается в скульптурной обработке тектогенных форм.

Различают два типа берегов. Первый тип подразделяется на продольные (Центральный район Сихотэ-Алиньской области и район Западно-Сахалинских гор островной Сахалинской области) и поперечные берега (Южно-Приморский район Сихотэ-Алиньской области и перешеек Поясок островной Сахалинской области). Второй тип — аккумулятивные берега тектонических депрессий, выраженных в рельефе в виде равнин с широким песчаным пляжем (область берегов северной части Татарского пролива).

В Сихотэ-Алиньской области, испытывающей активное поднятие, выделяются районы поперечных берегов Южного Приморья

с широким шельфом, островами и мелководными заливами и район Центрального приморья с продольными высокими берегами, активным клифом и узким шельфом. Рельеф островной Сахалинской области определяется в основном Западно-Сахалинскими горами на месте одноименного антиклинория, испытывающего интенсивные новейшие поднятия, берега в основном продольные, высокие с активным клифом, шельф узкий. Перешеек Поясок, прерывающий Западно-Сахалинские горы в средней части острова, характеризуется замедленным тектоническим поднятием, брахиантиклинальные складки простираясь в море, определяют формирование широкого шельфа. Район северной части Татарского пролива объединяет испытывающие опускание аккумулятивные берега устья Амура и Северного Сахалина.

Литература

- Атлас Сахалинской области / ред-ры: Комсомольский Г.В., *Сырык И.М.* М.: ГУГК СССР, 1967. 108 с.
- Атлас Приморья / ред-ры: Фалеев В.И., Демин А.А. М.: ГУГК СССР, 1974. 200 с.
- Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: «Наука», 1960. 710 с.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М: Госгеолотехиздат, 1962. 392 с.
- Петров К.М.* Принципы биономического районирования береговой зоны и шельфа Мирового океана. Океанология, 2020, том 60, № 3, С. 381 – 392.
- Петров К.М., Голоудин Р.И., Гурьева З.И., Кильдюшевский Е.И., Шарков В.В.* Оценка природных условий морей СССР с целью определения перспектив развития морских геологических исследований на основе аэрофотометодов // Картирование шельфов / Отв. ред. Петров К. М. Л.: Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1974. С. 66 – 81.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры: На основе анализа новейших движений. – Ленинград: Недра. Ленингр. отд-ние, 1979. 272 с.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСКОВ ДОНСКОЙ САХАРЫ (ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Уракова И.Э.¹, Шершидская Ю.С.¹, Кашаев А.В.¹

¹ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
urakovailana@yandex.ru

Донская Сахара, Дюнные всхолмления – опустыненный участок (Рис. 1) в Петропавловском районе Воронежской области общей площадью порядка 198 гектар. Мнение об условиях образования песков данной территории далеко неоднозначное, как и данные о возрасте отложений. Возраст песков предположительно неоген-четвертичный. Ряд исследователей считает, что песчаный материал принесен ветром из Калмыкии, другие предполагают, что это результат аккумулятивной деятельности флювиогляциальных потоков в четвертичном периоде либо пески являются собственно аллювиальными (или морскими) с наложенными эоловыми процессами. Для понимания природы данного объекта выполнен предварительный гранулометрический анализ песков на примере 8 проб, отобранных в двух точках: а) точка 1 – пробы №№ 1, 2, 3, 4; б)



Рисунок 1. Схема расположения Донской Сахары и общий вид (Фото: [Вести Воронеж](#)).

точка 2 – пробы №№ 5\2, 6\2, 7\2, 8\2. Пробы были отобраны на поверхности и глубинах 30 см, 60 см, 90 см от поверхности соответственно.

Обработка проб осуществлялась в несколько стадий: 1) просушивание исходной пробы в естественных условиях; 2) отбор навески для определения гранулометрического состава; 3) выполнение гранулометрического анализа сухим способом, где расситовка осуществлялась в ручную на ситах с ячейками 1,6; 1,0; 0,63; 0,4; 0,315; 0,16 мм. Последующая обработка данных была сведена к вычислению и генетической интерпретации гранулометрических коэффициентов по методу В.Фолка и У.Уорда, признанному одним из наиболее информативных (*Справочное руководство...*, 1958; *Фролов, 1993; Шванов, 1969 и др.*). Обработка результатов ситового анализа

осуществлялась с использованием модуля GRADISTAT (Blott, 2001) к программе Microsoft Excel. Результаты гранулометрического анализа и расчеты гранулометрических коэффициентов представлены в табл. 1; 2 и рис. 2; 3.

По данным гранулометрического анализа наиболее представительными классами в изучаемых пробах являются $-0,63+0,4$; $-0,4+0,315$; $-0,315+0,16$ мм (Рис. 2; 3). Распределение гранулометрических классов для большинства проб (№№ 2, 3, 4 в точке 1 и №№ 6\2, 8\2 в точке 2) бимодальное (преобладают классы $-0,63+0,4$ и $-0,315+0,16$ мм, при этом содержания первого класса более высокие), в трех изученных пробах (проба № 1 в точке 1 и пробы №№ 5\2, 7\2 в точке 2) – унимодальное. В пробе №1 преобладает класс $-0,4+0,315$ мм, в пробах №№ 5\2, 7\2 - фракция $-0,315+0,16$ мм.

Таблица 1. Содержание гранулометрических классов в песках Донской Сахары.

№п/п	Номер пробы	Глубина отбора проб, см	Масса навески (сухая), г	Масса гранулометрических классов (мм), %					
				-1,6+1,0	-1,0+0,63	-0,63+0,4	-0,4+0,315	-0,315+0,16	-0,16
1	1	верхняя (кровля)	996.06	0.00	0.31	22.49	42.97	31.72	2.51
2	2	30 см от кровли	991.48	0.00	0.23	46.09	25.01	27.13	1.53
3	3	60 см вниз от кровли	1000.55	0.00	0.39	61.47	13.09	23.49	1.57
4	4	90 см вниз от кровли	996.48	0.00	0.34	33.12	29.10	35.02	2.41
5	5/2	верхняя (кровля)	1001.25	0.00	0.42	16.18	36.55	45.54	1.30
6	6/2	30 см вниз от поверхности	1004.34	0.00	0.67	46.00	23.30	28.28	1.76
7	7/2	60 см вниз от поверхности	1003.79	0.00	1.95	20.52	33.67	41.34	2.51
8	8/2	90 см вниз от поверхности	991.73	0.02	3.39	38.72	30.55	25.52	1.79

*Примечание: пробы №№ 1, 2, 3, 4 – точка 1; пробы №№ 5/2, 6/2, 7/2, 8/2 – точка 2.

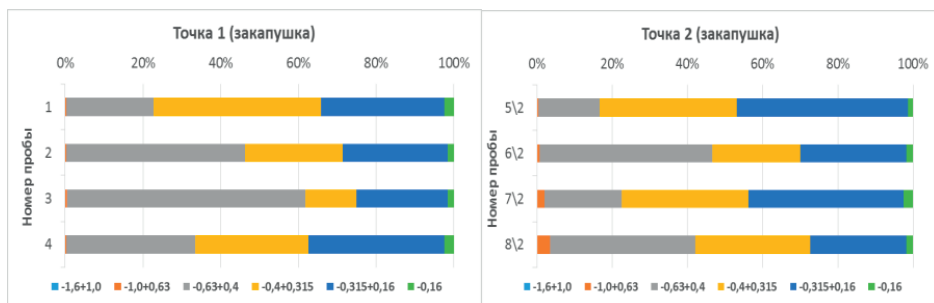


Рисунок 2. Гистограммы содержания гранулометрических классов в песках

Донской Сахары.

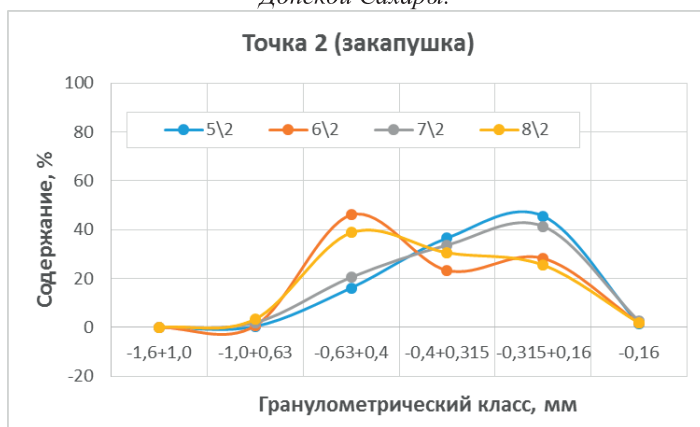


Рисунок 3. Кривые распределения содержания гранулометрических классов в песках Донской Сахары. Условные обозначения. График «Точка 1»: цифры 1, 2, 3, 4 – номера проб; проба 1 отобрана с поверхности, проба 2 отобрана на глубине 30 см от поверхности, проба 3 отобрана на глубине 60 см от поверхности, проба 4 отобрана на глубине 90 см от поверхности. График «Точка 2»: цифры 5\2, 6\2, 7\2, 8\2 – номера проб; проба 5\2 отобрана с поверхности, проба 6\2 отобрана на глубине 30 см от поверхности, проба 7\2 отобрана на глубине 60 см от поверхности, проба 8\2 отобрана на глубине 90 см от поверхности.

Статистические параметры по гранулометрическим классам представлены в табл. 2. Средний диаметр зерен ($D_{ср.}$, мм), являющийся зависимостью между размерностью гранулометрического класса и его процентным содержанием, варьируется от 0.30 до 0.42 мм. Медиана изменяется в диапазоне 0.30-0.36 мм, что соответствует гранулотипу - пески среднезернистые. Наиболее часто встречающаяся размерность зерен (мода (M_o), мм) для бимодальных кривых равна 0.24 и 0.50 мм (пробы №№ 2, 3, 4 – точка 1; №№ 6\2, 8\2 – точка 2), для унимодальных – 0.41 (проба №1 точка 1) и 0.26 (пробы №№ 5\2, 7\2 точка 2). Коэффициент сортировки в единицах ϕ изменяется в пределах от 0.517 до 0.597, что указывает на довольно хорошую сортировку материала.

Таблица 2. Гранулометрические коэффициенты для песков Донской Сахары.

№пп	Номер пробы	Привязка	D^* ср.мм	M_o , мм	Гранулометрические коэффициенты (метод В.Фолка и У.Уорда)			
					Md, мм	So, ϕ	Sk	Ek
1	1	верхняя (кровля)	0.35	0.41	0.34	0.54	-0.21	1.18

2	2	30 см от кровли	0.40	0.24; 0.50	0.39	0.58	-0.25	0.94
3	3	60 см вниз от кровли	0.42	0.24; 0.50	0.44	0.57	-0.43	0.99
4	4	90 см вниз от кровли	0.36	0.24; 0.50	0.35	0.60	-0.16	0.86
5	5/2	верхняя (кровля)	0.33	0.26	0.32	0.52	-0.21	0.96
6	6/2	30 см вниз от поверхности	0.40	0.24; 0.50	0.39	0.59	-0.26	0.89
7	7/2	60 см вниз от поверхности	0.34	0.26	0.33	0.58	-0.14	0.98
8	8/2	90 см вниз от поверхности	0.40	0.24; 0.49	0.38	0.58	-0.17	1.04

*Примечание. D ср., мм - средний диаметр зерен, Mo – мода, Md – медиана, So – коэффициент сортировки, Sk – асимметрия, Ek – эксцесс. Пробы 1, 2, 3, 4 – точка 1; пробы 5/2, 6/2, 7/2, 8/2 – точка 2.

В соответствии с работой (Котельников, 1989) различают два типа эоловых отложений. Для первого типа, «остаточного», характерно одновершинное распределение с модой, резко смещающейся в сторону грубых фракций. Чем ближе к материнскому субстрату, тем больше содержание грубых фракций. Второй тип песка, «перемещенный», отличается симметричным и слабо асимметричным распределением, отрицательной асимметрией, вариацией моды в пределах 0.1-0.2 мм, хорошей сортировкой материала. Исходя из предварительных данных гранулометрического анализа песков Донской Сахары (величины моды, асимметрии, сортировки), скорее всего, изучаемые пески являются «перемещенными». Наличие бимодальных распределений в пяти пробах (№№ 2, 3, 4 в точке 1 и №№ 6/2, 8/2 в точке 2) может указывать на перенос материала путем сальтации и качения. Одновершинные кривые распределения в № 1 в точке 1 и №№ 5/2, 7/2 в точке 2 показывают перемещение материала только путем сальтации.

Литература

- Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков: гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. Л.: Издательство Ленинградского университета. 1989. 132 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. Т. II. 520 с.
- Фролов В.Т. Литология. М.: изд-во МГУ, 1993. Кн. 2. 432 с.
- Шванов В.Е. Песчаные породы и методы изучения. М.: Недра, 1969. 247 с.
- Blott S.J., Pye K. Gradstat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surf. Process. Landforms. 2001. № 26. P. 1237–1248.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИИ ЛЕДНИКОВОГО СУБСТРАТА НА ЗАЛОЖЕНИЕ ПОДЛЕДНЫХ ВОДНО-ЭРОЗИОННЫХ ЛОЖБИН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Хилькевич Е.В.¹

¹Белорусский государственный университет, Минск, *katya.xilk@list.ru*

Геологические особенности доледникового субстрата, по мнению многих исследователей, являются важным фактором, контролирующим размещение ложбин (Clark, 1994; Boulton, 2009; Huuse, 2000; Jørgensen, 2006; Sandersen, 2012; Janszen, 2012; Комаровский, 2020).

В глобальном масштабе влияние субстрата на заложение озов, родственных ложбинам по происхождению, было описано П. Кларком и Дж. Валдером (Clark, Walder, 1994), Г. Боултоном и др. (Boulton, 2009). Они сделали вывод, что озы, широко распространенные на консолидированных кристаллических породах в Скандинавии и Северной Америке, образовались в результате процессов подледной эрозии, аналогичных процессам формирования подледных ложбин в осадочных породах, представленных на территории Западной Европы, Канады, США.

Исследования показали, что распределение подледных водно-эрозионных ложбин в неконсолидированных (осадочных) отложениях связано с литологией пород ледникового ложа (Boulton, 1995). Эта связь проявляется в том, что разные по составу осадочные породы имеют неодинаковую водопроницаемость. Особенно различалась способность пропускать талые подледные воды у тонкодисперсных глинистых отложений, которые задерживали талые подледные воды, и у песчаных и грубообломочных отложений, способствующих их дренажу. В районах, где породами подледникового субстрата являлись крупнозернистые пески с достаточной водопроницаемостью, все талые подледные воды могли разгружаться через породы ложа, в результате чего не происходило накопление крупных объемов талых вод в ложе ледника, их стремительного канализованного течения и эрозии с образованием ложбин.

Моделирование динамики подземных вод, проведенное Я. Пиотровским и др. (Piotrowski, 1997, 2009), на примере последнего (поозерского, Weichselian) ледникового покрова в северо-западной Германии и в северо-западной части Польской низменности показало, что породы ледникового ложа с низкой водопроницаемостью (озерно-ледниковые и моренные глины, супеси, суглинки) были способны

дренировать только от 5 до 25 % всех талых подледных вод. Оставшиеся воды накапливались в ложе ледника под высоким давлением в виде подледных бассейнов. Удаление скоплений таких талых подледных вод происходило в результате быстрых спусков, которые приводили к образованию ложбин, которые в большом количестве были обнаружены на территории Германии и Польши.

М. Хьюс и Х. Ликки-Андерсен (*Huuse, Lykke-Andersen, 2000*), П. Сандерсен и Ф. Джордженсен (*Sandersen, Jørgensen, 2012*) при изучении ложбин восточной части датского сектора Северного моря и Дании также пришли к выводу, что наибольшее количество ложбин приурочено к районам с преобладанием глинистых и алевритистых пород, а минимальное – к районам, сложенным песчаными отложениями.

Изучение связи между распределением ложбин и особенностями доледникового субстрата проводилось на примере подледных водно-эрозионных ложбин в пределах Белорусского Поозерья – северного региона Беларуси, который покрывался поозерским ледниковым покровом. С этой целью была построена карта соотношения поозерских подледных водно-эрозионных ложбин, подледных водоемов и мощности глинистых отложений сожско-поозерского возраста масштаба 1:200 000 (Рис. 1). При подсчете мощности глинистых пород учитывались моренные и лимногляциальные глинистые аккумуляции сожского (московского) ледникового подгоризонта и поозерские подморенные глинистые образования.

Глинистые отложения распространены практически на всей территории Белорусского Поозерья. Исключение составляют только северные районы исследуемой территории, а также отдельные участки в пределах крупных поднятий Полоцкой низины и приподнятой восточной части Белорусского Поозерья. Нижний интервал глинистой толщи выполняют сожские подморенные лимногляциальные отложения. Они развиты в пределах наиболее пониженных участков ложбин днепровской поверхности и представлены в основном шоколадными глинами. Среднюю часть толщи глинистых отложений составляет сожская основная морена и надморенные лимногляциальные глины. Морену слагают плотные монолитные, нередко плитчатые или сланцеватые супеси и суглинки с гравием, галькой и валунами. Однако, местами на участках краевых ледниковых образований, основная морена замещается более мощной конечной мореной, состоящей из грубых валунных супесей, водно-ледниковых отложений со складчато-чешуйчатой структурой.

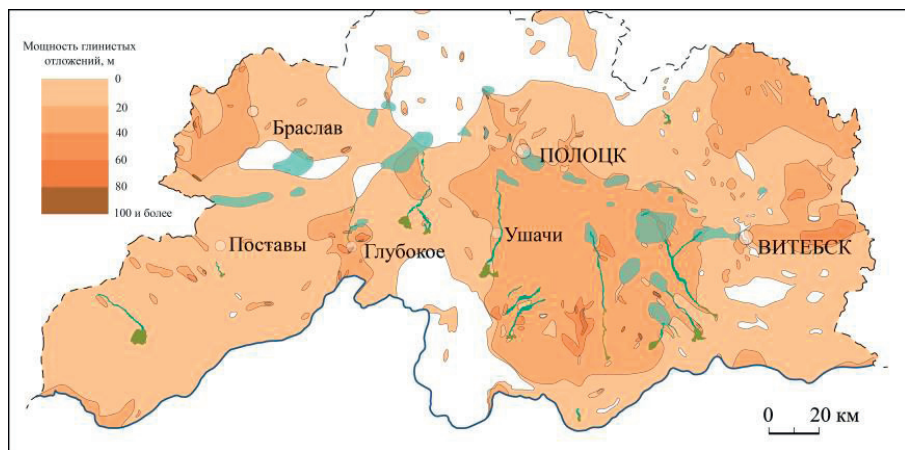


Рисунок 1. Карта соотношения расположения поозерских подледных водно-эрозионных ложбин и озерных котловин с мощностью глинистых отложений на территории Белорусского Поозерья. Условные обозначения: 1 – ложбины, 2 – подледные озера, 3 – граница поозерского ледника.

Верхний интервал глинистой толщи формируют подморенные поозерские озерно-ледниковые отложения. Они залегают на сожских аккумуляциях, главным образом в пределах крупных ложбин и котловин, а также на прилегающих к ним низменных территориях, где перекрываются поозерской мореной.

Суммарная мощность глинистых отложений изменяется от нескольких метров до 150 м. На значительной площади Белорусского Поозерья мощность глинистых отложений составляет от нескольких до 20 м. Повышенные значения мощности (от 20 до 40 м) приурочены к понижениям Дисненской, Полоцкой и Суражской низин, а также к Городокской и Витебской возвышенностям и отдельным конечно-моренным грядам сожского возраста. Притом, отмечается увеличение мощности глинистых отложений (от 60 до 150 м) в пределах ванн на днище Видзовской, Глубокской, Чашникской и Полоцкой ложбин.

Распределение подледных водно-эрозионных ложбин поозерского возраста на территории Белорусского Поозерья неравномерно. Как видно на рис. 1 преобладающее число ложбин приурочено к району развития глинистых пород мощностью от 20 до 40 м в пределах пониженных равнинных территорий. В расположении котловин подледных озер прослеживаются схожие закономерности. Преобладающее количество озерных бассейнов также связано с полями развития мощных (20 – 40 м) глинистых отложений. При этом, следует отметить, что наиболее крупные котловины подледных озер

находятся в районах, где сожские моренные отложения перекрыты поозерскими лимногляциальными глинами и суглинками.

Вышеописанные особенности распространения подледных водно-эрозионных ложбин свидетельствуют о том, что литология субстрата влияла на размещение этих отрицательных структур. Накопление талых подледных вод в ложе ледника было возможно, когда породы субстрата имели низкую водопроницаемость и не могли отводить талые воды. В районах, где породами подледникового субстрата являлись глинистые отложения, происходило накопление талых подледных вод в виде крупных подледных водоемов. Находясь под высоким давлением, воды искали выход в краевую зону с более низким давлением и в результате катастрофических спусков формировали ложбины. Песчаные отложения характеризуются высокой пропускной способностью и в районах их распространения не происходило накопление талых вод в ложе ледника и, соответственно, образования ложбин.

Литература

- Комаровский М.Е., Семенюк А.С.* Значение геологического строения и литологии коренных пород для распределения и происхождения ледниковых ложбин на территории Беларуси // Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология. 2020. № 2. С. 78-90.
- Boulton G.S., Hagdorn M., Maillot P.B., Zatsepin S.* Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets // Quaternary Science Reviews. 2009. № 28. P. 621–638.
- Boulton G.B., Caban P.E., van Gijssel K.* Groundwater flow beneath ice sheets: part I – large scale patterns // Quaternary Science Reviews. 1995. V. 14. P. 545–562.
- Clark P.U., Walder J.S.* Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets // Geological Society of America Bulletin. 1994. № 106. P. 304–314.
- Huuse M., Lykke-Andersen H.* Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin // Quaternary Science Reviews. 2000. N. 19. P. 1233–1253.
- Janszen A., Spaak M., Moscariello A.* Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin // Boreas. 2012. P. 1–15.
- Sandersen P. B. E., Jørgensen F.* Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark // In: M. Huuse, J. Redfern, D.P. Le Heron, R.J. Dixon, A.

Moscariello, J.Craig (Eds) Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems. – Geological Society, London. – 2014. – P. 145–157.

Piotrowski J.A. Subglacial hydrology in North-Western Germany during the Last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles// Quaternary Science Reviews. 1997. V. 16. P. 169–185.

Piotrowski J.A., Hermanowski P., Piechota A.M. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciations // Earth surface processes and landforms. 2009. V. 34. P. 481–492.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА В ДОЛИНЕ Р.РУФАБГО (СЕВЕРО- ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Шершидская Ю.С.¹, Кашаев А.А.¹, Уракова И.Э.¹

¹*ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
uliashershidskaya@gmail.com*

Ручей Руфабго является левым притоком реки Белой, протекающей по крупному разлому, ограничивающему Даховский кристаллический массив (ДКМ). Не смотря на появление в последнее время публикаций с уточняющими данными о геологическом строении ДКМ, многие вопросы остаются открытыми, в том числе вопрос условий образования мощной толщи карбонатных пород в долине руч. Руфабго, расположенной в северном обрамлении ДКМ. Обозначенный вопрос непосредственно связан с выяснением образования слоистой текстуры известняков. Эта проблема особенная актуальна для карбонатных пород, в которых особенности первичного осадка сложно отличить от особенностей, обусловленных дигенетическими процессами.

Долина ручья Руфабго приурочена к южным окрестностям пос. Каменноостровский. В русле и на склонах долины ручья отмечаются плитчатые известняки, которые формируют отвесные склоны и придают местности форму каньона с каскадами водопадов. Хорошо выраженная плитчатая отдельность может быть охарактеризована как тонко-, среднеплитчатая. Мощность плитчатой отдельности изменяется от 5 – 8 см, местами достигая 25 – 30 см. По данным работы (*Объяснительная записка, 2004; Ненахов, 2019*) известняки раннетриасового возраста - ятыргвартинская свита (T₁jat). Известняки характеризуются общим юго-восточным падением,

деформированы в систему сложных разноплановых складок и осложнены разрывными нарушениями различного генезиса (Рис. 1). Общая мощность известняков порядка 200 – 250 м.

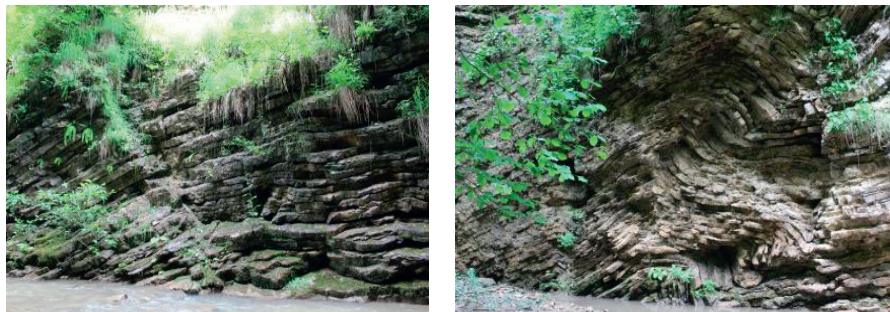


Рисунок 1. Известняки раннетриасового возраста в долине руч. Руфабго
(Фото: Шершидская Ю.С.)

В соответствии с работой (Бондаренко, 2021) известняки бежевого, серо-бежевого цвета на свежем сколе, на выветрелой поверхности серого или коричневого цвета. Структура тонкозернистая до пелитоморфной. Из-за отсутствия явно выраженных форменных компонентов, известняки относятся к микритовым разностям. Текстура слоистая с четко выраженной плитчатой отдельностью. Внутри отдельных слоев (плиток) отмечается тонкая (до 0.5 мм) не выраженная прямолинейная слоистость, реже лизовидная (флазерная (?)), установленная авторами тезисов в ходе изучения обнажений известняков (Рис. 2). Поверхность наложения неровная, бугристая, разбита многочисленными тонкими (1 – 2 мм) разнонаправленными трещинами, часть из которых заполнена также новообразованным кальцитом (Рис. 3). Слои известняков обособливаются друг от друга маломощными (до 3 – 5 см) глинистыми прослоями (Рис. 4). Глины темно-серые, структура пелитовая, текстура тонкослоистая, хорошо выражена мелкая плитчатая отдельность. Контакт с собственно слоями известняков четкий, реже постепенный.



Рисунок 2. Тонкая неясно выраженная слоистость известняков (Фото: Шершидская Ю.С.)



Рисунок 3. Текстура поверхности наложения известняков (Фото: Шершидская Ю.С.).



Рисунок 4. Глинистые прослой между слоями известняков (Фото: Шершидская Ю.С.).

Существующие точки зрения о формировании слоистых толщ известняков в сочетании с глинистыми слоями сводятся к следующему (Циклическая..., 1985): 1) образование подобного сочетания слоев обусловлено первичными или седиментационными процессами; 2) формирование чередующихся пар слоев полностью зависит или усиливается диагенетическими процессами. Предварительные результаты, полученные на основании преимущественно макроскопического изучения известняков долины руч. Руфабго позволяют предположить, что чередование известняков и глинистых прослоев носит первично-осадочную природу, на которую в геологической истории осадка наложились диагенетические процессы. Степень разрушения первичных осадочных текстур зависит от

содержания глинистого материала и связана с растворением под давлением, что может отражаться в постепенных переходах между известняками и тонкими глинистыми слоями. Подобные явления могут быть связаны с раннедиагенетической цементацией известняков. Результатом диагенетических преобразований (растворения) могло быть и образование «флазерной» текстуры и неровной текстуры наслоения в изучаемых породах. Итоговый результат всех процессов – формирование мощной толщи слоистых известняков.

Литература

- Бондаренко С.В., Бондаренко В.В.* Литологическая характеристика триасовых карбонатных пород в обрамлении Даховского кристаллического массива (Майкопский район республика Адыгея) // Новые идеи в науках о Земле: в 7 т. Материалы XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: Издательство РГГУ им. Орджоникидзе, 2021. С. 153 – 156.
- Ненахов В.М.* Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 1. С.5-14
- Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200000. Серия кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп) / Под редакцией К.О. Ростовцева. Санкт-Петербург: 2004. 240 с.
- Циклическая и событийная стратиграфия / Под ред. Г.Эйнзеле, А.Зейлахера. М.: Мир, 1985. 504 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ В ОКОЛОТРУБЧОМ ПРОСТРАНСТВЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТРУБКА «МИР»

Янникова С.А.¹, Янников А.М.²

¹*Воронежский государственный университет, Воронеж,
yannikovasa@yandex.ru*

²*Институт «Якутнипроалмаз», АК АЛРОСА ПАО, Мирный,
yannikov90@mail.ru*

Кимберлитовая трубка «Мир» – крупнейшее коренное месторождение алмазов. Геологические условия месторождения контролируются его приуроченностью к Мирнинскому кимберлитовому полю, входящему в состав Мало-Ботуобинского алмазоносного района, принадлежащего к зоне сочленения восточной

части Тунгусской, западной части Виллойской синеклиз и Мирнинского выступа Непско-Ботуобинской антеклизы (Бодунов и др., 1986). Зона сочленения этих структур совпадает с положением Ботуобинской седловины, что определяет специфичность геологического строения. Это отражается в широком развитии пликативных и дизъюнктивных дислокаций, проявлений основного и ультраосновного магматизма, различных полезных ископаемых (Гидрогеология... , 1970). Изучение литологического состава вмещающих пород является важной составляющей определения горно-геологических условий отработки месторождений, т.к. в ходе специализированных исследований определяются основные показатели и параметры, необходимые не только для проектирования, но и для разработки технических решений, направленных на обеспечение безопасной отработки месторождения.

Трубка «Мир» прорывает субгоризонтально залегающие галогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя. С поверхности она перекрыта маломощной (до 9.2 м) толщей нижнемезозойских отложений (Колганов и др., 2015). В отметках - 690/-1300 м вмещающие породы представлены толбачанской, эльгянской, нелбинской и юрегинской свитами (Бодунов и др., 1986).

Юрегинская свита (Є₁jur) выделена и охарактеризована П.Н. Колосовым и В.И. Авдеевой в 1980 г. (Блажкун и др., 1989). В пределах шахтного поля месторождения впервые вскрыта скважинами №309 и №310. Свита представлена переслаиванием доломитов глинистых, пелитоморфных кавернозных, алевролитов серых, солей полупрозрачных (Янникова и др., 2021)

Основные литологические типы пород в пределах шахтного поля (Рис. 1):

– Галит (каменная соль): порода рыжевато-коричневая до бурой, на некоторых участках бежевая и полупрозрачная, средне-крупнокристаллическая, с примесью терригенно-карбонатного материала и маломощными прослойками (до 0.07 м) серых доломитов и бурых аргиллитов.

– Доломиты: серые до серо-коричневых, глинистые до сильно глинистых, на некоторых участках вторично окремнелые, плотные, трещиноватые, трещины выполнены солью.

– Аргиллиты и алевролиты: серые до серо-зелёных, местами бурые, доломитистые, пластичные, легко делятся по напластованию.

Всего в разрезе юрегинской свиты, в пределах шахтного поля трубки Мир выделяется от 9 (скважина №310) до 16 пластов каменной

соли (скважина №309). Соленасыщенность юрегинской свиты в районе месторождения Мир составила от 21.8% до 49.5%. Мощность свиты в пределах шахтного поля трубки Мир составляет от 136 до 158 м.

Нелбинская свита (С_{1nl}) выделена и охарактеризована в 1981 г. В.И. Авдеевой и М.Л. Кокоулиным (*Блажкун и др., 1989*), сложена переслаиванием солей полупрозрачных, доломитов глинистых, пелитоморфных кавернозных, алевролитов коричневых. Основные литологические типы пород, в пределах шахтного поля:

– Галит (каменная соль): рыжевато-коричневая, крупнокристаллическая, с примесью карбонатного материала и маломощными прослойками серых доломитов.

– Доломиты: серые до бежевых, на некоторых участках вторично окремненные, плотные, слаботрещиноватые, отмечаются единичные мелкие каверны, выполненные солью.

– Алевролиты: коричневые до серо-коричневых, местами бурые, доломитистые, туго-пластичные, делятся по напластованию.

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Колонка	Мощность по скважине №309, м	Мощность по скважине №310, м	
Кембрийская	Нижний	Богомоцкий	С _{ol}		185 м	185,1 м	Олекминская свита , сложена переслаиванием доломитов, известковистых, глинистых, известняков доломитистых, ангидрито-доломитов с прослоями ангидритов. Общая мощность отложений свиты ≈185 м.
			С _{тб}		375 м	379,5 м	Толбачанская свита , сложена доломитами с прослоями известняков, ангидритов, каменной соли и мергелей. Верхняя пачка - галогенно-карбонатная, мощностью 125 метр, соленасыщенность верхней пачки превышает 50%. Нижняя пачка карбонатная, мощностью порядка 250 метров. Общая мощность отложений свиты от 375 до 379,5 м.
		Атлабаский	С _{el}		41 м	40 м	Эльгянская свита , представлена известняками доломитизированными с прослоями водорослевых известняков. Общая мощность свиты от 40 до 41 м.
			С _{nl}		42 м	44 м	Нелбинская свита , сложена переслаиванием пластов каменной соли и известняков с прослоями аргиллитов. Общая мощность отложений свиты от 42 до 44 м.
		С _{jur}		158 м	136,2 м	Юргинская свита , представлена чередованием доломитов глинистых, пелитоморфных кавернозных, алевролитов серых, солей полупрозрачных. Общая мощность отложений свиты от 136 до 158 м.	



Рисунок 1. Литолого-стратиграфическая колонка, составленная по скв. №309 и №310 в инт. от -690 м до -1670 м.

В разрезе нелбинской свиты выделяется от 6 до 7 пластов каменной соли. Соленасыщенность нелбинской свиты в районе месторождения не более 50%. Мощность свиты составляет 42 – 44 м.

Эльгянская свита (С_{1el}) выделена в 1948 г. А.К. Бобровым (Блажкун и др., 1989). В пределах шахтного поля трубки Мир

представлена известняками доломитизированными с прослоями водорослевых, реже глинистых известняков. Согласно залегает на породах нелбинской свиты. Мощность свиты составляет 39 – 42 м.

Толбачанская свита (Є₁ *tb*) выделена и охарактеризована в 1945 г. А.К. Бобровым (*Блажкун и др., 1989*). В пределах шахтного поля трубки Мир впервые вскрыта на всю мощность скважинами №309 и №310. Литологический состав свиты по основным литотипам здесь идентичен составу вмещающих пород трубки «Интернациональная» (*Янникова и др., 2021a*). Свита представлена карбонатными, терригенно-карбонатными породами, а в верхней части толщи галогенно-карбонатными. Для разреза характерно переслаивание ангидритов, доломитов различной степени пелитоморфности, с подчинёнными прослоями доломитов известковистых, доломитов глинистых, участками окремненных с ангидритом; известняков, известняков доломитизированных, глинистых, с подчиненными прослоями мергелей. Массив отложений толбачанской свиты в пределах изучаемого участка по наличию каменных солей целесообразно разделить на две пачки (снизу-вверх):

– нижняя пачка – преимущественно карбонатная, представленная доломитами плотными мелко-тонкозернистыми, слоистыми с прослоями доломитов глинистых, и доломитов и ангидритов засоленных. Нефтенасыщенность в виде пятен (выпоты по трещинам, порам) тёмно-коричневого цвета;

– верхняя пачка – галогенно-карбонатная с соленасыщенностью до 50%, с включениями твердых битумов мощностью 125 м (по скв. №309) и 123 м (по скв. №310).

В результате проведенных исследований в разрезе толбачанской свиты по скважине 309 выделяется 9 пластов каменной соли в интервалах 1033–1036.2 (-694.3/-697.5); 1038.1–1041.9 (-699.4/-703.2); 1090.6–1096.0 (-751.9/-757.3); 1099.3–1103.0 (-760.6/-764.3); 1104.1–1109.2 (-765.4/-770.5); 1109.2–1118.5 (-770.5/-779.8); 1128.2–1140.2 (-789.5/-801.5); 1142.9–1156.2 (-804.2/-817.5); 1209.5–1215.0 (-870.8/-876.3).

По скважине 310 выделяется 8 пластов каменной соли в интервалах 1057–1060.6 (-701.4/-704.7); 1062.2–1065.7 (-706.3/-709.8); 1114.9–1119.4 (-759/-763.5); 1122.8–1127.8 (-766.9/-771.9); 1129.2–1144.9 (-773.3/-789); 1153.8–1165 (-797.9/-809.1); 1167.4–1180.5 (-811.5/-824.6); 1238.7–1244.2 (-882.8/-888.3). Соленасыщенность толбачанской свиты в пределах шахтного поля трубки Мир составляет менее 17%. Толбачанская свита согласно залегает на породах

эльгянской свиты. Перекрыта породами олекминской свиты. Мощность свиты в пределах трубки Мир составляет 375–380 м.

Таким образом, анализ разреза галогенно-карбонатных и терригенно-карбонатных отложений нижнего палеозоя вмещающих пород глубоких горизонтов в околотрубочном пространстве месторождения трубка «Мир», охарактеризованный образцами из скважин №309 и №310, позволяет говорить о цикличности осадконакопления, проявленной в смене пород в ряду известняк → доломит → каменная соль, обусловленной эвапоритовым типом седиментации. Тектонические и седиментационные условия в бассейне осадконакопления обусловили четкую зональность в составе отложений толбачанского времени. Отложения формировались в условиях обширной солеродной лагуны (*Мельников и др., 2018*). Последовательность иногда нарушается незавершенностью циклов, развитием процессов метасоматической доломитизации, обусловленной миграцией рассолов по геологическому разрезу, а также осложняется периодическим опреснением, проявленным в привносе в бассейн глинистого материала.

Литература

Блажжун Д. В., Гиниятулин И. М., Ивашина Е. И., Коробков Г. В. Материалы к легенде Ботуобинской серии листов геологических карт масштаба 1:50000. Мирный. Ботуобинской ГРЭ ПГО «Якутскгеология» Министерства геологии СССР, 1989. 70 с.

Бодунов Е. И., Белецкий В. Л., Фрадкин Г. С. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антиклизы. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1986. 176 с.

Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. М.: Недра, 1970. 384 с.

Колганов В. Ф., Акишев А. Н., Дроздов А. В. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2015. 576 с.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: СО РАН, 2018. 148 с.

Янникова С.А., Янников А.М. Гидрогеологическая характеристика юрегинской свиты в пределах шахтных полей трубок «Мир» и «Интернациональная» // Материалы 15 Международной школы молодых ученых и специалистов. Москва. 2021. С. 170–173.

Янникова С.А., Янников А.М. Газодинамическая характеристика вмещающих пород глубоких горизонтов шахтного поля трубки "Мир" // Науки о Земле и недропользование. 2021а. Т. 44. № 3 (76). С. 293–300.

Геохимия, петрология, минералогия и рудообразование

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУТЫН, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

Азарян А.М.^{1,2}, Баданина Е.В.¹, Саватенков В.М.^{1,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, adel-sagitova@yandex.ru

²АО «Полиметалл Инжиниринг», Санкт-Петербург

³Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург

Месторождение Кутын расположено в Тугуро-Чумиканском районе Хабаровского края России, в южной части Тугурского полуострова между Тугурским и Ульбанским заливами, в 113 км к северо-востоку от Албазинского золоторудного месторождения.

Золоторудное месторождение Кутын находится в северо-западной части Ульбанского турбидитового террейна Монголо-Охотского орогенного пояса (*Ханчук и др., 1999; Шевченко и др., 2014*). С точки зрения районирования золотоносных площадей юга Дальнего Востока, оно относится к Нижнеамурской зоне Сихотэ-Алинской провинции Тихоокеанского золотоносного пояса (*Эйриси и др., 2005*).

Вмещающими породами месторождения являются юрские терригенные породы. Интрузивные породы месторождения относятся к Ульбанской вулcano-плутонической ассоциации. Рудовмещающий позднемеловой Биранджинский интрузив представлен тремя фазами: I фаза – габбродиориты, диориты, диоритовые порфиры; II фаза – кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры; III фаза – граниты, гранит-порфиры, дайки аплитов. Наибольшее распространение получили гранодиориты второй фазы, которыми на территории месторождения сложен штокообразный массив площадью около 12.5 км². Дайковый комплекс представлен позднемеловыми базальтами, андезитами, дацитами, риолитами.

Рудные зоны локализованы в эндо- и экзоконтактах Биранджинского массива. Руды представлены кварц-карбонат-серицитовыми метасоматитами по гранодиоритам и песчаникам, а также кварц-карбонатными жилами. Многие разновидности руд брекчированы, катаклазированы, окислены. Широко распространено кварцевое и кварц-карбонатное прожилкование. Среднее содержание золота в руде составляет 3.0 г/т.

Для установления возраста II фазы Биранджинского массива, с которой пространственно связано оруденение, из пробы

гранодиоритов была отобрана монофракция циркона. Циркон гранодиоритов представляет собой бесцветные или слабо-окрашенные призматические, реже игольчатые идиоморфные кристаллы размером 120-250 мкм, в большинстве своем отвечающие морфотипу G1 (*Pupin, 1980*). Коэффициент удлинения меняется от 2 до 7. Примесь Hf варьирует от 0.7 до 1.5 масс.%, составляя в среднем 1.1 масс.%. На CL-изображениях зерен циркона наблюдается тонкая ритмичная, реже грубая магматическая зональность, иногда секториальность, в некоторых цирконах присутствует древнее ядро.

Методом U-Pb датирования циркона (SHRIMP, ВСЕГЕИ) установлен возраст гранодиоритов Биранджинского массива. По идиоморфным кристаллам циркона и зонам, обрастающим древние ядра (Рис. 1), получен конкордантный возраст (по 9 точкам) 90.7 ± 1.7 млн лет (поздний мел) (СКВО 0.26). Полученный возраст немного древнее возрастов, определенных ранее К-Ag методом по породам ульбанского комплекса, к которому относится и Биранджинский массив (70-84 млн лет) (*Забродин и др., 2007*).

Для одной точки циркона получен возраст 335.9 ± 4.6 млн лет (нижний карбон). Анализируемая область представляет из себя участок с тонкой ритмичной зональностью. Вероятно, это зерно циркона является захваченным из вмещающих пород, что согласуется с возрастом, полученным для детритовых цирконов метаалевролитов раннеюрской соруканской свиты и метапесчаников среднеюрской налдындинской свиты Ульбанского террейна (*Заика и др., 2020*).

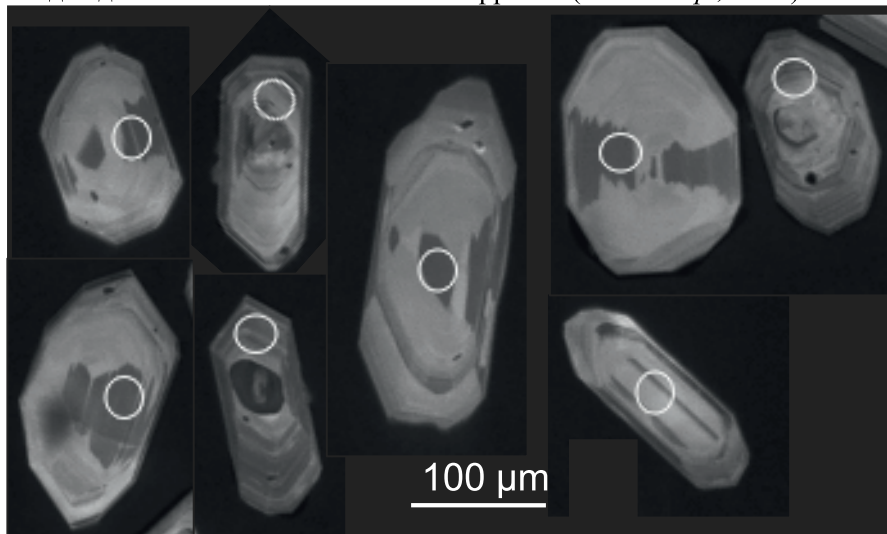


Рисунок 1. Циркон гранодиоритов Биранджинского массива.

Изучение Rb-Sr системы (породно-минеральные изохроны) было выполнено для образцов неизменённого и метасоматизированного гранодиорита. Согласно изохроне (вал породы, КПШ и биотит), возраст гранодиорита соответствует 92.72 ± 0.44 млн лет, что находится в согласии с возрастом, определённым по циркону. Минералы и валовый состав метасоматизированного образца образуют изохронную зависимость с возрастом 79.34 ± 0.45 млн лет. Существенный возрастной разрыв в 10 млн лет подтверждает представление о длительности формирования рудоносных гидротермальных систем и проявлении связанного с ним руднопродуктивного метасоматоза.

Проведенные изотопные исследования показали хорошую сходимость возрастов, полученных разными методами. Дальнейшее изучение Ar-Ar изотопной системы в серците позволит определить возраст рудной минерализации.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90102.

Литература

- Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зеленугин В.Н., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Фролов Ф.С., Шварев М.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.
- Заика В.А., Сорокин А.А.* Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf-изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2020. Т. 492. №1. С. 12-17.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.
- Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н.* Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. №3. С. 667-682.
- Эйршиш Л.В., Сорокин А.П.* Коренные источники золотоносных россыпей Дальнего Востока России, степень их эродированности // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 62-75.
- Piripin J. P.* Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207-220.

РЕДКИЕ АРСЕНАТЫ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖОМАРТ

Бессмертный К.Н.¹, Перова Е.Н.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет,

Санкт-Петербург, kirillbessmertnyu@gmail.com

Месторождение железо-марганцевых руд Жомарт (Джумарт) открыто в 1945 году, но является интересным геологическим объектом по сей день, так как содержит в себе минеральные ассоциации интересных редких минералов, в частности арсенатов. Месторождение находится к западу от г. Каражала (Центральный Казахстан) и относится к Жайремскому рудному району, который характеризуется совместной локализацией железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд. Целью данной работы является – изучить и устранить некоторые пробелы в исследованиях арсенатов месторождения.

В геологическом плане месторождение Жомарт сформировано морскими отложениями верхнего девона (фаменский ярус) и нижнего карбона. Железистые и марганцевые рудные пласты залегают согласно с вмещающими породами кремнисто-карбонатного состава со средней мощностью 130 м (Рожнов, 1982). Марганцевые руды представлены гаусманитовыми и браунитовыми типами.

Геологическое и минералогическое изучение месторождения Жомарт проводилось командой Марии Михайловны Каюповой 48 лет назад (Каюпова, 1974). В это время на месторождении были описаны редкие арсенаты – в основном саркинит, флинкит и тилазит. Все диагностированные редкие минералы найдены в составе гаусманитовых руд месторождения в сходных минеральных ассоциациях. Диагностика ретциана, и гаспарита подтверждена методом микродифракции, саркинита флинкита – рентгенофазовым анализом.

Ретциан $Mn_2^+(La, Ce, Nd)(AsO_4)(OH)_4$. Минералы группы ретциана на месторождении Жомарт были обнаружены впервые. Они встречаются в виде мелких зерен неправильной формы, иногда выделений призматической формы размерами от 1 до 10 мкм (Рис. 1, 2), время от времени наблюдается в виде включений в свабите. Химический состав соответствует изоморфному ряду ретциан-(La) – ретциан-(Ce). Характерны для него значительные содержания кальция и небольшая примесь железа (Табл. 1).

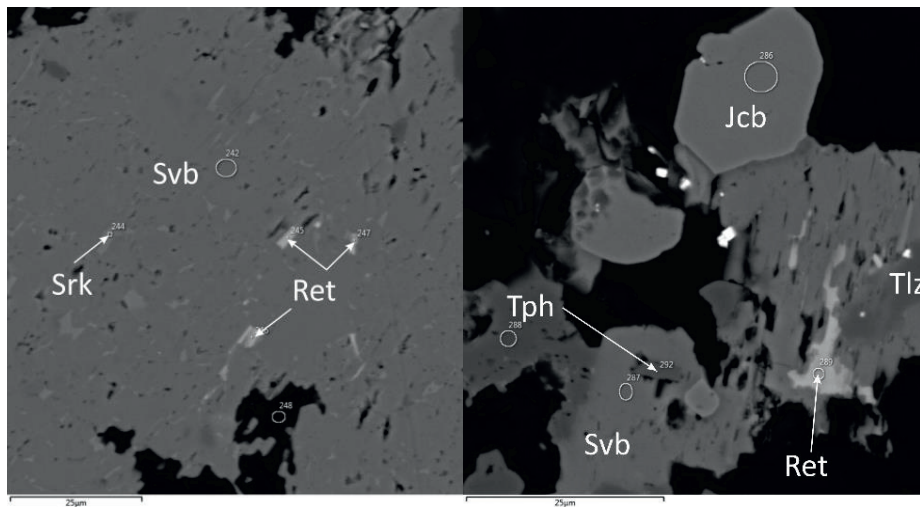


Рисунок 1 (слева). Выделения ретциана в обратно рассеянных электронах.

Сс (чёрное) – группа карбонатов, основная серая масса (Svb) – свабит, включения саркинита (Srk) и (Ret) ретциана.

Рисунок 2 (справа). Выделения ретциана в обратно рассеянных электронах. Сс (чёрное) – группа карбонатов, (Svb) – свабит, включения саркинита (Srk) и ретциана (Ret), тилазит (Tlz), яacobсит (Jcb), тефроит (Tph), церионит (Cer).

Гаспарит-(La), $La(AsO_4)$ минерал был найден впервые на месторождении Ушкатын-III (*Vereshchagin и др., 2019*), входящего в состав Жайремского рудного узла, позднее также был обнаружен на месторождении Жомарт в ассоциации со свабитом, яacobситом, саркинитом и кутнагоритом. Формирует зерна 2-4 мкм неправильной формы (Рис. 3). Химический состав представлен в таблице 1.

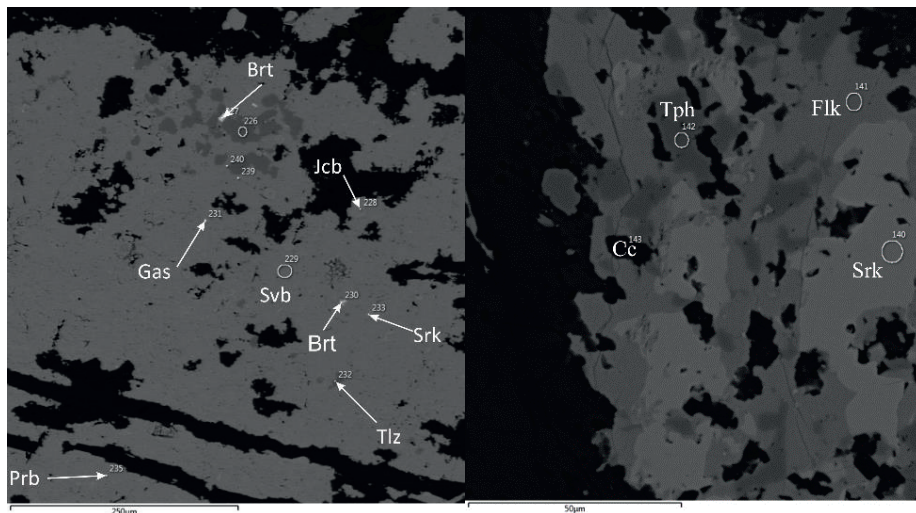


Рисунок 3 (слева). Выделения гаспарита в обратно рассеянных электронах. Сс (чёрное) – группа карбонатов, гаспарит (Gas), свабит (Svb), включения саркинита (Srk) и ретциана (Ret), барит (Brt), яacobит (Jcb), тилазит (Tlz) и пиробелонит (Prb).

Рисунок 4 (справа). Выделения ретциана в обратно рассеянных электронах. Сс (чёрное) – группа карбонатов, саркинит (Srk) флинкит (Flk), тефроит (Tph).

Свабит $Ca_5(AsO_4)_3F$ - арсенат кальция из группы минерала апатита. Встречается в виде крупнозернистых агрегатов неправильной формы в ассоциации с кальцитом, кутнагоритом, саркинитом, яacobитом, тилазитом и гаспаритом (Рис. 1, 2).

Тилазит $CaMg(AsO_4)F$ является менее распространённым минералом, чем свабит. Ассоциирует со свабитом, яacobитом, тефроитом, кальцитом и кутнагоритом (Рис. 2). Химический состав практически не содержит изоморфных примесей (Табл. 1).

Самым распространёнными арсенатами на месторождении Жомарт являются саркинит и флинкит.

Саркинит $Mn_2^+(AsO_4)(OH)$ встречается в гаусманитовых агрегатах, чаще в составе секущих прожилков в ассоциации с кутнагоритом, родохрозитом, тефроитом, марганцевыми гумитами и яacobитом (Рис. 1). Формирует выделения 0,05-2 мм неправильной формы яркого желтого цвета (Рис. 1, 3, 4). Диагностика минерала подтверждена рентгенофазовым анализом. Химический состав не содержит изоморфных примесей.

Флинкит $Mn_2^+Mn^{3+}(AsO_4)(OH)_4$ является менее распространённым минералом, чем саркинит. Ассоциирует с

саркинитом, родохрозитом, кутнагоритом и гаусманитом. Зачастую развивается как вторичный минерал по саркиниту (Рис. 4).

Таблица 1. Химический состав (масс. %) и коэффициенты в формуле редких арсенатов и марганцевых руд месторождения Жомарт.

Элементы	1	2	3	4	5	6
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.00	6.62	0.00	0.00	0.00	0.00
As ₂ O ₅	40.47	38.45	23.36	26.61	44.89	45.83
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.42	4.68	10.13	2.67	24.69	25.21
FeO	0.00	0.00	1.30	1.10	0.00	0.00
MnO	0.36	0.68	23.42	29.73	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	19.92	19.72
PbO	0.00	0.00	6.39	8.02	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	22.45	36.18	5.72	9.87	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	20.72	12.41	8.24	5.99	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	0.00	2.38	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	8.36	8.37
Сумма	88.42	99.02	82.57	87.10	89.50	90.76
Коэффициенты в формуле						
	1	2	3	4	5	6
La	0.39	0.55	0.16	0.28	0.00	0.00
Ce	0.36	0.19	0.23	0.17	0.00	0.00
Nd	0.00	0.03	0.08	0.09	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.21	0.83	0.22	0.95	0.96
Mn	0.01	0.02	1.51	1.94	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07	1.05
Fe	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.13	0.17	0.00	0.00
Сумма	0.99	1.00	3.07	2.93	2.02	2.01
As	1.01	0.82	0.89	0.91	0.98	0.99
V	0.00	0.18	0.09	0.08	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.01	1.00	0.93	1.07	0.98	0.99
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.94
<i>Примечание: 1, 2 – гаспарит-(La); 3 – ретциан-(Ce); 4 – ретциан-(La); 5, 6 – тилазит;</i>						

Вывод: были диагностированы арсенаты месторождения Жомарт, изучены вариации их химического состава, рассчитаны формулы, определены ассоциации минералов. Диагностированы марганцевые арсенаты: саркинит, флинкит; кальцевые арсенаты: свабит; кальцево-магниевого: тилазит; и, обнаруженные впервые на этом месторождении, редкоземельные арсенаты: ретциан-(La), ретциан-(Ce), гаспарит-(La).

При работе использовались: РЦ СПбГУ: Микроскопии и микроанализа, Геомодель, Рентгенодифракционные методы исследования.

Литература

- Vereshchagin, O.S., Britvin, S.N., Perova, E.N., Brusnitsyn, A.I., Polekhovsky, Y.S., Shilovskikh, V. V., Bocharov, V.N., Burgt, A. Van Der, Cuchet, S., Meisser, N., Gasparite-(La), La(AsO₄), a new mineral from Mn ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan, and metamorphic rocks of the Wann glacier, Switzerland. Am. Mineral. 104, 2019, 1469–1480. <https://doi.org/10.2138/am-2019-7028>*
- Каюпова, М.М., 1974. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Наука. КазССР.*
- Рожнов А. А., Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М. Наука. 1982 С. 116–121*

КОНТАКТ АРХЕЙСКИХ И НИЖЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИ ИМПИЛАХТИНСКОГО ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО КУПОЛА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Васильев С.С.¹, Курмалиев Д.Д.², Котова И.К.³

¹*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, st061495@student.spbu.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, st068411@student.spbu.ru*

³*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, kotova_i@mail.ru*

Импилахтинский купол – один из многочисленных купольных выступов архейского фундамента на юго-востоке Балтийского щита в зоне сочленения Карельского массива с раннепротерозойским

Свекофеннским складчатым поясом. Карельский массив в структуре Балтийского щита рассматривается как сформированный в архейское время протоконтинент (*Ранний докембрий...*, 2005). Каждый купольный выступ окаймлен раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами, которые традиционно выделяются здесь в ранге питкьярантской свиты сортавальской серии (*Котова и др.*, 2020). Этот тип структур был впервые выделен П. Эскола (*Eskola*, 1949), связавшим их формирование с явлениями диапиризма в ходе реоморфизма гранитоидов фундамента.

Окаймленные гранитогнейсовые купола образуют широкий пояс, который расположен субпараллельно к юго-западному краю Карельского массива. Полагают, что они являются тектоническими отторженцами пород архейского фундамента в местах резкого изменения ориентировки окраины эпиархейского континента (*Воинов и др.*, 2012).

Контакт слагающих архейский фундамент пород с раннепротерозойскими комплексами питкьярантской свиты изучен нами в западном обрамлении Импилахтинского купола при детальном картировании в полевой сезон 2021г. в рамках специализированной учебной геолого-геохимической практики. Участок сложен гранитогнейсами купольного ядра, внутрикупольными габбро-амфиболитами и породами нижней толщи питкьярантской свиты (PR_{1pt1}) – мраморами, скарноидами, метапесчаниками и амфиболитами (Рис. 1). Выше по разрезу выделяется толща амфиболитов неполной мощностью 12.5 м (PR_{1pt2}). Амфиболиты питкьярантской свиты большинством исследователей интерпретируются как метаморфизованные базальты покровных фаций (*Алексеев и др.*, 2019). Внутрикупольные габбро-амфиболиты рассматриваются в качестве подводящих каналов раннепротерозойского базальтоидного вулканизма; полученный U-Pb методом изохронный возраст цирконов из дайки габбро, прорывающей сортавальскую серию, оценивается в 1963±19 млн лет (*Балтыбаев и др.*, 2000).

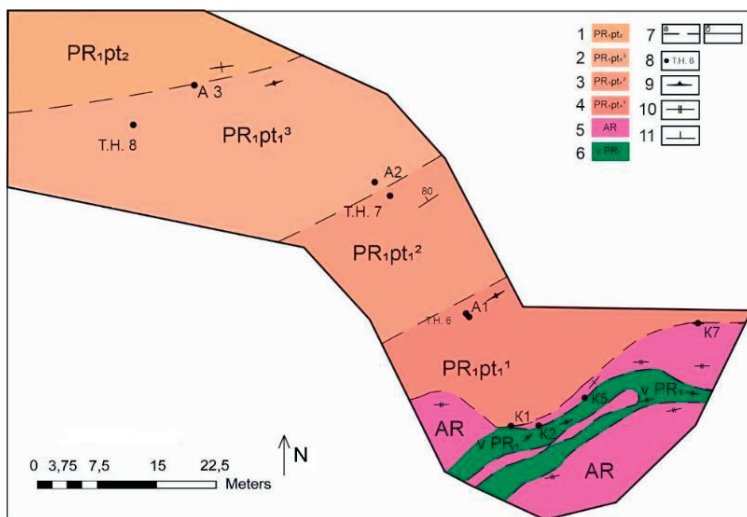


Рисунок 1. Геологическая карта участков детализации. Условные обозначения: 1–4 питкьярантская свита: 1 – средняя (амфиболитовая) толща PR_{1pt_2} ; 2–4 нижняя толща – мраморы и скарноиды третьей пачки $PR_{1pt_3}^3$ (2), амфиболиты второй пачки $PR_{1pt_1}^2$ (3), мраморы и скарноиды первой пачки $PR_{1pt_1}^1$ (4); 5 – не стратифицированные архейские комплексы купольного ядра; 6 – внутрикупольные габбро-амфиболиты vPR_1 ; 7 – а) предполагаемые границы, б) достоверные границы; 8 – точки наблюдения и их номера; 9 – направление директивности; 10 – направление сланцеватости; 11 – элементы залегания.

Непосредственно линия контакта наблюдалась в т.н. K5 и K7 (Рис. 2). В т.н. K7 контакт четкий неровный с «карманами» (Рис. 3), азимут простираения В 90° . Вдоль зоны контакта гнейсы «кавернозные», рыжевато-го цвета, бесструктурные. Ширина зоны таких гнейсов вдоль контакта варьирует от 5 до 30 см. В пределах этой зоны наблюдаются многочисленные трещины, заполненные кварцевым материалом; они расположены ортогонально линии простираения контакта. Можно предполагать, что это палеокора выветривания архейских пород. Питкьярантская свита, залегающая выше по разрезу, представлена мраморами и скарноидами с линзовидными (будинированными?) прослоями кварцитовидных грубозернистых метапесчаников, которые простираются параллельно контакту (Рис. 3).

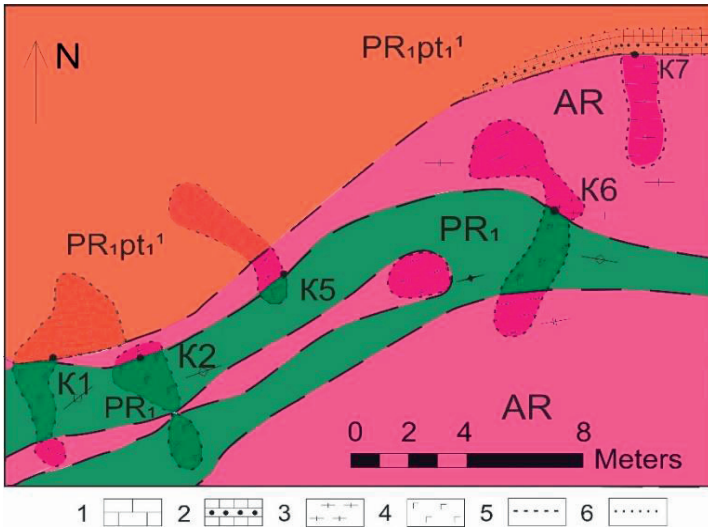


Рисунок 2. Геологический план участка детализации (контакт питкьярантской свиты протерозоя и архейских грантогнейсов купольного ядра). Условные обозначения: 1 – мраморы; 2 – скарноиды с прослоями кварцитовых песчаников; 3 – гранитогнейсы; 4 – внутрикупольные амфиболиты; 5 – границы коренных выходов; 6 – условная граница слоёв нижней пачки; прочие условные обозначения см. на Рис. 1



Рисунок 3. Контакт купольных гнейсов архея (слева) и скарноидов с прослоями кварцитовых песчаников питкьярантской свиты нижнего протерозоя (справа).

Вдоль линии контакта в гранитогнейсах задокументировано силлоподобное тело габбро-амфиболитов (Рис. 1 и 2). Габбро-амфиболиты инъецируют архейские гнейсы и внедряются вдоль плоскости контакта архейских и протерозойских комплексов (Рис. 2, т.н. K1). Можно полагать, что эти габбро-амфиболиты представляют субвулканическую фацию раннепротерозойского магматизма и фиксируют подводящий канал, по которому поступали расплавы, сформировавшие покровы базальтов ($PR_{1pt_1}^2$ и PR_{1pt_2}) в составе питкьярантской свиты (Рис. 1).

Проведенные на участке исследования показывают, что раннепротерозойские осадки отлагались на интенсивно выветрелой поверхности архейских пород с отчетливо проявленной корой выветривания. Это были преимущественно карбонатные осадки, которые на самом раннем этапе чередовались с грубозернистым песчаным материалом, слагающим базальные слои питкьярантской свиты мощностью первые десятки см (Рис. 2 и 3). Грубый терригенный материал с течением времени сменяется тонкозернистым и глинистым; в результате формируется глинисто-карбонатная толща, которая в настоящее время представлена преимущественно мраморами и скарноидами (PR_{1pt_1} , Рис. 2).

В своем развитии процесс осадконакопления сопровождался излиянием базальтовых лав. Наиболее ранний лавовый покров регистрируется как слой амфиболитов в структуре нижней толщи питкьярантской свиты (Рис. 1 и 2). С учетом присутствия субвулканической фации (габбро-амфиболитов) вдоль поверхности раздела архейского фундамента и метаосадочных раннепротерозойских пород, можно предполагать наличие очага излияния древних лав в районе изученной площади.

Представленные на площади участка метаморфизованные осадочные и вулканогенные комплексы питкьярантской свиты формировались в пределах людиковийского осадочного бассейна, который по своим характеристикам соответствует рифтогенному бассейну, заложенному на континентальной коре архейского кратона (*Котова и др., 2020*). В целом, при развитии такого осадочного бассейна, процесс формирования изученной зоны контакта архейских и нижнепротерозойских комплексов можно представить как последовательность следующих событий:

- продолжительное экзогенное разрушение архейских комплексов пород с развитием коры выветривания;

- заложение рифтогенной структуры и начало осадконакопления в формирующемся осадочном бассейне;
- подъем и излияние в бассейн осадконакопления базальтоидных расплавов с формированием субвулканических тел вдоль поверхности контакта архейского фундамента, а также лавовых покровов в зоне осадконакопления.

В дальнейшем, под действием регионального метаморфизма амфиболитовой фации в условиях аккреции и коллизии, породы архейского фундамента подверглись гранитизации, а магматические и осадочные комплексы раннего протерозоя были преобразованы соответственно в ортоамфиболиты и мраморы, скарноиды, сланцы.

Литература

- Алексеев И.А., Амантов А.В., Амантова М.Г., Балтыбаев Ш.К. и др.* Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 436 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2000. 198 с.
- Воинов А. С., Котова И. К.* Геология и геологические экскурсии в районе Импилахтинского учебного полигона: учеб. метод. руководство по студенческой геологической практике. СПб.: С.-Петербур. ун-т, 2012. 40 с.
- Котова И.К., Гордон, Ф. А., Магаева, А. Н.* Эволюция раннепротерозойского (людиковийского) рифтогенного бассейна юго-западной окраины Карельского кратона (Балтийский щит) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т.65. Вып. 1. С.51-73.
- Глебовицкий В. А.* Ранний докембрий Балтийского щита / СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Eskola P.* The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. 1949. Vol. 104, pt 4. P. 461–476.

МИНЕРАЛЫ МЕДИ НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОВУ-АКСЫ, ТЫВА

Галынина О.В.¹, Гриценко Ю.Д.¹

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
galinina9@gmail.com, ygritsenko@rambler.ru*

Хову-Аксинское месторождение по составу руд (за исключением урана) – аналог месторождений мятиэлементной формации Марокко, Канады, Германии, Чехии. Хову-Аксы является классическим во всех отношениях жильным месторождением (Богомол, 1996). На данном месторождении выделяют несколько стадий минералообразования (Лебедев, 2017): ранняя арсенидная, главная арсенидная, поздняя арсенидная и постарсенидная – сульфидно-сульфоарсенидно-блѣкловорудная. Ассоциации и особенности состава Хову-Аксинских минералов меди (сульфидов, блѣклых руд и гипергенных минералов) изучены недостаточно полно, в то время как основной акцент шѣл на изучение вещественного состава самих арсенидных никель-кобальтовых руд, возраста и условий образования месторождения. Наши исследования призваны восполнить этот пробел.

Образцы с месторождения Хову-Аксы представлены кальцитовыми и доломитовыми жилами разных мощностей с мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидов, окружѣнных каймой мощностью 1-2 мм медных вторичных карбонатов и арсенатов. Размер гнѣзд сульфидов от 1 до 5 мм. Встречаются как мономинеральные выделения, сложенные пиритом или блѣклыми рудами, так и сложные полиминеральные гнезда. Центральная часть сульфидных гнѣзд обычно сложена халькопиритом с отдельными кристаллами пирита, а периферия – минералами группы блѣклых руд мощностью от 0,2 до 0,4 мм. Гнѣзда рассечены тонкими прожилками кальцита. Также образцы представлены сульфидно-арсенидно-карбонатной жилой, содержащей крупные (до 20 мм) зональные арсенидные почки и агрегаты, сложенные тонкорасщеплѣнным никелином, тонкозональными кубическими кристаллами скуттерудит-никельскуттерудита, агрегатами клиновидных кристаллов сафлорита-раммельсбергита и лѣллингита. Все они замещаются агрегатами сульфидов: блѣклыми рудами, борнитом и халькопиритом в кальците. Минералы группы блѣклых руд Хову-Аксинского месторождения представлены четырьмя минеральными видами (Табл. 1). Наиболее широко распространены теннантит-Fe и Sb-содержащий теннантит-Fe, менее распространѣн As-содержащий тетраэдрит-Fe. Zn-содержащие блѣклые руды распространены значительно реже, чем Fe-содержащие.

Таблица 1. Состав минералов группы блѣклых руд Хову-Аксинского Ni-Co арсенидного месторождения.

Анализ №	Содержание элемента (мас.%)								
	Cu	Fe	Zn	As	Sb	Bi	Co	S	Сумма

3	44.25	5.7	0.88	19.86	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	28.22	98.92
4	43.53	5.29	1.03	16.44	5.28	н.п.о.	н.п.о.	27.58	99.15
5	43.48	5.18	1.07	15.24	7.18	н.п.о.	н.п.о.	27.07	99.22
6	42.94	5.03	1.29	13.06	9.32	н.п.о.	н.п.о.	26.87	99.14
34	39.63	3.31	4.48	14.04	6.98	4.96	н.п.о.	26.63	100.06
41	37.45	4.46	3.6	5.97	23.43	2.5	н.п.о.	27.74	99.36
42	38.23	4.2	3.41	6.77	20.71	2.63	0.31	28.32	99.92
49	36.5	1.95	5.26	2.88	24.88	3.64	н.п.о.	24.04	99.15

Анализ №	Формула	Минеральный вид
3	$Cu_{10}(Cu_{0.32}Fe_{1.51}Zn_{0.20})As_{3.93}S_{13.04}$	теннантит-Fe
4	$Cu_{10}(Cu_{0.36}Fe_{1.43}Zn_{0.24})(As_{3.32}Sb_{0.66})S_{13.00}$	теннантит-Fe
5	$Cu_{10}(Cu_{0.44}Fe_{1.42}Zn_{0.25})(As_{3.11}Sb_{0.90})S_{12.89}$	теннантит-Fe
6	$Cu_{10}(Cu_{0.44}Fe_{1.39}Zn_{0.30})(As_{2.69}Sb_{1.18}Bi_{0.05})S_{12.94}$	теннантит-Fe
34	$Cu_{9.72}(Fe_{0.93}Zn_{1.07}Co_{0.06}Ni_{0.09})(As_{2.92}Sb_{0.89}Bi_{0.37})S_{12.95}$	теннантит-Zn
41	$Cu_{10}(Cu_{0.13}Fe_{1.13}Zn_{0.84})(As_{3.47}Sb_{0.45})S_{12.99}$	тетраэдрит-Fe
42	$Cu_{10}(Cu_{0.16}Fe_{1.28}Zn_{0.72})(As_{3.83}Sb_{0.02})S_{12.99}$	тетраэдрит-Fe
49	$Cu_{9.7}(Zn_{1.36}Fe_{0.59})(As_{1.95}Sb_{3.45}Bi_{0.29})S_{12.66}$	тетраэдрит-Zn

Блѣклые руды, образовавшиеся при замещении халькопирита и не ассоциирующие с Ni-Co арсенидами, имеют ярко выраженную осцилляционную зональность (Рис. 2-а), которая выражается в колебаниях содержания As и Sb, в меньшей степени – Zn и Fe.

В зоне окисления при разложении Ni-Co-арсенидов, блѣклых руд и сульфидов формируется гипергенная минерализация. Исследованы образцы гипергенной минерализации с Южного участка Хову-Аксов из коллекции А.А. Годовикова, включающей 32 образца. По блѣклым рудам, халькопириту, борниту и халькозину развиваются разнообразные карбонаты и арсенаты меди. Наиболее распространенным вторичным минералом меди является азурит, образующий тонкие корки и прожилки на сульфидных агрегатах. Во многих агрегатах развиты прожилки халькозина. На Хову-Аксах распространены карбонат-арсенаты меди и кальция – тиролит и конихальцит, реже – рруффит, часто образующие сростания с азуритом и арсенатами никеля, кобальта, кальция. Тиролит (Рис. 2-в) образует на породе зеленовато-голубые и бирюзовые корки расщеплѣнных кристаллов с матовым блеском мощностью до 2 мм. В большинстве случаев тиролит практически не содержит примесей в пределах обнаружения микрондовыми методами. Наиболее типичная

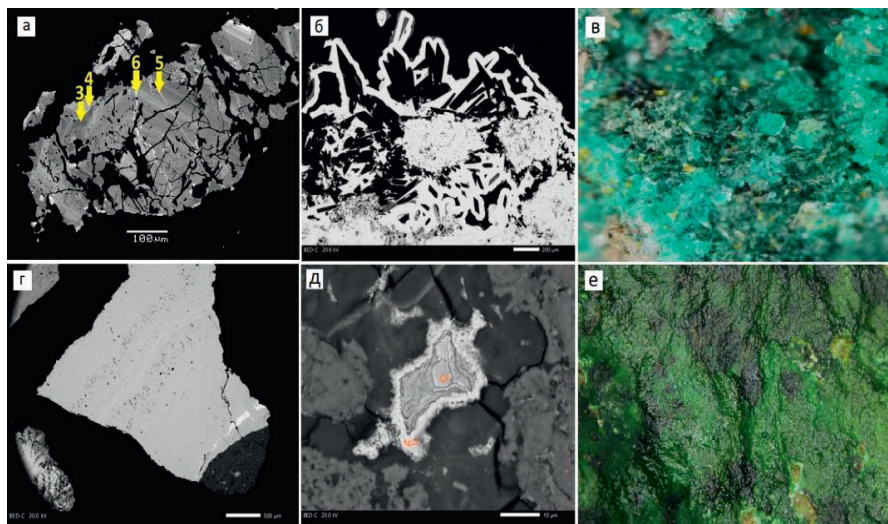


Рисунок 1. Агрегаты минералов группы блёклых руд и Cu-Sa-арсенатов.

Фотографии в отражённых электронах.

а: Зональное зерно теннантита (серое), рассечённое прожилками кальцита (чёрное); образец 1165. Здесь и далее: стрелками обозначены номера и места анализов.

б: Футлярообразные кристаллы конихальцита (светло-серое) в карбонате (чёрное). Образец 1541.

г: Зональный агрегат талмессита (светло-серое) с включениями рруффита (белое), нарастающий на тонкозернистый агрегат смольяниновита, гетерогенита и гидроксидов железа (тёмно-серое). Образец 1536.

д: Зональное зерно фрейбергита, замещенное сульфидом серебра и агрегатом азурита и тиролита. Образец 1522.

е: Тиролит (ширина поля зрения 4 мм). е: Конихальцит (ширина поля зрения 5 мм).

примесь – сульфат, составляющий до 0,5 мас.% SO_3 . Средний состав тиролита отвечает формуле $\text{Ca}_{2,05}\text{Cu}_{8,86}[\text{AsO}_4]_{4,03}(\text{SO}_4)_{0,06}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{7,73} \cdot 11(\text{H}_2\text{O})$ (CO_2 и H_2O не определялось и рассчитано по стехиометрии).

Конихальцит (Рис. 2-е) образует в породе прожилки и корочки мощностью до 5 мм зелёного цвета с матовым блеском, часто в ассоциации с тиролитом и азуритом. В некоторых случаях конихальцит образует футлярообразные кристаллы и обрастает выщелоченные пластинчатые кристаллы (Рис. 2-б). Вероятно, это был азурит. Средний состав изученного конихальцита соответствует кристаллохимической формуле $\text{Cu}_{1,14}\text{Ca}_{0,92}[\text{AsO}_4]_{0,92}(\text{SO}_4)_{0,02}(\text{OH})_{1,14}$ (содержание OH-группы рассчитано по стехиометрии). Вероятно, источником меди для столь богатой и разнообразной медной арсенатной минерализации на месторождении Хову-Аксы служили и сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин), и минералы группы блёклых руд. Также в изученных образцах рруффита содержание ZnO

составляет от 2.34 до 7.04 мас. %, CuO – от 13,24 до 19,93 мас. %, что свидетельствует об образовании их за счёт минералов группы блёклых руд.

В ходе исследования впервые для Хову-Аксинского месторождения (и России в целом) был установлен медный арсенат группы розелита – рруффит (мон.). Идеальная формула: $\text{Ca}_2\text{Cu}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Рруффит из Хову-Аксов образует как относительно крупные мономинеральные выделения до 3 мм в талмессите, так и тонкие сростания с талмесситом (Рис. 2-г). Составы рруффита с месторождения Хову-Аксы приведены в таблице 2.

Таблица 2. Состав рруффита с месторождения Хову-Аксы.

№ ан.	Весовые %								Формульные коэффициенты в расчёте на 5 катионов						
	CaO	CuO	MgO	CoO	NiO	ZnO	As ₂ O ₅	сумма	Ca	Cu	Mg	Co	Ni	Zn	As
1	23.34	15.12	-	0.7	0.48	-	47.93	87.57	2.02	0.92	-	0.01	0.03	-	2.02
2	23.58	14.29	-	1.1	0.68	-	49.22	88.86	2.02	0.86	-	0.02	0.04	-	2.06
3	21.09	15.96	1.92	3.42	2.37	7.04	42.06	91.38	1.68	0.89	0.12	-	0.14	0.39	1.73
4	21.25	17.42	1.45	3.42	4.96	3.28	42.66	94.02	1.68	0.97	0.08	-	0.29	0.18	1.74

Среди агрегатов азурита и медных арсенатов были установлены реликты первичных медных минералов – сурьмянистого фрайбергита (рис. 2-д), содержащего около 25 мас.% Ag, 24 мас.% Sb, 3 мас.% Zn. Выделение блёклой руды окружено вторичными минералами, в том числе зональной каймой акантита.

Таким образом, на месторождении развиты медесодержащие сульфиды, минералы группы блёклых руд и гипергенные арсенаты. Источником меди для образования гипергенных минералов могут служить как блёклые руды, так и сульфиды (халькопирит, борнит и халькозин); а источником мышьяка – блёклые руды и арсенидные руды (скуттерудит и никельскуттерудит).

Литература

- Богомол А.А.* История открытия уникального кобальтового месторождения Хову-Аксы //Известия Уральского Государственной горно-геологической академии. Вып. 5. 1996. С. 179-182;
- Лебедев В.И.* Возрождение кобальтового производства в Туве на базе освоения запасов Хову-Аксинского месторождения кобальтовых арсенидных руд и отходов их обогащения. Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия) Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл, Россия). 2017. С. 192-199.

ПРИМЕНЕНИЕ МИУ-5М ДЛЯ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Захарова А.А.¹, Войтеховский Ю.Л.¹

¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург,
zakharova.alena27614@gmail.com

Изучение структурно-текстурных особенностей горных пород и руд – неотъемлемая часть петрографического исследования. Но существующие подходы (описательный, термодинамический, количественный) не позволяют строго характеризовать структуры и текстуры, а их общее число и границы между ними – предмет дискуссий.

Ранее одним из авторов (В.Ю.) предложена методика определения структур, которая заключается в подсчете вероятностей p_{ij} межзерновых контактов $m_i m_j$ и представлении их суммы в виде матрицы вероятностей (1), на основе которой строится классификация структур. Тип структуры и ее геометрический образ – индикатриса – устанавливаются по диагональной форме матрицы $[p_{ij}]$. Согласно принципу номенклатуры, тип S_n^m соответствует такой диагональной матрице, в которой на n позициях стоят m положительных единиц. Граница между типами – линия равновесия Харди-Вайнберга, отвечающая гомогенному перемешиванию минеральных зерен в объеме горной породы (Войтеховский и др., 2021).

$$\sum_{i,j=1}^n p_{ij} m_i m_j = [m_1 m_2 \dots m_n] \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \dots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \dots & p_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ p_{n1} & p_{n2} & \dots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \dots \\ m_n \end{bmatrix} = 1$$

(1)

Методика успешно применена на различных магматических и метаморфических объектах (Войтеховский и др., 2021). Перспективно применение методики для прогноза обогатимости руд. Основная проблема сегодня – необходимость подсчета контактов вручную, поскольку существующие программы (ImageJ, Thixomet и др.) не позволяют корректно различать минералы и фиксировать границы в соответствии с методикой.

Ранее одним из авторов (З.А.) предложена методика подсчета контактов в программе ArcGIS с использованием таблицы атрибутов на основе панорамного снимка или рисунка шлифа. Преимущества заключаются в быстрой обработке шлифа (~ 2 ч.) и возможности

максимального увеличения картинки для фиксирования мелких зерен. При этом последующая обработка данных не требуется. Отрисовка границ – процесс трудоемкий и требующий от оператора повышенного внимания, что ограничивает применение методики.

В работе рассмотрено применение прибора МИУ-5М для полуавтоматического подсчета контактов. Принцип действия заключается в линейном сканировании шлифа, в ходе которого оператор фиксирует необходимую информацию (*Бродская и др., 2001*). Возможность получения данных по 22 количественным параметрам позволяет применять прибор для решения геологических задач (*Петров, 2008*). Авторы впервые использовали его для получения статистики вероятностей с целью упрощения подсчета контактов. Преимущества методики: сканирование прямо со шлифа, быстрая съемка (1-2 ч.), получение результатов в виде файла Excel, в котором удобно проводить расчеты. Недостатки: необходимы присутствие оператора и пересчет исходных данных. Особенность МИУ-5М – наличие метрической составляющей. Косвенное влияние на расчеты оказывают размеры зерен, так как крупные зерна пересекаются несколько раз, а мелкие могут быть вообще не учтены при данном шаге сканирования. Цель работы – сравнение расчетов, проведенных вручную, и расчетов на МИУ-5М для выявления особенностей сканирования и формулировки методических рекомендаций по съемке шлифов.

Сравнение выполнено для 23 шлифов: амфиболитов (Керетский архипелаг) (*Войтеховский и др., 2021*), апатит-нефелиновых руд (Хибинский массив) и железистых кварцитов (Костомукшское рудное поле). Результаты вынесены на барицентрическую диаграмму (Рис. 1).

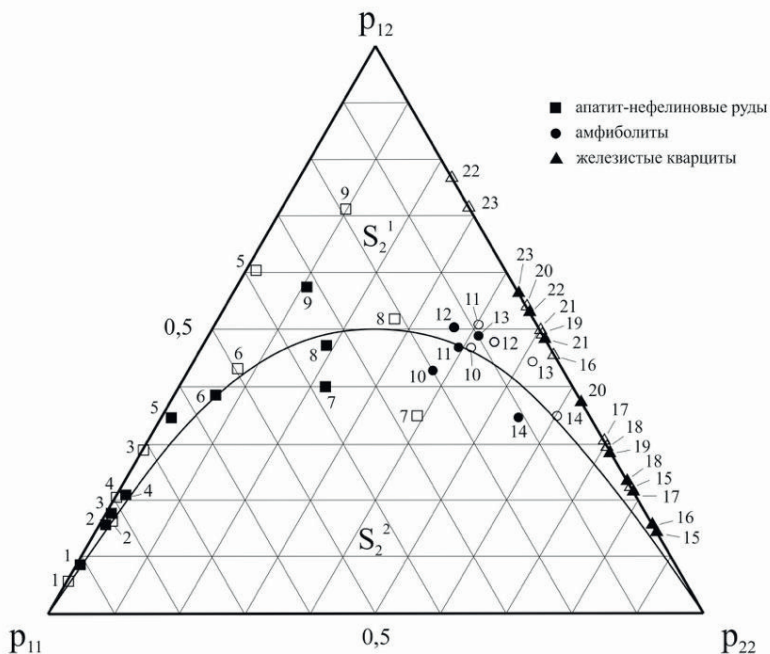


Рисунок 1. Барцентрическая диаграмма вероятностей p_{ij} . Поля структурных типов разделены линией равновесия Харди-Вайнберга. Залитые символы – расчеты вручную, пустые – расчеты на МИУ-5М.

По результатам исследования структурные типы совпадают для 65 % шлифов. В пределах одного типа положение фигуративной точки при разных методиках подсчета может меняться (например, точки 7, 9, Рис. 1), что связано с различиями в статистиках контактов. Если фигуративная точка близка к линии равновесия, может произойти переход к другому структурному типу (точка 8, Рис. 1), что искажает результаты исследования. Шлифы, для которых тип поменялся при разных методиках расчета, изучены дополнительно. Выявлено, что на полученные с МИУ-5М данные влияют пойкилитовые вроски, зафиксировать которые при данном увеличении затруднительно; гипергенные изменения и минералы с близкими оптическими свойствами, которые не позволяют точно распознавать границы; а также размеры зерен, определяющие шаг сканирования. При этом многократное пересечение крупных зерен не искажает статистику вероятностей.

Для железистых кварцитов расчеты по двум компонентам (рудный минерал и все остальные) недостаточно информативны, так как все точки относятся к одному структурному типу S_2^1 (Рис. 1).

Дополнительно выполнено сравнение для трех компонентов (как отдельный минерал рассмотрен кварц). Получены 2 структурных типа: S_3^1 и S_3^2 . При этом для 4 шлифов при расчетах на МИУ-5М наблюдается переход к другому типу. Это объясняется наличием пойкилитовых вростков (шлиф 21) и заниженным количеством кварц-кварцевых контактов в мелкозернистых шлифах 18, 20 и 23, что связано с шагом сканирования.

В результате исследования сформулированы выводы и рекомендации по использованию прибора МИУ-5М для подсчета статистики межзерновых контактов:

Наличие крупных зерен в шлифах или неравномерная зернистость горной породы (руды) не влияют на статистику контактов, но присутствие мелких зерен может ее исказить при неправильном подборе шага сканирования.

Минералы с пойкилитовыми вростками необходимо снимать при большем увеличении, так как зафиксировать мелкие вростки при обычном сканировании сложно, а их наличие влияет на статистику контактов.

Участки петрографических шлифов с гипергенными изменениями и минералами с близкими оптическими свойствами следует снимать при большем увеличении для корректного распознавания границ зерен.

Шаг сканирования необходимо подбирать, исходя из размеров зерен; при их значительной вариации шаг следует уменьшить для мелкозернистой части.

Использование МИУ-5М для подсчета статистики межзерновых контактов перспективно, но для широкого внедрения методики необходима разработка рекомендаций, учитывающих структурно-вещественные особенности горных пород и руд, которые влияют на расчеты. Авторы также разрабатывают программное обеспечение для автоматического подсчета межзерновых контактов.

Авторы благодарят Р.Л. Бродскую, Ю.В. Кобзеву и И.В. Бильскую (ВСЕГЕИ, СПб) за предоставленную возможность работы на МИУ-5М.

Литература

Бродская Р.Л., Марин Ю.Б. Проблема моделирования внутреннего строения упорядоченных и равновесных минералого-петрографических систем // Записки Всероссийского минералогического общества. 2001. Ч. 130. № 6. С. 1-14.

Войтеховский Ю. Л., Захарова А. А. Статистическое описание структур и текстур амфиболитов островов Керетского архипелага (Белое море) // Труды КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2021. № 2. С. 44–50. DOI: 10.17076/geo1355.

Петров Д.А. Типизация гранитов Салминского массива (Северное Приладожье) на основании количественных параметров структуры // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 2. С. 37–43.

ПОВЕДЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ ЭПГ, Ag, Au В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОНОСУЛЬФИДНОГО И ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В СИСТЕМЕ Cu-Fe-Ni-S

Зырянова Л.В.^{1,2}, Синякова Е.Ф.², Кох К.А.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
l.zuryanova@g.nsu.ru

²Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН,
efsin@igm.nsc.ru

Знания о поведении примесей благородных металлов при кристаллизации сульфидных Cu-Fe-Ni расплавов необходимы как для интерпретации данных о распределении этих элементов в объеме рудных тел ЭПГ-Cu-Ni-сульфидных месторождений, так и при моделировании процессов их концентрирования в процессах рудообразования. К настоящему времени наиболее распространена гипотеза об образовании массивных рудных тел и о механизмах поведения благородных металлов при фракционной кристаллизации сульфидного расплава (Дистлер, 1994; Naldrett, 2004). Ее результатом является перераспределение основных и примесных компонентов в объеме рудного тела. Наиболее информативным методом исследования такого поведения является направленная кристаллизация расплава в условиях, близких к равновесным (Косяков и Синякова, 2005; Синякова и Косяков, 2019). В предельном случае, отвечающем квазиравновесной кристаллизации, расплав однороден по составу, а на фронте кристаллизации поддерживается термодинамическое равновесие. В связи с этим мы провели направленную кристаллизацию расплава состава, выбранного внутри поля первичной кристаллизации моносulfидного твердого раствора (mss) в системе Cu-Fe-Ni-S (мол. %): Fe 29.20, Ni 5.85, Cu 17.16, S 47.00, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au, Ag по 0.05. Эксперимент осуществили методом Бриджмена-Стокбаргера в квазиравновесном режиме. Полученный слиток длиной 70 мм и

диаметром 7 мм (Рис.1) разрезали на 25 фрагментов перпендикулярно продольной оси. Эти фрагменты взвешивали для определения g – доли закристаллизовавшегося расплава, а затем 14 из них использовали для приготовления аншлифов и их исследования методами оптической и электронной микроскопии, микрорентгеноспектрального и рентгенофазового анализа. По этим данным были определены зависимости фазового и химического состава закристаллизованного образца в зависимости от g . В работе процесс направленной кристаллизации описан до $g \sim 0.64$.



Рисунок 1. Закристаллизованный слиток.

По результатам измерения состава твердого слитка по уравнению материального баланса был рассчитан состав расплава, затем построены кривые распределения компонентов и рассчитаны значения коэффициентов распределения макрокомпонентов и примесей. Определена последовательность выделения первичных фаз из расплава: mss (зона I / $mss + iss$ (зона II) / iss (зона III), где mss и iss – моносльфидный $Fe_zNi_{1-z}S_{1\pm\delta}$ и промежуточный $Cu_{1+x}Fe_{1+x}S_2$ твердые растворы, соответственно (Рис. 2). Определена вторичная (минеральная) зональность, образовавшаяся в результате субсолидусных фазовых превращений первичных фаз. Установлены формы нахождения примесей в образце в виде твердых растворов в первичных основных минералах и включений самостоятельных микрофаз. В качестве примера, приведем результаты исследования поведения основных рудных компонентов и примесей в зоне I. Установлено, что в процессе кристаллизации mss Fe и Ni преимущественно переходят в mss ($\kappa_{Fe} mss/L = 1.4 - 1.5$, $\kappa_{Ni} = 1.05 - 1.44$). Сера имеет слабую тенденцию концентрироваться в mss ($\kappa_S \sim 1.1$), а Cu интенсивно оттесняется в расплав ($\kappa_{Cu} \sim 0.11$).

Выявлено, что Ir, Ru и Rh концентрируются в моносльфидном твердом растворе в начальный момент кристаллизации расплава. Их коэффициенты распределения $mss/L > 1$ ($k_{Ir} 2.0 - 4.6$, $k_{Ru} 6.9-12.6$ и $k_{Rh} \sim 3.4$). Примеси Pt, Pd, Au и Ag в mss не зафиксированы микрорентгеноспектральным анализом, так как их содержание меньше предела их обнаружения этим методом. Рутений выделяется из расплава в виде тугоплавкого соединения – лаурита

RuS₂. Его кристаллы обнаружены в большом количестве в самом начале слитка. Лаурит содержит примеси Ir до 5 мол. % и 0.2 мол. % Ag. Платина образует фазу, аналогичную минералу изоферроплатине Pt₃Fe и содержит около 3 мол. % примесей Cu и Ni и около 1 мол. % Ir.

Аналогичным образом было описано поведение основных рудных компонентов и примесей в зонах II (эвтектика моносulfидный + промежуточный твердый раствор) и III (промежуточный твердый раствор). Отметим, что Ni-содержащий промежуточный твердый раствор при дальнейшем охлаждении образца распался с образованием низкотемпературного iss и пентландита, в котором зафиксирована примесь палладия. Кроме изоферроплатины в этих зонах обнаружены самородное золото с примесью Ag и Pd и Au-Pt сплав.

Таким образом, в работе были получены новые данные о диаграмме плавкости базовой рудообразующей системы Cu-Fe-Ni-S, в том числе о существовании полей кристаллизации L + mss, L + iss, L + mss+ iss. Результаты определения растворимости примесных элементов в первичных основных рудообразующих сульфидах показали, что главными концентраторами Rh, Ru и Ir является моносulfидный твердый раствор, а Pd – пентландит, что согласуется с экспериментальными результатами, полученными традиционными методами изотермического отжига и данными минералогического исследования медно-никелевых сульфидных руд. Лаурит RuS₂ и изоферроплатина Pt₃Fe являются распространенными минералами в этих рудах.

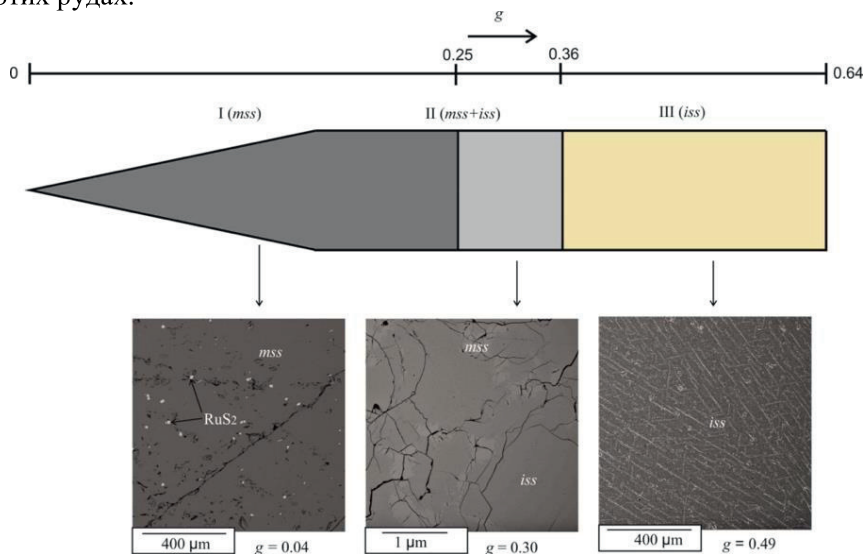


Рисунок 2. Схема первичной зональности образца (А) и характерная микроструктура зон I-III (В). Микрофотографии получены в обратных электронах. Первичные фазы, образовавшиеся при кристаллизации сульфидного расплава $mss - Fe_2Ni_{1-z}S_{1+z}$ $iss - Cu_{1+x}Fe_{1+x}S_2$.

Литература

- Дистлер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений / Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., Наука, 1994, с. 7—35.
- Косяков В.И., Сняжкова Е.Ф. Направленная кристаллизация железо-никелевых сульфидных расплавов в области образования моносульфидного твердого раствора // Геохимия, 2005, №4, с. 415—428.
- Сняжкова Е.Ф., Косяков В.И. Экспериментальное моделирование зональности богатых медью сульфидных руд медно-никелевых месторождений // Доклады АН, 2009, т. 426, № 5, с. 668—673
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. В.; Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. 724 p.

ПОИСК ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПОЛОЖЕНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУБИНОВ И БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ

Колмакова Я. В.¹, Кукса К. А.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, 199034 Россия; katerina.kuksa@spbu.ru

На территории Северного Вьетнама сосредоточено значительное количество месторождений различных самоцветных камней: рубина, сапфира, шпинели, кварца, хризолита, граната и др. Наиболее активная добыча ведется в провинции Йен Бай преимущественно в зоне сдвига Красной реки, образовавшейся при столкновении Евразийской и Индо-Австралийской литосферных плит около 50 млн лет назад (Huong et al., 2012).

В геологическом отношении данная территория разделяется на две крупные структурные зоны: Ло Гам в северо-восточной части, сложенная главным образом высокометаморфизованными мраморами, и Дей Нуи Кон Вои в юго-западной части, где развиты алюмосиликатные породы (гнейсы, сланцы и амфиболиты) с линзами мраморов (Khoi et al., 2016). В структурной зоне Ло Гам более 50 лет

разрабатываются месторождения благородной шпинели и рубинов: как россыпные аллювиально-делювиальные, так и коренные, приуроченных к толще мраморов (*Garnier et al., 2002, 2005; Giuliani et al., 2017; Fallick et al., 2019*). В то же время в пределах структурной зоны Дей Нуи Кон Вои до недавнего времени были известны лишь проявления рубиновой и сапфировой минерализации (*Khoi et al., 2016*), а единственное россыпное месторождение шпинели Ланг Чап было открыто совсем недавно – в апреле 2010 г (*Blauwet, 2011*).

О месторождении Ланг Чап в печати имеется крайне мало сведений – всего две публикации с координатами делювиальной россыпи и описанием химического состава и геммологических свойств шпинели (*Malsy, 2012; Huong et al., 2012*). Между тем шпинель здесь представлена кристаллами ювелирного качества размером до 4,6 карат с разнообразными и редкими окрасками зёрен: от розовато-оранжевого (визуально похожего на сапфир падпараджа) до оранжево-красного, красновато-коричневого, и тёмно-бордового (*Blauwet, 2011, Malsy, 2012*). Состав коренных пород, при разрушении которых образовалась россыпь, в настоящее время неизвестен.

Анализ литературных данных показывает, что благородная шпинель закономерно формируется преимущественно в карбонатных комплексах складчатых зон (*Giuliani et al., 2017*) и не встречается в алюмосиликатных толщах, состав которых более благоприятствует образованию корунда (*Khoi et al., 2011*). Кроме того, практически половина рубинов из россыпей зоны Дей Нуи Кон Вои по химическому составу близка рубинам, образовавшимся в мраморах, а не в гнейсах и сланцах (*Khoi et al., 2016*). Это позволяет выдвинуть гипотезу, что шпинель месторождения Ланг Чап, так же, как и часть рубинов Дей Нуи Кон Вои, образовалась в метаморфизированной карбонатной породе.

Для доказательства или опровержения данной гипотезы, в работе применяются методы дистанционного зондирования, устанавливающие связь между обликом рельефа и геологическим строением (*Сергеев и др., 2022*). Морфология поверхности в районе горного массива Лук Йен была проанализирована с помощью цифровой модели рельефа и крупномасштабных космоснимков Google Earth. Таким образом, областям развития алюмосиликатных пород соответствуют пологие холмы, образованные мощными корами выветривания, а областям развития мраморов – скалистые резкопересеченные формы поверхности, связанные с химическим выветриванием этих пород в зоне гумидного климата. В районе россыпного месторождения Ланг Чап подобных скалистых форм

рельефа обнаружить не удалось, что позволяет предполагать либо полное разрушение вмещающих мраморов, либо формирование шпинелевой минерализации в толще гнейсов. Ответ на этот вопрос дадут дальнейшие минералогические исследования шлихового материала, отобранного в окрестностях месторождения.

Полученные результаты в дальнейшем могут быть использованы для открытия новых месторождений благородной шпинели и рубинов в карбонатных комплексах других районов Юго-Восточной Азии, а также на территории России (Урал, Прибайкалье).

Литература

- Сергеев И. С., Кукса К. А., Глебова А. Б.* (2022). Поиски источников полезной минерализации с применением машинного обучения «нейронной» сети по данным спектрального анализа рельефа горного массива Лук-Тьен (Юго-Восточная Азия). *Геоморфология, в печати.*
- Blauwet D.* (2011). Spinel from northern Vietnam, including a new mine at Lang Chap. *Gems & Gemology*, 47(1), 60-1.
- Fallick A.E., Giuliani G., Rigaudier Th., Boyce A. J., Long Ph. V., Pardieu V.* (2019). Remarkably uniform oxygen isotope systematics for co-existing pairs of gem-spinel and calcite in marble, with special reference to Vietnamese deposits. *Comptes Rendus Geoscience*, 351(1), 27-36.
- Giuliani G., Fallick A. E., Boyce A. J., Pardieu V., Pham V. L.* (2017). Pink and red spinels in marble: trace elements, oxygen isotopes, and sources. *The Canadian Mineralogist*, 55, 743-761.
- Garnier V., Giuliani G., Maluski H., Ohnenstetter D., Trinh P., Quang V., Van L., Tich V., Schwarz D.* (2002). Ar-Ar ages in phlogopites from marble-hosted ruby deposits in northern Vietnam: Evidence for Cenozoic ruby formation. *Chemical Geology*, 188, 33-49.
- Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Maluski H., Deloule E., Phan Trong T., Pham Van L., Hoàng Quang V.* (2005) Age and significance of ruby-bearing marble from the Red River Shear Zone, northern Vietnam. *The Canadian Mineralogist*, 43, 1315-1329.
- Huong L.T.-T., Häger T., Hofmeister W., Hauzenberger C., Schwarz D., Long P.V., Wehrmeister W., Khoi N.N., Nhung N.T.* (2012). Gemstones from Vietnam: an update. *Gems & Gemology*, 48(3), 158-176.
- Khoi N. N., Hauzenberger Ch., Tuan D., Haeger T., Nguyen V. N., Nguyen T. D.* (2016). Mineralogy and petrology of gneiss hosted corundum deposits from the Day Nui Con Voi metamorphic range, Ailao Shan-Red River shear zone (North Vietnam). *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*. 193. 161-181.

Khoi N. N., Sutthirat C., Tuan D. A., Nam N.V., Thuyet N. T. M., Nhung N. T. (2011). Ruby and sapphire from the Tan Huong-Truc Lau area, Yen Bai province, northern Vietnam. *Gems & Gemology*, 47(3), 182-95.

Malsy A. (2012). Orange-red to orange-pink gem spinels from a new deposit at Lang Chap (Tan Huong-Truc Lau), Vietnam. *The Journal of Gemmology* 33.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО, ДАЛДЫНСКОГО И МИРНИНСКОГО АЛМАЗОНОСНЫХ ПОЛЕЙ

Лисовский Г.А.¹, Прияткина Н.С.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st067925@student.spbu.ru*

Кимберлитовые трубки Восточно-Сибирской платформы приурочены к магматическому событию конца девона, при этом прямой связи с рифтовыми структурами и глубинными разломами не прослеживается, хотя были попытки связать трубки со сколами фундамента, проявленные в чехле в виде узких зон трещиноватости (*Эрлих, 1963*). По результатам более поздних исследований некоторые трубки относят к структурам пулл-апарт (*Гладков и др., 2008*). Некоторые трубки содержит богатые концентрации алмазов. История их разведки и освоения началась в 50-х годах прошлого века. Трубки датированы в диапазоне 344-361 млн лет (*Бискэ, 2019*).

Сами кимберлитовые трубки представляют собой округло-эллипсоидные в поперечнике, иногда азимутально-вытянутые, тела щёлочно-базитового состава с резким контактом с вмещающей толщей. Тело трубок может делиться на две диатермы. Вещественный состав нередко делится на несколько магматических фаз (*Серебряков, 2018*).

Кимберлиты содержат ксенолиты разного состава, зачастую сильно преобразованные ультраосновными расплавами кимберлитов и высокотемпературным метаморфизмом. Образцы ксенолитов, представленные в данной работе, выделены из пяти кимберлитовых трубок трёх кимберлитовых полей:

1. Алаakit-Мархинское поле – трубки Комсомольская, Юбилейная, Сатыканская.
2. Далдынское поле – трубка Удачная.

3. Мирнинское поле – трубка Мир.

Минералогический состав некоторых образцов сильно изменён и представляет собой мелкокристаллическую массу хлорита/серпентина с реликтными структурами пироксена и поздними рудными фазами рутила. По структурным особенностям и минералогическому составу ксенолиты можно разделить по глубине метаморфизма и генезису протолита.

Первая группа включает ксенолиты из трубок Мирная и Зарница, они представлены в разной степени изменённым диоритом с замещением серпентином и хлоритом плагиоклаза (Рис. 1).

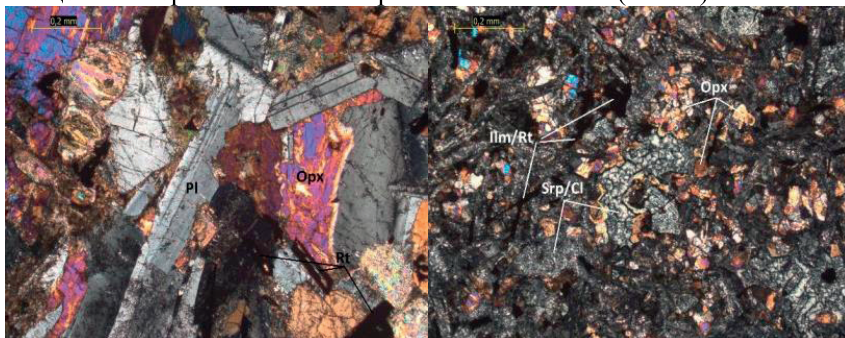


Рисунок 1. а), б) Фотографии шлифов образцов МИ-83 и УД-8 из трубок Мирная и Удачная. Мелкокристаллическая масса и рост по плагиоклазу хлорита/серпентина (Srp/Cl), зёрна и реликты ортопироксена (Orx), плагиоклаза (Pl) и рудные фазы, представленные рутилом (Rt), замещающим ильменит (Ilm). Фотографии в скрещенных николях.

Вторая группа включает несколько ксенолитов из трубок Комсомольская и Сатыканская которые представлены метаосадочными породами, содержащими кианит (Рис. 2). Группу можно отнести к верхнекоровым ксенолитам.



Рисунок 2. а), б) Фотографии шлифов образца КС-97-8 из трубки Комсомольская. Зёрна Киантита (Ky), плагиоклаза и граната (Grt), с

замещением мелкокристаллическим агрегатом хлорита и серпентина.

Фотографии в скрещенных николях.

Третья группа ксенолитов содержит биотит, по чему можно судить, что условия метаморфизма были более низкотемпературной амфиболитовой фации (Рис. 3). Группу можно отнести к среднекоревым ксенолитам.

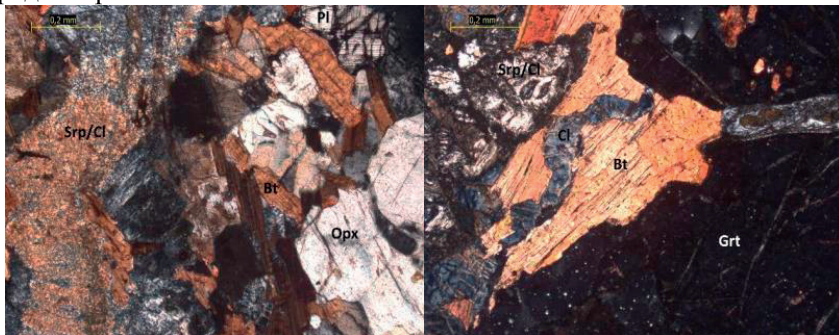


Рисунок 3. а), б) Фотографии шлифов образца ЮБ-97-82 из трубки Юбилейная. Ортопироксен – биотит (Bt) - гранатовая порода с замещением серпентином/хлоритом и жилками хлорита. Фотографии в скрещенных николях.

Четвёртая группа включает ксенолиты из трубок Удачная и Юбилейная и представляет собой клинопироксеновые гранулиты, их можно отнести к нижнекоревым ксенолитам (Рис. 4).

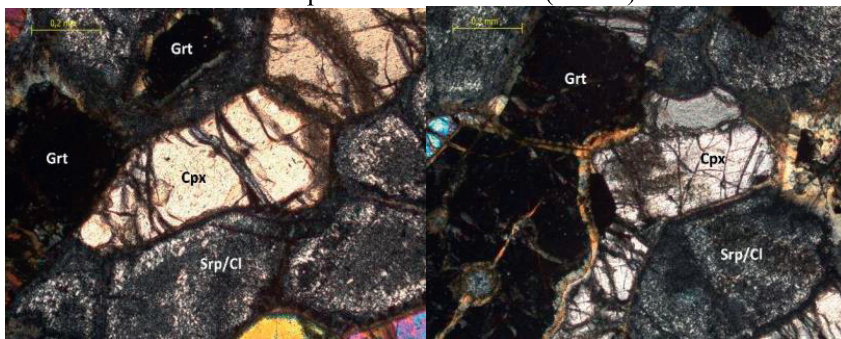


Рисунок 4. а), б) Фотографии шлифов образца УД-80-182 из трубки Удачная. Клинопироксен (Cpx) – гранатовая порода с замещением серпентином/хлоритом. Фотографии в скрещенных николях.

Разные кимберлитовые трубки содержат ксенолиты различного состава. При петрографическом анализе были выявлены группы, позволяющие классифицировать ксенолиты по глубине их образования. Минеральный состав был уточнён в ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ посредством микрозондового анализа на HITACHI TM 3000. Более точные данные о глубинах

образования могут быть получены посредством определения валового состава ксенолитов и их сопоставлением с имеющимися данными микросостава плагиоклаза.

Литература

- Бискэ Ю.С.* Геология России. СПб: издательство Санкт-Петербургского государственного университета. 2019. 226 с.
- Борняков С.А., Гладков А.С., Манаков А.В., Матросов В.А.* Тектонофизические исследования при алмазопоисковых работах. Москва: Научный мир. 2008. 175 с.
- Серебряков Е. В.* Разрывная структура коренных месторождений алмаза Накынского кимберлитового поля. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2018. 150 с.
- Эрлих Э.Н.* Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового вулканизма // Геология алмазных месторождений. Серия геологическая. 1963. № 9. С. 22-38.

ВКЛЮЧЕНИЯ МАНАССЕИТА И ТИНТИКИТА В ШПИНЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛУК ЙЕН, ВЬЕТНАМ

Мараховская О.Ю.¹, Соколов П.Б.², Бочаров В.Н.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет,*

Санкт-Петербург, о.у.marakhovskaya@gmail.com

²*ООО «СОКОЛОВ», Санкт-Петербург,*

pavel.sokolov@gemstone.ru

Месторождение Лук Йен (Luc Yen) во Вьетнаме известно благодаря синей «кобальтовой» шпинели, которая на сегодняшний день является весьма востребованной на мировом рынке драгоценных камней. Данное месторождение расположено в северной части Вьетнама – в провинции Йен Бай. Изучение образования разноокрашенной шпинели из месторождения Лук Йен позволит в поиске новых месторождений данного драгоценного камня, поскольку на территории России есть потенциально перспективные и схожие районы – Южный Урал и Иркутская область.

Территория провинции Йен Бай состоит из двух основных геологических зон: Ло Гам в северо-восточной части и хребет Дей Нуи Кон Вой в юго-западной части. Месторождение Лук Йен относится к зоне Ло Гам и состоит из метаморфических пород: блочные кальцит-доломитовые мрамора, слюдяные сланцы и гранулитовые гнейсы, образовавшиеся в результате закрытия океана Палеотетис и

Гималайской орогении. Мрамор состоит из кальцита и доломита, дополнительные минералы: форстерит, паргасит, клиногумит, пирит, графит, апатит, флогопит, диопсид и корунд. В результате детального минералого-петрографического исследования разноокрашенной шпинели и вмещающих ее мраморов данного месторождения было описано 47 минералов, 38 из которых впервые (Кукса и др., 2019).

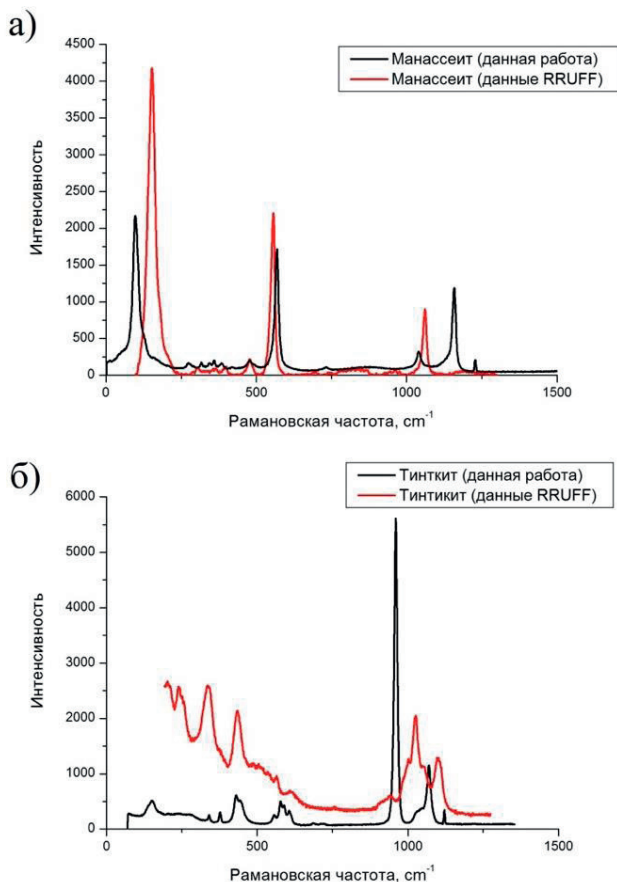


Рисунок 1. Рамановские спектры включений в шпинели Лук Йен: а – манассеит, б – тинтикит, в сравнении с эталонными данными RRUFF.

С помощью Рамановской спектроскопии были идентифицированы включения манассеита $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16} \cdot 4H_2O$ и тинтикита $Fe_4(PO_4)_3(OH)_3 \cdot 5H_2O$ в лиловой шпинели (Рис. 1). На рисунке 2 представлены, помимо тинтикита и манассеита, включения пирита, кальцита и алмаза, последний с большей вероятностью попал при шлифовке. Манассеит образован на границе пирита и тинтикита.

Сопоставление полученного рамановского спектра манассеита с его эталонным спектром из базы RRUFF почти идентичны – 3 характерных пика (200, 570 и 1050 см⁻¹). Полученные рамановские спектры возможного тинтикита слабо схожи с эталонным спектром, однако это максимально приближенное совпадение.

Манассеит (или гидротальцит) $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16} \cdot 4H_2O$ помимо района Лук Йен зафиксирован в других месторождениях шпинели - Кухилал и Горон в Таджикистане. Более того кухилалский манассеит встречается не только в виде включений в шпинели, а в форме гнезд до 30 см в диаметре, усыпанных «осколками» кристаллов шпинели (Ananyev et al., 2012; Эльназаров, 2014). Предполагается, что манассеит заполнял образовавшиеся трещины в зернах шпинели при невысоких температурах.

Тинтикит $Fe_4(PO_4)_3(OH)_3 \cdot 5H_2O$ тоже относится к вторичным минералам и был открыт в 1946 году на месторождении цветных металлов в районе Восточный Тинтик, штат Юта, США (Stringham, 1946). Данный район состоит из метасоматических месторождений: переслаивание карбонатных пород с зелеными и другими сланцами (Вольфсон и др., 1982). Вероятно, схожие геохимические процессы привели к формированию тинтикита в месторождении шпинели в районе Лук Йен.

Поскольку диагностика столь редких минералов для месторождения шпинели в районе Лук Йен является не достаточной в рамках одной рамановской спектроскопии, тем более учитывая слабое сопоставление спектров предполагаемого тинтикита, в дальнейшем планируется исследование данного образца другим методом для точного подтверждения или опровержения. Независимо от того, факт редкого проявления таких минералов, как манассеит и тинтикит в месторождении Лук Йен может помочь при анализе шпинельсодержащих парагенезисов.

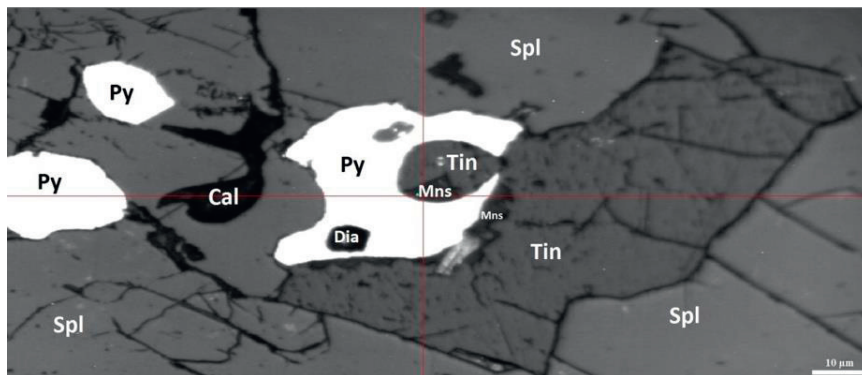


Рисунок 2. Включения в шпинели (Spl): Py – пирит, Cal – кальцит, Tin – тинтицит, Mns – манассеит, Dia – алмаз (абразивная крошка). Фотография получена в режиме обратнорассеянных электронов (BSE).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-00172. Работы проведены с использованием аналитических возможностей ресурсного центра СПбГУ «Геомодель».

Литература

- Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений // М.: «Недра», 1982. 383 с.
- Кукса К.А., Соколов П.Б., Мараховская О.Ю., Гуссиас Г.А., Браункомб У. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса благородной шпинели месторождения Лук Йен, Вьетнам // Минералогия. 2019. Т. 5(3). С. 56-69.
- Эльназаров С.А. Минералогические особенности и генезис Кухилалского месторождения шпинели (Юго-Западный Памир) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 2014. 24 с.
- Ananyev S.A., Konovalenko S.I. Morphological and gemological features of gem-quality spinel from the Goron deposit, southwestern Pamirs, Tajikistan // The Journal of Gemmology. 2012. Vol. 33(1-4). P. 15-18.
- Stringham, B. Tinticite, New Mineral from Utah. // American Mineralogist. 1946. Vol. 31(4). P. 395-400.

U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОНАЦИТА ИЗ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ГРИДИНСКО- АМБАРНСКОГО ДОМЕНА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Суханова М.А.^{1,2}, Сальникова Е.Б.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
mariia.sukhanova.01@mail.ru

²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный
университет

На территории Беломорской провинции, расположенной в восточной части Фенноскандинавского щита, проявлено два крупных метаморфических события архейского и протерозойского возраста (*Ранний докембрий*, 2005). Считается, что во время раннего метаморфического события, произошедшего 2700-2800 млн лет назад, были образованы ТТГ-гнейсы, парагнейсы и амфиболиты (*Ранний докембрий*, 2005; *Maksimov et al.*, 2019), а во время более позднего события, возраст которого соответствует 1900 млн лет (*Bibikova et al.*, 2001; *Бибикова и др.*, 2004; *Березин и др.*, 2013; *Скублов и др.*, 2013; *Скублов и др.*, 2016; *Сальникова и др.*, в печати), произошла повторная переработка этих пород, а также многочисленных магматических интрузивных образований раннепротерозойского (2.4-2.1 млрд лет) возраста (*Степанов*, 1981; *Ранний докембрий*, 2005; *Сальникова и др.*, в печати).

Для габброноритов Амбарнского массива (2411±6 млн лет), расположенного в пределах Гридинско-Амбарнского домена центральной части Беломорской провинции (*Бабарина и др.*, 2017), была получена оценка возраста метаморфизма по поликристаллическим циркон-бадделеитовым агрегатам 1911±35 млн лет (*Сальникова и др.*, в печати), однако для вмещающих пород такие оценки не проводились.

Из пробы (Са-833-1) кианитовых гнейсов, вмещающих габбронориты Амбарнского массива, был выделен монацит, являющийся надежным минералом-геохронометром для оценки возраста метаморфизма, и проведены U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования по единичным зернам. Стоит отметить, что хотя проанализированные зерна монацита не отличались по морфологическим признакам и окраске, в результате были выделены две возрастные группы, одна из которых имеет возраст 1859±1 млн лет и является индикатором протерозойского метаморфического события, а вторая – 2694 млн лет, указывающая на архейское событие. Примечательно, что для более древнего монацита характерно более высокое Th/U отношение (6,9) по сравнению с более «молодым» монацитом (3,7), что на первом этапе исследований можно

использовать в качестве диагностического признака при выборе зерен для дальнейших геохронологических исследований.

Ранее для метаморфических образований сопредельного Чупинского пояса также получены свидетельства двух возрастных групп монацита, выделенного из парагнейсов (*Азимов и др., 2015*). Большая часть оценок U-Pb возраста монацита находится в интервале 1847-1876 млн лет, а единичные оценки возраста соответствуют позднеархейскому событию (2707 млн лет), что подтверждает существующие представления о сохранении в породах архейских минеральных парагенезисов.

Следовательно, в пределах Гридинско-Амбарнского домена также было проявлено два метаморфических события, возраст которых согласуется с оценками, полученными ранее для Беломорской провинции.

Известно, что температура закрытия U-Pb системы монацита достигает по некоторым оценкам 1000°C (*Cherniak et al., 2004*). Исходя из полученных данных, можно также сделать вывод о том, что монацит может сохраняться в ходе наложенных метаморфических процессов, однако присутствие в одном образце монацитов двух возрастных групп требует дополнительных петрологических исследований для оценки условий метаморфических преобразований изученных пород.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437).

Литература

- Азимов П.Я., Ризванова Н.Г., Глебовицкий В.А.* Возраст метаморфизма глинозёмистых гнейсов и мигматитов Чупинского пояса (Беломорская провинция, Фенноскандия): U–Pb датирование монацитов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН). СПб: Sprinter. 2015. С. 16-17.
- Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С.* Неоднородность Переработки Фундамента В Палеопротерозойском Лапландско-Кольском Коллизионном Орогене, Беломорская Провинция Фенноскандинавского Щита, “Геотектоника” // Геотектоника. 2017. Vol. 24, № 5. P. 3–19.
- Березин А. В., Скублов С. Г., Марин Ю.Б., Мельник А. Е., Богомолов Е. С.* Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // 2013. Т. 223. С. 64–75.

- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Vol. 12, No 3. P. 227–244.
- Максимов О.А., Балаганский В.В., Слабунов А.И., Ларионов А.Н.* Два этапа высокобарного метаморфизма в раннедокембрийских эклогитах (район Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): петрология и геохронология // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 1–26.
- Ранний докембрий Балтийского щита / под ред. В. А. Глебовицкий. Санкт-Петербург: 2005. Вып. Наука. 711 с.
- Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Суханова М.А., Котов А.Б., Степанов В.С., Азимов П.Я., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В.* История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделейтовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // в печати
- Скублов С. Г., Березин А. В., Мельник А. Е., Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Алексеев В. И.* Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. No 6. С. 640–653.
- Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В., Мельник А.Е., Ризванова Н.Г.* Результаты локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U-Pb возраста рутилов из пород Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2013. Vol. 2013, № 2. P. 180–187.
- Степанов В. С.* Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Ленинград: Наука, 1981. 216 с.
- Bibikova E., Skiold T., Bogdanova S., Gorbachev R., Slabunov A.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105, № 2–4. P. 315–330.
- Cherniak D.J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M.* Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study: Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004. v.68, P. 829-840.

БАЗИТЫ СРЕДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Устинова В.В.^{1,2}

¹*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург*

²*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

Онежская палеопротерозойская структура (Онежский бассейн) представляет собой один из важнейших тектонических элементов Фенноскандинавского щита. Она описана как мульдообразная структура, расположенная в юго-восточной части Карельского кратона (Рис. 1) (*Онежская ...*, 2011). Структура примечательна тем, что в ней сохранился максимально полный на Карельском кратоне разрез осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов, с низкой степенью метаморфизма, образовавшийся между 2440–1890 млн лет назад (*Melezhik et al.*, 2015). Большую часть разреза Онежской структуры занимают магматические комплексы, представленные вулканитами и силлами долеритов, которые фиксируются в двух крупных стратиграфических подразделениях – ятулия (2.30 – 2.11 млрд лет) и людиковия (2.10 – 1.92 млрд лет). В составе людиковийского (2.1–1.92 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя выделяются две свиты– заонежская и суйсарская (*Геология Карелии*, 1987). Свиты контрастно отличаются между собой: в заонежском горизонте выделяют заонежский долерит-базальтовый комплекс и осадочные, хемогенные породы, суйсарский комплекс сложен преимущественно вулканогенными породами.

Район исследований расположен в восточной части Онежской структуры в северо-восточном окончании Заонежского полуострова в восточном крыле Толвуйской синклинали, вблизи д.Лебещина. На этой территории обнажаются силлы долеритов, которые залегают среди шунгитовых пород и туфоалевролитов заонежской свиты людиковия. Одной из нерешенных проблем для этой части Онежской структуры является наличие нескольких разновидностей базитов, возрастные и генетические соотношения между которыми не ясны. Возраст одной из разновидностей - высокожелезистых кварцевых долеритов, полученный U-Pb методом по циркону (SIMS, SHRIMP-II), составляет 1956 ± 5 млн лет (*Степанова и др.*, 2014).

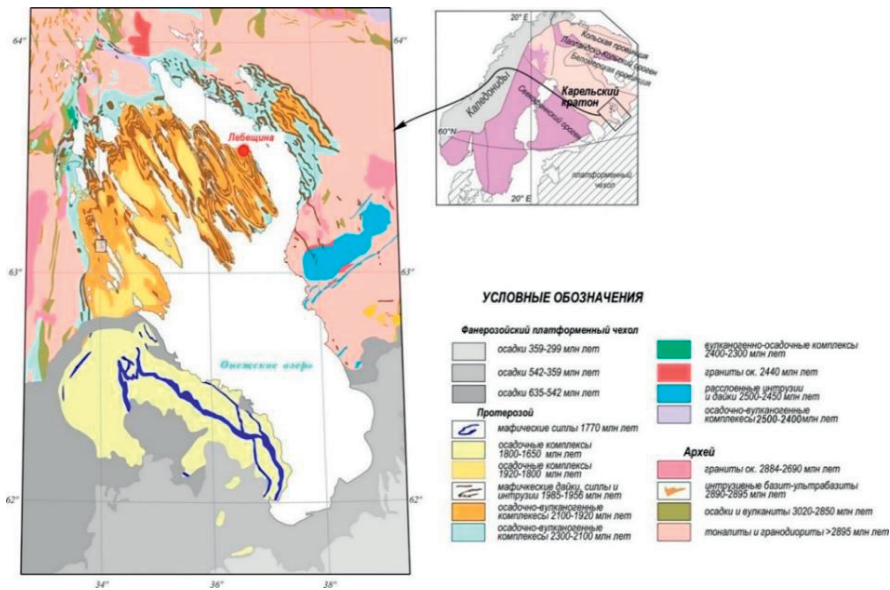


Рисунок 1. Положение объекта исследований на схеме геологического строения Онежского палеобассейна (Куликов и др., 2016, Lubnina et al., 2017). На врезке – схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита (Hölttä et al., 2008).

Главным направлением данной работы являлась детальная минералого-петрографическая и геохимическая характеристика силла долеритов Онежской структуры.

Долериты Онежской структуры претерпели низкотемпературный региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. В целом долериты сохраняют морфологические и структурные признаки интрузивных тел, в том числе зоны закалки на контакте с туфоалевролитами. Долериты варьируют от средне до мелкозернистых, сохраняют реликты оцитовых структур. Плаггиоклазы в них представлены альбитом, клинопироксены, практически полностью псевдоморфно замещаются амфиболом, а рудные минералы представлены лейкоксенизированными титаномагнетитом и ильменитом (Рис. 2). В интерстициях зерен плаггиоклаза установлены единичные зерна кварца. Среди поздних метаморфических минералов встречается хлорит, актинолит, биотит и цоизит. Изучение состава минералов проводилось с использованием данных, полученных сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA II с приставкой для энерго-дисперсионного анализа в ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Анализ состава минералов показал, что частично-

сохранившиеся первично-магматические клинопироксены отвечают по составу авгиту.

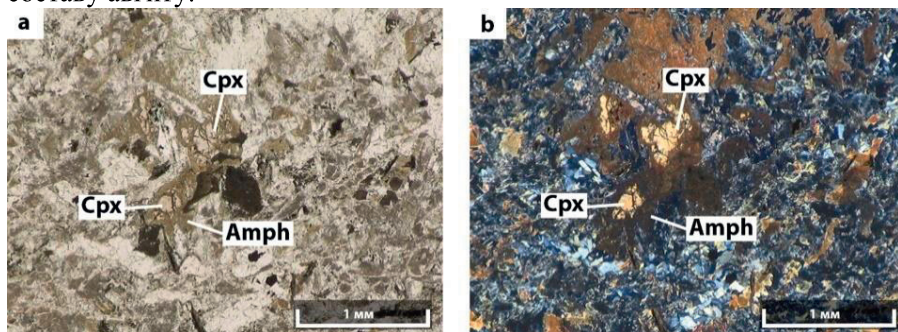


Рисунок 2. Микрофотографии долеритов с реликтами зёрен магматического клинопироксена, практически полностью замещённого амфиболом (а - Оптический микроскоп, без анализатора, б - Оптический микроскоп, с анализатором).

Анализ состава пород показал, что изученные долериты относятся к базитам нормального ряда щёлочности, толеитовой серии. Содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в них не превышает 3.5 мас. %. Содержания SiO_2 варьируют от 48.59 до 54.7 мас. %. Они характеризуются умеренным содержанием MgO – от 1.81 до 7.04 мас. %, TiO_2 – от 1.36 до 3.18 мас. % и высоким содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{tot}$ – от 12.87 до 20.32 мас. %. Магнезиальность пород ($\text{Mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}})$) варьирует от 0.1 до 0.4. Долериты характеризуются низкими содержаниями Cr (до 240 ppm), Ni (до 134 ppm), низкими концентрациями Zr, Nb, LILE и REE и более высоким содержанием V (до 718 ppm). Для долеритов характерно слабо дифференцированное распределение тяжёлых REE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.2\text{--}1.3$), умеренное обогащение LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.3\text{--}1.7$), деплетированность Nb на мультиэлементных диаграммах ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.76\text{--}1.14$). В целом, геохимические характеристики изученных долеритов указывают на генерацию их первичных расплавов в равновесии с безгранатовым реститом на небольших глубинах и возможную последующую контаминацию расплавов коровым материалом.

Литература

Геология Карелии. М.: Наука, 1987. 231 с

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии (масштаб 1:750 000): новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. № 2. 2016. С. 3–41

- Онежская палеопротерозойская структура* / Отв.ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН., 2011. 431 с
- Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А.Н. Заключительный этап магматизма среднего палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 3–16.
- Hölttä P., Balagansky V.V., Garde A.A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19
- Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Stepanova, A.V., Bogdanova, S.V., Sokolov, S.J., 2017. Fennoscandia before Nuna/Columbia: Paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications. // Precambrian Res. 2017. V. 292. P. 1–12.
- Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Brasier, A.T., Lepland, A. 2015. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: A spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events. Earth-Sci. Rev. Vol.147. p. 65–98.

ФОСФАТНАЯ И СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТНОГО ПЕГМАТИТА АМИГО, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР, ТАДЖИКИСТАН

Хайруллина А. И.¹, Гриценко Ю. Д.^{1,2}

¹Московский государственный университет, Москва,
khayrullina-1999@bk.ru

²Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва

Гранитные пегматиты Памира являются уникальными природными объектами, имеющими как важный научный интерес, так и несомненное практическое значение в качестве источника коллекционного сырья и ювелирного материала. Однако пегматит Амиго на сегодняшний день остается во многих аспектах малоизученным и является интересным минералогическим объектом. Проявление Амиго расположено на территории Таджикистана в Северо-Восточной части Памира в 120 км к СЗ от пос. Мургаб на приводораздельной, цирковой части сая Джалан, на высоте 4900 м. Этот район сложен мраморами, кристаллическими сланцами и гнейсами сарыджилгинской свиты протерозойского возраста (PR₃gr), местами прорванными телами амфиболитов, гранитов и гранит-пегматитов (Скригитиль, 1996, Искандаров и др., 2019).

Пегматит Амиго представляет собой линзовидное пегматитовое тело, мощностью до 2 м, в раздуве центральной части до 5 м, общей протяженностью по азимуту ЮЗ 230° до 200 м. Жила представляет собой кварц-микроклин-олигоклазовый пегматит

графической и апографической структуры с многочисленными небольшими миаролами с горным хрусталем, ортоклазом, альбитом, мусковитом, шерлом и др. Пегматит Амиго расположен среди гипсовых и ангидритовых пород, доломитовых мраморов, в результате взаимодействия в приконтактовой зоне пегматита, а также в миароловых полостях образовались необычные и не очень характерные для пегматитов минеральные ассоциации, а также необычен состав типичных для кристаллоносных пегматитов минералов. В данном исследовании мы сконцентрировали внимание на особенностях состава, морфологии и ассоциаций апатита, чёрчита-У, гипса, кридита и скаполита.

Отличительная особенность данного пегматита – все полости заполнены крупнокристаллическим прозрачным гипсом. Гипс является самым распространенным сульфатом в составе пегматитовой жилы, среди всех минералов он образовался последним. Гипс заполняет все миароловые полости и трещины. Пластинчатый, листоватый, белый полупрозрачный до прозрачного, в отдельных пластинах достигает размера до 15 см в поперечнике. Особенно эффектные образцы получаются при заполнении гипсом миароловых полостей, содержащих хорошо образованные кристаллы полевых шпатов, топаз, турмалин, берилл. Образование гипса не связано с пегматитовым процессом, источником его были вмещающие пегматит ангидритовые толщи.



Рисунок 1. Гипс с включениями берилла, альбита, калиевого полевого шпата. Образцы Минералогического музея ми. А.Е. Ферсмана РАН.

Фото Борисова Е.А.

Самым распространенным фосфатом пегматита Амиго является гидроксил-apatит. Он образует короткопризматические кристаллы размером от 10 до 20 мкм в периферической зоне бесцветных прозрачных кристаллов берилла (рис. 2а, 2б). Содержания Sr, REE, Si, F – ниже предела обнаружения микронзондовыми методами. Данный гидроксил-apatит содержит довольно высокие

концентрации серы – до 4.42 мас. % SO₃. Типичный состав апатита: Ca_{4.8}[(PO₄)_{2.7}(SO₄)_{0.2}](OH). Такие высокие концентрации сульфат-иона не характерны для апатитов гранитных пегматитов.

Схожие высоко сернистые апатиты найдены в скарнированном ксенолите в префектуре Тадано, Япония (*Banno et al, 2016*). Данный гидроксил-апатит с высоким содержанием SiO₂ содержит SO₃ 1.44-7.32 мас. %. Типичный состав: Ca₅[(PO₄)_{1.3}(SiO₄)_{0.9}(SO₄)_{0.4}(CO₃)_{0.5}](OH_{0.6}Cl_{0.3}F_{0.1}). Также богатые серой апатиты, содержащие 3.02-4.12 мас. % SO₃, описаны на Заостровском месторождении девонских бокситов в боксит-фосфоритовых залежах, простирающихся с юго-востока до северо-запада Тиманского складчатого пояса, граничащего с Восточно-Европейской платформой (*Mordberg et al, 2008*).

Обычно схема изоморфизма в анионной части минералов группы апатита отвечает элестадитовой схеме изоморфизма, в которой два атома фосфора замещаются на атом серы и кремния (*Pasero et al, 2010*) вплоть до образования собственно элестадита с идеализированной кристаллохимической формулой Ca₅(SiO₄)_{1.5}(SO₄)_{1.5}(OH). Промежуточные члены ряда апатит-элестадит установлены в пещерах Румынии (*Onac et al, 2006*). Они содержат до 16.85 вес.% SO₃ и до 14.73 вес.% SiO₂, при 8.73 вес.% P₂O₅, т.е. с соотношением Si:S:P = 2:2:1. Минералы группы элестадита также описаны в пегматитовых жилах, скарновых месторождениях и горелых угольных терриконах.

В изученном апатите из гранитного пегматита Амиго содержание SiO₂ ниже предела обнаружения микронзондовыми методами. Однако наблюдается повышенное содержание натрия (до 1.7 мас. % Na₂O), которое положительно коррелирует с содержанием сульфат-иона. Вероятно, изоморфизм в изученном апатите протекает по цезанитовой схеме изоморфизма: Ca²⁺ + (PO₄)³⁻ ↔ Na⁺ + (SO₄)²⁻.

В приконтактовой зоне пегматита найдены единичные кристаллы фосфата иттрия, образующие выделения неправильной формы размером до 70 мкм. Состав (мас. %): P₂O₅: 29.37-32.35; CaO: 0.36-0.83; Y₂O₃: 38.2-42.7; Gd₂O₃: 1.58-3.08; Dy₂O₃: 2.94-4.44; Yb₂O₃: 2.58-3.28; V₂O₅: 1.61. Вероятно, недостаток суммы связан с наличием в составе минерала кристаллизационной воды. По всей видимости, этот минерал является чёрчитом-(Y) YPO₄·2H₂O, характерным минералом гранитных редкометалльных пегматитов Кольского полуострова, Южного Урала, массива Кент (Казахстан) (*Подпорина и др., 1983*).

Фосфаты иттрия и редкоземельных элементов на проявлении «Пегматит Сфеновый» рядом с месторождением скаполита Кукурт, В.

Памир, обладают гораздо большими вариациями химического состава. Они представлены ксенотимом, содержащем до (мас. %): Gd_2O_3 6.64; Dy_2O_3 8.73; Yb_2O_3 2.88, а также монацитом-(Ce) и монацитом-(Nd).

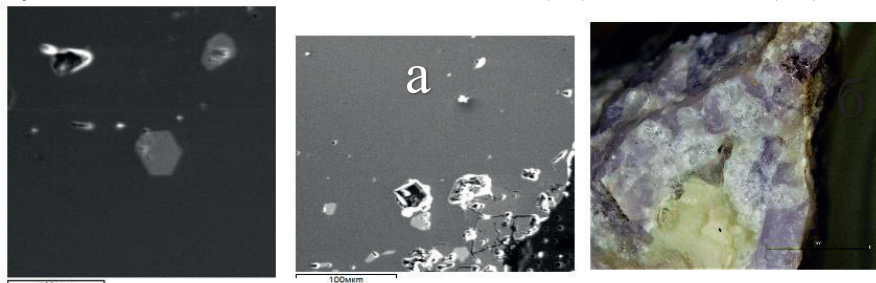


Рисунок 2. а), б) Идиоморфные кристаллы апатита с гексагональным сечением (светло-серое) в берилле (темно-серое). Фотография в отраженных электронах. в) Кридит с прозопитом (белое), каолинитом (белый непрозрачный) и флюоритом (синий и фиолетовый). Длина масштабной линейки 0.3 мм.

В СВ части пегматита вдоль осевой зоны довольно крупные участки мощностью до 0.5 м сложены флюоритом, прозопитом, кридитом, каолинитом (Рис. 2в) и частично измененным топазом. Прозопит состава $Ca_{1.01}Al_{1.99}F_{4.25}(OH)_{3.75}$ образует мелкозернистый агрегат, вместе с кридитом, каолинитом и флюоритом замещающий топаз и др. силикаты, а также образует розетки и сферолитовые бесцветные агрегаты в полостях размером до 0.3 см.

На контактах мраморов с пегматитовой жилой наблюдается актинолит-диопсидовая оторочка мощностью до 10 см, далее – зона, состоящая из сахаровидного альбита, кальцита, доломита, в которой развиты светло-серые прозрачные призматические кристаллы скаполита длиной до 1.5 см при толщине до 0.5 см.

Скаполит содержит (мас. %): Na_2O 8.33-8.49; CaO 7.77-7.87; K_2O 1.05-1.13; Al_2O_3 22.30-22.34; SiO_2 53.17-53.3; SO_3 0.62-0.75; Cl 2.06-2.14. Состав отвечает мариаиту: $Na_{2.55}Ca_{1.45}Al_{3.12}Si_{7.88}O_{24}[Cl_{0.75}(SO_4)_{0.16}(CO_3)_{0.1}]$.

Состав скаполита из расположенного рядом месторождения ювелирного скаполита Кукурт отличается существенным преобладанием натрия над кальцием и полным отсутствием сульфат аниона. Его состав: $Na_{3.41}Ca_{0.47}Al_{3.49}Si_{8.17}O_{24}[Cl_{0.87}(CO_3)]$ (Литвиенко и др., 2018).

Характерной особенностью кристаллоносного пегматита Амиго, как пегматита линии скрещения, оказался состав минералов миароловых полостей. Необычным оказался состав апатита,

содержащий в своем составе высокие концентрации сульфат-иона, источником которого служили вмещающие ангидритоносные породы.

Литература

- Искандаров Ф. Ш., Салихов Ф. С., Мираков М. А.* Находка самородного золота в пегматитовой жиле Амиго (Восточный Памир) // Наука и инновация. Серия геологических и технических наук. Душанбе. 2019. № 26. С. 36-42.
- Литвиенко А. К., Моисеева С. Б., Одинаев Ш. А., Утенков В. А.* Геология Черногорского месторождения ювелирного скаполита на Центральном Памире // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. Т. 61. № 5. С. 96-108
- Подпорина Е. К., Бурков В. В., Данилова К. Н.* Nd-чёрциты из коры выветривания метаморфических пород Казахстана // Доклады академии наук СССР. 1983. С. 195-198.
- Скригитиль А.М.* Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира. // Мир камня. 1996. №11. С. 11-17.
- Banno Y., Miyawaki R., Momma K., Bunno M.* A CO₃-bearing member of the hydroxylapatite - Hydroxyllelestadite series from Tadano, Fukushima Prefecture, Japan: CO₃-SO₄ substitution in the apatite-ellestadite series // Mineralogical Magazine. 2016. 80(2). P. 363-370.
- Mordberg L. E., Stanley C. J., Antonov A. V.* Polystage apatite recrystallization and svanbergite formation during weathering in an acid karstic environment // Mineralogical Magazine. 2008. 72(1). P. 95-99.
- Onac B. P., Effenberger H., Ettinger K., Panzaru S. C.* Hydroxyllelestadite from Cioclavina cave (Romania): microanalytical, structural and vibrational spectroscopy data // Am Mineral. 2006. V. 91. P. 1927–1931.
- Pasero, M., Kampf, A.R., Ferraris, C., Pekov, I.V., Rakovan, J. and White, T.J.* Nomenclature of the apatite supergroup minerals // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 163–179.

ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ ПИРОКСЕНИТОВ ИЗ ДАЕК И ТРУБОК ВЗРЫВА, КАНДАЛАКШСКИЙ ГРАБЕН, БЕЛОМОРЬЕ

Яркова Д.Д.¹, Корешкова М.Ю.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st063689@student.spbu.ru*

Кандалакшский грабен является частью рифейской рифтогенной структуры, активизация которой в палеозое (девон) определила становление нескольких карбонатитовых массивов и

дайковых серий (*Карпинская и др., 1958*). Одна из таких дайковых серий приурочена к зоне разломов, обрамляющих Кандалакшский залив. Простираение даек колеблется от меридионального до северо-восточного, падение крутое, часто вертикальное. Мощность составляет от нескольких сантиметров до 2.4 м; прослеженная протяженность до нескольких десятков метров. Встречаются тела овальной формы в поперечном срезе (о. Еловый, Кандалакшский архипелаг), которые являются трубками взрыва (*Иванников и др., 1996*). Граница Мохо под Карельским кратоном, к которому относится Кандалакшский грабен, находится на глубине порядка 55 км, в строении коры выделяют нижнекоровый слой мощностью 12-15 км. Этот слой сложен гранатовыми гранулитами и пироксенитами (*Kuusisto et al., 2006*). Температура на границе Мохо в районе Кандалакшского грабена составляет порядка 500⁰ С (*Artemieva, 2003*). Дайки и диатрема содержат ксенолиты разного состава, в том числе клинопироксениты, для которых сложно определить условия образования ввиду отсутствия в них минералов-геотермометров.

Породы перидотит-пироксенитового состава относятся к группе мантийных ксенолитов (*Добрынина и др., 1992*) и представлены лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, вебстеритами и другими пироксенитами. Однако некоторые исследователи относят гранатовые пироксениты определенного типа к нижнекоровым породам. Такие пироксениты характеризуются низкой магнезиальностью по сравнению с мантийными породами и по составу гранатов и пироксенов ближе к нижнекоровым гранулитам, чем к мантийным эклогитам и пироксенитам (*Lee et al., 2006; Koreshkova et al., 2017*).

Помимо минералогической и петрографической характеристик пироксенитов и сравнения их между собой целью исследований является определение термодинамических параметров (температуры и давления) для ксенолитов Кандалакшского грабена, в том числе комплексных, которые крайне важны для определения эволюции и происхождения нижнекоровых пород и их протолитов. Комплексные ксенолиты состоят из двух или более горных пород, которые контактируют друг с другом. В данной работе такие образцы сложены Grt-клинопироксенитом и Grt-гранулитом.

Благодаря находкам комплексных ксенолитов можно предположить, что данные клинопироксениты могут быть связаны с гранулитами, для которых возможно определить РТ-параметры. Ввиду того, что вмещающие породы относятся к щелочному ряду, многие образцы сильно подвержены вторичным изменениям и контаминации; это существенно усложняет определение валового состава ксенолитов

с помощью только лишь рентгенофлуоресцентного анализа. В связи с этим для части ксенолитов авторами для получения валового состава были использованы данные по локальным составам зерен и количественный минералогический анализ.

В результате исследований образцов, в том числе и из комплексных ксенолитов, составлена минералогическая и петрографическая характеристика пироксенитов, а также получены новые данные о валовом составе, составе минералов гранатовых клинопироксенитов и сделаны предварительные выводы о РТ-условиях их образования.

В работы были использованы следующие методы: петрографическое описание образцов с помощью поляризационного микроскопа, количественный минералогический анализ, термобарометрия, электронно-зондовый микроанализ: JEOL 8100 Superprobe (Биркбек, Университетский колледж Лондона), HITACHI TM 3000 (“Центр микроскопии и микроанализа”, ресурсный центр, СПбГУ).

Исследуемые образцы: Mk109 – Grt-клинопироксенит; Mk291 – комплексный ксенолит, сложенный Grt-клинопироксенитом и Grt-гранулитом с пограничной зоной, представленной преимущественно полевым шпатом; Mk801 – комплексный ксенолит, сложенный Grt-клинопироксенитом и Grt-гранулитом; Mk802 – Grt-клинопироксенит; Mk811 – Grt-клинопироксенит.

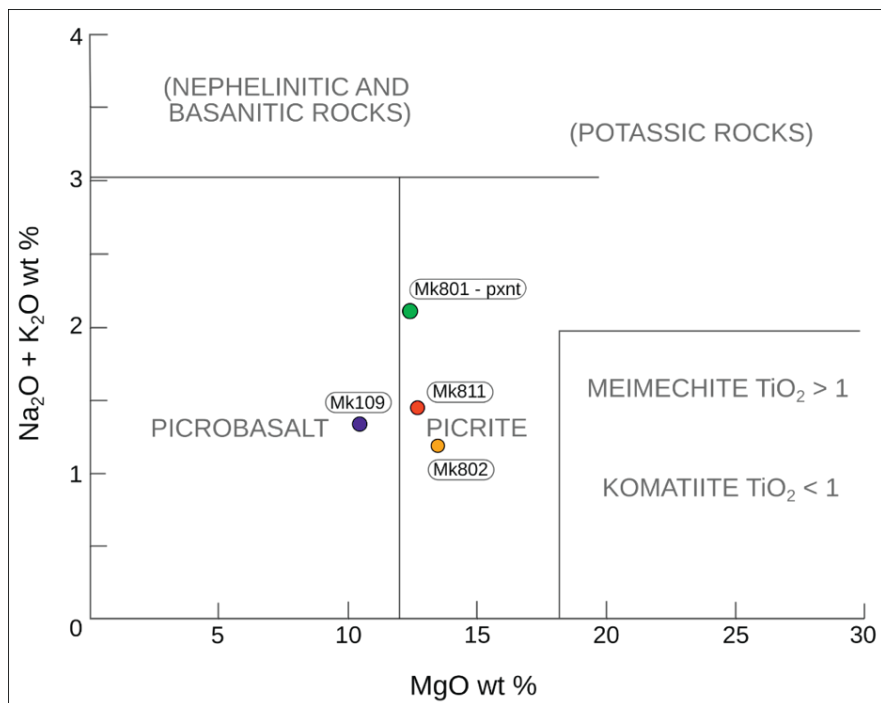


Рисунок 1. Классификационная диаграмма для пород с высоким содержанием MgO и содержанием SiO₂ 30-52 wt %.
(M. J. Le Bas, 2000).

Как видно из рисунка 1 по содержанию щелочей, кремнезема и магния образцы соответствуют пикритам и пикробазальтам, следовательно, их можно отнести к ультраосновным породам.

На рисунке 2 представлена диаграмма в P-T-координатах, где показаны рассчитанные температуры и давления для образцов Mk109, Mk291, Mk802, а также для нескольких образцов ксенолитов вебстеритов и гранулитов, чья минералогическая и петрографическая характеристика не приводится в данной работе. Для расчетов использовались геотермометр Grt-Cpx (Fe²⁺-Mg) (Krogh, 2000) и геобарометр Grt-Pl-Px-Qtz (Newton et al., 1982). Несмотря на достаточно большой разброс точек, прослеживается тренд эволюции для зон зерен, которые отражают термодинамические параметры для каждого этапа формирования пород. Для большинства образцов рассчитанное давление попадает в диапазон давлений гранулитовой фации метаморфизма, которая соответствует нижнекоровым условиям и нетипична для верхней мантии. Таким образом, проведенные

расчеты также могут служить доказательством именно нижнекорового генезиса изучаемых ксенолитов.

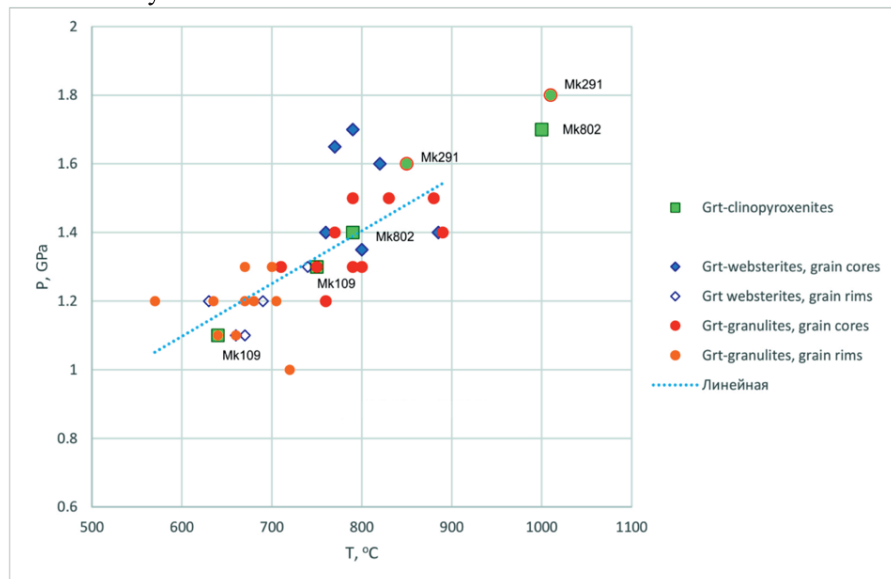


Рисунок 2. Диаграмма в P-T координатах для нескольких образцов клинопироксенов, вебстеритов и гранулитов.

Литература

- Добрынина М.И.* Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР, Под ред. Ф. П. Митрофанова, В. И. Болотова, 1992.
- Иваников В.В., Рухлов А. С.* Дайковые серии Кандалакшского грабена: петрографическая номенклатура и генетическая систематика. // Вестник СПбГУ, 1996, Сер. 7, вып. 2, № 14, С. 128-137.
- Карпинская Н.В., Врагинская М.М., Галецкая К.П.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Лист Q-36-IX. Москва, 1958. Объяснительная записка, 1961.
- Artemieva, I.M.* Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: Implications for the subsidence of the Russian platform, Earth and Planetary Science Letters, 2003, P. 431–446.
- Koreshkova M., Downes H., Millar I., Levsky L., Larionov A., Sergeev S.* Geochronology of Metamorphic Events in the Lower Crust beneath NW Russia: a Xenolith Hf Isotope Study, Journal of Petrology, 2017, Vol. 58, No. 8, P. 1567–1590.
- Krogh Ravna* The garnet–clinopyroxene Fe²⁺– Mg geothermometer: an updated calibration, Journal of Metamorphic Geology, 2000, Vol. 18, P. 211-219.

- Kuusisto M., Kukkonen I.T., Heikkinen P., Pesonen L.J.* Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data, *Tectonophysics*, 2006, Vol. 420, P. 283–299.
- Le Bas, M.J.* IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks, *Journal of Petrology*, 2000, Vol. 41(10), P. 1467–1470.
- Lee Cin-Ty A., Cheng X., Horodyskyj U.* The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California, *Contrib. Mineral Petrol*, 2006, Vol. 151, P. 222–242.
- Newton R.C., Perkins D.* III. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz, *Amer. Miner.*, 1982, Vol. 67, P. 203-222.

Геофизика и геофизические методы исследований

ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОФАЦИАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ И КЛАССИФИКАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТА ЮС1 ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Велесов Д.В.¹, Киндюк В.А.²

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, d-velesov@mail.ru*

²*ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, kindyuk.va@gazpromneft-ntc.ru*

Петрофизические модели обычно используются при интерпретации данных геофизических исследований скважин (ГИС) для определенных стратиграфических подразделений. Результаты петрофизического моделирования необходимы для подсчета запасов углеводородов. В ряде случаев такой подход дает хорошие результаты, но при изучении более сложных толщ, где породы в пределах одного пласта могли сформироваться в разных фациальных условиях, нужен более детальный анализ. Под петрофациальным моделированием понимается комплексное моделирование свойств коллекторов на основе петрофизической и фациальной информации (*Морозов и др., 2017*).

Объектом исследования данной работы является пласт ЮС1 Западной Сибири. Он перспективен для разработки в данном регионе, но в то же время наименее изучен. Каротажные данные и керн в этом пласте достаточно ограничены. Качественный керн есть пока только из одной скважины.

Существуют два варианта образования отложений пласта ЮС1 – дельтовый комплекс со сплошной карбонатизацией и мелководно-морская обстановка с карбонатными конкрециями. По результатам изучения литологических данных и консультаций с седиментологами предполагается, что отложения пласта образовались в мелководно-морской обстановке. Верхний продуктивный интервал, вероятно, откладывался в предфронтальной зоне пляжа в виде подводных валов и береговых баров. Об этом свидетельствуют выдержанные карбонатизированные слои песчаника с биотурбацией. Нижняя часть, где наблюдается градационная слоистость, отражает обстановку переходной зоны пляжа. В разрезе отмечены довольно плотные приуроченные к карбонатным конкрециям образования. Вероятно, это может быть конкреционный горизонт, характерный для оксфордских отложений Западной Сибири. Он представляет из

себя невыдержанные по латерали карбонатные линзы мощностью до 1.5 м. Это подтверждается наклонной слоистостью выше и ниже конкреции, наблюдаемой в керне (*Жуковская и др., 2011*).

При первичном расчете петрофизических параметров было замечено, что при пористости, проходящей по граничному значению как коллектор и в нижней и верхней частях разреза, проницаема только верхняя часть (рис. 1). Состав глин в пласте значительно различается в верхней и нижней частях пласта. Средние значения по данным рентгенофазового анализа в верхней части: каолинит – 80%, гидрослюда – 20%. В нижней части: хлорит – 50%, каолинит – 25%, гидрослюда – 25%. Различные глинистые минералы свидетельствуют о разных условиях осадконакопления и имеют разные плотность, содержание химически связанной воды и водородный индекс глин. Поэтому для достоверного расчета пористости по нейтронному каротажу необходимо знать типы глинистых минералов в изучаемом интервале.

В результате в пласте ЮС-1 установлена связь фациальных условий и фильтрационно-емкостных свойств коллектора. Выделены 2 петрофациальных типа пород и для каждого построена петрофизическая модель. Таким образом, использование петрофациальной типизации разреза является надежным инструментом для повышения достоверности, получаемой из данных каротажа информации.

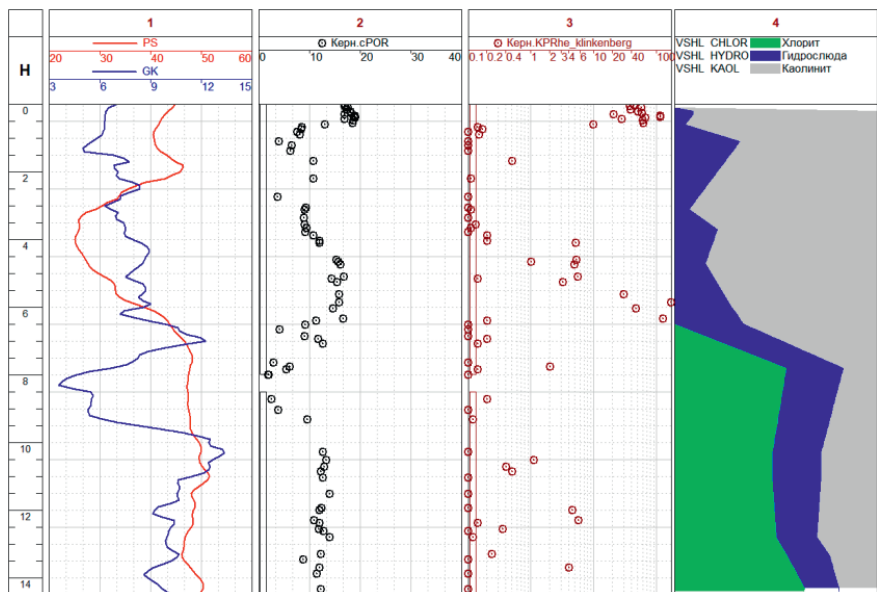


Рисунок 1. Планишет в интервале пласта ЮС1. 1 – кривые ПС и ГК, 2 – пористость по керну, 3 – проницаемость по керну, 4 – состав глин по рентгенофазовому анализу.

Литература

- Жуковская Е.А., Вакуленко Л.Г., Ян. П.А. Септариевые конкреции в оксфордских отложениях центральных и южных районов Западной Сибири // Ученые записки Казанского университета. 2011. Т. 153. № 4. С. 211-217.
- Морозов В.В., Беляков Е.О., Мухидинов Ш.В. Повышение достоверности оценки свойств коллекторов на основе петрофациального моделирования // Нефтяное хозяйство. 2017. №11. С. 99-101.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХОПЕРСКОГО МЕГАБЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Долбилова Е. С.¹, Муравина О.М.²

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж,
dolbilova2009@icloud.com

² Воронежский государственный университет, Воронеж, Otmir@bk.ru

Работа посвящена пространственному анализу комплексных петрофизических данных с целью повышения геологической содержательности интерпретации геофизических полей при изучении Хоперского мегаблока.

Хоперский мегаблок формирует восточную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В геологическом отношении террейн представляет собой архейский кратон, перекрытый мощными (до 500 м) песчаниково-сланцевыми отложениями воронцовской серии нижнего протерозоя. Интрузивные породы представлены магматитами основного (мамонский, новогольский и еланский комплекс) и кислого (бобровский комплекс) состава. В пределах территории выявлены месторождения и рудопроявления платиноидно-никелевой формации (*Чернышов, 1986, Миц и др., 2017*).

В качестве исходных данных для проведения пространственного анализа была использована петрофизическая модель Хоперского террейна. Модель сформирована в формате ГИС проекта и помимо геологических данных содержит петроплотностную и петромагнитную карты, сформированных на геологической основе масштаба 1:500000. Карты являются результатом обобщения петрофизических определений керна, пробуренных на территории исследования (*Глазнев и др., 2016, Муравина, 2016, Муравина, Долганова, 2019, Муравина и др. 2020*).

Пространственное районирование территории выполнялось с использованием модуля Spatial Analyst в системе ArcGIS 9 (*Spatial Analyst, 1999-2001*) на основе совместного качественного анализа петроплотностных и петромагнитных карт территории исследования. Программный модуль ГИС Spatial Analyst осуществляет процедуры с растровыми (грид) данными. Модуль позволяет получить новую информацию об изучаемых объектах, основываясь на известных пространственных признаках объектов и классифицировать территорию исследования, опираясь на результаты реклассификации первичных данных.

На первом этапе петроплотностная карта и карта медианных значений магнитной восприимчивости были трансформированы в грид-данные. Далее исходя из характера распределения петрофизических параметров (Рис.1) была выполнена процедура реклассификации данных.

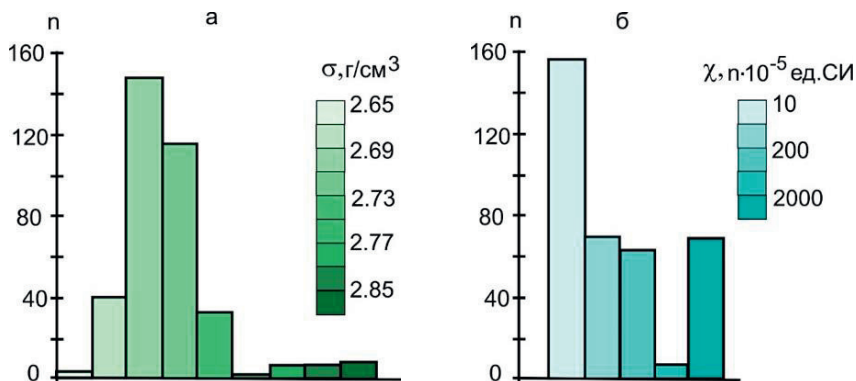


Рисунок 1. Распределение плотности (а) и магнитной восприимчивости (б), полученные по грид-данным петроплотностей и петромагнитной карт Хоперского мегаблока.

В результате реклассификации признаков их значения были приведены к единой условной шкале. В качестве признаковой шкалы были взяты целые числа в интервале от 1 до 3, что разделяет каждый из признаков (плотность и магнитная восприимчивость) на три класса и позволяет перейти к условной классификационной шкале.

На заключительном этапе была получена классификационная карта, разделяющая Хоперский мегаблок на различные блоки по характеру плотности и магнитной восприимчивости.

В результате комплексного пространственного анализа петрофизических данных, выполнено районирование территории и выделены блоки, с различными особенностями анализируемых признаков.

Литература

- Глазнев, В.Н. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. – Сер. Науки о Земле. – 2016. – Вып. 29. – С. 53-63.
- Миц, М.В. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник ВГУ. – Сер. Геология. – Воронеж, 2017. – №4. – С.5-23.
- Муравина О.М., Глазнев В.Н., Долганова М.В. Комплексная петрофизическая модель Хоперского мегаблока воронежского кристаллического массива // В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии

Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова. Воронеж, 2020. С. 213-215.

Муравина, О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. – Сер. Геология. – Воронеж, 2016. – №1. – С.150-154.

Муравина О.М. Методика формирования петромагнитной модели Хоперского мегаблока Воронежского кристаллического массива // В сборнике: Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле Материалы конференции, Москва, 2019. – С. 252-254.

Чернышов Н.М. Типы никеленосных интрузий и медно-никелевого оруденения Воронежского массива // Сов. геология. 1986. №12. С.42 – 54.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ КАРОТАЖА ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)

Лисицын Р.С.¹, Муравина О.М.²

¹*Воронежский государственный университет, Воронеж,
dark killer ganjubas228@mail.ru*

²*Воронежский государственный университет, Воронеж, omur@bk.ru*

Повышение эффективности интерпретации данных каротажа при проведении изысканий в сложных инженерно-геологических условиях является важной и актуальной задачей. Решить проблему можно с использованием современных методов индуктивного моделирования. На основе анализа данных каротажа с привлечением петрофизических исследований и результатов геологической интерпретации на эталонной скважине было рассчитано модельное (идентификационное) уравнение, которое может быть использовано для экспресс-интерпретации данных каротажа на соседних скважинах (*Аузин, Муравина, 2010; Аузин, Муравина, 2013; Муравина, 2013*). Задача решалась методом группового учета аргументов (МГУА) (*Муравина, 2012*). Метод использует не априорно заданную структуру модели, а создает и анализирует многоуровневое множество вариантов модельных уравнений, которые различаются не только численными коэффициентами, а также структурой и набором компонентов-факторов. Все модели формируются на обучающей последовательности, а оптимальная модель выбирается по минимальным значениям внешних критериев, рассчитываемых на данных, не участвующих в процедуре формирования моделей. В

МГУА полученная стохастическая зависимость выражается полиномиальной формой, что позволяет оценивать значимость факторов-аргументов, формирующих модельное уравнение. Результатом идентификационного моделирования являются уравнения, описывающие эмпирические зависимости между геологическими параметрами и атрибутами наблюдаемых геофизических полей и петрофизических данных (Муравина, 2009; Муравина, 2012). Идентификационное моделирование МГУА выполняется с использованием программного обеспечения, разработанного на кафедре геофизики Воронежского государственного университета (Муравина, Пономаренко, 2016).

В качестве исходных данных были использованы данные каротажа и точечные петрофизические определения, выполненные в скважине, пробуренной при проведении инженерных изысканий в районе г. Сочи. Так как согласно геологическому описанию в разрезе преобладают два типа пород – аргиллиты и известняки, в качестве зависимой переменной был выбран условный литологический индекс, который принимал значение 0 для аргиллитов и 1 для известняков. Рассмотрим некоторые полученные модели.

Модель 1. В качестве исходных данных рассматривалась ограниченная последовательность данных, включавшая определения всего комплекса каротажа – 34 точки в интервале глубин от 29.8 м до 62.8 м с расстоянием между точками 1 м (Рис. 1). Литологический

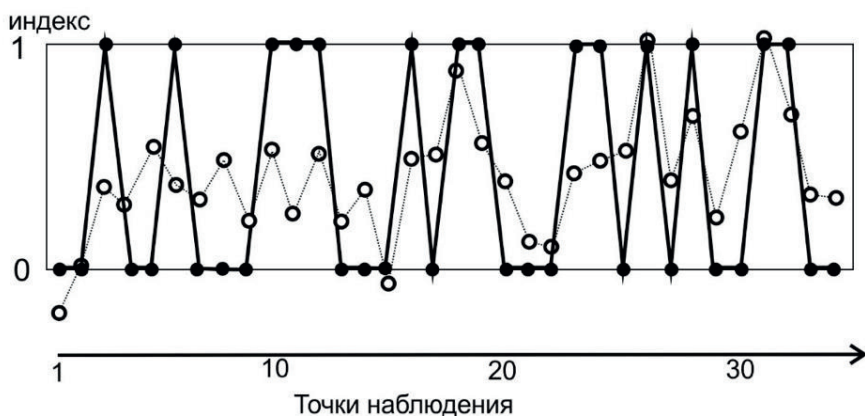


Рисунок 1. Результаты идентификационного моделирования для модели 1: экспериментальные (закрашенные кружки) и модельные (не закрашенные кружки) значения литологического индекса.

В результате было получено модельное уравнение вида:

$$Li = a_0 + a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_1X_2, (1)$$

где a_0, a_1, a_2, a_3 – числовые коэффициенты; Li – условный литологический индекс; X_1 – данные гамма-каротажа (ГК); X_2 – значения скорости продольных волн (V_p) по данным вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Совпадение экспериментальных и модельных значений составило 70%.

Модель 2. В процедуре идентификационного моделирования кроме методов ГИС были использованы результаты петрофизического опробования. Последовательность наблюдений составила 26 точек с расстоянием 2 м на интервале глубин от 12 до 62 м. Модель также определяется уравнением (1), где a_0, a_1, a_2, a_3 – числовые коэффициенты; X_1 – значения плотности (σ), полученные по данным лабораторных петрофизических измерений образцов керна; X_2 – данные ГК.

В полученной модели условный литологический индекс определяется с точностью 95% (Рис. 2).

Литологический индекс

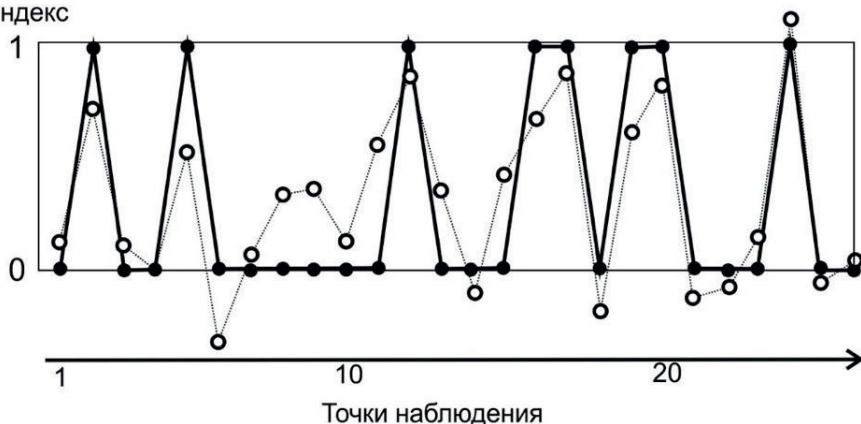


Рисунок 2. Результаты идентификационного моделирования для модели 2: экспериментальные (закрашенные кружки) и модельные (не закрашенные кружки) значения литологического индекса.

Модель 3. В процедуре идентификационного моделирования задействована последовательность длиной 1000 точек, интервал глубин от 10 до 20 метров. Расстояние между точками 0.01 м.

Для расчета модели использовались точки с 200 по 700, а остальные точки были использованы для независимой оценки качества модели. Получена зависимость литологического индекса от данных кавернометрии (КМ) и ГК. Модельное уравнение имеет вид:

$$Li = a_0 + a_1 X_2 + a_2 X_1 X_2, (2)$$

где a_0, a_1, a_2 – числовые коэффициенты; Li – условный литологический индекс; X_1 – данные ГК; X_2 – данные КМ. Точность модели на независимых данных составила 75%.

Приведенные примеры демонстрируют возможности МГУА для расширения возможностей интерпретации данных каротажа.

Литература

- Аузин А.А., Муравина О.М.* Статистический анализ данных каротажа методом группового учета аргументов // Вестник ВГУ. Сер. Геология. - Воронеж, 2010. - № 2. - С. 219-224.
- Аузин А.А., Муравина О.М.* О возможности оптимизации комплексов геофизических исследований в скважинах при поисках месторождений рудных полезных ископаемых антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. - Воронеж, 2013. - №1. - С.184-188.
- Муравина О.М.* Возможности метода группового учета аргументов при статистической обработке петрофизических данных // Вестник ВГУ. Сер. Геология. - Воронеж, 2009. - № 2. - С. 150-154.
- Муравина О.М.* Метод группового учёта аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. - 2012. - № 6. - С. 16–20.
- Муравина О.М.* Возможности метода группового учета аргументов при анализе геофизических данных // Каротажник. - 2013. - № 6 (228). - С. 32-39.
- Муравина О.М., Пономоренко И.А.* Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геолого-геофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. - Воронеж, 2016. - №2. - С.107-110.

GEOMORPHON METHOD FOR SEMI-AUTOMATIC RIDGE RECOGNITION IN THE CLARION-CLIPPERTON ZONE OF THE E-PACIFIC

Ovchinnikova A.¹, Petersen S.², Cherkashov G.¹, Krätschell A.²

¹ *Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean
(VNIIOkeangeologia)*

² *GEOMAR, Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel,
nastiaovch@gmail.com*

The recently developed GIS module “Geomorphon”, a method for semi-automated terrain classification in GRASS GIS, was created by *Jasiewicz and Stepinski (2013)* and is based on the principles of computer vision and pattern recognition. It classifies topographic data into the 10

most common landform elements (“geomorphons”) by using the line-of-sight principle that allows to determine the relative altitudes in 8 directions from each cell (Fig. 1). The determined pattern of relative altitudes around each cell indicates the corresponding landform element (Fig. 2).

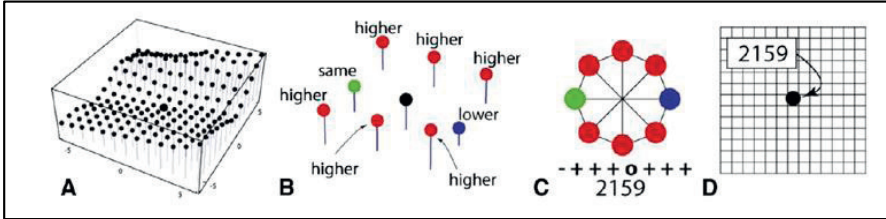


Figure 1. A) Digital Elevation Model (DEM) with the cell of interest; B) Comparison of the central cell with surrounding cells; C) Decimal code (Local Ternary Pattern) describing the pattern around central cell; D) Assignment of the Local Ternary Pattern to a cell in the raster (Jasiewicz, 2013).

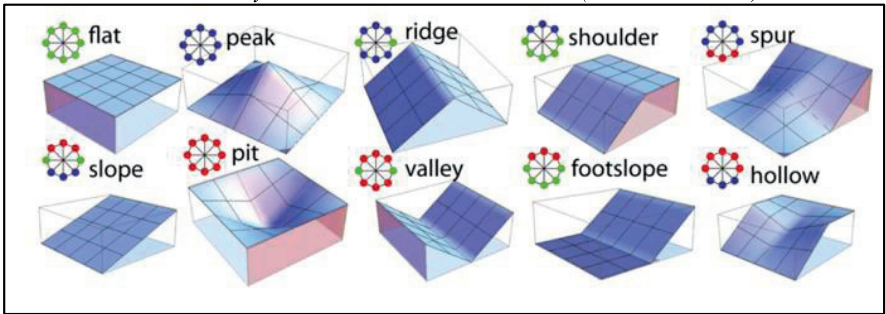


Figure 2. Ten most common landform elements and their corresponding geomorphons (ternary patterns) (Jasiewicz, 2013).

In this study the Geomorphon module was applied to the geological environment of the Clarion-Clipperton Zone to test its ability to automatically extract the abyssal hills (ridges). The study area lies in the eastern part of the German contract area for polymetallic nodules exploration with depth ranges from approximately -4500 to -1500 meters (the prevailing depths are from -4400 to -4100 meters). One of the characteristic topographic features within the study area are abyssal hills (ridges), which developed on the flanks of the fast-spreading East Pacific Rise as a result of the interplay of normal faulting and volcanism (Cormier and Sloan, 2017). These ridges are parallel to the spreading axis and are widespread over the entire Clarion-Clipperton Zone.

For this study the 100 meter resolution bathymetric data from cruise KM0821 (NOAA’s R2R Repository; doi: 10.7284/100880) was used. The preparatory stage of working with “Geomorphon” is adjusting the input parameters to the study area. After several tests the following input parameters were set:

- the outer radius $L = 100$ cells (based on the size of the biggest landforms in the map area which have a length of about 10000 m)
- the inner search radius $i = 4$ cells (because it saves the necessary details but eliminates bathymetric artefacts well)
- flatness threshold $t = 2^\circ$ (based on the slope distribution in the flat areas).

The created Geomorphon map (Fig. 4, e) shows a contribution of a number of landforms elements which build the particular geological structures. To extract the abyssal hills (ridges) the following steps in ArcGIS Desktop are needed:

1) Use of the “Raster to polygon” tool to convert raster data of the Geomorphon map into shapefiles;

2) Ridges as geological structures consist of the following geomorphon classes: ridge, shoulder, spur, slope. The polygons of these classes were selected (using “Select by attributes”) and exported as a separate feature class (Fig. 4, b);

3) The boundaries of polygons had to be dissolved (“Dissolve tool”) to merge the single classes into the objects (Fig. 4, c). Not only elongated ridges are caught, but also volcanic concentric features and other isometric features which also consist of ridges, shoulders, spurs and slopes. The next steps helped to get rid of non-elongated features;

4) We created a Minimum Bounding Geometry (MBG) for “dissolved classes” (from step 3) with a convex hull (the smallest convex polygon enclosing an input feature) to get the dimensions of the polygons (shortest and longest distances between any two vertices of the hull are automatically included in the attribute table);

5) Within the study area ridges as geological structures are: a) elongated (Width/Length ratio < 0.5); b) mostly oriented from north to south (MBG orientation is greater than 150° and less than 30°); c) rather big (MBG_Length more than 0.083; 0.083 is a length of the biggest volcano which was misidentified as elongated object). These criteria are applicable only for the study area. A new field “Width_to_Length” was added into the “Bounding Geometry” layer (from step 4). The “Width/Length” ratio was calculated using the “Field Calculator” and objects selected by the query «“W_to_L” < 0.5 AND (“MBG_Orient” > 150 OR “MBG_Orient” < 30) AND “MBG_Length” > 0.083 ». The selected objects were exported as a separate feature class (Fig. 4, d);

6) Finally, we used the “Select by location” tool to include only polygons from step 3 which are located WITHIN the “Convex hull” polygons from step 5, and exported those features as separate feature class.

The results of the extraction are shown in the Figure 4 (f). Here, it can be seen that the extraction is done almost correctly and all major abyssal hills (ridges) are caught. However, a few volcanoes, which are connected to the ridges, were also extracted (especially on the south of the ridges). This misclassification originates from the local peculiarities, when ridges and volcanoes have common slopes (Fig. 3). At present, no fast way was found to get rid of these “connected volcanoes”, and, as there are just few on the map, it is currently faster to delete them manually.

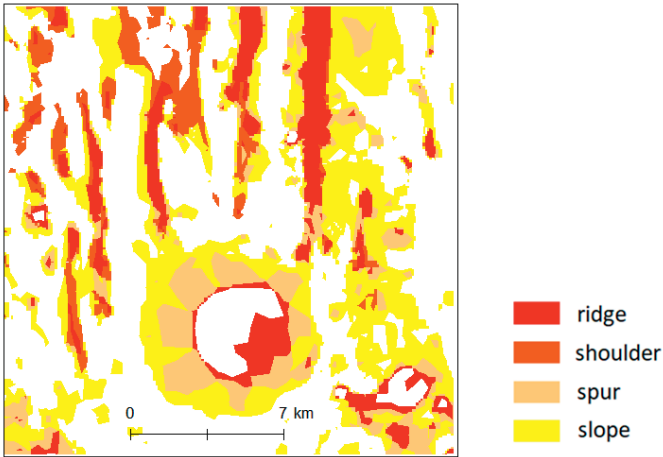


Figure 3. A volcano connected to the ridge as geological structure.

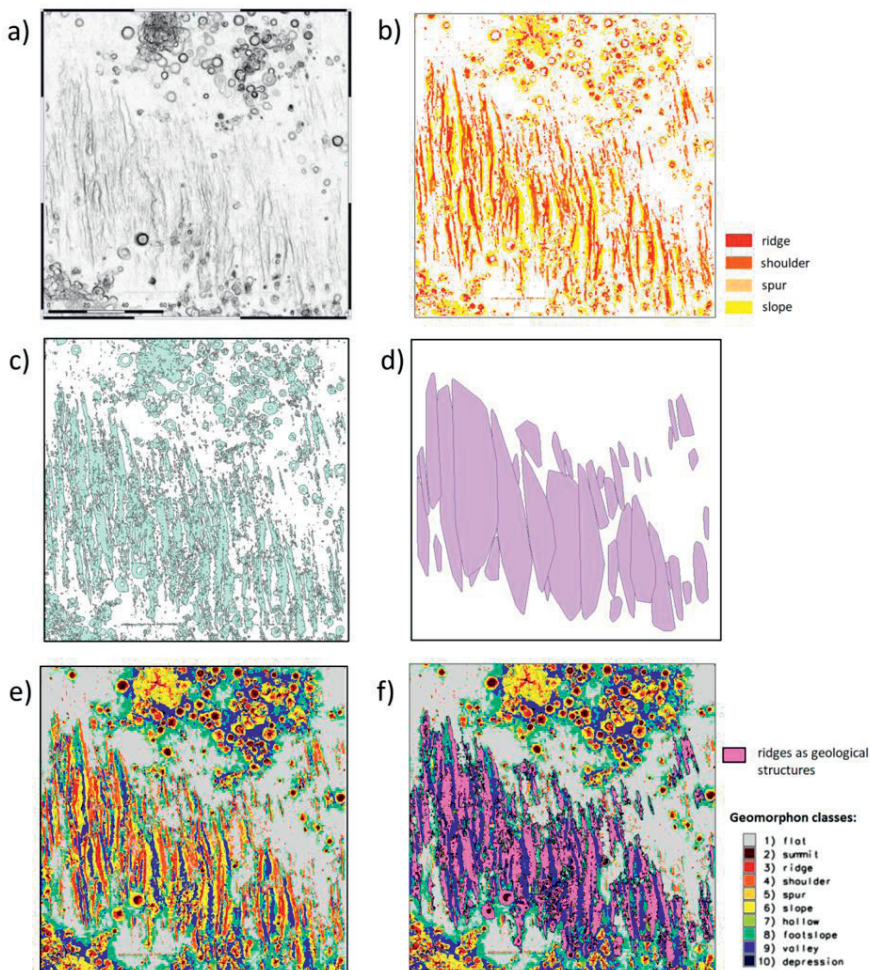


Figure 4. Close-ups of the study area showing a) slope-shaded relief image; b) ridge-related classes defined by the “Geomorphon” methodology; c) merged ridge class obtained using “Geomorphon” methodology; d) “Convex hull” polygons bounding the objects which meet the “Ridge” criteria (see text); e) the original classification; f) distribution of merged ridge polygons (pink).

The Geomorphon module in GRASS GIS gives an opportunity to create a map of the 10 most common landform elements, which can be further processed in ArcGIS in a customized way to extract geological structures. However, not only landform elements that make up a particular geological structure must be defined, but also criteria of the structure according to the local feature patterns (orientation, maximum/minimum sizes, Width/Length ratio, etc.). The created semi-automatic mapping

workflow shows that it is possible to extract ridges, and for large areas it is much faster than during manual mapping. Similar workflows can be used for other geological structures in the study area.

References

- Jasiewicz J., Stepinski T.F.* Geomorphons - a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms // *Geomorphology*. 2013. № 182. P. 147–156. doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.005
- Cormier M. H., Sloan H.* Abyssal Hills and Abyssal Plains // *Springer Geology*. Springer, 2018. P. 389–408. Springer Geology. doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_20

КАРТИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ ПУСТОТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНЖЕНЕРНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рахимов Э.А.¹, Кудинов А.А.², Горелик Г.Д.³

¹*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, rahimovball15@mail.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, artem.kudinov@gmail.com*

³*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, gleb.gorelic@yandex.ru*

Данная работа посвящена изучению применимости сейсморазведки МПВ в целях поиска пустот в верхней части разреза. Для этого был выполнен анализ результатов обработки синтетических и реальных материалов. В качестве реальных данных используются материалы, полученные в ходе инженерно-геофизических работ на территории Свято-Успенского Псково-Печерского мужского монастыря. Результаты получены путем обработки данных МПВ способом 2D сейсмической томографии и методом t_0 . В ходе работы использовалось специализированное программное обеспечение Tesseract 2D (<http://www.tesseract-geo.com>), RadExPro (<https://radexpro.com>), XТomo-LM (<http://www.xgeo.ru>).

Важной проблемой в гражданском строительстве является обнаружение естественных и искусственных пустот, поскольку они часто вызывают проседание и обрушение подповерхностных слоев (*Di Fiore et al., 2013*). К искусственным пустотам можно отнести полости, возникшие в результате деятельности человека. Решение

таких задач может проходить различными геофизическими методами. Эффективность каждого метода зависит от многих факторов окружающей среды, а также на том, что каждый метод основан на отдельных регистрируемых параметрах. Так, в качестве дополнительных методов разведки применяют магниторазведку, гравиразведку и радиометрию (Давыдов., 2013). Результаты работ, полученные с помощью георадара и электрофотографических исследований характеризуют геологическое строение и расположение подземных неоднородностей (Glazunov et al., 2021). Сейсмические методы также широко применяются для выявления пустот в верхней части разрез и основными параметрами для изучения в методе являются различие скорости и плотности аномалеобразующего объекта относительно вмещающего слоя.

Для подтверждения возможности решения задач поиска пустот с помощью сейсморазведки было выполнено математическое моделирование волновых картин на четырёх моделях в программе Tesserat. Моделям соответствовал терригенный горизонтально-слоистый разрез, наблюдаемый на территории монастыря. Так все модели состояли из трёх слоёв: песчано-суглинистый слой. $v_p=200$ м/с, $v_s=80$ м/с, мощность 2 метра, слой суглинков. $v_p=600$ м/с, $v_s=350$ м/с, мощность 4.5 метра, слой песчаников. $v_p=1600$ м/с, $v_s=1000$ м/с.

Первая модель не имела каких-либо аномалий в разрезе. В последующих трёх в центре модели на глубине 9 м располагался аномалеобразующий объект ($v_p=330$ м/с, $v_s=0$ м/с), имевший различные размеры (2×2 м, 4×4 м, 10×10 м).

При моделировании система наблюдения состояла из 101 ПВ с шагом 1 м и 20 ПП с шагом 4 м. С каждой стороны от приемной линии находилось по 12 выносных ПВ. В качестве источника использовался сигнал с частотой 45 Гц тип Single. Моделирование выполнялось с акустического волнового уравнения с типом поверхности Free.

В результате решения обратной задачи способом 2D сейсмотомографии в программе XТomo-LM (Рис. 1) на основании времён прихода первых вступлений, считанных в RadExPro, было выявлено, что объект размерами 2×2 м уверенно выделяется на скоростном разрезе v_p небольшой аномалией. На моделях с объектом большего размера аномалия увеличивается пропорционально размеру объекта.

На основании указанных результатов была выполнена аналогичная обработка данных, полученных в ходе инженерно-геофизических работ на территории Свято-Успенского Псково-Печерского мужского монастыря (Псковская область). Целью работ

являлся поиск пустот (пещер) на территории монастыря. Рассматриваемый профиль является опытно-методическим поскольку точно известно о нахождении под ним пещеры (рис. 2). Анализ результатов проведенных работ позволит сделать вывод, что сейсморазведка может использоваться как самостоятельный метод для решения такого рода задач и по приведенной методике возможно обнаруживать пустоты размером от 2×2 м. Таким образом, это существенно увеличит шансы на корректный анализ данных на других исследуемых площадях, где нет точных данных о наличии подземных полостей. Сами работы выполнялись в декабре 2020 года с использованием 20 автономных сейсмических модулей GSX (<https://www.geospace.com/products/land-exploration/gsx>). Источником упругих колебаний выступал удар кувалдой массой 5 кг, сигнал от которой регистрировался с помощью вертикальных сейсмоприемников. Всего использовалось 106 ПВ с шагом 1 м. При этом с северо-западной части профиля использовалось 12 выносных ПВ, а с противоположной – 17 ПВ. Шаг между ПП 4 м.

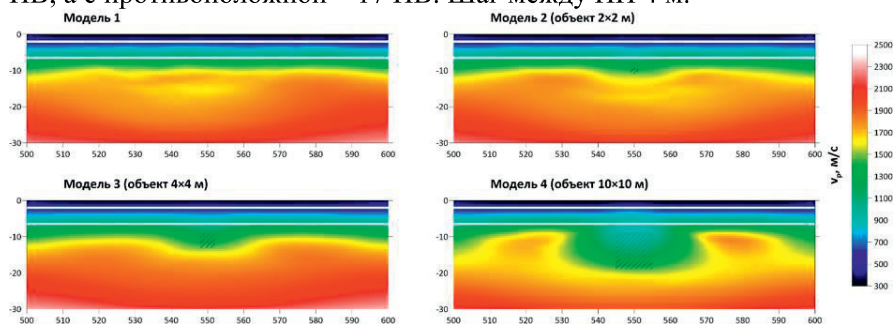


Рисунок 1. Разрезы распределения скоростей продольных волн, полученные в результате обработки модельных данных способом 2D сейсмической томографии. Белым указаны границы слоёв, черный квадрат указывает местоположение объекта в разрезе.



Рисунок 2. Топоплан части территории Псково-Печерского монастыря. Красными кружками обозначены ПВ, синими – ПП.

Полученные сейсмограммы обрабатывались аналогично синтетическим. Также была выполнена обработка методом t_0 и получены две преломляющие границы. Разрез распределения скоростей продольных волн и положение преломляющих границ представлен на рисунке 3. Как видно из скоростного разреза на пикетах 36-40 наблюдается понижение скорости, что свидетельствует о наличии подземной неоднородности в этой области. Методом t_0 также удалось подтвердить наличие пещеры. Так вторая преломляющая граница залегает приблизительно на глубине 8-9 метров, однако при приближении к пещере происходит изменение границы до 11-12 метров.

Таким образом, представленные результаты свидетельствуют, что сейсморазведку можно использовать при картировании подземных пустот. Так на скоростных разрезах пустоты выделяются зоной понижения скоростей продольных волн, а у преломляющей границы наблюдается локальное понижение. Стоит отметить, что в будущем планируется обработать данный профиль методом MASW (Park et al., 1999) и выполнить обработку площадных данных способом 3D сейсмотомографии.

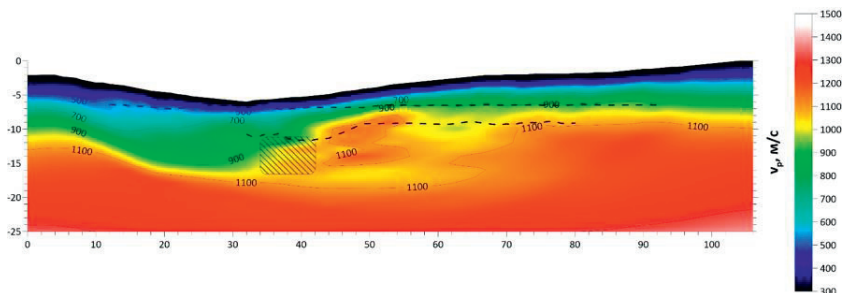


Рисунок 3. Разрез распределения скоростей продольных волн, полученный в результате обработки реальных данных способом 2D сейсмической томографии. Черными пунктирными линиями показаны преломляющие границы, полученные в результате обработки методом t_0 , черной областью указано примерное положение пещеры исходя из априорных данных.

Авторы выражают благодарность АО «МАГЭ» в лице Матвеева И.А. и ООО «ТехноТерра» в лице Мингалевы Т. за предоставленные материалы.

Литература

- Давыдов В.А. Обнаружение подземных пустот антропогенного характера с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. 2013. № 7. С. 52–57.
- Glazunov V.V., Ageev A.S., Gorelik G.D., Sarapulkin T.V. Results of comprehensive geophysical studies on the search for crypts on the territory of suburban necropolis of Tauric Chersonese in the Karantinnaya balka // Journal of Mining Institute 2021. V. 247. № 247. P. 12–19
- Di Fiore V., Angelino A., Passaro S., Bonanno A. High resolution seismic reflection methods to detect near surface tuff-cavities: a case study in the Neapolitan area, Italy // Journal of Cave and Karst Studies. 2013. V. 75. № 1. P. 51–59.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J. Multichannel analysis of surface waves // Geophysics. 1999. V. 64. № 3. P. 800–808.
- <https://www.geospace.com/products/land-exploration/gsx>
<https://radexpro.com>
<http://www.tesseral-geo.com>
<http://www.xgeo.ru>

УЧЕТ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКЕ

Савинов К.С.¹, Гончаров А.Г.^{1,2}

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, savinovks@mail.ru*

²*ООО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», Санкт-Петербург, a.goncharov@spbu.ru*

Летом 2021 года были проведены высокоточные магниторазведочные работы с применением беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) на территории золоторудного месторождения, расположенного в Чукотском АО, южнее поселка Ленинградский. Съемка проводилась в масштабе 1:5000, в рамках поисковых геолого-разведочных работ, с использованием квантовых магнитометров. В результате были составлены карты трансформаций аномального магнитного поля (*Гончаров, 2021*).

При проведении площадных съемок важной задачей является учет суточных вариаций магнитного поля. Работы, проводимые с использованием БПЛА, подразумевают исследование больших по площади территорий (более 50 км²), из-за этого возможны ошибки учета суточных вариаций в связи со значительным расстоянием между магнитовариационной станцией (МВС) и местом съемки. Учет влияния суточных вариаций магнитного поля необходим для внесения поправок и расчета аномалий в пунктах наблюдения. Последнее необходимо, так как амплитуды и частоты вариаций магнитного поля нередко сравнимы с интенсивностью аномалий от геологических неоднородностей (*Никитский, 1990*).

Запись характера вариаций нормального магнитного поля во время съемки производилась с использованием МВС в комбинации с учетом вариаций по опорным сетям.

Для этого применялись две МВС: стационарная и мобильная, обе магнитометра –оверхаузеровские. Запись изменений индукции магнитного поля происходила автоматически с периодом три секунды.

Обработка данных с МВС производилась в программе Oasis Montaj. Графики, построенные по полученным сведениям, были скоррелированы, однако было обнаружено, что в промежутках времени, когда происходили заметные возмущения, между данными полученными на стационарной и мобильной МВС есть расхождения.

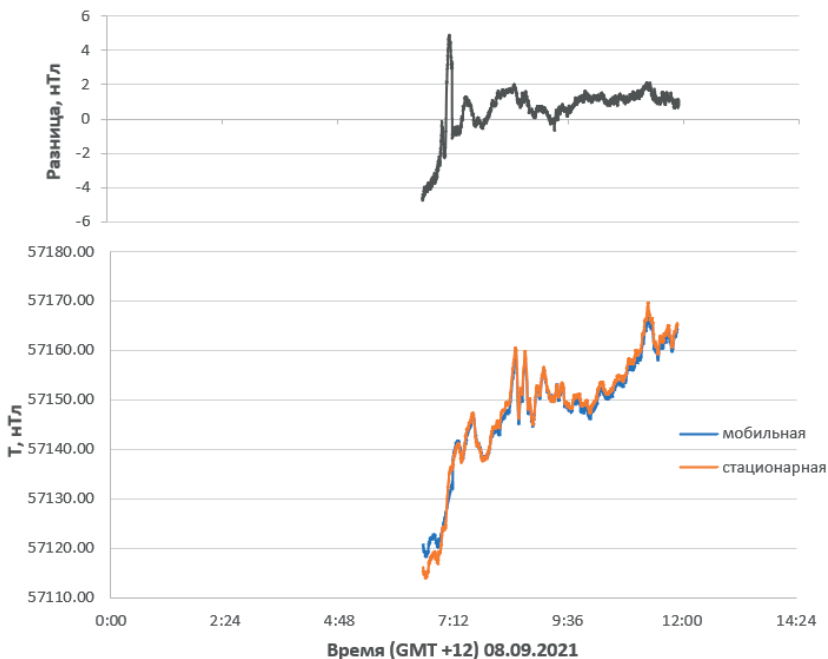


Рисунок 1. Вариации магнитного поля, зафиксированные 08.09.2021 мобильной и стационарной МВС, и разница их значений, высчитанная при помощи программы Oasis Montaj.

Вопрос о природе подобных аномалий остается открытым, есть предположения, что эта разница возникает во время интенсивных полярных сияний и/или из-за появления электрических токов в горных породах и окружающей морской соленой воде.

Литература

Гончаров А.Г. Информационный отчет о результатах выполнения 1-го и 2-го этапов геофизических работ на месторождении Совиное в 2021 году. 2021. С. 15–17.

Никитский В.Е. Магниторазведка. «Недра», 1990. 179–188 с.

КОМПЛЕКС МЕТОДОВ МАГНИТОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕДНО- НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТСКОГО КРАЯ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА «АРХАР»

Семенов В.Е.¹, Глазнев В.Н.²

¹*Воронежский государственный университет, Воронеж,
vlsemenov20002@yandex.ru*

²*Воронежский государственный университет, Воронеж,
glaznev@geol.vsu.ru*

Проблема использования комплекса геофизических методов при поиске медно-никелевые месторождений Камчатского края, была решена на примере одного из участков, относящегося к Камчатскому срединному массиву (КСМ). В составе КСМ выделяется Камчатская никеленосная провинция с ресурсным потенциалом более 1 млн. т., (Трухин и др., 2007). Никеленосность генетически связана с интрузиями габбро-кортландитового магматического комплекса. К настоящему моменту известно одно месторождение сульфидных медно-никелевых руд, относящихся по запасам к категории средних, а также 27 проявлений и пунктов минерализации. Промышленные перспективы КСМ связаны в первую очередь с регенерированными месторождениями, которые формируются в процессе магматического и гидротермального переотложения рудных масс (Лухачев, 2006), выделившихся ранее в промежуточных магматических камерах и магматических каналах.

Основным геофизическим методом при поиске медно-никелевых рудных тел на территории КСМ являлся метод переходных процессов (МПП), также использовалась магнитная съемка с помощью квантового магнитометра. Генераторная петля МПП представляла большой незаземленный питающий контур из провода сечением 10-12 мм² и размером в плане от 150 на 250 м до 200 на 300 м. Работы проводились при токе от 30 до 100 А на частотах от 1 до 5 Гц. Вторичные магнитные поля измерялись быстродействующим Fluxgate магнитометром и приемной рамкой с датчиком ПДИ-100. Расстояние между профилями съемки составляло 30-100 м, а между точками – 20-40 м. В ходе съемки была выделена аномалия (Рис. 1).

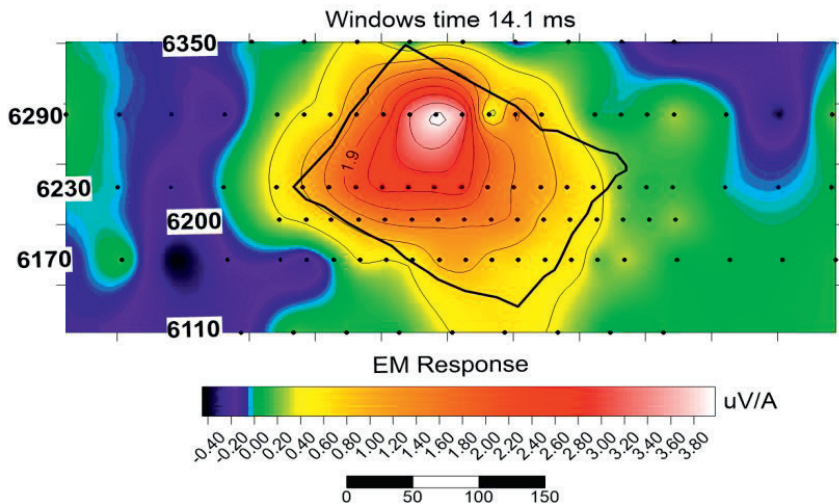


Рисунок 1. Карта спада $\Delta U/I$ на временном канале 14.10 мс для петли АС1.

По кривым спада, полученным на профиле 6230 (Рис. 2) можно установить слабый отклик на ранних временах, и сильный отклик на поздних временах. Помимо этого форма кривых, полученных при съемке на поздних временах, говорит о наличии суперпарамагнетизма, что обусловлено наличием очень малых частиц оксидов железа (Барсуков и др., 1997). Возможно, что аномалия вызвана совокупностью полей образованных от малого по размеру проводника в верхней части разреза и от глубоко залегающего большого проводника.

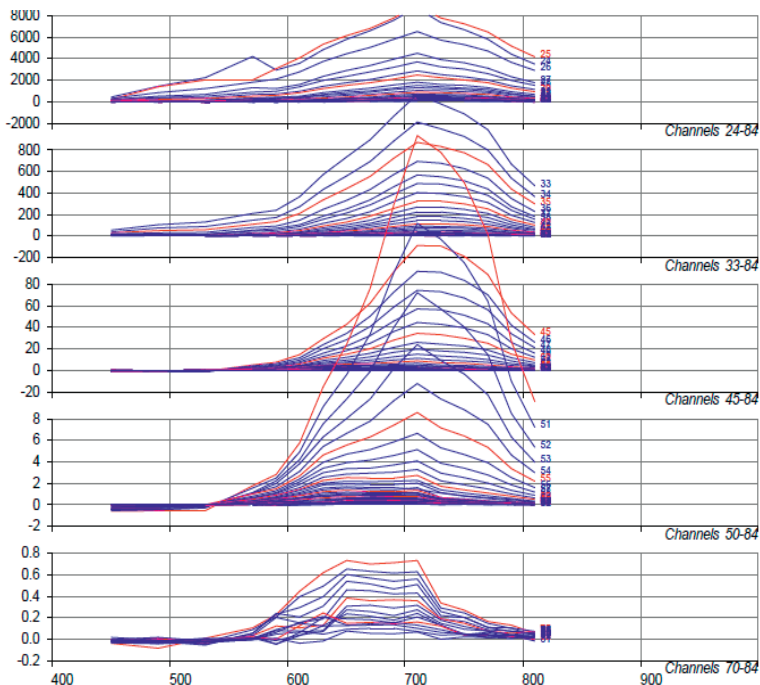


Рисунок 2. Результат съемки МПП (FLTEM). Профиль 6230.

Магнитная съемка проводилась с использованием аэрокомплекса, включающего беспилотный носитель (квадрокоптер) и квантовый рубидиевый аэромагнитометр на выносной гондоле. Параметры магнитометра: чувствительность: $0.1-0.5 \text{ нТл} / \sqrt{\text{Гц}}$; диапазон измерения поля $20000 \text{ нТл} - 100000 \text{ нТл}$, общая девиационная ошибка меньше 0.3 нТл , частота измерений - 1000 Гц , диапазон допустимых углов датчика $\pm 45^\circ$. Данная съемка проводилась для подтверждения результатов наземной магнитной съемки, проведенной в 2007 году. В обоих случаях аномалии магнитного поля совпали с аномалиями МПП.

В результате работ была выделена и оконтурена аномалия МПП и магнитного поля, которая по данным геохимической съемки выделяется аномальными значениями хрома, что в некоторых случаях может являться признаком никелоносного рудного тела (*Schoneveld et al., 2019*). Для дальнейших исследований необходимо произвести бурение, чтобы реализовать метод МПП в скважинном варианте. Также рекомендуется провести детальную гравиметрическую съёмку, чтобы исключить возможность того, что аномалии МПП и магнитного поля были вызваны графитизированными породами. Если конечные результаты поискового и разведочного этапа будут подтверждены

бурением и признаны удовлетворительными, данный комплекс методов можно будет и далее использовать при поисках и разведке медно-никелевых месторождений Камчатского края.

Литература

- Барсуков П., Файнгерг Е.В.* Эффект суперпарамагнетизма на золото-серебряных месторождениях // Европейский журнал экологической и инженерной геофизики. 1997. Том 353 (6). С. 811-814.
- Каменецкий Ф.М.* Руководство по применению метода переходных процессов / Л.: Недра, 1973. 128 с.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения / М.: Эслан. 2006. 496 с.
- Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д.* Основные особенности Камчатской никеленосной провинции. / Доклады VIII международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М. 2007. Т 5. С. 268-270.
- Инструкция по магниторазведке / МИНГЕО СССР. Л.: Недра. 1981.
- Schoneveld L., Barnes S., LeVaillant M., Taranovic V.* Indicator minerals for magmatic sulfide mineralization. ASEG Extended Abstracts. 2019

ГЕОРАДИОЛОКАЦИЯ КАК МЕТОД ПОИСКА ОПАСНЫХ ТРЕЩИН В ЛЕДНИКАХ

Суханова А.А.¹, Кашкевич М.П.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, suhanova.anastassiya@yandex.ru, m.kashkevich@spbu.ru*

Одним из наиболее важных факторов, оказывающих влияние на эксплуатацию станций и полевых баз в Антарктиде, является организация логистических операций между объектами инфраструктуры Российской антарктической экспедиции (РАЭ). В первую очередь, это касается организации взлетно-посадочных полос (ВПП) вблизи станций, а также трасс, соединяющих ВПП со станциями и полевыми базами. Посадочные площадки представляют один из основных способов снабжения антарктических станций топливом и грузами, и, кроме того, делают возможным перемещение сотрудников РАЭ в случае необходимости. На протяжении многих лет в районах отечественных станций в периоды сезонных работ эксплуатируются основные ВПП, располагающиеся на участках ледников в районах станций Прогресс, Восток, Новолазаревская,

Мирный и п/б Молодежная (Поляков и др., 2015; Попов и др., 2016; Попов и др., 2017). Зачастую, посадочные площадки находятся на достаточном удалении от самих станций, поэтому организация трасс между этими пунктами инфраструктуры также важна для осуществления транспортных операций. Все перечисленное позволяет сделать вывод, что для правильного функционирования логистических пунктов крайне необходимо обеспечение безопасности проводимых транспортных работ.

На безопасность, в основном, оказывают влияние высокие скорости движения ледников, располагающихся в прибрежной зоне Антарктиды (Войтковский, 1999), что приводит к образованию многочисленных трещин, ширина которых нередко достигает более 1 м. Кроме того, для районов краевой части материка характерны процессы аккумуляции снежных осадков, из-за чего разрывные нарушения в теле ледника зачастую не прослеживаются на дневной поверхности. Это нередко становилось причиной аварий при попадании в трещины транспорта, эксплуатируемого на станциях (Попов и др., 2016). В череде подобных происшествий не обошлось и без несчастных случаев, в результате которых судьба некоторых сотрудников РАЭ складывалась весьма трагично (Попов и др., 2015). В связи с этим, для обеспечения безопасности транспортных операций и работы сотрудников станций необходимо дистанционное выявление трещин в теле ледника. С этой целью, начиная с 2013 г., в рамках исследований в Антарктиде все большее применение находит метод георадиолокации (в иностранной литературе - Ground Penetrating Radar, или GPR), основанный на изучении распространения в среде электромагнитных волн, создаваемых источниками на поверхности, отражающихся от различных границ на различных глубинах и регистрируемых вновь в начальной точке (Владов и др., 2004).

Метод георадиолокации в целях исследования ледников нашел применение довольно давно. Еще в 60-х годах прошлого века подобные зондирования осуществлялись отечественными и зарубежными учеными для определения мощностей ледникового покрова Гренландии и Антарктиды. Эффективность таких исследований связана с малым поглощением электромагнитного сигнала в ледниковой среде, что позволяет регистрировать отраженный сигнал с больших глубин (Финкельштейн, 1986).

Опыт применения георадиолокации для выявления ледниковых трещин в работах зарубежных специалистов встречается с начала 2000-х годов (Arcone et al., 2000; Zamora et al., 2007; Eder et al., 2008). Среди отечественных исследований наибольшую популярность

такие работы приобрели в начале 2010-х годов при изучении трещин в районах станций Прогресс и Мирный. Изыскания на станции Прогресс были направлены на выявление опасных разрывных нарушений на пути следования трассы «Прогресс-Восток» (Попов и др., 2014; Попов и др., 2015; Попов и др., 2016). Работы на станции Мирный заключались в поиске безопасного места для организации взлетно-посадочной полосы (Попов и др., 2016; Попов и др., 2017).

Отмеченные работы подтверждают, что георадиолокация – эффективный метод дистанционного выявления неоднородностей в теле ледника. В рамках российских антарктических исследований этот метод не раз демонстрировал высокую результативность. В данной работе приведены примеры успешного применения георадиолокации, направленные на обеспечение безопасности логистических операций и выполненные в период 64-65-й РАЭ (2018-2020 гг.) в районах станций Мирный и Русская.

Как уже было отмечено ранее, благодаря комплексу гляцио-геофизических исследований в районе станции Мирный была определена безопасная площадка на участке ледника. Это позволило ввести в эксплуатацию ВПП, в настоящее время действующую в период проведения сезонных работ. Однако, ввиду интенсивной динамики ледника вблизи станции, было принято решение об обследовании близлежащего района в сезон 64-й РАЭ (2018/19 гг.) для возможной организации запасной ВПП. По результатам георадарной съемки на участке работ были выделены 3 типа трещин в леднике: Т1, Т2 и Т3. Тип Т1 представлен трещинами шириной менее 0.1 м, расстояние между стенками которых, по большей части, заполнено снежными осадками. Для трещин второго (Т2) и третьего (Т3) типа характерна ширина более 1 м, однако их различие заключается в глубине их залегания. Трещины Т2 образуются вблизи дневной поверхности в пределах 1 м, в то время как трещины типа Т3 выявлены на глубине 3 м и более. Тем самым, было определено, что трещины второго типа могут представлять опасность для транспортных операций. Ограничив зону их распространения, был сделан вывод, что формирование трещин типа Т2 приурочено к центральной части района предполагаемой организации запасной ВПП. По результатам исследований были рекомендованы дополнительные детализационные георадарные работы.

Подобные изыскания с целью поиска опасных трещин также проводились в районе станции Русская в сезон 65-й РАЭ (2019/20 гг.). Станция Русская особенна тем, что располагается в Западной Антарктиде на достаточно большом удалении от других станций и

полевых баз РАЭ. Поэтому важным фактором для организации транспортных операций в этом районе является, прежде всего, их безопасность. В рамках полевых работ вблизи станции требовалось ограничить безопасный участок для организации ВПП на участке ледника. На основании выполненных исследований были определены две основные зоны, где трещины либо не развиты, либо ширина между их стенками не превышает 0.6 м. По результатам работ был сделан вывод, что выявленные трещины не представляет опасности для передвижения транспорта в пределах этих зон, а обследованный участок пригоден для организации ВПП.

Литература

- Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: «Издательство МГУ», 2004. 153 с.
- Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: «Наука», 1999. 256 с.
- Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. Т. 20. № 2. С. 31-35.
- Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Гляцио-геофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный, Восточная Антарктида // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 413-426.
- Попов С.В., Поляков С.П.* Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90-98.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Применение гляцио-геофизических методов для обеспечения безопасности логистических операций в Антарктиде // Российские полярные исследования. 2015. Т. 21. № 3. С. 29-31.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Строение верхней части ледника в районе планируемой взлётно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73-84.
- Попов С.В., Эберляйн Л.* Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лед и снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 95-106.
- Финкельштейн М.И.* Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: «Недра», 1986. 128 с.
- Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica // Proceeding 8th International Conference of Ground Penetrating Radar. 2000. V. 4084. P. 760–765.

- Eder K., Reidlerb C., Mayer C., Leopold M.* Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a component for a mountain guide system // *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* 2008. V. XXXVII. P. 837-841.
- Zamora R., Casassa G., Rivera A., Ordenes F., Neira G., Araya L., Mella R., Bunster C.* Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar // *IAHS Proc.* 2007. V. 318. P. 153-162.

ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Чернышова Д.М.¹, Глазнев В.Н.², Муравина О.М.³

¹*Воронежский государственный университет, Воронеж, dasha.che90@gmail.com*

²*Воронежский государственный университет, Воронеж, Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, glaznev@geol.vsu.ru*

³*Воронежский государственный университет, Воронеж, muravina@geol.vsu.ru*

Рассматриваются общие принципы создания комплексных геофизических моделей литосферы центральной части Восточно-Европейского кратона и роль геотермических моделей в таких построениях. С целью формирования достоверного начального приближения термической модели верхней коры выполнено обобщение данных о содержании теплогенерирующих элементов в породах раннедокембрийского фундамента.

Рассмотрены особенности валового содержания редких и рассеянных элементов, полученные методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии, в образцах типичных пород региона исследований. Составлена сводная база данных по содержанию теплогенерирующих элементов (калия, тория, урана) и валовому содержанию кремнезёма в типичных породах кристаллического фундамента платформы.

Выборка фрагмента данных из базы IFHC-2021 для величин измеренного поверхностного теплового потока по области построений показана на рис.1 вместе с привязкой к главным структурно-тектоническим единицам изучаемой территории по (*Bogdanova et al., 2008, Mints et al., 2015*).

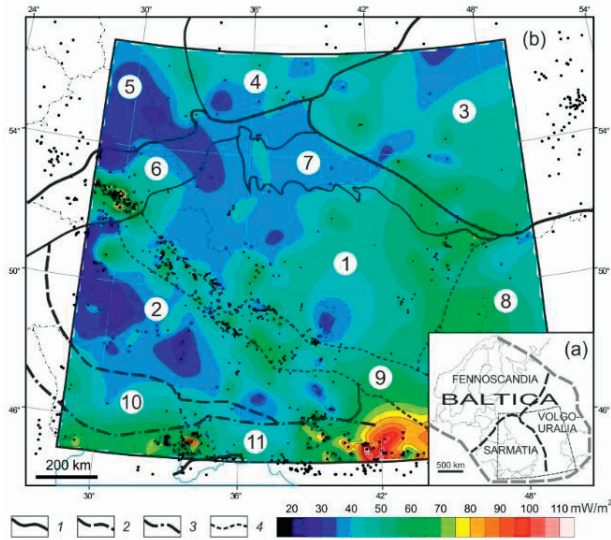


Рисунок 1. (a) Обзорная схема кратона BALTICA по (Bogdanova et al., 2008) (показано положение области исследований). (b) Карта поверхностного теплового потока по данным (Fuchs et al., 2021) (показаны точки измерений) и главные тектонические структуры ВЕК по (Mints et al., 2015).

На основе исходных материалов о концентрации радиогенных элементов был выполнен расчёт теплогенерации пород кристаллического фундамента территории. Для оценки величин теплогенерации использовались сведения о плотности пород фундамента Восточно-Европейского кратона и его отдельных частей. Полученные результаты оценок теплогенерации характеризуют верхнюю неоднородную часть фундамента, распространяющуюся до нижней границы гравиактивного слоя региона.

Пространственное положение результативных точек сформированной базы данных по теплогенерации пород кристаллического фундамента региона приведено на рис. 2.

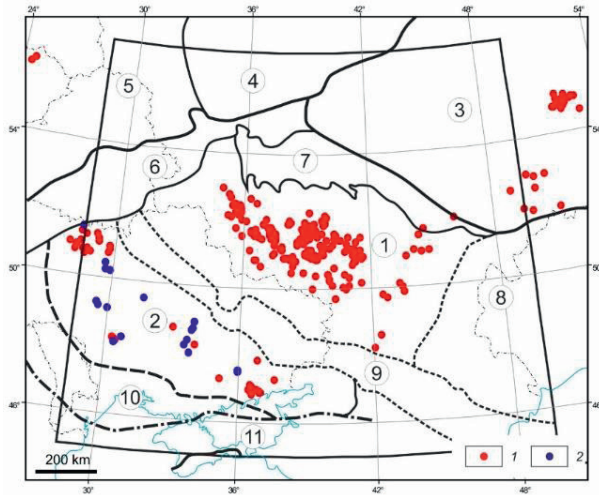


Рисунок 2. Точки с данными о теплогенерации пород фундамента центральной части ВЕК (структуры см. рис. 1.). Условные обозначения: 1 – наши результаты; 2 – данные ИНФС-2021 (Fuchs et al., 2021).

Сводная статистика распределения усреднённых данных о теплогенерации пород фундамента ВКМ, представленная на рис. 3, показывает, что значения теплогенерации пород фундамента ВКМ варьируют в диапазоне от 0.1 до 7.54 мкВт/м³ со средним значением 0.528 мкВт/м³.

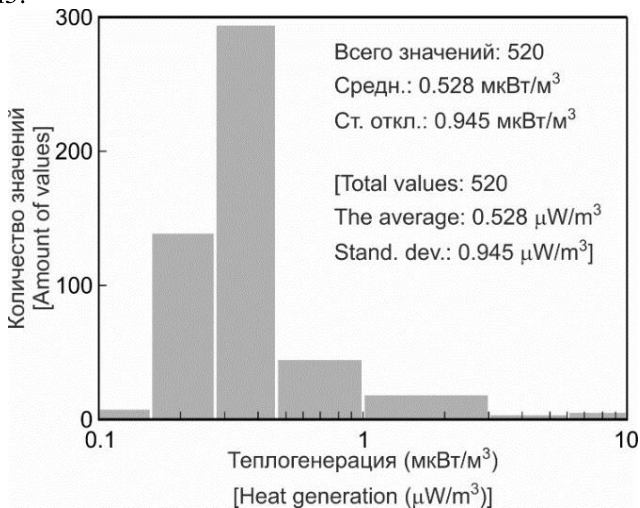


Рисунок 3. Гистограмма рассчитанных значений теплогенерации пород фундамента ВКМ.

Анализ данных показал отсутствие корреляции между плотностью пород фундамента региона и рассчитанными величинами их теплогенерации (Рис. 4).

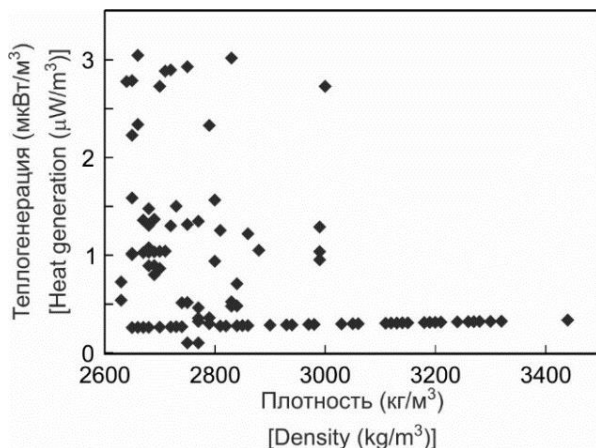


Рисунок 4. Корреляция плотности и рассчитанных значений теплогенерации для пород фундамента ВКМ.

Выявлена устойчивая связь содержания кремнезёма (SiO_2) с величиной рассчитанной теплогенерации пород (Рис. 5).

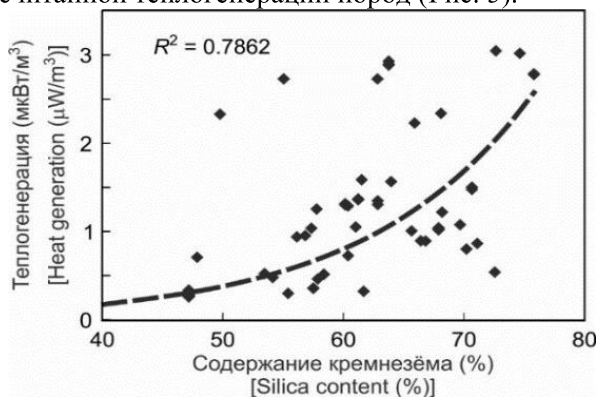


Рисунок 5. Корреляция содержания кремнезёма и рассчитанных значений теплогенерации для пород фундамента ВКМ (R^2 - величина достоверности аппроксимации).

Для главных групп пород фундамента установлена тенденция связи теплогенерации с составом пород (Рис. 6), и отсутствие связи с возрастом формирования пород.

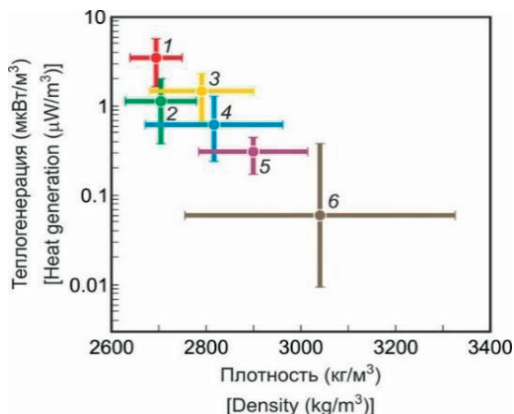


Рисунок 6. Теплогенерация для типов пород фундамента ВКМ в зависимости от их плотности (показаны диапазоны изменений параметров). Условные обозначения: 1 – гранитоиды; 2 – диориты, ТТГ; 3 – сланцы, метаосадочные породы; 4 – габброиды; 5 – нориты; 6 – кварциты, железистые кварциты, известково-силикатные породы.

Выявленные связи между параметрами комплексов пород и их теплогенерацией можно использовать для формирования начального приближения термической модели верхней коры, что особенно важно в условиях платформы, где латеральная дифференциация пород по их физико-химическим свойствам, весьма высока.

Литература

- Глазнев В.Н., Муравина О.М., Чернышова Д.М. Теплогенерация пород фундамента центральной части Восточно-Европейского кратона // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2021.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Y.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. N 1-2. P. 23-45. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.024
- Fuchs S., Norden B., International Heat Flow Commission. The Global Heat Flow Database: Release 2021. GFZ Data Services. DOI: 10.5880/figeo.2021.01
- Fuchs S., Beardsmore G., Chiozzi P., Espinoza-Ojeda O.M., Gola G., Gosnold W., Harris R., Jennings S., Liu S., Negrete-Aranda R., Neumann F., Norden Ben., Poort J., Rajver D., Ray L., Richards M., Smith J., Tanaka A., Verdoya M. A new database structure for the IHFC Global Heat Flow Database. // International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics. 2021. 4 (1). 14 p. DOI: 10.31214/ijthfa.v4i1.62
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A.,

Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // Geol. Soc. of Amer., Special Paper. 2015. V. 510. 433 p.

Гидрогеология, инженерная геология и геоэкология

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОЧВ ЕЛАГИНА ОСТРОВА

Богданов Т.В.¹, Сангинова И.М.¹, Зеленковский П.С.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Елагин остров, находящийся в Петроградском районе Санкт-Петербурга, со времен основания города считался зелёным уголком для жителей Северной столицы. В 2001 году остров получил статус объекта исторического и культурного наследия Санкт-Петербурга, а в 2012 остров и существующий на нём Центральный парк культуры и отдыха им. Кирова (ЦПКиО) получили статус памятника природы (*Храмцов и др., 2016*), и таким образом Елагин стал особо охраняемой природной территорией (ООПТ). Однако, на протяжении истории на данную территорию непрерывно оказывалось влияние со стороны человека по причине постепенного расширения города, транспортной сети и интенсификации производства в его черте, в связи с чем почвы на территории острова имеют определенный уровень загрязнения относительно фоновых показателей. Закономерности распространения тяжелых металлов в почвах мегаполиса носит сложный характер (*Podlipskiy et al.; 2020, Dubrova et al., 2020*). Влияние на содержание тяжелых металлов оказывает множество факторов: изначальные кондиции почв и их физико-химические свойства, расположение антропогенных объектов, оказывающий площадное, в масштабах района (ТЭЦ) и локальное (АЗС, стройплощадки) воздействие. Наконец, нужно помнить, что почвы города зачастую кардинально меняют свои свойства и кондиции в результате подсыпки привезенными грунтами, рекультивации объектов загрязнения и проч. На небольшом, на первой взгляд однородном участке, могут находиться разные по своим свойствам почвы (*Навинкин и др., 2016-1, 2016-2*). В связи с этим, основной целью данной работы является оценка качественного и количественного содержания тяжелых металлов в почвах Елагина острова, установление динамики загрязнения на основе схожего исследования 2016-го года, а также обоснование проведения геоэкологического мониторинга для обеспечения устойчивого использования рекреационных ресурсов исследуемой территории ООПТ.

Природный комплекс Елагина острова объявлен памятником природы регионального значения в целях сохранения ландшафтного и биологического разнообразия на территории Санкт-Петербурга, создания условий для развития экологического и культурного

просвещения, улучшение состояния окружающей среды на территории города (*Храмцов и др., 2016*). В связи с этим данный ООПТ можно смело отнести к экологическому каркасу города – совокупности экосистем на конкретной территории, образующих пространственно-организованную структуру управления, которая поддерживает экологическую стабильность территории и здоровую среду обитания человека, а также предотвращает потерю биоразнообразия. Поэтому регулярное проведение оценки состояния такой депонирующей среды, как верхний слой почвенного профиля, необходимо в контексте мониторинга экологического состояния всего природного комплекса острова.

Работы включали в себя пробоотбор аккумулятивного верхнего горизонта почвенного профиля при помощи метода «конверта» до глубины 0.2 м. на всей площади острова. Точки были заложены предварительно из расчета 1 точка на 100-150м. территории, всего было заложено 24 точки пробоотбора. Все работы происходили в соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-83 «Общие требования к отбору проб».

Дальнейшие камеральные работы включали в себя высушивание и измельчение отобранных проб до фракции обломков 0.1 мм и менее для последующего исследования на содержание тяжелых металлов с помощью рентгенофлуоресцентного метода на аппарате AP104. После проведения анализа были получены данные по содержанию в верхнем почвенном слое таких тяжелых металлов, как Pb, Zn, Cu. Полученные значения были подвержены математической обработке (*Иванюкович и др. 2015, 2016-1, 2016-2, Коннонова и др., 2016*), после чего были сравнены со значениями схожего исследования 2016 года (*Нестерова и др., 2016*), а именно приведены 5 схожих по территориальной принадлежности точек (точка 1 за 2016 год соответствует точке 2Е за 2020 год, 2 – 5Е, 3 – 23Е, 4 – 20Е, 5 – 11Е), результаты исследований приведены в таблице 1.

Таблица 1. Сравнение результатов исследований почв на содержание ТМ, в 2016 году (Нестерова и др., 2016) и в 2020 году.

Номера точек, 2016/2020 гг.	Cu, мг/кг		Zn, мг/кг		Pb, мг/кг	
	2016 год	2020 год	2016 год	2020 год	2016 год	2020 год
1/2Е	43	67	241	168	114	69
2/5Е	41	51	385	306	138	102
3/23Е	29	28	74	95	57	76
4/20Е	115	48	193	119	52	39

5/11E	67	115	233	315	99	58
ПДК	55		100		30	

Для анализа загрязнения почв тяжелыми металлами был произведен расчёт показателя суммарного загрязнения почв (Zc) для каждой точки пробоотбора текущего исследования. На основании расчёта показателя была составлена карта, наглядно отражающая загрязнённость почвы в том или ином месте острова (Рис. 1).

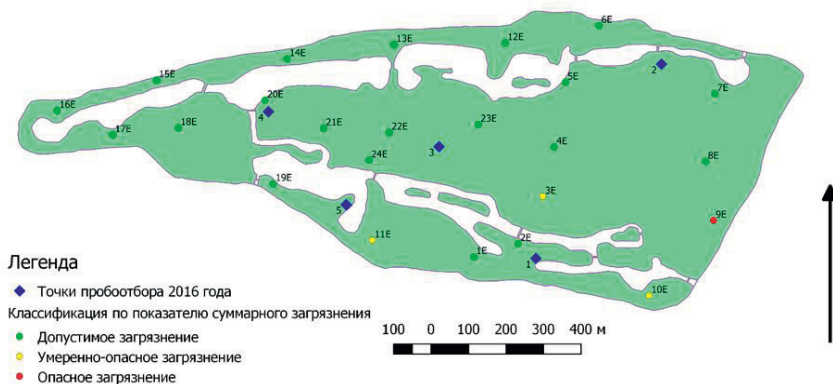


Рисунок 1. Карта точек пробоотбора с рассчитанным показателем суммарного загрязнения почв.

По результатам проведенного анализа были сделаны выводы о том, что за прошедшие 4 года содержание тяжелых металлов в верхнем слое почвенного профиля незначительно изменилось, однако не наблюдается четкой закономерности в характере этих изменений. Так, в среднем содержание Pb в целом уменьшилось (за исключением точек 3 – 23E в центральной части острова), а содержание Cu, наоборот, увеличилось (за исключением точек 4 – 20E на северо-западе острова). Однако, в большей части точек заметно ощутимое превышение норматива ПДК для почв, причем в данном случае наблюдается четкая закономерность. В точках пробоотбора 2 – 5E и 1 – 2E, находящихся в наибольшей близости к объектам транспортной структуры города (Приморский проспект и набережная Мартынова соответственно), допустимые концентрации по Zn и Pb превышены более чем в 2-3 раза. Это говорит о том, что выхлопы транспорта напрямую влияют на состояние почв ООПТ и, как следствие, всей экосистемы памятника природы и экологического каркаса города. Также следует отметить, что согласно показателю суммарного

загрязнения наиболее опасной зоной является юго-западная часть острова, которая приурочена к объектам инфраструктуры Елагина острова (дворцово-парковый комплекс и технические сооружения) и всё также находится вблизи автомобильных дорог. Наибольшее загрязнение отмечено на точке 9Е, что показатель загрязнения равен 91, что естественно недопустимо для ООПТ.

На основании проведенного анализа был сделан вывод о том, что почвенный покров Елагина острова подвержен влиянию антропогенных загрязнителей, вследствие чего может происходить частичное нарушение природного комплекса, что в целом влечет за собой нарушение экологической системы ООПТ. В связи с этим обоснованно выступает важнейшая задача проведения регулярного геоэкологического мониторинга данного памятника природы с целью анализа и оценки текущего состояния биоценозов, а также во избежание их прогрессирующего загрязнения тяжелыми металлами и общего ухудшения состояния.

Литература

- Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С.* Выделение участков локального загрязнения при экогеохимическом мониторинге городских территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Экология. География. 2015. № 2. С. 125-129.
- Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С., Дуброва С.В.* Статистический анализ загрязнения территории при экогеологическом картографировании // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. № 1. С. 37-41.
- Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С.* Статистический анализ результатов оценки химического загрязнения грунтов и донных отложений на примере территории Санкт-Петербурга // Инженерные изыскания. 2016. № 9. С. 24-29.
- Коннонова Л.А., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р.* Рассчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка "Смоленское Поозерье" // В сборнике: Экологические проблемы недропользования. Материалы Шестнадцатой международной молодежной научной конференции. Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета; Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. 2016. С. 260-262.
- Навинкин А.П., Подлипский И.И., Зеленковский П.С.* Результаты проведенного экологического обследования части территории Муринского парка (ограниченной тихорецким и Северным пр., а также ул. академика Байкова) // В книге: Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXVII молодежной

научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. 2016. С. 180-183.

Навинкин А.П., Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Эколого-геологическая оценка Муринского парка (г. Санкт-Петербург) // В сборнике: Экологические проблемы недропользования. Материалы Шестнадцатой международной молодежной научной конференции. Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета; Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. 2016. С. 297-299.

Нестерова Л.А., Гильдеева И.М., Бредис О.А. Содержание тяжелых металлов в почвах городских особо охраняемых территорий (Елагин остров, г. Санкт-Петербург // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской части России и на определенных территориях. 2016. С. 213-216.

Храмцов В.Н., Ковалёва Т.В., Нацваладзе Н.Ю. Атлас особо охраняемых территорий Санкт-Петербурга. Издание второе, исправленное и дополненное. 2016. С. 155-165.

Dubrova S., Podlipskiy I., Zelenkovskiy P., Lebedev S., Chernova E. Assessment of anthropogenic load and ecosystem stability in the land cadastre zoning of megacities // E3S Web of Conferences. 13. Сер. "13th International Scientific and Practical Conference on State and Prospects for the Development of Agribusiness, INTERAGROMASH 2020" 2020. С. 06015.

Podlipskiy I.I., Dubrova S.V., Nesterov E.M., Egorov P.I., Zelenkovskiy P.S., Lebedev S.V., Izosimova O.S., Chernova E.N. Geoecological zoning of modern geological objects composed of technogenic soils. distribution of Zn, Cu, Pb, Fe, Hg and As in technogenic dispersed soils and bottom sediments// IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Сер. "International Symposium "Earth Sciences: History, Contemporary Issues and Prospects"" 2020. С. 012016

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ (ICP-MS) ЦЕЗИЯ В ПОЧВАХ ЮГО-ВОСТОКА ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Богородова П.Н.¹

¹*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, matina_polina@mail.ru*

В данном исследовании представлен метод оценки содержания цезия в почвах юго-востока Томской области, с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной

аргоновой плазмой. Основное внимание уделено накоплению техногенного цезия в среде обитания, необходимости мониторинга радионуклидов, состояния, и миграции радиоактивных веществ в окружающей среде.

Цезий, техногенный радиоактивный элемент, поступает из атмосферы в почву с атмосферными выпадениями или в составе аэрозолей, и представляют опасность для человека (*Последствия облучения...*, 2012). В сельскохозяйственных почвах методика определения Cs регламентируется ГОСТом (*ГОСТ Р...*, 2012). Элемент поглощается почвой и включается в процесс вертикальной миграции по профилю почвы, переходит в растения и воды. Поэтому необходимы мероприятия по мониторингу его содержания и миграции в окружающей среде.

Метод Масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) позволяет в сжатые сроки провести количественный анализ и получить информацию о концентрациях элементов в широком диапазоне. Преимуществами данного метода является точность и высокая надежность анализа, оперативность, высокая производительность (*Алексеев и др.*, 2018).

Изучаемая территория является самой густонаселённой частью Томской области, расположена в пределах подзоны мелколиственных лесов и представлена равнинным ландшафтом, осложненным интенсивной аграрной деятельностью (Рис. 1) (*Евсеева*, 2012).



Рисунок 1. Район исследования (Атлас ..., 2022).

Пробы почв были отобраны в летне-осенний период 2021 г. в населённых пунктах Томской области и предоставлены для проведения количественного анализа в ЦКП «АЦГПС». Геохимическая база данных включает 36 результатов анализов отобранных проб. В таблице 1 представлены результаты для некоторых населенных пунктов.

Таблица 1. Концентрация Cs в почвах (г/т).

Населённый пункт	Наибольшая концентрация Cs (г/т)	Фитоценоз	Почвы	Населённый пункт	Наименьшая концентрация Cs (г/т)	Фитоценоз	Почвы
Наумовка	5.696	Хвойный лес	Подзолистые	Верхнее Сенчево	0.871	Смешанный лес	Серые лесные
Лучаново	4.976	Хвойный лес	Подзолистые	Лаврово	0.845	Пашня	
Георгиевка	3.95	Смешанный лес	Серые лесные	Нелобино	0.891	Смешанный лес	Серые лесные
Самусь	3.968	Смешанный лес	Серые лесные	Плотниково	1.161	Пашня	

Cs слабо вымывается из почвы, постепенно перемещаясь в реки и озера. Со временем Cs переходит в растворимые в воде соединения, после чего начинается миграция по почвенному профилю, накопление растительностью (Макрыгина, 2011).

Наименьшие концентрации Cs наблюдаются в пробах, отобранных на территориях сельскохозяйственных угодий и смешанных лесов. Пониженные концентрации цезия в пробах с/х угодий, объясняется тем, что радионуклид хорошо поглощается растительностью, и накопление его в урожае сельскохозяйственных культур может достигать 100% (Бекман, 2015). Так, например, в д. Лаврово концентрация цезия на территории пашни составила 0,845 г/т, а вблизи на территории берёзового леса - 1,139 г/т. В пробах д. Георгиевки смешанный лес – 3,95 г/т, пашня – 2,32 г/т).

В лесных почвах интенсивность накопления Cs зависит от влажности почвы. Миграция Cs в почвах, содержащих слюдястые минералы, происходит медленнее, чем в торфяных и подзолистых почвах. Во влажных, подзолистых почвах и торфяниках Cs из почвы активно проникает и накапливается в растениях. В почвах березовых лесов концентрации в верхних горизонтах понижены, что говорит о перемещении всей активности в нижние минеральные слои (Богачев, 1997).

Наибольшая активность цезия наблюдается в пробах хвойных лесов, т.к. хвойные леса обладают наиболее выраженными барьерными функциями на пути вертикальной миграции Cs и эффективно препятствуют их поступлению в грунтовые воды, а основная активность Cs сосредотачивается в верхней части толщи почв (Безносиков, 2017). Максимальная концентрация радионуклида в пробах хвойных лесов с. Лучаново, п. Самусь, д. Георгиевке и д. Наумовки. В последних трех случаях, повышенные концентрации объясняются тем, что данный район в зоне влияния Сибирского химического комбината (СХК) по розе ветров (Государственный..., 2021).

В результате исследования, оценка содержания цезия в почвах не обнаружила аномальные зоны с повышенными значениями, характерные для геохимического загрязнения.

Можно сделать вывод, что геохимический метод анализа содержания химических элементов в почвах на основе ИСП МС, является экспрессивным, относительно недорогим и быстрым способом получения разносторонней, точной информации о концентрациях.

Метод позволяет выявить участки превышения средние фоновых концентраций и выполнить количественную оценку современного состояния.

Отдельные участки отличаются друг от друга по их концентрациям, что позволяет уточнить геохимическую зональность распространения химических элементов.

Работа выполнена при поддержке Российским фондом фундаментальных исследований (проект 20-35-90046 Аспиранты).

Исследования проведены с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» Национального исследовательского Томского государственного университета.

Литература

- Алексеев А.В., Якимович П.В., Кваченок И.К.* Определение примесей в никеле методом ИСП-МС // Вестник Московского университета, Сер. 4. Геология. 2018. №5. С. 53-59.
- Атлас Томска // map.admtomsk.ru. URL: <https://map.admtomsk.ru/> (дата обращения: 10.02.2022).
- Безносиков В.А.* Искусственные и естественные радионуклиды в почвах южно- и среднетаежных подзон республики Коми // Почвоведение. 2017. №7. С. 824-829.
- Богачев А.В.* Миграция ^{137}Cs и калия в системе «почва-растение». Факты, закономерности, гипотезы. Учебное пособие. М.: Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, 1997. 35 с.
- ГОСТ Р 54038-2010 Национальный стандарт Российской Федерации. Почвы. Методика определения Cs в почвах сельхозугодий. 2012-01-01.
- Государственный доклад «Об экологической ситуации в Томской области в 2020 году»/ под общ. ред. Кривова М.А. Томск, 2021. 133 с.
- Евсеева Н.С.* Ландшафты болот Томской области. Томск: Изд-во НТЛ, 2012. 400 с.
- Макрыгина В.А.* Геохимия отдельных элементов. Новосибирск: Академическое издание «Гео», 2011. 193 с.
- Последствия облучения для здоровья человека в результате чернобыльской аварии. Приложение Д к Докладу НКДАР ООН 2008 года Генеральной Ассамблее // Издание Организация Объединенных Наций. V/12-55525, 2012. 173 с.
- Экологическая радиохимия и радиозоология: учебное пособие. Том VI. / И. Н. Бекман. М.: Издатель Мархотин П.Ю., 2015. 400 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДОБРОВОЛЬНЫХ МЕСТНЫХ ОБЗОРОВ ПО ЦЕЛЯМ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ ООН

Дюков Н.В.¹, Бобылев Н.Г.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st084068@student.spbu.ru, n.bobylev@spbu.ru

На сегодняшний день особенно остро перед обществом стоит проблема обеспечения социально-экономического благополучия населения и экологически стабильного состояния природных экосистем. Для решения этой проблемы требуется гармонизация производственных процессов с окружающей средой, направленная на снижение энергоёмкости выпускаемой продукции, на сокращение объёмов отходов производства и потребления, на модернизацию технологических процессов на предприятиях и т.д. Кроме того, международное сотрудничество является необходимым условием для реализации Концепции устойчивого развития, поскольку решить глобальные экологические проблемы можно лишь при сотрудничестве с другими странами, совместной работе с международными природными организациями (*Бродский А.К., Бобылев Н.Г., 2017*). В связи с этим следует основательно подойти к изучению Добровольных местных обзоров (далее – ДМО), содержащих в себе полезную информацию, статистические данные, методические указания по реализации Целей устойчивого развития (далее – ЦУР) на локальном и глобальном уровнях.

ДМО предпринимает необходимые шаги для мониторинга достижений отдельного города. Задачей этого обзора является анализ и сбор данных того, насколько хорошо реализуются ЦУР. Сферы интересов включают устойчивую урбанизацию, экологию, индустриализацию и развитие определенной территории. Путем подготовки ДМО города могут открыть для себя различные возможности, такие как: удовлетворение потребностей жителей, формирование качественной городской среды, а также участие в глобальном диалоге по вопросам устойчивого развития (*Сашанова А.А. и др., 2020*).

Недавно пересмотренные показатели Комиссии ООН по устойчивому развитию содержат базовый набор из 50 показателей. Эти основные показатели являются частью более широкого набора из 96 показателей устойчивого развития. Введение базового набора помогает сохранить унификацию набором показателей, в то время как более широкий набор позволяет включать дополнительные показатели,

которые предоставляют странам возможность проводить более комплексную и дифференцированную оценку устойчивого развития. Основные показатели соответствуют трем критериям. Во-первых, они охватывают вопросы, имеющие отношение к устойчивому развитию в большинстве стран. Во-вторых, они предоставляют важную информацию, недоступную по другим основным показателям. В-третьих, они могут быть рассчитаны большинством стран с использованием статистических данных, которые либо легко доступны, либо могут быть предоставлены в разумные сроки и с разумными затратами. И наоборот, показатели, которые не являются частью ядра, либо актуальны только для небольшого числа стран, либо не являются легкодоступными для большинства стран (Бобылев С.Н., 2020; Цели устойчивого развития, 2020).

Экологическое состояние связано с качеством окружающей среды, а также с количеством и качеством природных ресурсов. Как таковые, они отражают конечную цель природоохранной политики. Показатели экологического состояния созданы с таким расчетом, чтобы давать обзор экологической ситуации и ее развития во времени. Примерами их являются: концентрации загрязняющих веществ в окружающей среде; превышение критических нагрузок; влияние определенного уровня загрязнения на население или снижение качества окружающей среды и связанное с этим воздействие на здоровье людей; состояние флоры и фауны и запасов природных ресурсов.

В докладе акцентировано внимание на методологию подбора и подсчета показателей по компоненту «Окружающая среда», который охватывает широкий перечень рассматриваемых аспектов: качество воздуха, водоснабжение и санитария, отходы, качество окружающей среды, энергетика и др. Каждый показатель содержит определение /описание, обоснование/интерпретацию, методику расчетов и ссылку на конкретную ЦУР. Данные показатели представлены в таблице 1 (Методология..., 2022).

Таблица 1. Перечень ключевых показателей эффективности достижения ЦУР по компоненту «Окружающая среда».

Компонент	Подкомпонент	Категория	КПЭ	Тип
Окружающая среда	Окружающая среда	Качество воздуха	Атмосферное загрязнение	Основной
			Выброс газов, вызывающих парниковый эффект	
		Водоснабжение	Качество питьевой	

		и санитария	воды	
			Водопотребление	
			Очистка сточных вод для повторного использования	
		Отходы	Переработка твердых отходов	
			Воздействие ЭМП	
		Качество окружающей среды	Шумовое воздействие	
			Зеленые зоны	
		Общественные места и природа	Доступность зеленых зон	
			Охраняемые природные территории	
			Возможности для проведения досуга	
	Энергетика	Энергетика	Потребление возобновляемой энергии	
			Потребление электроэнергии	
			Потребление тепловой энергии в жилищном секторе	
			Энергопотребление в общественных зданиях	

Например, по показателю «Очистка сточных вод» приводится процентная доля обрабатываемых сточных вод (первичная, вторичная и третичная очистка). Совершенствование обработки воды приводит к сокращению числа случаев различных заболеваний, передающихся через воду. Надежная система сбора сточных вод является основным показателем уровня развития на местном уровне и общественного здравоохранения. Фекальные загрязнения воды представляют собой менее серьезную проблему в тех странах, которые могут позволить себе очистку канализационных и сточных вод. Загрязнение воды можно свести к минимуму при условии надлежащих инвестиций в системы очистки. Доля обработанных сточных вод является одним из показателей качества воды. Все виды обработки включают в себя очистку в целях сброса воды в водные ресурсы различных уровней экологической уязвимости. К ним относятся:

А) Первичная очистка, во время которой осуществляется проверка и осадка сточных вод для устранения крупного мусора.

Б) Вторичная очистка, во время которой сокращается биологическое потребление кислорода (БПК₁₀) до приемлемых уровней путем окисления микробов с использованием активированного ила или капельного фильтра.

В) Третичная очистка, которая еще больше сокращает БПК за счет создания микронагрузки или фильтрации, микробиологического удаления фосфатов и нитратов и дезинфекции с использованием хлора или озона.

Тенденция к росту и более высокие значения считаются положительными. Порядок проведения расчетов: в числителе – общий объем сточных вод, который прошел (первичную/вторичную/третичную) обработку (в литрах), в знаменателе – общая сумма собранных сточных вод (в литрах), после чего полученное значение умножается на 100. Данный показатель привязан к ЦУР 6.3 «Повысить качество воды, ликвидировать сброс отходов и увеличить масштабы рециркуляции».

Таким образом, процесс реализации и достижения ЦУР развивается в направлении четких оценок, проверяемых и заверяемых третьей, независимой стороной, а также имеющих под собой необходимое обоснование и методику расчетов. В докладе приведена методология подбора и подсчета экологических показателей, используемых для составления ДМО, и дающих представление об эффективности проводимой экологической политики местными органами власти по достижению ЦУР. Иными словами, в контексте Повестки дня в области устойчивого развития на период до 2030 года при составлении ДМО города и муниципалитеты пересматривают свои стратегии развития, устанавливают собственные долгосрочные приоритеты (на основе выявленных проблем и оценок), принимая во внимание устойчивость, стремятся обеспечить прозрачную отчетность о достигнутых результатах, формируют новые модели взаимоотношений.

Литература

- Бобылев Н.Г., Сергунин А.А.* Принципы стратегического планирования устойчивого развития российских арктических городов // Вестник Северо-восточного федерального университета им. М.К. Аммосова, серия: Экономика, социология, культурология. №2(14). 2019. С. 7-15.
- Бобылев С.Н.* Цели устойчивого развития // Бюллетень Счетной Палаты Российской Федерации. 2020. Т. 6, № 271. С. 17.
- Бобылев С.Н.* Экономика устойчивого развития. Учебное пособие. М.: Издательство ступени, 2004.

- Бродский А. К., Бобылев Н. Г.* Биоразнообразие в преодолении современного экологического кризиса: исследование экосистемного и антропоцентричного подходов в стратегии устойчивого развития. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. С. 237-253.
- Марфенин Н.Н.* Устойчивое развитие человечества. Учебник. М.: Издательство Моск. ун-та, 2006.
- Методология сбора и подсчета данных по ключевым показателям эффективности «умных» устойчивых городов // ООН-ХАБИТАТ. 2022. URL: <http://unhabitat.ru/assets/files/publication/U4SSC-CollectionMethodologyforKPIsforSSC.rus.pdf>.
- Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года: Резолюция, принятая Генеральной Ассамблеей 25 сентября 2015 года [Электронный ресурс] : Электронный фонд правовых и нормативно-технических документов. 2015. URL: <https://docs.cntd.ru/document/420355765>.
- Сашанова А.А., Тильвалдыева Л.Ш., Бобылев Н.Г.* Методика подготовки местных добровольных обзоров о ходе реализации целей устойчивого развития ООН. В сборнике: «МИРОВАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ПОВЕСТКА И РОССИЯ» Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (16-18 ноября 2020 г., г. Москва): Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова. Москва, 2020. с. 246-252.
- Цели устойчивого развития // Всероссийский журнал «Экология и право». №79. 2020. URL: <https://bellona.ru/ecopravo>.

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ЗАСОЛЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ, ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ОЗЕРУ КУЧУК (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)

Жунусова О.Р.¹, Чарыкова М.В.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, zhun.oksana@gmail.com*

Озеро Кучук является крупнейшим месторождением сульфата натрия, запасы которого сосредоточены в рапе и донных отложениях мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Оно располагается в центре Кулундинской впадины и является замкнутым бессточным бассейном с площадью водосбора около 3200 км^2 . Рапа озера по содержанию солевых компонентов Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- и SO_4^{2-} относится к сульфатному типу по классификации Курнакова-Валяшко (*Валяшко, 1962*). Минерализация изменяется в течение года от 150-220 г/л (зимой) до 230-320 г/л (летом), в связи с осаждением солей (в

основном мирабилита) в зимнее время и растворением их летом (Чарыкова и др., 1996).

Озеро Кучук, наряду с другими озерами Кулундинской впадины, считается остаточным водоемом более крупного озера. Оно формировалось в условиях аридного климата, а накопление солей происходило в результате вымывания поверхностными, грунтовыми и атмосферными водами солевых компонентов почв и водовмещающих пород на всей водосборной площади (Зацепин, Соболев, 2006). Континентальное накопление солей и наличие в прошлом большего озера на исследуемой территории при участии засушливого климата обуславливают природное засоление почв, а близкое залегание грунтовых вод увеличивает засоление в пониженных приозерных ландшафтах.



Рисунок 1. Карта исследуемой территории.

Техногенное влияние на засоление территории связано с открытой разработкой месторождения озера Кучук предприятием ОАО «Кучуксульфат» (Рис. 1). В теплое время года поверхностная рапа озера Кучук закачивается в садочный бассейн (озеро Селитренное), где осенью при охлаждении происходит осаждение мирабилита. Обедненная сульфатом натрия рапа сбрасывается обратно в озеро, а пласт образовавшегося мирабилита в садочном бассейне осушается. При этом мирабилит летом при высоких температурах частично переходит в безводный сульфат натрия – тенардит, который сносится ветром с поверхности бассейна на прилегающие территории. Еще одним техногенным фактором засоления является шламонакопитель предприятия – бывшее озеро Кривое, сточные воды которого инфильтрируются в почвы.

В результате изучения почвенных проб поверхностного слоя (0-20 см), отобранных в 2020 и 2021 гг., было установлено, что превышение природных фоновых значений содержания солей характерно для почв относительно небольшого участка к северо-востоку от садочного бассейна, что соответствует преимущественному направлению ветров. Рентгенофазовый анализ солевых выцветов на поверхности почв на этом участке подтверждает наличие тенардита. Однако повышенное содержание солей наблюдается и для почв, отобранных на значительном удалении от садочного бассейна. Оно, очевидно, не связано с производственной деятельностью предприятия и вероятнее всего вызвано близким к поверхности залеганием минерализованных грунтовых вод. На одном из таких удаленных участков на поверхности почвы обнаруживались выцветы солей. Методом рентгенофазового анализа было определено, что в их состав входит тенардит и в меньшей степени гипс.

Для определения вертикального распределения общей засоленности и отдельных солевых компонентов были проанализированы методом водных вытяжек (соотношение почва:вода 1:5) образцы из 5 почвенных разрезов, заложенных на разном удалении от садочного бассейна, расположенных к западу, северу, северо-востоку и востоку от садочного бассейна. В водных вытяжках проводилось определение ионов CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ и сухого остатка (*Растворова и др., 1995*). В подавляющем большинстве проб установлен сульфатно-натриевый тип засоления. Также установлено, что при приближении к садочному бассейну катионное и анионное разнообразие заметно уменьшается, а степень доминирования ионов Na^+ и SO_4^{2-} увеличивается. Во всех почвах исследуемой территории содержание хлорид-иона невелико, что может объясняться более высокой подвижностью хлоридов относительно сульфатов в грунтах и их переходом в грунтовые воды.

Химический состав грунтовых вод (по предоставленным предприятием данным) в основном сульфатно-хлоридный, магниевонатриевый.

Таким образом, засоление исследуемой территории вызвано в основном природными процессами, а техногенное воздействие характерно только для небольшого участка возле объектов предприятия и вызвано в основном сносом пылеватых частиц сульфата натрия с поверхности садового бассейна.

Работа выполнена в рамках научно-исследовательского проекта "Оптимизация и развитие системы биологического мониторинга ОАО «Кучуксульфат»". При выполнении работы было использовано оборудование ресурсных центров "Рентгендифракционные методы исследования" и "Методы анализа состава вещества".

Литература

- Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. М.: МГУ, 1962. 398 с.
- Зацепин В.В., Соболев А.А.* Эволюционное развитие озера Кучук // Ползуновский вестник. 2006. № 2. С. 289-291.
- Растворова О.Г., Андреев Д.П., Гагарина Э.И., Касаткина Г.А., Федорова Н.Н.* Химический анализ почв: учебное пособие. СПб: Издательство С.-Петербургского университета, 1995. 263 с.
- Чарыкова М.В., Куриленко В.В., Рудай И.Г., Сартакова О.Г.* Особенности гидрохимического режима оз. Кучук // Водные ресурсы. 1996. Т. 23, № 6. С. 699-704.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕНЕЗИС ИСТОЧНИКОВ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА И ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Камолникова М.В.¹, Каюкова Е.П.¹

Санкт Петербургский Государственный университет, г. Санкт-Петербург¹, mary.kamol003@gmail.com, epkayu@gmail.com

Жители крупных городов пьют воду, прошедшую водоподготовку. Конечно, в такой воде все химические элементы, как правило, соответствуют современным стандартам. Население Санкт-Петербурга и области часто используют для питья воду из источников, но всегда ли это вода соответствует всем нормам качества? В конце ноября 2021 г. нами было проведено небольшое опробование хорошо известных источников, состояние и химический состав основных из

них уже освещались в литературе (Воронов, 2003; Воронов, 2007; Каюкова, 2018; Каюкова, 2021). На схеме (Рис. 1) показана карта фактического материала. Пробы были отобраны из 7 источников г. Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

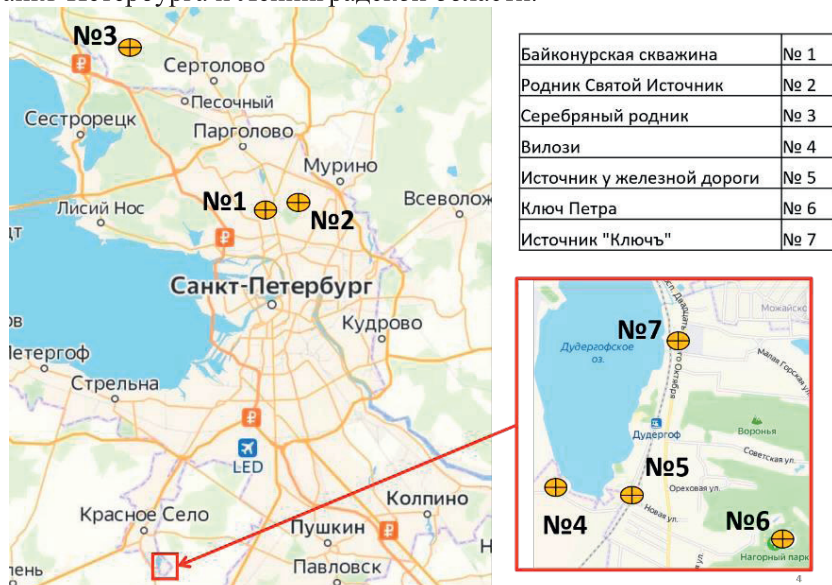


Рисунок 1. Карта фактического материала.

На рисунке 2 показано состояние источников на момент опробования. Скважина на ул. Байконурской очень популярна среди населения Санкт-Петербурга. Находится в обустроенном каптажном сооружении, есть скамейки, что очень удобно для тех, кто приходит набирать воду.

Святой источник у парка Сосновка оборудован (плитка с выводной трубой). На момент сбора проб не пользовался популярностью. Серебряный родник каптажного сооружения фактически не имеет, вода набирается потребителями из бетонного кольца, она поступает через песчаные породы, которые лежат на дне кольца.

Родник в поселке Вилози очень популярен среди жителей. Каптажное сооружение представляет собой бетонную конструкцию, которая сдерживает воду, как такового вывода в виде трубы обнаружено не было. Исторический источник - Ключ Петра I на горе Ореховая красиво оформлен, однако дебит его очень мал. Воду набирают посетители парка и жители поселка. Так же славен своей историей источник Ключ на пр. Двадцать Пятого октября напротив

бывшего завода искусственных минеральных вод, владельцем которого был А.П. Верландер (*Каюкова, 2018*).

Пробы отбирались в пластиковые бутылки 0,5 литра и в маленькие баночки, для изучения воды на изотопы (^{18}O и ^2H). Дебит измерялся с помощью секундомера и бутылки объёма 0,5 мл (Табл. 1). Непосредственно у источников с помощью приборов фирмы HANNA, определяли окислительно-восстановительный потенциал, рН, электропроводимость и солесодержание.

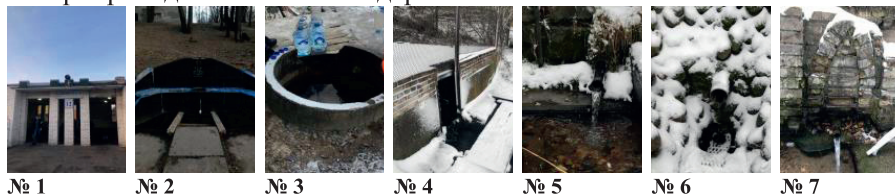


Рисунок 2. Состояние источников на момент опробования.

В гидрохимической лаборатории СПбГУ определяли содержание нитратов на ионометрическом преобразователе И-500. С помощью полевого фотоколориметра DR/890 определяли содержание нитритов в пробах воды (с использованием реактива Грисса в уксусной кислоте 12%). Для определения аммония также использовался фотоколориметр DR/890. Результаты анализа, представлены на рис. 3. Нитриты были обнаружены только в двух пунктах опробования: № 1 и № 7, аммоний - лишь в одной точке (в воде Байконурской скважины). Наличие аммония в воде свидетельствует о недавних загрязнениях.

Таблица 1. Дебит источников и метеоусловия при опробовании.

	Географические координаты точек	Дебит, л/мин	Т воздуха °С, метеоусловия
1	60° 00' 04" с.ш. 30° 16' 27" в.д.	2.08	-4°С, облачность
2	60° 01' 11" с.ш. 30° 19' 51" в.д.	-	-4°С, облачность
3	60° 11' 12" с.ш. 30° 03' 51" в.д.	-	-4°С, облачность
4	59° 42' 21" с.ш. 30° 07' 13" в.д.	8.06	-2°С, снег
5	59° 41' 58" с.ш. 30° 06' 36" в.д.	1.02	-2°С, снег
6	59° 41' 49" с.ш. 30° 07' 48" в.д.	0.56	-3°С, снег
7	59° 41' 58" с.ш. 30° 06' 58" в.д.	79.37	-3°С, снег

Таблица 2. Результаты опробования.

Номер источника	ОРР mV	рН	ЕС/TDS мкСм/см	NO ₃	NO ₂	NH ₄
№ 1	-61	8.1	228	1 мг/л	0.08 мг/л	0.4 мг/л

№ 2	130	6.6	1246	10 мг/л	<*	<
№ 3	118	6.5	184	4.1 мг/л	<	<
№ 4	165	7.4	867	24 мг/л	<	<
№ 5	122	7.7	877	12.6 мг/л	<	<
№ 6	175	8	511	1.6 мг/л	<	<
№ 7	200	7.3	1074	13.5 мг/л	0.12 мг/л	<

*ниже предела обнаружения

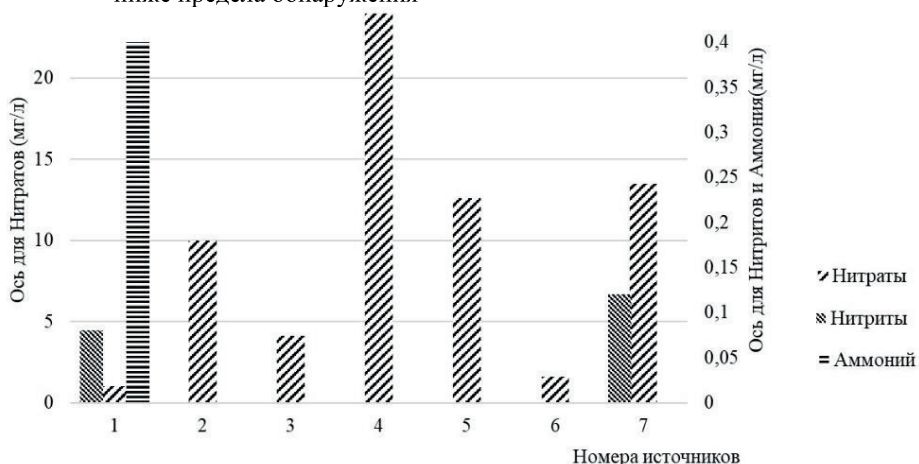


Рисунок 3. Содержание соединений азота в пробах.

Проведя небольшое исследование, мы не выявили значимых превышений предельно-допустимых показателей по содержанию соединений азота в воде. Но следует помнить, что в предыдущих исследованиях нами были обнаружены превышения по радону в Дудергофских источниках (Каюкова, 2018).

Измерение изотопов ^2H и ^{18}O происходило в РЦ РДМИ СПбГУ на лазерно-спектрометрическом измерителе изотопного состава водорода и кислорода Picarro L-2120 i.

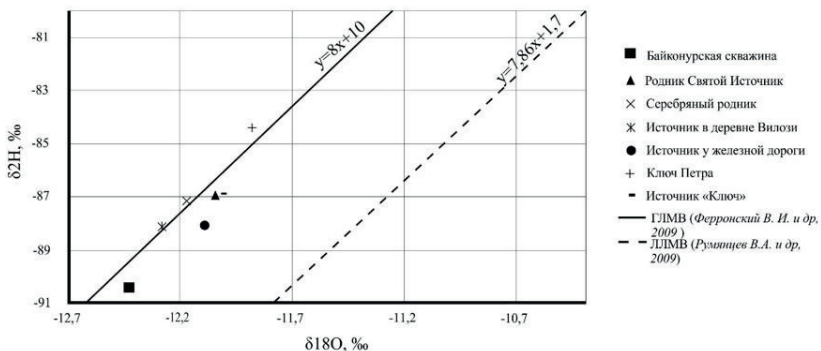


Рисунок 4. Изотопный состав источников Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

После обработки материалов был построен график с нанесением на него полученных результатов и двумя линиями: глобальной ГЛМВ (Ферронский и Поляков, 2009) и локальной ЛЛМВ (Румянцев, 2009) (Рис. 4). Мы ожидали, что фигуративные точки, изученных нами источников расположатся на локальной линии, поскольку они формируются за счет атмосферных осадков. Однако они все оказались в районе ГЛМВ, важно то, что пробы были выполнены качественно. Также важно отметить, что ЛЛМВ была получена в предыдущие годы, и за это время, как мы полагаем, произошли изменения в химическом составе и режиме атмосферных осадков. Все это отразилось на формировании подземных вод региона.

Мы планируем продолжить эти исследования и объяснить, почему именно такое место на диаграмме ^2H - ^{18}O занимают водные объекты метеорного генезиса.

Авторы выражают благодарность руководителю гидрохимической лаборатории СПбГУ Н.А. Суминой за помощь при определении азотистых соединений в воде и сотруднику РЦ РДМИ И. В. Токареву за изотопный анализ проб.

Литература

- Воронов А.Н. Живительные струи подземных вод (о родниках Ленинградской области). СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 92 с.
- Воронов А.Н. Родники Санкт Петербурга и их химический состав. СПб. Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2007. Вып. 2. С. 44-49.
- Каюкова Е.П. У Вороньей горы / В кн. Памяти А.Н. Воронова. СПб.: Изд-во ВВМ. 2018. С 99-110.

- Каюкова Е.П., Камолинкова М.В. Экологическое состояние источников Санкт-Петербурга и Ленинградской области / Геология, геоэкология, эволюционная география. Том XX / Под ред. Е.М. Нестерова, В.А. Снытко. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2021.
- Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., Токарев И.В. Распространение вод притоков и подземных вод в Ладожском озере по данным изотопных индикаторов. СПб. Учебные записки РГГМУ. Выпуск № 48. 2009.
- Ферронский В. И., Поляков В. А. Изотопы гидросферы Земли. М., 2009. 632 с.

ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ СУБГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА, ШПИЦБЕРГЕН

Кислина А.Е.¹, Попов С.В.^{1,2}

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, rina-ev99@yandex.ru*

²*Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, spopov67@yandex.ru*

Первые исследования, направленные на изучение субгляциальных гидрологических процессов, в частности донного таяния ледников, связаны с открытием и последующим изучением подледниковых водоёмов Антарктиды (Попов, 2020; Попов и др., 2020; Siegert, 2018), Гренландии (Willis, 2015), острова Девон, входящего в состав Канадского арктического архипелага (Rutishauser, 2018) и Исландии (Björnsson, 1996).

Как показывает опыт, изучение субгляциальных процессов практически невозможно осуществлять путём выполнения прямых измерений. Для получения исходных данных, используются дистанционные методы исследований (как правило, это спутниковые и радиолокационные), а также математическое моделирование (Попов и Пряхина, 2020). В настоящее время имеется ряд моделей, которые вполне адекватно описывают растекание ледника, а также субгляциальные гидрологические процессы, включая формирование водоёмов и их прорывы (Hybrechts, 1993; Pattyn, 2009; Greve, 1997).

Эти математические модели, созданные прежде всего для Антарктиды, успешно применяются также в Арктике, и на горных ледниках, естественно, после соответствующей адаптации, обусловленной размерами изучаемых объектов, особенностями климата и теплового режима атмосферы.

В рамках настоящей работы нами рассмотрены процессы теплопереноса горно-долинного ледника Альдегонда, расположенного на острове Западный Шпицберген, в 7 км к юго-западу от посёлка Баренцбург. Согласно полевым материалам, полученным сотрудниками ААНИИ, средняя толщина ледника составляет 80 – 100 м, достигая 200 м в восточной его части (*Борисик и др., 2021*). Ледник Альдегонда является политермическим, для которого характерно наличие верхнего слоя холодного льда, и относительно тёплого нижнего (*Harrison, 1972; Василенко и др., 2001*). Незначительная удалённость ледника от Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ), находящегося в посёлке, близость к береговой линии и небольшая территория (менее 5.5 кв. км на 2018 год), предопределили научный интерес к его исследованию и, соответственно, высокую степень изученности. В разные годы здесь проводились гляциологические и геофизические работы, направленные на изучение строения ледника (*Василенко и др., 2001*), а также его гидротермической структуры, масс-баланса, истории развития и дренажной сети (*Winther, 1998; Мавлюдов, 2005; Мавлюдов, 2018; Борисик и др., 2021*).

Нами рассмотрен процесс теплопереноса в рамках двумерной модели тонкого льда в приближении тонкого льда, которое строится на основе упрощённых уравнений Навье-Стокса (*Hybrechts, 1993; Pattyn, 2009; Greve, 1997*). Оно позволяет получить вполне приемлемые результаты в случае, когда линейные размеры ледника значительно превышают его толщину. Основой описания термодинамических и эволюционных процессов в теле ледника являются два фундаментальных уравнения: уравнение неразрывности (закон сохранения массы) и уравнение теплопроводности:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_H T) + M_S - M_B,$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot \left(\frac{k}{\rho c} \nabla \theta \right) - \mathbf{v} \cdot \nabla \theta + \frac{\Phi}{\rho c},$$

где θ – температура ледниковой толщи, ρ – её плотность, c – удельная теплоёмкость, k – коэффициент теплопроводности, T – мощность льда, \mathbf{v} – полный вектор скорости движения ледника, $\bar{\mathbf{v}}_H$ – средняя по глубине горизонтальная скорость его движения, M_S – баланс массы на поверхности ледника: разность между скоростями аккумуляции и абляции, M_B – баланс массы на подошве ледника (разность между скоростями намерзания и донного таяния); Φ –

внутреннее тепло, высвобождающееся в процессе трения слоёв при движении ледника.

Эта модель, в частности, позволила получить распределение температур и скоростей течения льда в разные моменты времени. В качестве примера на рисунке 1 показано распределение горизонтальных скоростей течения в толще ледника вдоль одной из линий тока ледника.

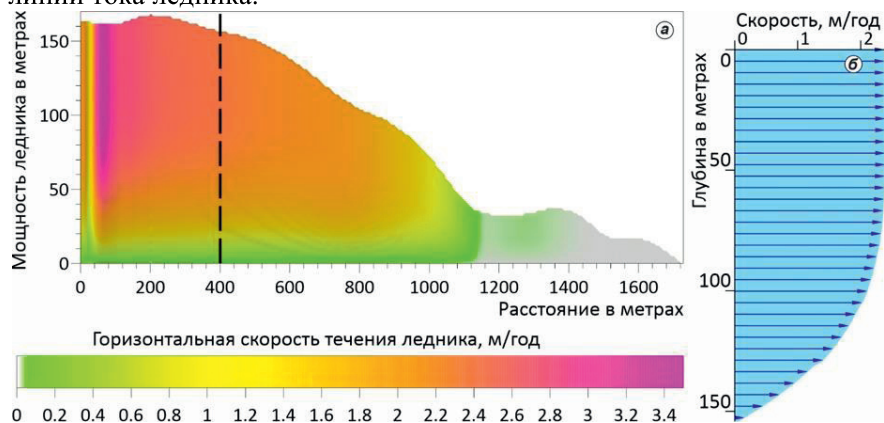


Рисунок 1. Распределение горизонтальных скоростей течения в толще ледника вдоль одной из линий тока (а) и эюры скорости на расстоянии 400 метров от начала маршрута. Положение эюры скорости показано чёрной линией на секции а. Расчёты произведены для момента времени 30 лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ №22-27-00266 «Разработка математической модели развития ледникового покрова с последующим применением для описания субгляциальных гидрологических процессов в районе подледникового озера Восток, Восточная Антарктида».

Литература

- Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Стрoение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 26–37. doi: 10.31857/S2076673421010069
- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашиников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциологических исследований. – М., 2001. – Вып. 90. – С. 86–99.

- Мавлюдов Б.Р., Соловьянова И.Ю.* Баланс массы ледника Альдегонда в 2002/03 и 2003/04 балансовых годах // Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. Т. 5. С. 331–340.
- Мавлюдов, Б. Р.* Изменение ледника Альдегонда с начала XX века / Б. Р. Мавлюдов, А. В. Кудиков // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 3 (10). — С. 152-162.
- Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В.* Прорывы ледниковых и подледниковых озер в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида), в 2017-2018 гг. // Геориск, 2018, Т. XII, №3, С. 56–67.
- Попов С.В.* Подлёдный рельеф и подледниковые водоёмы Антарктиды // Вопросы географии, 2020. вып. 150, С. 198–211.
- Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Отечественные геофизические исследования подледникового озера Восток, Восточная Антарктида // Вопросы географии, 2020. вып. 150, С. 212–224.
- Попов С.В., Пряхина Г.В.* Прикладные и фундаментальные научные аспекты субгляциальных гидрологических исследований в современных условиях // Сборник докладов международной научной конференции «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению», 2020, С. 1112–1117.
- Boronina A., Popov S., Pryakhina G., Chetverova A., Ryzhova E., Grigoreva S.* Formation of a large ice depression on Dâlk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // J. Glaciol., 2021, V. 67, No 266, P. 1121–1136, doi: 10.1017/jog.2021.58
- Björnsson H., Pálsson F., Gudmundsson M. T., Flowers G. E.* The extraordinary 1996 jökulhlaup from Grímsvötn, Vatnajökull, Iceland // AGUFM, 2001. 2001. IP21A-0667.
- Greve R.* A continuum–mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 1997, 355(1726): 921–974.
- Harrison W.D.* Temperature of a temperate glacier. Journ. of Glaciology. 1972, 11(61): 15–29.
- Huybrechts P.* Glaciological modelling of the Late Cenozoic East Antarctic ice sheet: stability or dynamism? Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 1993, 75(4): 221–238.
- Pattyn F.* Investigating the stability of subglacial lakes with a full Stokes ice-sheet model // J. Glaciol., 200 Greve R., Blatter H. Dynamics of ice sheets and glaciers. Springer Science & Business Media, 2009, 300 p. 8, V. 54, No. 185, P. 353–361.
- Rutishauser A., Blankenship D.D., Sharp M. et al.* Discovery of a hypersaline subglacial lake complex beneath Devon Ice Cap, Canadian Arctic // Science advances. 2018.V.4.№4. eaar4353.
- Siegert M.J.* A 60-year international history of Antarctic subglacial lake exploration. Geological Society, London, Special Publications. 2018, 461(1): 7–21. doi: 10.1144/SP461.5

Willis M.J., Herried B.G., Bevis M.G., Bell R.E. Recharge of a subglacial lake by surface meltwater in northeast Greenland // Nature. 2015. V. 518. № 7538. P. 223–227.

Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit A., Marechal D. Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. Polar Research. 1998, 17 (2): 155–164. doi: 10.3402/polar.v17i2.6616

СОДЕРЖАНИЕ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ СИСТЕМЫ ПОЧВА– РАСТЕНИЕ В МЕГАПОЛИСЕ

Комолкина Н.А.¹, Штангеева И.В.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, tasha.li954@gmail.com

Геохимические закономерности и профильное распределение макро- и микроэлементов в почвах мегаполисов зависит от большого числа факторов и, в частности, от биологической аккумуляции растениями (Ильин, 2021; Ковалевский, 1969). Целью работы являлось изучение поведения элементов в растениях разных видов. Объектом исследования были выбраны пырей ползучий (*Elytrigia repens*) и крапива двудомная (*Urtica dioica*). Для анализа были отобраны корни и листья, а также почвенные образцы из корневой зоны (ризосферы). Отбор образцов производился в Санкт-Петербурге (59,836255° N, 30,383718° E) 3, 10 и 25 мая 2021 года 3 раза в сутки в 9:00, 14:00 и 19:00. Почва в месте сбора –урбостратозёмом легкосуглинистым рекультивированным. Для верхнего горизонта (URrat) рНводн. составляет 7.2, содержание органического С 5.82% (по методу Тюрина). Для определения элементного состава в образцах применялись методы оптико-эмиссионная спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP–OES) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). В качестве экстрагента использовалась концентрированная HNO₃ объёмом 9 мл, после образцы нагревали в микроволновой печи в течение 10 минут до 180°C и выдерживали при данной температуре 9.5 минут. Анализ элементного состава образцов проводился в университете г. Оулу (Финляндия).

Было обнаружено, что корни и листья двух видов растений чётко разделяются на две отдельные группы (Рис. 1, 2). Это разделение обусловлено статистически значимыми ($p < 0.05$) величинами содержания многих элементов в разных частях растений изучаемых видов.

Корни пырея и крапивы

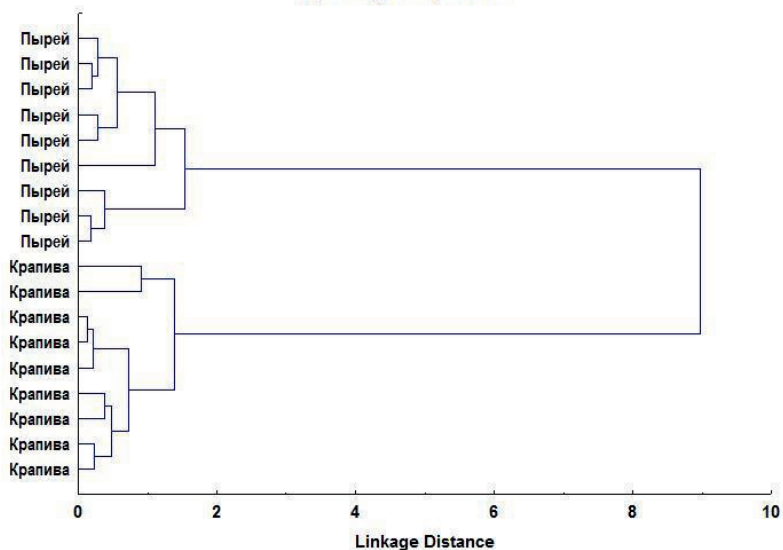


Рисунок 1. Кластерный анализ корней пырея и крапивы.

Листья пырея и крапивы

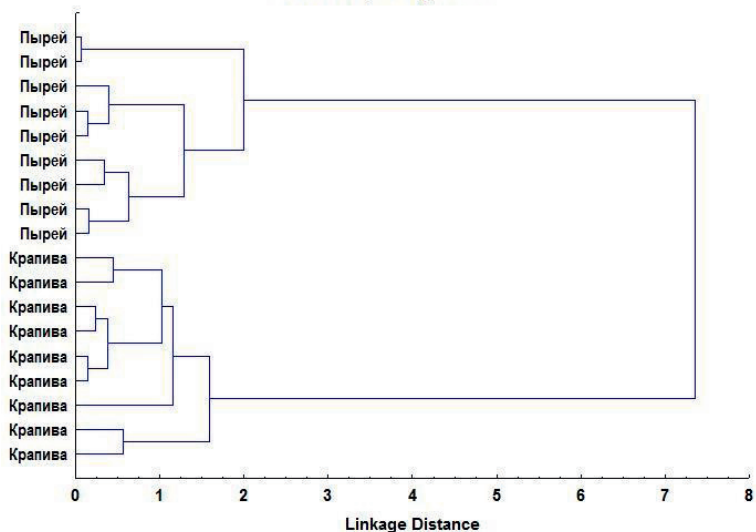


Рисунок 2. Кластерный анализ листьев пырея и крапивы.

В листьях как *Elytrigia repens*, так и *Urtica dioica* по сравнению с корнями аккумулируются такие макроэлементы, как Ca, Mg, K, P, их содержание в листьях в 1.3 – 3.7 раза выше. В листьях *Urtica dioica* содержание Mg, Fe выше, чем в листьях *Elytrigia repens*, в

2.0 – 6.0 раза. Содержание Са в листьях крапивы двудомной в 6.5 раза выше по сравнению с пыреем ползучим (Рис. 3). Она является одним из природных источников Са (Гусев и др., 2007).

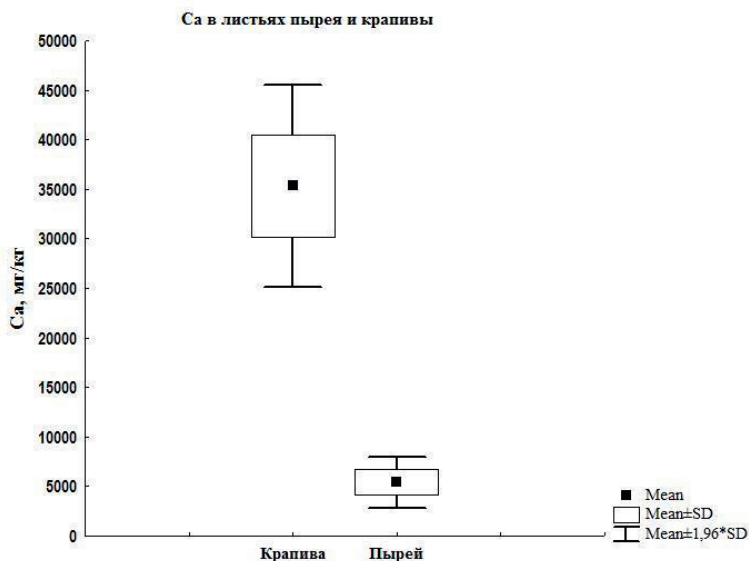


Рисунок 3. Содержание Са в листьях.

В почвенных образцах ризосферы *Elytrigia repens* концентрация Са, Mg, Fe больше, чем в листьях в 4.7, 2.2 и 166 раза соответственно, а в ризосфере *Urtica dioica* концентрация Са и Fe выше в 1.3 и 29 раз. В то же время концентрация К, Р в ризосфере ниже у обоих видов по сравнению с корнями и листьями.

Распределение элементов по частям растения также неоднородно. Корни *Elytrigia repens* и *Urtica dioica* богаче Na и Zn, чем листья, в то время как Ba и Mn в корнях и листьях содержатся примерно в одинаковых количествах. В ризосфере концентрация Cu, Co, Sr, Rb и Ni в 1.2 – 5.7 раза выше, чем в корнях, и в 0.8 – 4.5 раза выше, чем в листьях. Это может свидетельствовать о наличии физиологического барьера в отношении отдельных микроэлементов, который препятствует их избыточному поступлению в растение.

В течение дня и в разные даты сбора содержание элементов варьирует, однако закономерности изменений неодинаковы для разных видов растений и разных элементов.

В результате проведенного исследования было обнаружено, что, несмотря на то что пырей и крапива были собраны одновременно с одного участка и условия их произрастания были одинаковыми,

каждое из этих растений поглощало из почвы различные элементы по-разному. Возможно, это обусловлено тем, что пырей — это однодольное, а крапива — двудольное растение. Двудольные и однодольные растения существенно различаются на морфологическом и физиологическом уровнях. Вследствие этого, растения могут обладать различной способностью к накоплению элементов. Различия в корневой архитектуре также может являться причиной отличия друг от друга стратегий поглощения элементов из ризосферы и их перераспределения в вегетативных органах растений.

Литература

- Гусев Н.Ф., Петрова Г.В., Немерешина О.Н. Лекарственные растения Оренбуржья (ресурсы, выращивание и использование) – Оренбург: Изд.центр ОГАУ, 2007. – 332 с.
- Ильин В. Б. Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва-растение: монография / отв. ред. А. И. Сысо; Российская акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т почвоведения и агрохимии. – Новосибирск: Изд-во Сибирского отд-ния Российской акад. наук, 2012. – 218 с.
- Ковалевский А. Л. Основные закономерности формирования химического состава растений // Биогеохимия растений. – Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во. – 1969. – С. 6-28.

БИОИНДИКАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ЖУКОВ- ЖУЖЕЛИЦ (CARABIDAE)

Мирошкина А.Е.¹, Подлипский И.И.²

¹РГПУ им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, a-miro@mail.ru,

²РГПУ им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, primass@inbox.ru

Биоиндикация-активно развивающийся метод оценки состояния природной среды по состоянию биоты. Живые организмы при индикации отражают реальное состояние среды, в отличие от химических методов исследования, демонстрирующих количественное содержание поллютантов в определенном компоненте среды (Подлипский, 2016). Биоиндикация может проводиться на разных уровнях организации жизни: от вирусов до млекопитающих. Тем не менее, не все организмы удобны в использовании. Существует ряд критериев, которыми должен обладать организм или сообщество организмов, выступающих биоиндикаторами: доступность на большом

спектре местообитаний, отсутствие способности к миграции, питание на изучаемом участке, быстрый ответ на воздействие токсических веществ, быстрое чередование генераций, возможность содержания в лабораторных условиях. Существенную роль для биоиндикации играет почвенная фауна (*Нагуманова и др, 2007, Подлипский, 2020*). В работе отражены преимущества семейства Carabidae, как биоиндикаторов и показан спектр возможностей их применения для биоиндикации.

Семейство жуков-жужелиц (Carabidae) имеет значительное биологическое разнообразие и повсеместное распространение. В 1976 году насчитывалось более 21000 видов (*Шарова, 1981*), в 2003 году Берловым О.Э. названа цифра в более чем 40000 видов (*Атлас жуужелиц..., 1999*). В России на 2020 год зарегистрировано 1970 видов (*Систематический список жуужелиц..., 1999*).

Жужелицы занимают ведущие позиции в наземных биоценозах как по числу видов, так и по количеству представителей популяций. Большинство из них - хищники, но типы питания жужелиц вариативны. Это позволяет проводить исследования на различных трофических уровнях: консументы первого порядка (травоядные), консументы второго порядка (хищники), также выделяются миксотрофы (*Подлипский, 2014; Подлипский 2019*). Т.к. пищевые цепи являются основой сохранения биоценоза, а следовательно устойчивости окружающей среды, изучение их отдельных звеньев может наиболее точно отражать интенсивность воздействия загрязнений на окружающую среду.

Индикационная роль жуков-жужелиц определяется их видовым разнообразием, численностью популяций, доступностью и их чувствительностью к колебанию временных факторов (*Романкина, 2010*).

Высокая биоиндикационная способность, объясняется видовым распределением жужелиц в биотопах, тесно связанным с их реакцией на микроклиматические и другие изменения условий местообитания (биопрередумами) (*Феоктистов, 2000; Булохова, 2015*).

Освоение жужелицами различных ярусов в биоценозе позволяет им наиболее эффективно поддерживать устойчивость экосистем за счет активного участия в пищевых цепях (*Бабенко, 2013*).

Установлена, способность представителей семейства Carabidae накапливать все, подлежащие контролю поллютанты, содержащиеся в почвах, в том числе различные мутагены, нарушающие стандартный ход морфогенеза. Обладание четко выраженными морфологическими признаками дает возможность использовать жуков для определения

морфологических аномалий. На основе частоты встречаемых аномалий в биотопе можно делать вывод о состоянии окружающей среды (Табл. 1).

Таблица 1. Оценочная шкала качества среды на основе частот появления морфологических аномалий у жужелиц (*Carabidae*) (Присный, 2013).

Доля особей с морфологическими аномалиями, %	Баллы	Характеристики состояния среды обитания
<1.70	I	Отличное / до слабого загрязнения
1.71-2.55	I-II	Хорошее / умеренное загрязнение
2.56-3.40	II	
3.41-4.25	II-III	Удовлетворительное / критическое загрязнение
4.26-5.10	III	
5.11-5.95	III-IV	Плохое / сильное загрязнение
5.96-6.80	IV	
6.81-7.65	IV-V	Очень плохое / очень сильное загрязнение
>7.65	V	

Жужелицы аккумулируют тяжелые металлы. Их количество в теле жуков может варьировать от 5 мг/кг до 650 мг/мг. (Коновалова и др., 2013).

В статье (Бабенко, 2013) показано, что на структуре популяции не отражается содержание тяжелых металлов, здесь это предлагается объяснить экологическим механизмом их воздействия на герпетобионтов. В отличие от геобионтов, на них не оказывают прямого влияния токсины, содержащиеся в почве, а влияют на них посредственно, за счет изменения ценозов. Таким образом на структуре популяции сказывается изменение ценоза, а не накопленные токсины.

В статье Коноваловой и соавторов проведен анализ содержания тяжелых металлов в почвах, растениях и жужелицах. Содержание в жесткокрылых определялось с помощью атомно-абсорбционного анализа. Результат показал большую способность жужелиц накапливать изучаемые элементы (медь и цинк) относительно растительности. Причем медь в селитебных (городских) и природных ландшафтах имеет большую концентрацию в жужелицах, чем в почвах, а в промышленных-наоборот.

Выводы:

1. Жуки-жужелицы являются удобным индикатором в силу следующих факторов: наличие экологических предпочтений у видов, полифагия, многочисленность в большинстве естественных местах обитания, доступность в большом спектре местообитаний, быстрое чередование генераций, способность

аккумулировать загрязняющие вещества, легкое содержание в лабораторных условиях.

2. Тяжелые металлы в хищных представителях семейства могут накапливаться в большей степени, чем в почвах, растениях, и беспозвоночных фитофагах, что увеличивает биоиндикационную роль Carabidae.
3. В силу наличия экологических преферендумов, изучая видовое разнообразие жужелиц на территории, можно делать выводы об условиях и состоянии окружающей среды.
4. Мониторинг численности и структуры популяции может дать возможность определения состояния ценозов биотопа и, как следствие заключения о степени антропогенизации среды
5. Морфологические аномалии представителей семейства могут быть использованы для изучения степени негативного воздействия на окружающую среду.

Литература

- Атлас жужелиц (Carabidae) России [Электронный ресурс]/коллективный проект; Web- и бильд-редактор А.Л. Лобанов; Web-мастер и Web-дизайнер М.Б. Дианов. СПб: Зоологический институт РАН, 1999. URL: www.zin.ru/animalia/coleoptera/rus/atlasr.htm (дата обращения 16.12.2021)
- Бабенко А. С.* Почвенные беспозвоночные как индикаторы состояния территории //Томск: Национальный исследовательский Томский государственный университет. – 2013.
- Булохова Н. А.* Жужелицы (coleoptercarabidae) как биоиндикаторы почвенно-луговых условий в луговых ассоциациях //Вестник Брянского государственного университета. – 2015. – №. 2.
- Коновалова О. Н., Попова Л. Ф., Филиппов Б. Ю.* Почвенные беспозвоночные как биоиндикаторы техногенного воздействия на экосистему г. Архангельска //Живые и биокосные системы. – 2013. – №. 3. – С. 18-18.
- Нагуманова, Н. Г.* Сообщества почвенных беспозвоночных как биоиндикаторные системы / Н. Г. Нагуманова, Е. Е. Кошеленко. — Текст : непосредственный // Вестник Оренбургского государственного педагогического университета. — 2007. — № 2 (48). — С. 38-45.
- Подлипский И.И.* Аккумулятивная биоиндикация в инженерно-экологических изысканиях. // Инженерные изыскания. М., издательский центр ООО "Геомаркетинг", №1, 2014, с. 44-52
- Подлипский И.И.* Аккумулятивная биоиндикация в экологической оценке загрязнения окружающей среды (на примере сем. Lumbricina и сем. Carabidae, Coleoptera). // В сборнике: Биогеохимия - научная основа

устойчивого развития и сохранения здоровья человека труды XI Международной биогеохимической школы, посвященной 120-летию со дня рождения Виктора Владиславовича Ковальского: в 2 томах. СПб., 2019, с. 210-214

Подлипский И.И. Животные и растения в экологической оценке территорий. Электронный научно-прикладной журнал «ГеоИнфо». 21.12.2020, <https://elck.ru/Z7Zkb>

Подлипский И.И. Зооиндикация (сем. Lumbricina) в эколого-геологической оценке состояния грунтов селитебных территорий. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, №1, 2016, с. 612-623

Присный Ю. А. Оценка состояния особо охраняемых природных территорий Белгородской области на основе частот встречаемости аномалий у жуужелиц (Carabidae) 1 //Региональные геосистемы. – 2013. – Т. 24. – №. 7 (160).

Романкина М. Ю. Эколого-фаунистическая структура населения жуужелиц (Coleoptera, Carabidae) суходольных лугов в центре Европейской части России и их роль как биоиндикаторов почвенно-растительных условий //Вестник Южно-Уральского государственного гуманитарно-педагогического университета. – 2010. – №. 2.

Систематический список жуужелиц (Carabidae) России [Электронный ресурс]/коллективный проект; Web- и бильд-редакторА.Л. Лобанов; Web-мастер и Web-дизайнер М.Б. Дианов. СПб: Зоологический институт РАН, 1999. URL: https://www.zin.ru/animalia/coleoptera/rus/car_rus.htm (дата обращения 16.12.2021)

Феоктистов В. Ф. Биоиндикационная оценка комплексов жуужелиц в условиях городских ландшафтов //Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2000. – Т. 2. – №. 2.

Шарова И.Х. Жизненные формы жуужелиц (Coleoptera, Carabadae). М.: Наука, 1981.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УПРУГИХ МОДУЛЕЙ И ПАРАМЕТРА БИО СКАЛЬНЫХ ГРУНТОВ НА ОСНОВЕ ИЗОБРАЖЕНИЙ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ

Орлов Е.А.¹, Артамонова Н.Б.¹

¹*Московский государственный университет, Москва,
eorlov.jr@gmail.com*

Численное моделирование – неотъемлемый инструмент естествоиспытателя сегодняшнего дня. Синергия лабораторных, полевых методов и численного моделирования позволяет в наиболее полной мере решать задачи, поставленные перед исследователями

вследствие развития науки и неумоимо развивающейся практической деятельности человечества. Численное моделирование отличается наглядностью и позволяет визуализировать процессы, происходящие на микроуровне, и, следовательно, глубже понять механику процесса деформирования грунта.

В работе породы были исследованы асимптотическим методом осреднения (*Artamonova et al., 2020*) и экспериментальными методами. Для исследования были выбраны образцы гиалокластитов, привезенные из южных и юго-западных районов Исландии, и образцы карбонатных пород, отобранных в районе Лефортово Юго-восточного округа Москвы.

Гиалокластиты, доломитистые известняки и чистые доломиты исследовались на основе двумерных моделей реальной структуры, построенных по фотографиям шлифов, и трехмерных моделей (Рис. 1), полученных с помощью рентгеновского компьютерного микротомографа Yamato TDM-1000H-II (МГУ имени М.В. Ломоносова) и оцифровки в программе VG MAX 3.3 в ООО «Совтест-Сервис» (г. Курск).

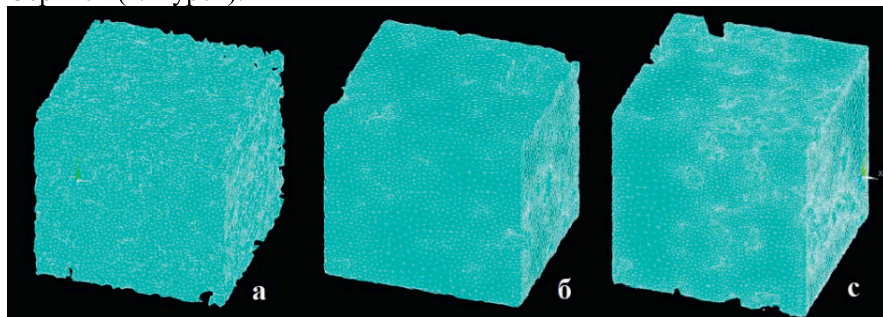


Рисунок 1. Трехмерные модели: а – гиалокластита; б – чистого доломита; с – доломитистого известняка.

Заданные в расчетах упругие свойства материала скелета представлены в таблице 1.

Таблица 1. Принятые в расчетах упругие свойства материала скелета пород.

Название	Модуль Юнга, МПа	Коэффициент Пуассона
Вулканическое стекло	12300	0,35
Палагонит	11000	0,35
Доломит	70000	0,33
Доломитистый известняк	50000	0,33

Согласно результатам расчетов, модели грунта оказались изотропными (расчетные величины модуля Юнга по всем трем направлениям совпали с допустимой точностью). Было проведено сравнение эффективных показателей упругих свойств, полученных по результатам 2D и 3D расчетов и экспериментов. Для примера

рассмотрим результаты, полученные для доломитистого известняка. Как видно на рисунке 2, значения модуля Юнга, полученные на 3D образцах, близки к экспериментальным (разница составляет 5-7%). В то же время значения модуля Юнга, полученные на 2D образцах, отличаются от результатов 3D численных расчетов и экспериментальных данных на 20-40% при значениях пористости от 7 до 28%. При малых пористостях (<5%) значения модуля Юнга для 2D и 3D моделей близки.

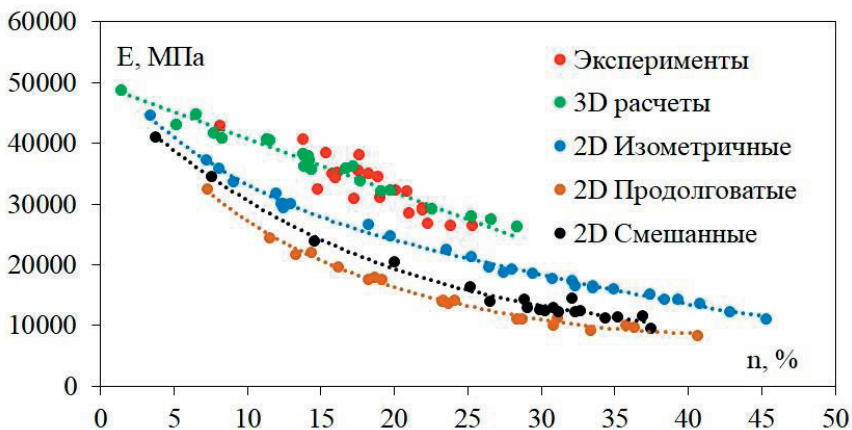


Рисунок 2. Зависимость модуля Юнга доломитистого известняка от пористости.

Были рассчитаны и проанализированы значения параметра Био для 2D и 3D моделей различных скальных грунтов. На рисунке 3 представлена зависимость тензора передачи порового давления от пористости для доломитистого известняка. Как видно, коэффициент Био закономерно растет с увеличением пористости. Значения коэффициента Био, полученные на 3D моделях, меньше чем на 2D моделях на 20-40% в диапазоне пористости от 7 до 28%.

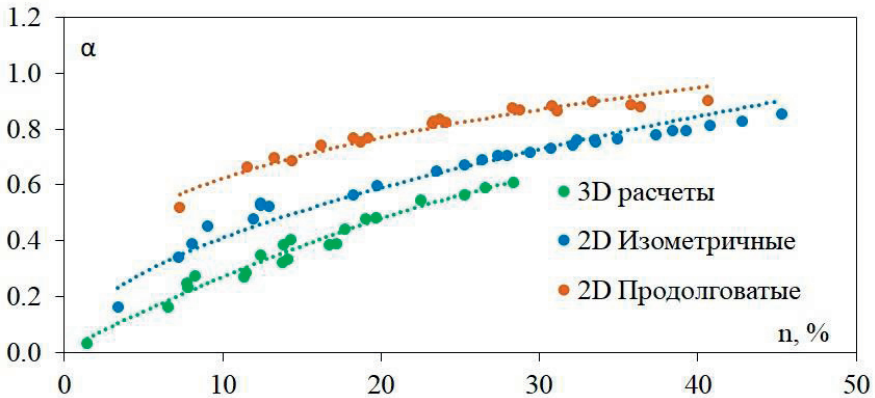


Рисунок 3. Зависимость коэффициента Био доломитического известняка от пористости.

Влияние формы пор на эффективные свойства изучалось на основе 2D моделей (Рис. 2, 3). Как видно на рисунке 2, образцы с изометричными порами обладают более высокими значениями модуля Юнга, модели с продолговатыми порами, наоборот, более низкими значениями модуля Юнга, а модели со смешанными порами занимают промежуточное положение. Для коэффициента Био наблюдается обратная зависимость (рис. 3). Такие закономерности объясняются тем, что площадь контакта пор и твердой фазы для круглых пор меньше, чем для продолговатых. Вышеописанные зависимости наблюдаются также у гиалокластита и чистого доломита.

Результаты 3D расчетов коэффициента Био по методу осреднения сравнивались с результатами расчетов по известной формуле $\alpha = 1 - K_s / K^{eff}$ (Geertsma, 1957), где K_s – коэффициент объемного деформирования материала скелета, K^{eff} – эффективный коэффициент объемного деформирования. Значения коэффициента K^{eff} были получены в результате численных экспериментов на одноосное сжатие без возможности боковой деформации. Результаты сравнения представлены в таблице 2. Как видно, значения коэффициента Био, полученные двумя разными способами, совпадают с приемлемой точностью (Табл. 2).

Таблица 2. Сравнение значений коэффициента Био, полученных по методу осреднения и по формуле для доломитического известняка.

Номер образца	По асимптотическому методу осреднения	По формуле	Разница, %
1	0.591	0.589	0.2
2	0.564	0.564	0.02

3	0.613	0.609	0.6
---	-------	-------	-----

С помощью вычислительных экспериментов также изучалось влияние ориентации пор и минерального состава на показатели эффективных свойств гиалокластитов.

Асимптотический метод осреднения позволяет также вычислять эффективные свойства пород с неоднородным скелетом. Для примера были выполнены 3D расчеты искусственно созданных полиминеральных моделей гиалокластитов (Рис. 4) с круглыми порами, состоящих из вулканического стекла и палагонита, окаймляющего поры.

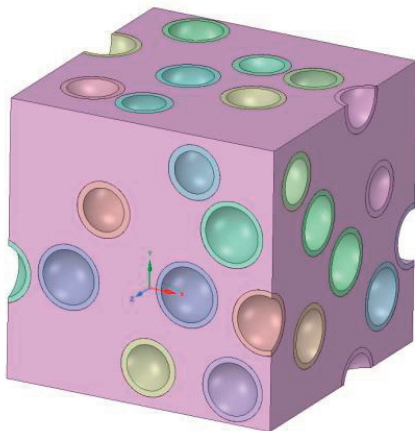


Рисунок 4. Полиминеральная 3D модель гиалокластита.

По результатам выполненных исследований можно сделать вывод о возможности и целесообразности применения асимптотического метода осреднения для расчета эффективных упругих модулей и параметра Био. Следует отметить, что при оценке эффективных свойств скальных грунтов необходимо использовать 3D модели.

В работе использовался рентгеновский компьютерный микротомограф Yamato TDM-1000H-II (Япония), полученный в рамках реализации Программы развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-01-00431_а.

Литература

Artamonova N.B., Sheshenin S.V., Frolova Yu.V., Bessonova O.Yu, Novikov P.V.
Calculating components of the effective tensors of elastic moduli and Biot's parameter of porous geocomposites // *Mechanics of Composite Materials*. 2020. Vol. 55. No. 6. P. 715-726.

ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРЕОЛА РАССЕЯНИЯ НАД ГЛУБОКОВОДНЫМ ПОЛЕМ АШАДЗЕ-2

Петров В.А.¹, Судариков С.М.^{1,2}, Наркевский Е.В.³

¹*Санкт-Петербургский Горный университет, Санкт-Петербург
s205014@stud.spmi.ru*

²*ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург
sudarikov_sm@pers.spmi.ru*

³*АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов
egor_narkevsky@mail.ru*

В природе происходит никогда не прерывающийся процесс рассеяния и концентрирования вещества. Рассеяние ведет к увеличению площади распространения и одновременно уменьшению содержания химических элементов. Концентрирование приводит, наоборот, к локализации и аккумуляции вещества и, как следствие, образованию новых месторождений. В пределах срединно-океанических хребтов (СОХ) активная гидротермальная деятельность приводит к формированию ореолов рассеяния в придонной части океанической толщи. Подобные ореолы характеризуются гидрофизическими и гидрохимическими особенностями, выделяющими их на фоне окружающих океанических вод.

Ранее авторами был исследован характер распределения метана и гидрофизическая структура гидротермальных полей Логачев, Коралловое и Молодёжное (*Sudarikov et al., 2021*). Тем не менее, опубликованные исследования не позволяют однозначно описать гидрофизическую структуру и характер распространения гидрофизических аномалий вокруг глубоководного гидротермального источника. Цель данной работы - исследовать гидрофизическую структуру гидротермального ореола рассеяния на основе полученных авторами результатов и опубликованных данных.

Для изучения характера распространения и формирования гидротермального ореола рассеяния на СОХ авторами было проведено детальное изучение гидрофизической структуры океанической толщи над источником рудного поля Ашадзе-2.

Исследование включало в себя гидрофизическое зондирование и отбор проб воды для последующего определения взвешенных и растворенных концентраций металлов. В этой работе авторы подробно остановятся на гидрофизическом аспекте аномалий гидротермальной природы в придонной океанической толще. Всего в ходе рейса №28 НИС «Профессор Логачев» в пределах гидротермального участка Ашадзе-2 (Срединно-Атлантический хребет, 13° с.ш.) при помощи зондирующего комплекса SBE 911plus было установлено три станции зондирования. Этот комплекс предназначен для измерения гидростатического давления, температуры, удельной электропроводности и прозрачности.

Гидрофизические аномалии выявлены на нескольких станциях вокруг гидротермального источника – 1499-2 (к югу от источника), 1501-5 (к востоку от источника) и 1502 (к северо-северо-востоку от источника). Обнаружение нескольких аномалий в разных направлениях от гидротермального поля говорит нам о том, что здесь формируется «вихревой» гидротермальный плюм. Ранее модель формирования «вихревой» структуры гидротермального плюма, закручивающегося вокруг источника, была предложена в работе *Speer and Helfrich (Speer and Helfrich, 1995)*.

По результатам зондирования авторами было выделено два типа формирующихся гидрофизических аномалий, отличающихся высотой распространения над гидротермальным полем и характером обнаруженных гидрофизических параметров.

Первый тип представляет из себя положительную мощную аномалию мутности, обладающую прямой связью с отрицательными температурой, соленостью и плотностью. Подобная структура была обнаружена на всех станциях зондирования.

Этот тип сформированных гидрофизических аномалий в придонной толще характерен для гидротермального плюма нейтральной плавучести (или латерального ореола рассеяния). Таким образом авторами была зафиксирована последняя стадия формирования гидротермального ореола рассеяния – при достижении равенства плотностей гидротермального раствора и окружающих вод распространения ореола рассеяния продолжается только в горизонтальной плоскости. Аномалии мутности в этом случае связаны с формирующимися взвесями железа и марганца, осаждающихся в виде гидроксидов преимущественно на некотором удалении от источника при формировании плюма нейтральной плавучести. Прочие элементы к этому моменту зачастую уже выпали в осадок на более ранних стадиях. Пониженные температура и соленость, в свою

очередь, объясняются авторами захватом гидротермального ореола холодных и распресненных вод рифтовой долины (Судариков и др., 2014, Sudarikov et al., 2021).

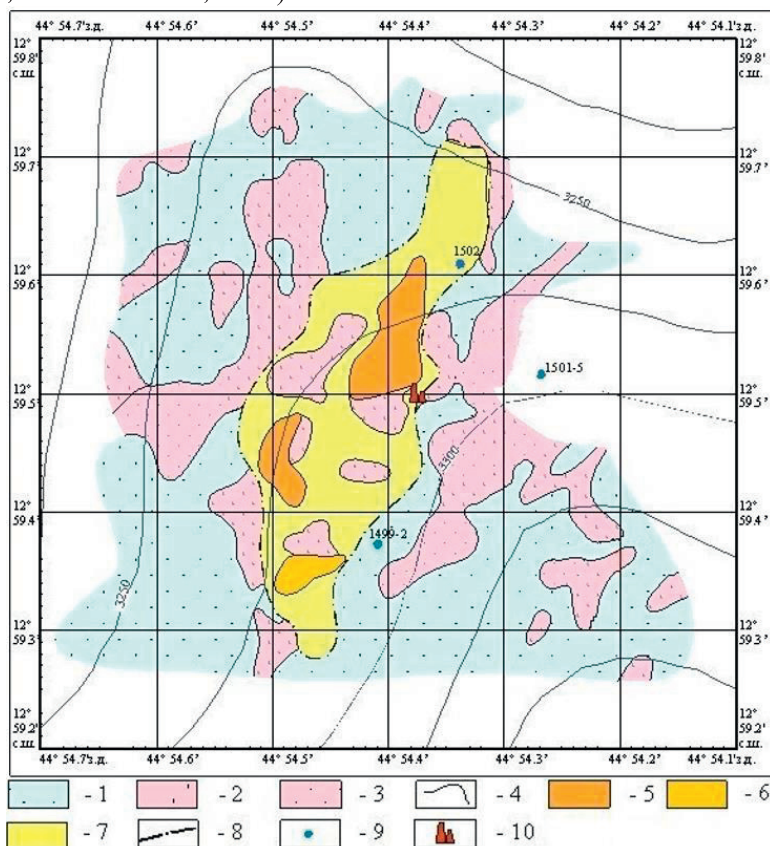


Рисунок 1. Геолого-гидрогеологическая карта гидротермального поля Ашадзе-2 (данные ПМГРЭ, 2005 г., и экспедиции SERPENTINE, 2007 г.). 1 — водоносные горизонты плейстоцен-голоценовых карбонатных ($50\% < CaCO_3 < 75\%$) кокколитофо фораминиферовых илов (иловые воды); 2 — водоносные горизонты габброидов и серпентинизированных перидотитов (коренные выходы и крупно-глыбовые развалы) (трещинно-жильные воды); 3 — водоносные горизонты коренных пород и их развалов, частично перекрытых осадками; 4 — границы между водоносными горизонтами, установленные по телевизионным профилям; 5 — водоносные горизонты рудных тел ГПС, выделенных по данным телепрофилирования и подтвержденных данными опробования; 6 — водоносные горизонты рудосодержащих и рудных осадков ($Si + ZnBKB > 0,25\%$); 7 — водоносные горизонты металлоносных осадков ($FeBKB > 10\%$); 8 — предполагаемый контур гидротермального рудного поля; 9 — гидрофизическая станция, и ее номер, где были выявлены аномалии

гидрофизического характера; 10 — гидротермальный источник (по данным экспедиции *Serpentine* (Fouquet et al., 2008)).

Второй тип авторами охарактеризован как гидротермальный ореол рассеяния, обладающий как положительной аномалией мутности, так и положительными температурой и соленостью. Он приурочен к более глубокой части придонных вод и был обнаружен авторами только на станции 1499-2 на глубине 3150-3175 метров. Незначительное повышение мутности сопровождается повышением температуры и солености. Плотность раствора при этом падает.

Авторами сделан вывод, что в данном случае формирование гидрофизической структуры обусловлено влиянием восходящей (высокотемпературной) части гидротермального плюма. Слабое повышение мутности, в свою очередь, обусловлено не гидроксидной, а сульфидной взвесью рудных элементов (Cu, Zn, Fe и др.). Основная масса металлов в этой части океанической толщи мигрирует в растворенной форме. Пониженная плотность объясняется насыщенностью ореола рассеяния вблизи источника газами магматического и метаморфического генезиса и подповерхностной фазовой дифференциацией (Судариков и др., 2014, Charlou et al., 2010, Sudarikov et al., 2021).

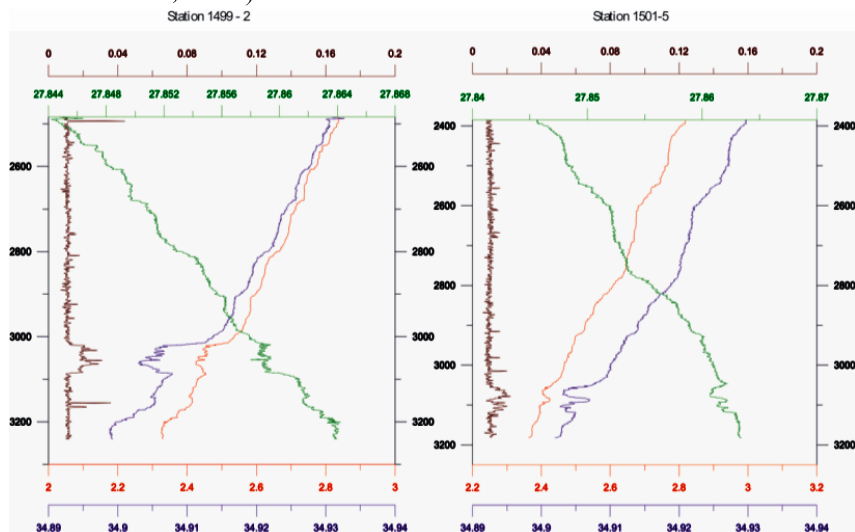


Рисунок 2. Графики гидрофизических параметров, полученные по результатам CTD зондирования (коричневый – мутность, FTU; синий – соленость, ‰; красный – температура, °C; зеленый – плотность, кг/м³). Слева - станция 1499-2; справа - станция 1501-5.

Таким образом, вокруг источника обнаружено несколько гидрофизических аномалий, что говорит о том, что гидротермальный

плюм не распространяется в строго определенном направлении от гидротермального источника. Напротив, обнаружение нескольких станций с аномальными значениями объясняется формированием сложной «вихревой» структурой гидротермального ореола рассеяния, первоначально предположенной и описанной в работе Speer and Helfrich (*Speer and Helfrich, 1995*). При этом, выделено два типа аномальных гидрофизических структур ореола рассеяния над полем Ашадзе-2.

Литература

- Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В.* Гидротермальные ореолы рассеяния в природных водах Срединно-Атлантического хребта // СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. ИС Грамберга. 2014.
- Charlou J.L. et al.* High production and fluxes of H₂ and CH₄ and evidence of abiotic hydrocarbon synthesis by serpentinization in ultramafic-hosted hydrothermal systems on the Mid-Atlantic Ridge // *Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges*, Geophys. Monogr. Ser. 2010. Vol. 188. P. 265–296.
- Fouquet Y. et al.* Serpentine cruise–ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // *InterRidge News*. 2008. Vol. 18. P. 15–19.
- Speer K.G., Helfrich K.R.* Hydrothermal plumes: a review of flow and fluxes // Geological Society, London, Special Publications. 1995. Vol. 87. № 1. P. 373-385.
- Sudarikov S., Narkevsky E., Petrov V.* Identification of Two New Hydrothermal Fields and Sulfide Deposits on the Mid-Atlantic Ridge as a Result of the Combined Use of Exploration Methods: Methane Detection, Water Column Chemistry, Ore Sample Analysis, and Camera Surveys // *Minerals*. 2021. Vol. 11. № 7. P. 726.

ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МАССИВА КАРАБИ НА ОСНОВЕ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

О.Е. Решетникова¹, Е.П. Каюкова¹

¹*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, st096215@student.spbu.ru, epkayu@gmail.com*

Изучение спелеологии и гидрогеологии карстовых массивов Крыма является актуальной темой. Именно Горный Крым является

основной областью, где формируются главные запасы подземных вод Крыма, так как наибольшее количество осадков выпадает в Крымских горах. В рамках данной работы были выделены границы спелеологического района Караби, карстовый массив был разделён на более мелкие таксономические единицы.

Объектом изучения выступает спелеорайон карстового массива Главной гряды Крымских гор – Караби. По методике Б.А. Вахрушева для проведения границ основными принципами являлись геоморфологический (для западной и восточной границ) и геолого-тектонический (для северной и южной границ). Для выделения границ более мелких таксономических единиц использовались следующие принципы: литологический, спелеологический, принцип геоморфологических уровней, а также влияние высотного положения (Вахрушев, 2009; Решетникова и др., 2021).

Климат на изучаемой территории умеренно холодный лесостепной (температуры в зимнее время опускаются ниже -3°C), а также он довольно засушливый летом ($+18 - +20^{\circ}\text{C}$) (Бабков, 1966). Количество солнечной радиации, поступающей на поверхность, довольно велико (2250-2300 ч/год), и хоть количество осадков в год значительное (800 - 1000 мм) из-за наличия трещин и карстовых форм рельефа вода не задерживается надолго на поверхности и уходит вглубь массива (Атлас..., 2003).

Данный массив является самым восточным плато Крыма. Площадь массива составляет 370 км². В геоморфологическом отношении можно выделить три уровня. Нижний, со средней высотой 800 м, средний, с высотой около 1000 метров и верхний (Кара-Тау), со средней высотой 1200 м. Высшая точка Караби - г. Тай-Коба (1262.1 м), расположенная в восточной части Кара-Тау (Крубер, 1915).

В понижениях и на склоне Верхнего плато массива присутствует лесная растительность, на остальной территории растительность лугово-степная, с локальными зарослями можжевельника и выход горных пород – типичный карстовый ландшафт (Бабков, 1966).

Караби яйла, в геологическом плане, является плоским, крупным и почти не дислоцированным известняковым массивом, имеющим оползневую природу, и представляет собой олистоплак (Юдин, 2011). В геологическом строении преобладают карбонатные породы, представленные средне- и верхнеюрскими известняками. В балках и на склонах преобладают нижнемеловые глины, песчаники и известняки. Четвертичные отложения представлены ниже-средне-верхнеплейстоценовыми элювиально-делювиальными (Атлас..., 2003).

Цоколь массива сложен некарстующейся толщей глинистых пород и песчаников таврической серии, а также отложениями средней юры. Среднеюрские отложения представлены аргиллитовым флишем и пластами кварцевых песчаников байоского и батского ярусов и распространены на отметках 600–620 м у подножия южного склона (Атлас..., 2019).

На плато распространены как подземные (шахты, колодцы, пещеры), так и поверхностные (карры, воронки) карстовые формы рельефа, которые встречаются повсеместно. На территории массива на сегодняшний день выявлено 427 карстовые полости.

На плато Караби практически отсутствуют поверхностные воды. В юго-восточной части массива расположены два сезонных озера Эгиз-Тинах и Лаклын-Тинах. В летний период данные озёра полностью пересыхают, в весенний и осенний период – могут быть наполнены водой, ранее были более полноводны.

Плато Караби в общем плане является гидрогеологическим массивом, а также внешним источником питания Белогорского (Индольского) артезианского бассейна (Кирюхин, 1987). Разгрузка подземных вод осуществляется субмаринно в Азовское море.

На северо-восточном склоне массива расположен гидрологический памятник – карстовый источник Карасу-Баши (координаты опробования: 44°58'48" с. ш. 34°36'34" в. д.), являющийся истоком р. Биюк-Карасу, расположенный в с. Головановка, Белогорского района (Гидрогеология..., 1970). Источник имеет положительные температуры весь год и, предположительно, объединяет значительное количество подземных гидрологических систем. По формуле Курлова источник имеет следующий вид на 1956 год:

$$M0,33 \frac{HCO_3 90}{Ca90} p; T13,2^{\circ}C$$

По данным кафедры гидрогеологии СПбГУ от 7.06.2007 формула Курлова для вод источника имела вид:

$$M0,5 \frac{HCO_3 97}{Ca49Na41} pH7; T10^{\circ}C$$

В юго-восточной части Караби расположено несколько источников, питающих левый приток р. Танасу. Подземные воды данного плато являются пресными, распространены в карбонатных породах и относятся к карстово-трещинным водам.

В данной работе были выделены границы спелеологического района и положено начало изучения гидрогеологических условий карстового массива Караби. Северная граница плато проходит по

структурной субширотной долине от с. Межгорье до г. Белогорск. На востоке граница представляет собой русло реки Танасу, затем через перевал Аликот-Богаз по долине р. Ускут. Южная граница приурочена к контакту карстогенных пород, формирующие подножье структурного уступа массива Караби и некарстующихся пород сильно расчлененного Восточно-Южнобережного спелеологического района. Западная же граница проходит по долине реки Бурульча, затем по долине её правого притока р. Суат и верховьям р. Орта-Умны. Спелеорайон Караби был разделен на 7 подрайонов: было выделено 4 подрайона склонов и 3 подрайона различных геоморфологических уровней плато.

Изучен различный опыт в проведении спелеологического районирования, обосновано выделение таксономических единиц более низкого иерархического уровня в пределах спелеорайона для облегчения решения задач по изучению различных географических процессов на отдельных территориях и дальнейшим мониторингом за их гидрологическим режимом. Рассмотрены основные гидрогеологические условия плато Караби и некоторые факторы, влияющие на них. Так же был приведен химический состав. Изменения в минерализации и катионном составе планируется изучить более подробно в процессе гидрохимической съемки плато Караби в рамках производственной практики.

Литература

- Атлас пещер России / Гл. ред. А.Л. Шелепин; М.: Из-во РГО, 2019. 768 с.
- Атлас: Автономная Республика Крым / Под ред. Н.В. Багрова и Л.Г. Руденко. К. – Симферополь: Ин-т географии НАН Украины, 2003. 78 с.
- Бабков И.И.* Климат. Симферополь: Крым, 1966. 66 с.
- Вахрушев Б.А.* Районирование карста Крымского полуострова / Спелеология и карстология, № 3. Симферополь, 2009. С. 39-46.
- Гидрогеология СССР. Том VIII. Крым / Гл. ред. ак. В.Г. Ткачук. М.: Недра, 1970. 364 с.
- Кирюхин В.А., Толстихин Н.И.* Региональная гидрогеология: Учебник для вузов. М.: Недра, 1987. 382 с.
- Крубер А.А.* Карстовая область Горного Крыма. М.: Типолитография товарищества И.Н. Кушнарев и Ко, 1915. 319 с.
- Решетникова О.Е., Самохин Г.В., Каюкова Е.П.* Спелеологическое районирование Крыма / Геология, геоэкология, эволюционная география. Том XX / Под ред. Е.М. Нестерова, В.А. Снытко. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2021.
- Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь: «ДИАЙПИ», 2011. 336 с.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ И НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ОПОЛЗНЕВОГО СКЛОНА НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА

Селиверстов Т. С.¹, Бершов А. В.¹

¹Московский государственный университет, Москва, respectable26@gmail.com

Интенсивное наращивание темпов промышленного и гражданского строительства на территории Южного берега Крымского полуострова обусловило техногенную дестабилизацию геологической среды и активизацию опасных экзогенных геологических процессов. В настоящее время там ведется интенсивное освоение территорий под строительство гостиничных и жилых комплексов. Одной из самых значительных проблем для инженерной деятельности на южном берегу Крыма (ЮБК) является оползнеопасная обстановка большинства участков, отводимых под застройку. Сложность оползней ЮБК заключается во множестве факторов, влияющих на их общую и локальную устойчивость. Точному определению влияния геомеханических и геодинамических факторов на устойчивость оползневых грунтовых массивов способствует развитие прикладных программ численного моделирования.

Целью данной работы является изучение напряженно-деформированного состояния в теле оползневого склона методами численного моделирования, а также оценка его устойчивости различными методами.

Объектом исследования является оползневой склон на территории посёлка Санаторное на южном берегу Крыма.

В геологическом строении участка изысканий принимают участие четвертичные плейстоцен-голоценовые, голоценовые делювиально-деляпсивные, обвально-осыпные отложения, залегающие над средне-верхнеюрскими отложениями.

Все оползневые тела были сгруппированы по следующим факторам: по генерации, пространственному расположению, механизму смещения, стадии развития. Всего было выделено 5 групп оползневых тел (Рис. 1):

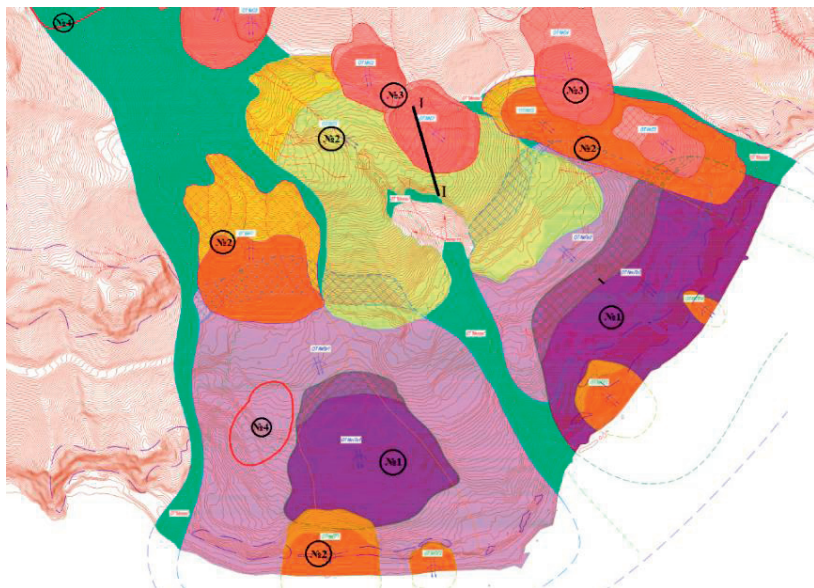


Рисунок 1. Карта-схема распространения оползневых тел. Нумерация соответствует оползневым группам; в северной части карты отображена линия разреза I-I, по которому была построена геомеханическая модель и проведены все расчёты.

Для более подробного изучения НДС массива под влиянием воздействия подземных вод расчеты проводились в две стадии:

1. Подземные воды отсутствуют, все грунты считаются сухими (dry).

2. Добавлены оба водоносных горизонта (РГЭ 4в).

В работе были тщательно проанализированы следующие компоненты напряжений: вертикальные и горизонтальные напряжения (на второй стадии эффективные), максимальные и минимальные напряжения (на второй стадии эффективные) (Рис. 2), а также поровое давление.

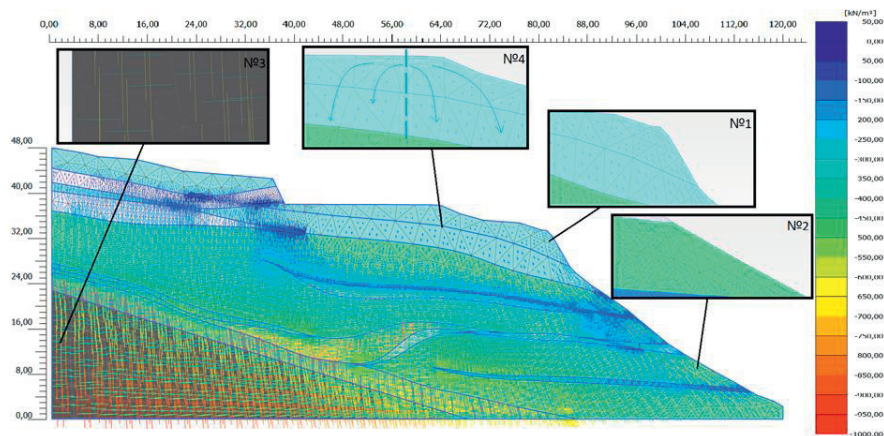


Рисунок 2. Векторы главных напряжений σ_1 и σ_3 в массиве в расчетах без учета подземных вод (PLAXIS).

Расчет устойчивости проводился в двух программных комплексах:

1. PLAXIS, где вычисления основаны на анализе напряженно-деформированного состояния, а устойчивость (M_{sf}) определяется методом редукции прочностных параметров;

2. GeoStudio, где устойчивость (K_y) определяется методом Morgenштерна-Прайса (анализ предельного равновесия), который удовлетворяет общему равновесию сил и моментов.

Для более подробного изучения чувствительности методов расчеты проводились в три стадии:

1. Подземные воды отсутствуют, все грунты считаются сухими (dry);
2. Добавлены оба водоносных горизонта (Рис 3, 4);
3. Добавлено сейсмическое воздействие.

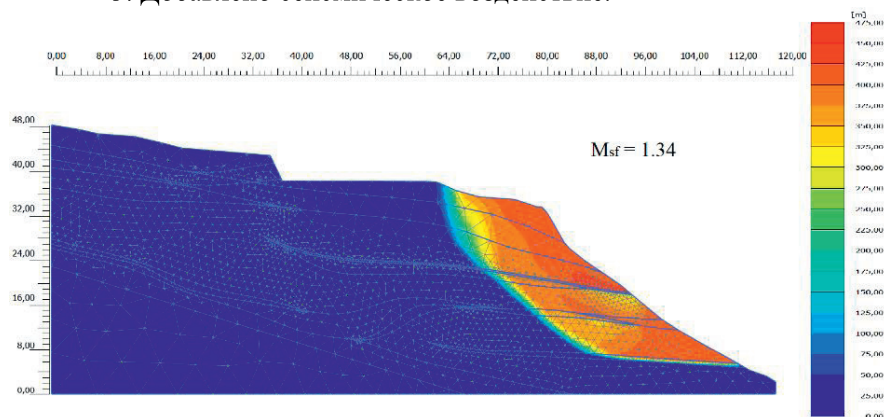


Рисунок 3. Приращения перемещений $|Δu|$ с учетом воздействия подземных вод (PLAXIS).

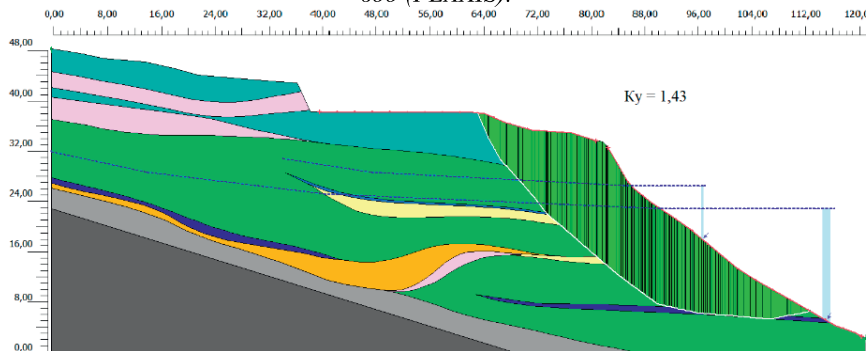


Рисунок 4. Результаты вычисления устойчивости по оптимизированной поверхности скольжения с учетом воздействия подземных вод (GeoStudio).

Как показали расчеты, с добавлением в модель водоносных горизонтов устойчивость сильно падает. По мнению К. И. Фоменко, за счет возникновения порового давления изменяется величина напряжения, действующих на скелет грунта – происходит взвешивание скелета грунта, что снижает нормальные напряжения в плоскости сдвига (Фоменко, Пендин, 2015).

По результатам работы были сделаны следующие выводы:

- По результатам оценки НДС численным методом можно сделать вывод, что основную роль в формировании НДС играют такие факторы, как рельеф, удельный вес пород (плотность), внутреннее геометрическое строение и наличие грунтовых вод.
- Программный комплекс PLAXIS даёт отличные результаты при расчете напряженно-деформированного состояния в упрощённых моделях, однако при добавлении воздействия напорных вод имеют место погрешности и даже ошибки.
- При определении устойчивости методом анализа НДС и предельных равновесий результаты получаются очень схожими, однако поверхность скольжения в программе GeoStudio стоит проверять по данным анализа НДС.
- Одной из самых сложных и важных задач является правильное моделирование подземных вод, так как это оказывает решающее воздействие на расчет устойчивости.
- Устойчивость оползневого тела по данным расчета составляет 1.34 (PLAXIS) и 1.43 (GeoStudio), однако при 8-и балльном землетрясении устойчивость будет потеряна до значений 0.89

(PLAXIS) и 0.88 (GeoStudio), что может привести к катастрофическим последствиям.

Литература

Фоменко И. К., Пендин В. В. Методология оценки и прогноза оползневой опасности. Москва: ЛЕНАНД, 2015.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ПРИ ОТТАИВАНИИ

Титов М.С.¹, Царапов М.Н.¹

¹*Московский государственный университет, Москва,
marktitoff@yandex.ru*

Одной из актуальнейших тем при освоении районов криолитозоны является необходимость прогноза деформаций и несущей способности многолетнемерзлых пород при оттаивании. Большое количество сооружений на севере находятся в критическом состоянии из-за оттаивания грунтов основания. Это происходит в основном из-за антропогенного фактора, неправильной эксплуатации сооружений. Поэтому необходимо учитывать особенности района строительства, знать механические свойства пород, средства их изменения и процессы, протекающие в этих породах. Эта информация имеет особое значение в связи с распространенным строительством на многолетнемерзлых породах по второму принципу, с допущением оттаивания грунтов основания под фундаментом сооружения. Благодаря этому разрабатывается и совершенствуется множество способов оттаивания грунтов основания, например, микроволновые методы (*Jia H. et al., 2021*). Существуют выявленные закономерности влияния оттаивания на деформационные свойства грунта, а что касается прочностных свойств, то они исследованы мало. Одной из основных характеристик является сопротивление грунта нормальному давлению, которое изменяется в процессе оттаивания в зависимости от физических свойств грунта. Так при увеличении начальной влажности образца грунта нарушенного сложения его эквивалентное сцепление должно уменьшаться. Данный параметр можно исследовать с помощью пенетрационных испытаний.

Целью данной работы было экспериментальное подтверждение этой закономерности на образцах суглинка и песка нарушенного сложения с различными показателями влажности, а

также анализ и оценка изученности поведения мерзлых грунтов при оттаивании.

В данной работе был использован метод испытания мерзлых грунтов шариковым штампом, адаптированный для исследования прочностных свойств при оттаивании, так как данный метод уже отработан в практике определения механических свойств грунтов. Подготовка к опыту и его начало схожи с гостированным методом: для суглинков были определены влажность на границе раскатывания и влажность на границе текучести, приготовлены два образца нарушенного сложения с соответствующими показателями влажности и ещё один с промежуточным значением суммарной влажности. Для песка была определена суммарная влажность влагонасыщенного грунта и приготовлены три образца, влажность, одного из которых соответствовала полной влагоемкости этого грунта. Далее к приготовленным образцам грунта нарушенного сложения с различной влажностью в криокамере прикладывается вертикальная нагрузка, постоянная в течение всего опыта, далее для исследования изменения свойств при оттаивании вся установка выносится в помещение с комнатной температурой и в течение восьми часов по индикатору часового типа фиксируются показатели глубины погружения шарикового штампа.

По результатам испытания образцов суглинка с тремя различными влажностями (19, 24, 29%) и песка (9, 14, 19%) получились зависимости, указывающие на уменьшение предельно длительного эквивалентного сцепления в грунтах при оттаивании с увеличением начальной влажности образца.

Литература

Jia H., Wang T., Chen W. Microscopic mechanisms of microwave irradiation thawing frozen soil and potential application in excavation of frozen ground // *Cold Regions Science and Technology*. 2021. URL: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103248>

ПОКАЗАТЕЛЬ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА ДЛЯ ГРУНТОВ ОКРЕСТНОСТЕЙ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ «ЛАПИЧЕВСКАЯ»

Фрибус И.В.¹, Лешукова М.К.², Горн А.А.², Лешуков Т.В.²

¹*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
Москва, fribus.ivan.viktorovich@gmail.com*

Радон является радиоактивным газом, который представляет определенный канцерогенный риск для человека (Демин и др., 2014; Кононенко и др., 2015). В жилых домах, достаточно изолированных от воздуха атмосферы, радон способен накапливаться в весьма больших концентрациях и представлять опасность для резидентов (Кононенко и др., 2015; Ярошевич и др., 2010).

Горнодобывающая деятельность способна изменять геодинамическую обстановку в регионе и приводить к увеличению потока газов на дневную поверхность из геологической среды. Например, существуют данные (Качурин и др., 2012; Качурин и др., 2013; Шандала и др., 2014), содержащие закономерности, описывающие что в результате добычи угля происходит рост выделения радона, метана, углекислого газа из шахтных выработок на поверхность. Кроме того, фиксируется рост потока радона из грунтов, расположенных выше шахтных выработок, из-за раскрытия межпорового пространства. Иногда данный поток радона достигает достаточно больших значений, не характерных и существенно превышающих фоновые показатели (Лешуков и др., 2020). В работе, посвященной изучению радоноопасности территорий добычи угля в Германии (Klingel, 1999), представлена предполагаемая модель влияния добычи угля подземным способом на миграцию радона в массиве горных пород над шахтой (Рис. 1). Отмечается, что потенциально может происходить рост потока радона на дневную поверхность за пределами обрабатываемого пласта, а именно в зонах растяжения, после процесса обрушения мульды проседания над выработанным пространством. Данные территории могут располагаться в пределах жилого массива, и оценка их радонобезопасности является актуальным для угледобывающих поселений.

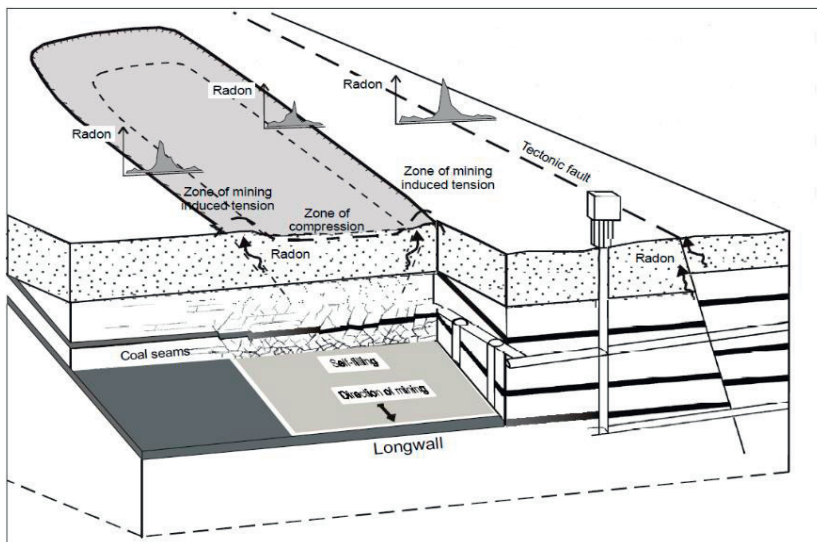


Рисунок 1. Модель влияния шахтных выработок на радоновую опасность территории (по Klingel, 1999).

Таким образом, целью нашего исследования было изучение ППР грунтов, расположенных в окрестностях шахтных выработок, и оценка их радиационной опасности.

Материалы и методы исследований. Основным оборудованием, используемым в работе, был прибор Камера-01. Его погрешность измерений составляет 30 %, а чувствительность не менее 0.27 ± 0.03 мБк/м²*с. Также предварительно все точки измерения ППР были изучены радиометром СРП-68-01 на уровень гамма поля. Все измерения показали значения в пределах нормального фона 10-11 мкР/час.

Измерения ППР грунта производились по схеме измерений аналогичной в работах, проведенных для Ленинск-Кузнецкого района Кемеровской области и представленных в работе (Лешуков и др., 2019). Выделение радона из грунта определялось по методу сорбции на активированном угле в колонках СК-13. В каждой точке наблюдения устанавливались 5 накопительных камер НК-32, а истинным значением считалось усредненное значение между ними. Величина показателя ППР определялась по бета-распаду дочерних продуктов радона (²¹⁴Pb и ²¹⁴Bi) в активированном угле.

Наше исследование располагается в Кемеровском муниципальном округе в окрестностях закрытой шахты «Лапичевская» (Рис. 2). На рисунке обозначены точки измерения плотности потока радона. Интерполяция производилась в программе ArcGIS методом

обратно взвешенных расстояний (ОВР). Все точки измерения располагались за пределами отработанной части шахтных полей, поскольку целью исследований было установить влияние данных выработок на грунты, расположенные за пределами данных участков.

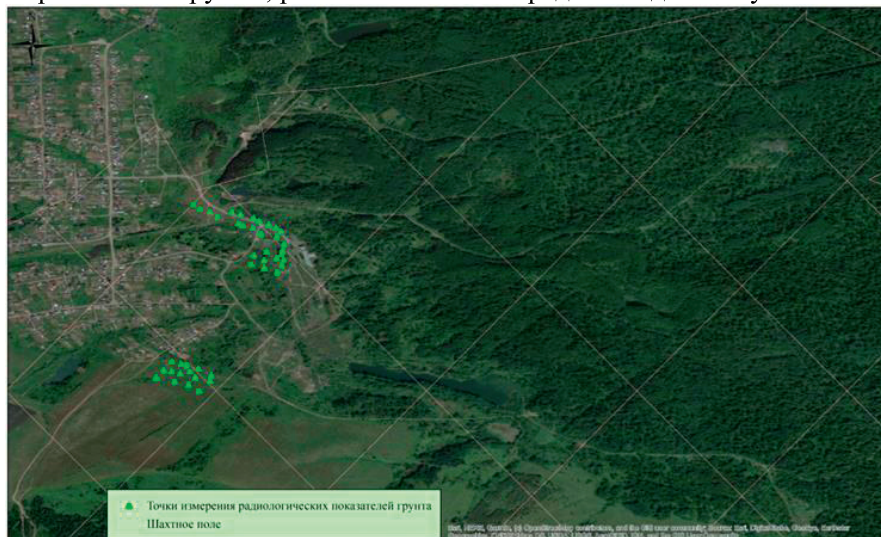


Рисунок 2. Расположение точек измерения ППР и границы шахтного поля.

Результаты и их обсуждение. В таблице 1 представлены результаты измерений ППР в окрестностях шахты «Лапичевская».

Таблица 1. Описательная статистика ППР из грунта.

Показатель	Значение
Максимум, мБк/м ² *с	81
Минимум, мБк/м ² *с	22.6
Среднее, мБк/м ² *с	46
Медиана, мБк/м ² *с	47.4
Мода, мБк/м ² *с	36.8
Стандартная ошибка, мБк/м ² *с	1.8
Число точек выше 80 мБк/м ² *с, ед.	1
Число точек выше 200 мБк/м ² *с, ед.	0
Всего точек наблюдения, ед.	43

Показатель ППР варьируется в пределах исследуемой территории в пределах от 22.6 мБк/м²*с до 81 мБк/м²*с со средним значением 46.04 ± 1.76 мБк/м²*с. Распределение имеет логнормальный вид. Уровень выше 80 мБк/м²*с встречается в 1 точке наблюдения (2.35 %). Уровень выше 200 мБк/м²*с на территории исследований не встречается.

Таким образом, согласно нашим результатам, территория исследований является радонобезопасной для жилых строений по НРБ-99 (Нормы радиационной безопасности, 2009).

Горнодобывающая деятельность не изменила радиационный фон данной территории. Но данное утверждение следует уточнить в процессе мониторинговых наблюдений по сезонам, поскольку ППР может существенно изменяться в течение года. Кроме того, в настоящее время в отдельных районах Кемеровской области-Кузбассе фиксируется процесс обрушения старых отработанных участков шахт, что может приводить к изменению потока радона на поверхность даже спустя 30-50 лет после закрытия предприятия. Это также подтверждается работами на территории Верхней Силезии в Польше (*Wysocka, 2016*), где территории давно отработанные показали существенный рост показателя плотности потока радона.

Литература

- Демин В.Ф., Жуковский М.В., Киселев С.М.* Методика оценки риска от воздействия на здоровье человека радона и дочерних продуктов его распада // Гигиена и санитария. 2014. Вып. 5. С. 64–69.
- Качурин Н.М., Поздеев А.А., Стась Г.В.* Выделения радона в атмосферу горных выработок угольных шахт // Известия ТулГУ. Науки о земле. 2012. Вып. 1. С. 46–56.
- Качурин Н.М., Поздеев А.А., Стась Г.В.* Радон в атмосфере угольных шахт // Известия Высших Учебных Заведений. Горный Журнал. 2013. № 4. С. 58–64.
- Кононенко Д.В., Кормановская Т.А.* Оценка риска при облучении радоном для населения субъектов Российской Федерации на основе данных радиационно-гигиенического паспорта территории // Радиационная гигиена. 2015. Вып. 8. № 4. С. 15–22.
- Лешуков Т.В., Ларионов А.В., Легощин К.В., и др.* Особенности эманации радона из грунтов на территориях, подработанных угольными шахтами (на примере Ленинск-Кузнецкого района) // Проблемы Региональной Экологии. ООО Издательский дом «Камертон». 2019. № 6. С. 140–143.
- Лешуков Т.В., Легощин К.В., Ларионов А.В.* Пространственная изменчивость плотности потока радона на территориях подземной добычи угля // Успехи современного естествознания. 2020. № 4. С. 93–97.
- Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009): Санитарные правила и нормативы. СанПиН 2.6.1.2523-09 М.: Министерство юстиции России, 2009. М.: Министерство юстиции России, 2009.
- Шандала Н.К., Семенова М.П., Исаев Д.В. и др.* Радиоэкологическая обстановка в районе расположения Приаргунского производственного горно-химического объединения // Гигиена и санитария. 2014. № 4. С. 14–18.
- Ярошевич О.И., Жук И.В., Карabanов А.К., и др.* Пилотный мониторинг радона в воздухе зданий в Витебской области и оценка доз облучения

населения, обусловленного радоном // Здоровье и окружающая среда. 2010. № 15. С. 231–239.

Klingel R., Kanski J. Influence of underground mining on the geogenic radon potential. 1999. P. 14.

Wysocka M. Radon problems in mining and post-mining areas in Upper Silesia region, Poland // *Nukleonika*. 2016. Vol. 61. P. 307–313.

Физика и химия минералов

CRYSTAL CHEMISTRY OF SILICATES FROM BURNT MINE DUMPS IN THE CHELYABINSK COAL BASIN

**Brazhnikova A.S.¹, Avdontceva M.S.¹, Zolotarev A.A.¹,
Krzhizhanovskaya M.G.¹, Krivovichev S.V.^{1,2}**

¹*Institute of Earth sciences, Saint-Petersburg State University,
St. Petersburg, st084249@student.spbu.ru*

²*Nanomaterials Research Center, Federal Research Center, Kola Centre,
Russian Academy of Sciences, Murmansk Region*

The investigation of the crystal chemistry features of «anthropogenic» minerals formed in the unique conditions of the burned dumps of mines operated in the Chelyabinsk coal basin has an important role in the development of mineralogy, geology, ecology and materials science. One of the most widespread chemical classes in the burnt dumps is silicates along with oxides and sulfates.

Albomite, $\text{Ca}_3\text{SiO}_4\text{Cl}_2$ - an anhydrous calcium silicate with an additional Cl⁻ anion, was first found by B.V. Chesnokov et al. in 1986 (*Chesnokov et al., 2008*). The synthetic analogue of albomite was described as metastable phase in cement clinker by Treushnikov et al (*Treushnikov et al., 1970*). Albomite is monoclinic, $P2_1/c$, $a = 9.8367(6)$, $b = 6.7159(4)$, $c = 10.8738(7)$ Å, $\beta = 105.735(6)^\circ$, $V = 691.43(8)$ Å³ ($R_1=0.037$). The structure is based on chains of corner- and edge-sharing Ca-polyhedra, which form columns, stretched along the c axis. Columns of Ca-polyhedra are connected with each other via SiO_4 tetrahedra, forming a framework. The crystal structure of albomite is thermally stable up to 630 °C, the thermal expansion is anisotropic with maximum observed along the tensor axis α_{11} close to a ($\mu_{\alpha_1} = 13.5^\circ$). The empirical formula of albomite $\text{Ca}_{2.96}(\text{Si}_{0.98}\text{P}_{0.03})_{\Sigma 1.01}\text{O}_4\text{Cl}_2$ is in a good agreement with the ideal formula of compound. The most intense bands at the Raman spectrum of albomite (847 cm^{-1} , 952 cm^{-1} , 372 cm^{-1}) are associated with symmetric and asymmetric vibration modes of SiO_4 tetrahedra.

Kutyukhinite, $\text{Ca}_4(\text{SiO}_4)_2\text{F}_2$, the «anthropogenic» analogue of kumtyubeite, was described by B.V. Chesnokov at the mine № 44 in 1982. Kumtyubeite was first discovered by Galuskina et al. in skarn carbonate-xenoliths in ignimbrites of the Upper Chegem volcanic structure (Kabardino-Balkaria, Russia) (*Galuskina et al., 2009*). Kutyukhinite is monoclinic, $P2_1/a$, $a = 11.4953(5)$, $b = 5.0567(2)$, $c = 8.8075(4)$ Å, $\beta = 108.954^\circ$, $V = 484.21(4)$ Å³ ($R_1=0.026$). The mineral belongs to the structural type of chondrodite. The empirical formula of kutyukhinite can be represented as $\text{Ca}_{5.01}(\text{Si}_{1.98}\text{O}_4)\text{F}_{2.03}$. Calculation of the thermal expansion

tensor coefficients (25-800 °C) showed that the thermal expansion is anisotropic and the maximum is observed along the tensor axis α_{11} , which almost coincides with the axis a ($\mu_{a1} = 3.4^\circ$).

The X-ray diffraction studies have been performed in the X-ray Diffraction Resource Centre and the Centre for Geo-Environmental Research and Modelling of St. Petersburg State University.

The study was supported by the Russian President grant for leading scientific schools (# NSh-1462.2022.1.5).

References

- Chesnokov B.V., Shcherbakova E.P., Nishanbaev T.P.* Minerals from Burned Dumps of Chelyabinsk Coal Basin // Institute of Mineralogy UrO RAS. 2008. Miass, Russia [in Russian].
- Galuskina I.O., Lazic B., Armbruster T., Galuskin E.V., Gazeev V.M., Zadov A.E., Pertsev N.N., Jezak L., Wrzalik R., Gurbanov A.G.* Kumtyubeite $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2\text{F}_2$ —A new calcium mineral of the humite group from Northern Caucasus, Kabardino-Balkaria, Russia // *American Mineralogist*. 2009. 94(10). 1361-1370.
- Treushnikov E. N., Ilyukhin V.V., Belov N.V.*, Metastable phase crystalline structure of cement clinker Ca-chlororthosilicate – $\text{Ca}_3[\text{SiO}_4]\text{Cl}_2$ // *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1970. 193(5). 1048–1051.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА КРАСНОГО БЕРИЛЛА, ШТАТ ЮТА, США

Гаврильчик А.К.¹, Скублов С.Г.^{1,2}

¹*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург,
gavrilchik_ak2@pers.spmi.ru,*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru*

Разновидность берилла красного цвета, называемая биксбитом, крайне редка. На сегодняшний момент, существует несколько заявленных проявлений, на территории США Промышленное месторождение красного берилла известно только в одном месте в мире – шахта Ruby Viole в горах Вах-Вах, штат Юта, США. Образование красного берилла ювелирного качества на данном руднике ряд исследователей связывают с наложением нескольких геологических процессов: остывание потока риолита с отделением магматических газов по трещинам, а также реакции минерализованных грунтовых вод и ранее существовавших минералов во вмещающих

породах с вулканическим стеклом в риолите (*Shigley, J. E. et al., 2003*). На геммологическом рынке растет спрос на услуги по определению географического происхождения каменного материала. Основные данные, используемые для этого: взаимосвязь генезиса минерала с данными о содержании малых и редких элементов, спектроскопическими характеристиками. Этому посвящено большое количество работ. (например, *Karampelas et al., 2019*). Из всех разновидностей берилла в таком ключе лучше всего изучены изумруды, в меньшей степени - аквамарины. (*Giuliani et al., 2019 и др.*). Об особенностях красной разновидности берилла – биксбита – опубликовано небольшое количество научных работ. Все они касаются особенностей химического состава, особенностей кристаллографии и вопросов генезиса, например (*Fridrichová, J. et al., 2018*). Однако, не были изучены особенности распределения редких элементов относительно его видимой зональности. На основе анализа данных по геохимии изумруда были разработаны различные дискриминационные диаграммы, позволяющие определять географического происхождения изумруда (*Saeseaw et al., 2019*), и при наличии подобных данных для других разновидностей, станет возможным создание универсальных дискриминационных диаграмм.

Объектом данного исследования послужила часть кристалла (около 2 мм в поперечнике и около 5 мм по удлинению) берилла неравномерно окрашенного в ярко-малиново-красный цвет. Этот обломок – кусок идиоморфного кристалла, отколовшегося от краевой части образца, как показано на рисунке 1. Образец имеет привязку: штат Юта, США, и является частью учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея. Поступил в музей в 1992 году, от американского коллекционера Е. Форда.

При изготовлении препарата (стандартной шайбы) обломок был ориентирован перпендикулярно граням призмы (оси удлинения). 7 точек анализа расположены от периферии к центру кристалла, таким образом, чтобы избежать захвата включений, но при этом попасть во все цветовые зоны (Рис. 1).

Содержание редких элементов, включая воду и летучие элементы, в берилле было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (г. Ярославль) по стандартным методикам. Диаметр анализируемой области составил около 20 мкм. Для расчетов содержания редких элементов содержание SiO_2 в матрице берилла принималось равным 66 мас.%. При анализе содержания воды и летучих элементов (фтора и

хлора) фон для этих компонентов оценивался путем измерения оливина, имплантированного в препарат вместе с бериллом. Погрешность измерения редких элементов не превышала 10% для концентраций выше, чем 1 ppm, и 20% для концентраций в интервале 0.1-1 ppm, соответственно. Порог обнаружения редких элементов в основном находится в интервале 0.005-0.010 ppm.

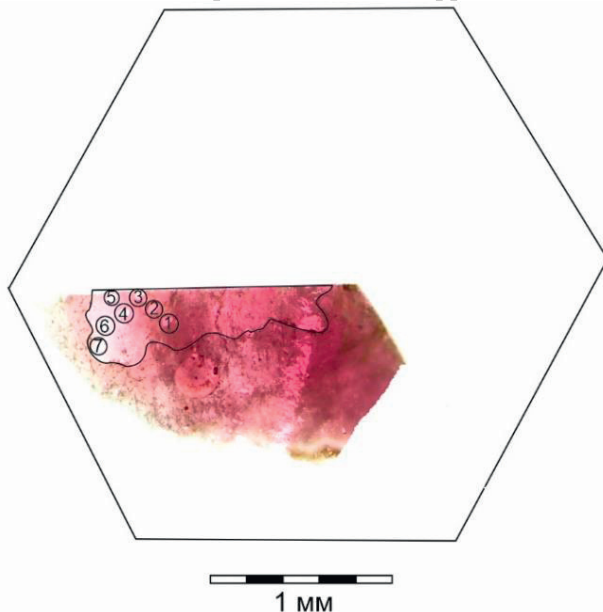


Рисунок 1. Фотография части кристалла берилла (образец 45) с положением точек анализа на ионном микрозонде.

В результате проведенных исследований было выявлено наличие зональности в распределении ряда элементов в краевой его части (Рис. 2). Самые высокие содержания для крупноионных элементов демонстрирует К (среднее значение 1514 ppm). Для К характерно тенденция по уменьшению содержания с уменьшением интенсивности окраски. В более насыщенной части (точка 1) его содержание составляет в среднем 3371 ppm, а в точке 2 происходит резкое уменьшение до 1583 ppm и к краю кристалла содержание К снижается до 899 ppm. Уровень содержания и характер распределения Na, в целом, идентичен К – резкий спад значений в точке 2 с 2908 до 1395 ppm и постепенное снижение до 557 ppm (среднее значение 1065 ppm). Cs обладает обратной схемой распределения содержания. В целом, уровень содержания Cs несколько выше – среднее значение 2725 ppm. При этом к центру профиля наблюдается рост содержания Cs с 2410 до 3682 ppm и затем снижение уровня в точке 7 до 1440 ppm.

Содержание Rb обладает схожим характером распределения, но на более низком уровне. От начала к центру профиля происходит увеличение содержания с 332 до 514 ppm, в конце профиля его уменьшение до 249 ppm). Распределение Li коррелируется с распределением Rb – в центральной части в среднем 330 ppm, в краевой – в среднем около 235 ppm. Распределение Ca слабо зональное, наблюдается тенденция уменьшения содержания в центральной части профиля с 300 до 153 ppm, а затем увеличением содержания на краю кристалла до 230 ppm.

Распределение летучих компонентов (воды и галогенов) зональное и по характеру распределения совпадает с K. Стоит отметить уровни содержания летучих элементов в данном образце. Содержание воды изменяется с 783 ppm до 59 ppm, хлора – с 3820 до 462 ppm, фтора – с 60 до 3 ppm.

Содержание Mn варьируется в пределах исследуемого профиля. К центру в точке 3 уровень содержания возрастает с 2454 до 3366 ppm, а переходя в менее насыщенную зону снова падает до 1949 ppm. Схожим характером распределения обладает Ti, в точке 3 уровень возрастает до 3062 ppm, а к точке 7 уменьшается до 1109 ppm. Среди транзитных элементов самое высокое содержание было определено для Fe и оно копирует характер распределения Ti и Mn. Содержание Fe в центре профиля (т.3) достигает 11569 ppm и снижается к точке 7 до 7755 ppm. Проведенный анализ показал значительную зональность в распределении Mg (Рис. 2). Распределение Mg сравнительно пологое – наблюдается тенденция снижения содержания к краю (от 944 до 404 ppm). Содержание Sc также незначительно, но наблюдается обратная тенденция увеличения в краевой зоне по сравнению с центром. Увеличение содержания с 44.57 до 53.79 ppm проходит в зоне смены насыщенности цвета, а в точке 7, где максимально бесцветная область наблюдается резкое падение уровня до 34.77 ppm.

Содержание транзитных металлов в основном не превышает 80 ppm. Наиболее контрастным является распределение Ni – в центральной части профиля (точка 3) наблюдается максимальное значение – 78.33 ppm, а затем оно уменьшается до 12.22 ppm в бесцветной области в точке 7. Кроме Ni похожим характером распределения обладает также Ga. К точке 3 фиксируется максимальное значение – 52.84 ppm, а к бесцветной зоне в точке 7 оно уменьшается до 28.24 ppm. Содержание Co, Cr и V не обладает зональным распределением и варьируется в пределах от 0 до 3.5 ppm.

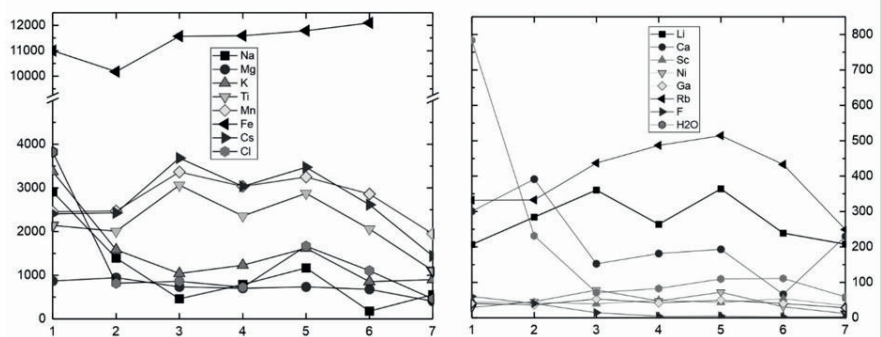


Рисунок 2. Зональность кристалла берилла (образец 45) по редким элементам (ppm).

В ходе данного исследования были получены содержания 22 элементов в красном берилле и выявлено несколько характерных особенностей. Впервые для биксбита были проанализированы вода и летучие элементы. Полученный уровень содержания, а особенно у воды, оказался самым низким по сравнению с другими разновидностями берилла – 207 ppm. Главный элемент-хромофор для биксбита является Mn (среднее значение 2770 ppm), при этом схожим характером распределения с Mn обладают Ti (среднее значение 2230 ppm) и Cs (среднее значение 2725 ppm). Стоит отметить различный характер распределения для переходных и части крупноионных литофильных элементов в исследуемом берилле. Содержание переходных элементов увеличивалось к центру профиля в насыщенной зоне окраски и падало к его краю в бесцветной зоне. Тогда как уровень содержания Na и K уменьшалось в пределах профиля, без резких «всплесков» в центральной части. При этом стоит отметить повышенное содержание Fe, относительно других разновидностей бериллов – в среднем значение для биксбита – 10855 ppm, при среднем значении в берилле с Изумрудных копей – 625 ppm. (Гаврильчик и др., 2021).

Литература

- Гаврильчик А. К., Скублов С. Г., Котова Е. Л. Особенности редкоэлементного состава берилла из уральских Изумрудных копей. Минералогия. 2021. Т. 7. №. 3. С. 32-48.
- Fridrichová, J., Bačík, P., Ertl, A., Wildner, M., Dekan, J., Miglierini, M. Jahn-Teller distortion of Mn³⁺-occupied octahedra in red beryl from Utah indicated by optical spectroscopy. Journal of Molecular Structure. 2018. Vol. 1152. P. 79-86.

- Giuliani G., Groat L.A., Marshall D., Fallick A.E., Branquet Y.* Emerald deposits: A review and enhanced classification. Minerals. 2019. Vol. 9. 105.
- Karampelas S., Al-Shaybani B., Mohamed F., Sangsawong S., Al-Alawi A.* Emeralds from the most important occurrences: chemical and spectroscopic data. Minerals. 2019. Vol. 9. 561.
- Saeseaw S., Renfro N.D., Palke A.C., Sun Z., McClure S.F.* Geographic origin determination of emerald. Gems Gemol. 2019. Vol. 55. P. 614-646.

МЕТОДИКИ КАЧЕСТВЕННОГО И КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ: ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ

Даниленко И.С.¹, Куртуков А.А.¹

¹*ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»,
danilenkos766@gmail.com*

Сегодня так или иначе каждый из нас пользуется ежедневно изделиями, в состав которых в том или ином объеме входят металлы группы платины (МПГ) и речь не о ювелирных изделия. Может возникнуть вопрос как это вообще возможно, ответ, вероятно, вы держите в руках прямо сейчас — это ваш смартфон. В среднем современный смартфон содержит 0.015 грамм палладия и около 0.001 грамма платины. Также без МПГ невозможно создание определенных видов катализаторов, сложных микросхем, поэтому применение платиноидов необходимо при создании любой современной техники от телевизора до космической ракеты.

МПГ (платина, палладий, осмий, иридий, родий, рутений) – важное стратегическое сырье, а высокая потребность в этих металлах в промышленности объясняется их уникальными физическими и химическими свойствами (*Гинзбург и др. 1972, Заскинд и др. 1998*). Например, платина характеризуется следующими показателями: 1) не окисляется на воздухе, даже при нагревании; 2) очень пластичная, из неё можно сделать микропровод диаметром до 1 мкм и очень тонкую фольгу; 3) является отличным проводником с низким сопротивлением 0.105 мкОм*м. Палладий, например, характеризуется: 1) самой низкой среди платиноидов плотностью 12.02 гр/см³; 2) самой низкой из МПГ температурой плавления в 1552 градуса по Цельсию (на 220 градусов меньше чем у платны); 3) относительно низким электрическим сопротивлением 9.1*10⁻⁴ Ом*м; 4) ковкость выше чем у платины, чистый палладий очень мягкий, поэтому используют его сплавы с никелем и рутением. Остальные свойства палладия схожи с

свойствами платины. Осмий и иридий выделяются следующими свойствами: 1) одни из самых тяжёлых металлов на Земле, их плотность составляет более 22 гр/см^3 ; 2) колоссально низкое электрическое сопротивление $9.7 \cdot 10^{-8}$ у осмия и $4.74 \cdot 10^{-8}$ у иридия.

Элементы платиновой группы, безусловно, являются очень важными для промышленного использования минералами, однако не существует методики полевого определения содержаний этих металлов в породах и шлиховых пробах. Более глубокое изучение методов определения МГП позволило бы упростить обнаружение этих элементов, к примеру, а также при помощи новых способов, достаточно точной, полевой диагностики можно открывать месторождения с более низким содержанием металла.

Приведем обзор существующих методик диагностики МПГ. Качественный анализ - комплекс мер, направленный на обнаружение заданных элементов с помощью проведения химических реакций, основанных на свойствах веществ. Аналитическая химия платиновых металлов основывается, главным образом, на реакциях комплексных хлоридов МГП, однако элементы по-разному переходят в эти соединения. Платина и палладий отлично растворяются в царской водке, это свойство применяют для создания комплексных хлоридов данных элементов, с которыми непосредственно и проводят реакции.

Одной из важных реакций на платину и палладий является воздействие йодистого калия на комплексные хлориды этих металлов. Проводится она следующим образом, комплексный хлорид выпаривается до состояния мокрой соли, подкисляется гидроокисью натрия, затем добавляется йодистый калий. При малых количествах анализируемых металлов раствор будет розовый, при большом ярко красного цвета.

Но все остальные металлы платиновой группы (рутений, родий, осмий, иридий) в царской водке не растворяются для приготовления их комплексных хлоридов используют более сложные методы, так, например, комплексный хлорид иридия образуется в случае пропускания хлора в водную суспензию $(\text{NH}_4)_2[\text{IrCl}_6]$ при комнатной температуре или при действии царской водки на эту соль.

На этом трудности не заканчиваются. Важной проблемой является присутствие в анализируемых растворах комплекса разных металлов, это могут быть как сами платиноиды, так и золото, серебро, железо и другие, все они влияют на результаты реакций. Как правило, эта сложность возникает при работе с шлиховыми пробами. Однако здесь можно использовать методику по переходу от общего к частному.

Некоторые реагенты могут взаимодействовать с многими платиноидами (йодистый калий, тио-мочевина, хлористое олово) давая при этом достаточно яркую окраску при реакции с каждым из металлов. Например, хлористое олово реагирует с комплексным хлоридом рутения, давая красно-коричневую окраску. Но в растворе много металлов и при взаимодействии получится смесь разных, довольно ярких, окрасок. Тем самым мы можем определить наличие нескольких МГП, не устанавливая каких именно.

Затем можно переходить к более тщательному анализу с применением методов перегонки раствора, содержащего платиноиды и применению методики анализа комплексных хлоридов каждого из металлов в отдельности.

Наиболее распространённые методы количественного анализа, с их помощью определяют насколько много анализируемого вещества содержится в пробе:

1. Колориметрические. Эти методы основаны на определении концентрации вещества по интенсивности окраски реагентов, иногда они те же, что и в качественном анализе.
2. Спектральные методы. Основаны на получении спектра испускания, сжигаемого в вольтовой дуге образца и количественном определении искомых элементов по интенсивности характеризующих и спектральных линий. Может применяться для определения нескольких металлов одновременно.
3. Полярграфические методы. Основаны на получении кривых зависимости величины тока от напряжения в цепи, состоящей из исследуемого раствора и погруженных в него электродов, один из которых сильно поляризующийся, а другой практически неполяризующийся.

Таким образом, исследование платиноидов является очень перспективным и востребованным направлением с точки зрения развития высокотехнологичного производства.

Литература

Гинзбург С.И., Езерская Н.А., Прокофьева И.В. Аналитическая химия платиновых металлов. М.: «Наука», 1972. - 616 с.

Заскинд Е.С., Ивановская В.И., Конкина О.М., Кочнев-Первухов В.И., Матевич Т.Н. Минеральное сырье. Металлы платиновой группы. М.: «ЗАО Геоинформмарк», 1998. – 58 с.

NOVEL RED-EMITTING COLOR-TUNABLE PHOSPHORS BaBi_{2-x}Eu_xB₂O₇ ($x = 0-0.40$): STUDY OF THE CRYSTAL STRUCTURE AND LUMINESCENCE

**Demina S.V.^{1,2}, Shablinskii A.P.², Povolotskiy A.V.³, Kolesnikov I.E.⁴,
Biryukov Y.P.², Bubnova R.S.², Avdontceva M.S.¹, Filatov S.K.¹**

¹*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg,
demina.softya@bk.ru*

²*Institute of Silicate Chemistry of the Russian Academy of Sciences
(ISC RAS)*

³*Institute of Chemistry, St. Petersburg State University, St. Petersburg*

⁴*Center for Optical and Laser Materials Research, St. Petersburg State
University, Research Park*

The novel polycrystalline phosphors BaBi_{2-x}Eu_xB₂O₇ (Shablinskii *et al.*, 2019) ($x = 0, 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.30, 0.40$) were obtained by crystallization from glass-ceramics. Single-crystal X-ray diffraction experiments were provided for the $x = 0.10, 0.20$ and 0.40 samples in order to investigate a distribution of the Eu³⁺ ions over cation sites. It is shown that the Eu³⁺ ions substitute the Bi³⁺ ones in the *M1* and *M2* sites. Luminescent properties of the BaBi_{2-x}Eu_xB₂O₇ phosphors were investigated for the first time. The optimal concentration of the Eu³⁺ ions was revealed for the sample with $x = 0.40$, after that an immiscibility of the BaBi_{2-x}Eu_xB₂O₇ solid solutions occurs, which is of a structure-dependent nature. Increase of the Eu³⁺ content leads to a gradual change of chromaticity from light red to orange-red/red. It is expected that the BaBi₂B₂O₇:Eu³⁺ phosphors can be used as red-emitting ones under LED excitation.

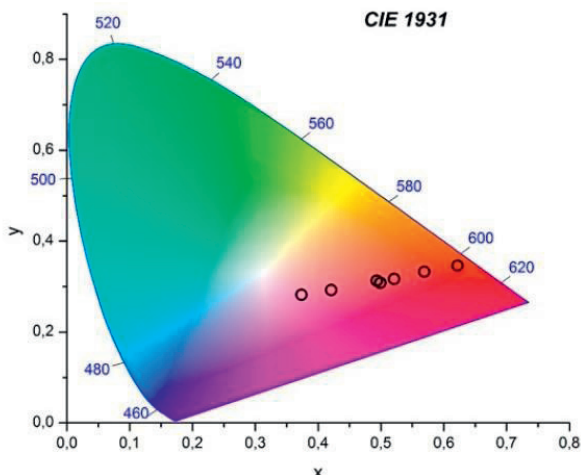


Fig. 1. CIE diagram for $\text{BaBi}_{2-x}\text{Eu}_x\text{B}_2\text{O}_7$ ($x = 0, 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.30, 0.40$) borates

Reference

Shablinskii A.P., Povolotskiy A.V., Drozdova I.A., Kolesnikov I.E., Bubnova R.S.
 New luminescent $\text{BaBi}_{2-x}\text{Eu}_x\text{B}_2\text{O}_7$ glassmaterials //Glass Physics and
 Chemistry. 2019. № 45. P. 74–78.

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ БОРОСИЛИКАТОВ ИЗ ПОРОД МАССИВА ДАРА-И-ПИОЗ

**Копылова Ю.О.^{1,2}, Кржижановская М.Г.^{1,2}, Уголков В.Л.²,
 Шиловских В.В.³, Бочаров В.Н.³**

¹*Кафедра кристаллографии, институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, @yuliia.kopylova@gmail.com*

²*Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова, Российская академия наук, Санкт-Петербург*

³*Научный парк СПбГУ, РЦ «Геомодель», Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

Массив Дара-и-Пиоз находится в приводораздельной части южного склона Алайского хребта на месте сочленения Зеравшанского, Алайского, Туркестанского хребтов в Таджикистане. Массив представляет собой изометричное в плане тело, сложенное

магматическими образованиями. Так, краевые зоны массива сложены двуслюдяными турмалинизированными гранитами, тогда как центральная часть сложена эгириновыми, биотитовыми и арфведсонитовыми сиенитами, гастингситовыми и биотит-гранатовыми нефелиновыми сиенитами. Все перечисленные интрузивные породы секут мелкозернистые граниты и жилы сиенитов, пегматитов, карбонатитов, а также кварцевые жилы (Файзиев 2007). Поскольку массив отличается уникальной минерализацией, он является перспективным объектом для обнаружения новых редких минералов. Относительно малоизучеными являются редкоземельные боросиликаты стиллуэллит и таджикит, являющиеся объектами данного исследования. Стиллуэллит образуется при гидротермальной переработке щелочных интрузий (Bailey et al. 2019), в то время как таджикит встречается в щелочных породах кислого состава и их пегматитах (Oberti et al. 2002).

Бор-содержащие соединения, включающие ионы редкоземельных элементов (REE), являются эффективными преобразователями высокоэнергетического излучения в видимый свет (Казанкин и др. 1975), а свойства боросиликатов, такие как прозрачность для широкого диапазона излучений, большая запрещенная электронная зона, химическая и термическая устойчивость, оптическая стабильность с хорошими нелинейными характеристиками и устойчивость к лазерным повреждениям обуславливают их ценность для использования в качестве оптических материалов (Sonekar 2011).

В данной работе для исследования стиллуэллита $REEBSiO_5$ (Bailey et al. 2019) и таджикита $Ca_4REE^{3+}_2Ti_2(B_4Si_4O_{22})(OH)_2$ (Oberti et al. 2002) был использован комплекс аналитических методов. Химический состав определялся методом электронно-зондового микроанализа на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N. Рентгенографические данные в широком интервале температур для анализа термической эволюции и высокотемпературного распада минералов были получены методом дифракции рентгеновских лучей на порошках (дифрактометр Ultima IV, Rigaku Oxford Diffraction) и монокристаллах (XtaLAB Synergy-S, Rigaku Oxford Diffraction). Дифференциальная сканирующая калориметрия (ДСК) и термогравиметрия (ТГ) выполнены с использованием установки STA 429 NETZSCH. Рамановские спектры записаны с помощью спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800. Для фазового анализа использовали базу данных PDF-2 (2021) и пакет программ PDXL

(Rigaku), для количественного анализа – программу TOPAS 5.0 (Bruker).

Кристаллы стиллуэллита относительно однородны по химическому составу, все имеют в составе доминирующий редкоземельный катион – Се, хотя параметры и объем элементарной ячейки по данным рентгенографии демонстрируют заметный разброс значений. Усредненная химическая формула, рассчитанная на 5 атомов кислорода, хорошо совпадает с номинальной и выглядит следующим образом: $\text{Ce}_{0.50}\text{La}_{0.34}\text{Nd}_{0.09}\text{Pr}_{0.03}\text{B}_{1.06}\text{Si}_{0.98}\text{O}_5$. Таджикит по данным химического анализа представлен сильно зональными кристаллами, обогащенными иттрием или церием. По результатам рамановской спектроскопии в области колебаний гидроксильного аниона отсутствуют полосы, которые могли бы подтверждать его присутствие в составе.

По данным порошковой рентгенографии в исследованных образцах стиллуэллит ассоциирует с согдианитом и эгирином, в ассоциацию таджикита входят кварц, согдианит, анортоклаз, полилитаниит. В соответствии с результатами терморентгенографии и ДСК полиморфный переход $P3_1 \leftrightarrow P3_2$ в природном стиллуэллите, изученный ранее на синтетических аналогах в работах (*Belokoneva et al. 1996; Belokoneva et al. 1997; Belokoneva et al. 1998*) происходит в природном образце около 400°C (температура начала эффекта около 350°C). По данным терморентгенографии при нагревании на воздухе оба минерала демонстрируют изменение термического расширения выше 500°C , обусловленное, по-видимому, в том числе процессами окисления, что подтверждают кривые ТГ (наблюдается прирост массы) и результаты высокотемпературного распада. Распад стиллуэллита начинается около 1000°C с образованием перклевиты $(\text{REE})_2\text{Si}_2\text{O}_7$ и церианита CeO_2 . При 1170°C порошковый образец стиллуэллита содержал около 30 вес. % CeO_2 , что подтверждает предположение об окислении церия. При распаде таджикита образуются титанит $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$ и силикат Са и $\text{REE Ca}_2\text{Eu}_8(\text{SiO}_4)_6\text{O}_2$.

Авторы приносят благодарность профессору И.В. Пекову за образцы минералов и ресурсным центрам «Рентгенодифракционных методов исследований», «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета за возможность осуществления исследований и вычислений. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (22-27-00430).

Литература

- Казанкин О.Н., Марковский Л.Я., Миронов И.А., Пекерман Ф.М., Петошина Л.Н. Неорганические Люминофоры // *Химия*. 1975.
- Файзиев А. Р. Новые и редкие минералы дараипиезского щелочного максима (центральный Таджикистан) // Доклады академии наук республики Таджикистан. 2007. Т. 50 №1. 51-56
- Bailey D.G., Lupulescu M.V., Darling R.S., Singer J.W., Chamberlain S.C. A Review of Boron-Bearing Minerals (Excluding Tourmaline) in the Adirondack Region of New York State // *Minerals*. 2019. №9. 644.
- Belokoneva E.L., David W. I. F., Forsyth J.B., Knight K.S. Structures and Phase Transitions of PrBGeO₅ in the Temperature Range 20-800°C // *Journal of Physics: Condensed Matter*. 1998. №10. 9975–9989.
- Belokoneva E.L., W I F D., Forsyth J.B., Knight K.S. Structural aspects of the phase transition in LaBGeO₅ // *J. Journal of Physics: Condensed Matter*. 1997. №9. 3503.
- Belokoneva E.L., Shuvaeva V.A., Antipin M.Yu., Leonyuk N.I. Crystal structure of a high-temperature modification of LaBSiO₅, a synthetic analog of stillwellite // *Zhurnal Neorganichskoj Khimii*. 1996. №41. 1097-1101.
- Oberti R., Ventura G.D., Ottolini L., Hawthorne F., Bonazzi P. Re-Definition, Nomenclature and Crystal-Chemistry of the Hellandite Group // *American Mineralogist*. 2002. №8. 7745–7752.
- Sonekar R. Inorganic Borate Host Luminescent Materials // Lambert Academic Publishing. 2011.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ СИЛИКАТОВ УРАНИЛА

Тагирова Я.Г.¹, Назарчук Е.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st069121@student.spbu.ru

В природной и техногенной среде соединения шестивалентного урана образуются в зонах окисления урановых месторождений (Белова, 2003) и в отработавшем ядерном топливе (Baker, 2014). Актуальность их изучения связана как с фундаментальными задачами минералогии, так и имеет важное практическое значение. В последнее время особое внимание исследователи уделяют слабо растворимым и весьма устойчивым уранил германатам и уранил силикатам, кристаллические структуры которых, в большинстве случаев, представляют собой микропористые каркасы, способные селективно поглощать радионуклиды.

На сегодняшний день установлено 20 природных силикатов уранила, описанных в минеральных парагенезисах зон окисления

месторождений урана. Не смотря на свою относительную устойчивость, силикаты уранила до сих пор недостаточно изучены, структуры некоторых силикатов, например, коутиноита, не определены. Непосредственное изучение минералов урана комплексом рентгеновских методов часто невозможно, поскольку они подвержены метамиктному распаду и процессам гидратации. Эти обстоятельства остро ставят проблему разработки методик получения синтетических аналогов природных уранил силикатов.

Эксперименты по моделированию процессов окисления уранинита, а также изучение процессов, происходящих в зонах окисления урановых месторождений, позволили установить условия, необходимые для образования силикатов уранила. Одним из основных методов получения аналогов природных силикатов является гидротермальный синтез. Этим методом при температуре 180-200°C в условиях pH = 8-12 синтезированы: уранофан, болтвудит, складовскит и казолит, а также получен соддиит из болтвудита (например, *Vochten et al., 1997*). Группой Чернорукова (например, *Черноруков и др., 2007*) гидротермальным методом получены аналоги минералов группы уранофана, казолит, а также ряд уранил силикатов щелочных (Li, Na, K, Rb, Cs, NH₄), щелочноземельных (Mg, Ca, Sr, Ba) и редкоземельных (Y, La, Ln) элементов. В работах научной группы Цур Лое (*Morrison et al., 2016*) получил развитие метод синтеза из флюса. При помощи данного метода синтезирован и структурно охарактеризован ряд микропористых уранил силикатов и германатов, показана возможность катионного обмена кристалл-среда для данных соединений.

В настоящем исследовании, помимо классического гидротермального синтеза, использован метод высокотемпературного синтеза из расплава в вакуумированных кварцевых ампулах. Эксперименты проводились в интервале температур 750 - 1100 °C с применением флюсов: KCl + NaCl и RbCl + CsCl, а в ряде экспериментов в систему добавляли фториды рубидия и натрия. Эффективность такого метода синтеза была ранее продемонстрирована группой Альбрехт-Шмидта при получении соединений Rb₂(UO₂)₂Si₅O₁₃ и Cs₂(UO₂)₂Si₈O₁₉ (*Albrecht-Schmitt et al., 2013*). Используя гидротермальный синтез и синтез в вакууме из расплава нам удалось показать, что моделирование условий образования природных силикатов уранила позволяет получать, как соединения изоструктурные известным минералами, так и новые, ранее не изученные, фазы. Приведем несколько примеров таких соединений.

В результате гидротермальных синтезов при температуре 220°C нами были получены два соединения $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$ и $\text{Rb}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$. Оба соединения кристаллизуются в тетрагональной сингонии $I4_1/amd$, параметры элементарной ячейки равны: $a = 6.9721(4) \text{ \AA}$, $c = 18.3108(14) \text{ \AA}$, $V = 890.09(10) \text{ \AA}^3$ и $a = 6.96743(5) \text{ \AA}$, $c = 18.2867(2) \text{ \AA}$, $V = 887.730(15) \text{ \AA}^3$ для натриевой и рубидиевой фазы соответственно. В кристаллических структурах соединений (Рис. 1а) полиэдры (UO_6F) , объединяясь по ребрам образуют цепочки, инкрустированные тетраэдрами SiO_4 . Цепочки $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]^{2-}$ впервые описанные в структуре уранофана. Такие цепочки характерны для структур ряда урановых минералов, в том числе: хейвиита, урсинита и уиксита. Цепочки $[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4)]^{2-}$, объединяясь через свободные вершины SiO_4 тетраэдров образуют микропористый каркас. В полостях каркаса располагаются атомы щелочных металлов. Отметим, что описанные соединения изоструктурны минералу соддиту, $(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

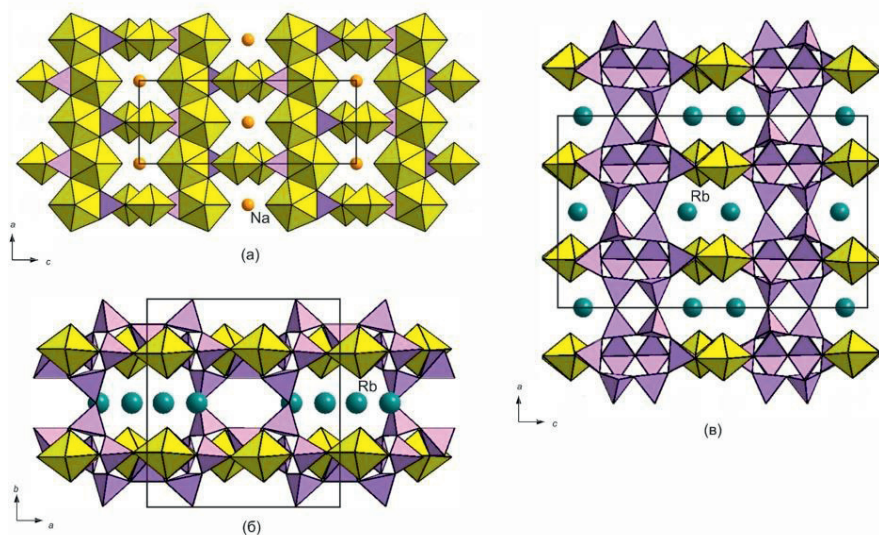


Рисунок 1. Проекция кристаллических структур соединений: $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$ на плоскость ac (а); $\text{Rb}_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_5\text{O}_{13})(\text{H}_2\text{O})_2$ на плоскость ab (б) и $\text{Rb}_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_8\text{O}_{19})(\text{H}_2\text{O})_4$ на плоскость ac (в). Молекулы воды, расположенные в полостях каркасов, убраны с проекций. Полиэдры урана показаны желтым цветом, кремния – сиреневым.

Методом высокотемпературного синтеза в вакууме нами получено соединение $\text{Rb}_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_5\text{O}_{13})(\text{H}_2\text{O})_2$, кристаллизующиеся в моноклинной сингонии $C2/m$, параметры элементарной ячейки: $a =$

14.2938(16) Å, $b = 14.2272(17)$, $c = 9.6365(11)$ Å, $\beta = 111.717(5)^\circ$, $V = 1820.6(4)$ Å³. Структура изученного соединения построена на основании уранил силикатного каркаса, в каналах которого располагаются атомы рубидия и молекулы воды (Рис. 1б). Соединение изоструктурно минералу уикситу, $K_2(UO_2)_2(Si_5O_{13}) \cdot 4H_2O$.

Не менее интересной оказалась структура соединения $Rb_2(UO_2)_2(Si_8O_{19})(H_2O)_4$, полученного в вакуумированной кварцевой трубке при 900°C. В его структуре (Рис. 1в) тетраэдры SiO_4^{2-} объединяясь по вершинам образуют двойные слои $[Si_8O_{19}]^{6-}$. Слои построены из двух типов кремнекислородных колец. Малые кольца образованы объединением шести, а большие 14 тетраэдров. Слои объединяются в микропористый каркас за счет цепочек, построенных при объединении полиэдров урана по ребрам. В каналах каркаса располагаются атомы рубидия и молекулы воды.

Помимо вышеописанных соединений методом кристаллизации из расплава в кварцевых трубкам нам удалось получить более 10 новых уранил силикатов рубидия, калия и цезия. Важным достоинством предложенного метода является возможность проводить синтезы с высоким процентом выхода, получать монокристаллы соединений пригодные для дальнейшего исследования комплексом рентгенографических методов, изучать физические свойства полученных соединений.

Литература

- Белова Л.Н., Дойникова О.А. Условия образования урановых минералов в зоне окисления урановых месторождений. Геология рудных месторождений, 2003, 45, 148-152.
- Черноруков Н.Г., Князев А.В., Нунрук О.В. Синтез и изучение ураносиликатов уранофан-казолитовой группы. Радиохимия, 2007, 49(4), 340-345.
- Babo J., Albrecht-Schmitt T.E. High temperature synthesis of two open-framework uranyl silicates with ten-ring channels: $Cs_2(UO_2)_2Si_8O_{19}$ and $Rb_2(UO_2)_2Si_5O_{13}$. Journal of Solid State Chemistry, 2013, 197, 186-190.
- Baker J.R. Uranium minerals and their relevance to long term storage of nuclear fuels. Coordination Chemistry Reviews, 2014, 267, 123-136.
- Morrison G., Smith M.D., Zur Loye H.C. Flux versus hydrothermal growth: polymorphism of $A_2(UO_2)Si_2O_6$ ($A = Rb, Cs$). Inorganic Chemistry, 2016, 56, 1053-1056.
- Vochten R., Blaton N., Peeters O., Van Springel K., Van Haverbeke L. A new method of synthesis of boltwoodite and of formation of sodium boltwoodite, uranophane, sklodowskite and kasolite from boltwoodite. Canadian Mineralogist, 1997, 35, 735-741.

Геология нефти и газа

ОПТИМИЗАЦИЯ КЕЙСА РАЗРАБОТКИ ОДНОГО ИЗ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОВАНЕНКОВО-ХАРАСАВЭЙ С ЦЕЛЬЮ МАКСИМИЗАЦИИ ДОБЫЧИ ЖИДКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ

Воронинская Я.Г.¹

¹*Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, st085139@student.spbu.ru*

На данный момент вся нефтегазовая отрасль находится на этапе преобразования. Текущая климатическая повестка по уменьшению влияния компаний на дальнейшее глобальное потепление, введение Европейским Союзом трансграничного углеродного налога – все это оказывает влияние на модификацию нефтегазового бизнеса. Компании начинают развивать газовые и газоконденсатные проекты взамен нефтяных с целью уменьшения, так называемого, «углеродного следа».

«Газпромнефть» является одной из передовых компаний на пути декарбонизации. Фланговым проектом в рамках энергоперехода является проект по разработке группы месторождений «Бованенково-Харасавэй».

Разработка данных месторождений осуществляются по ДРОД с «Газпром добыча Надым». Весь добытый газ с объектов месторождений продается компании «Газпром», а жидкие углеводороды реализуются компанией «Газпром нефть» самостоятельно.

Ввиду этого основной фокус проекта направлен именно на максимизацию добычи газоконденсата, т.к. он является продуктом, приносящим прибыль компании.

Объектами разработки компании «Газпром нефть» являются неоком-юрские залежи Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. Данные залежи имеют начальные геологические запасы газа 885 млрд. м³, а также запасы конденсата ок.100 млн. т.

Однако, несмотря на обильные запасы, коэффициент извлечения газа и конденсата на данный момент составляет 52% и 28% (НИЗ газа 460.2 млрд. м³, НИЗ ГК 28 млн. т) соответственно ввиду низких ФЕС. А после обновления геологических моделей на результаты бурения «пилотов» и скважин ОНР ФЕС многих объектов месторождения ухудшились.

В связи с этим, целью данной работы является оптимизация сценария разработки Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения с целью максимизации добычи жидких углеводородов.

Задачи:

1. Привести геолого-физическую характеристику объекта разработки месторождения.
2. Проанализировать текущий кейс разработки объекта месторождения.
3. Рассмотреть возможные варианты увеличения КИГ и КИК.
4. Провести вариативные расчеты на объекте разработки Бованенковского месторождения.
5. Оценить изменение КИГ и КИК для выбора наиболее подходящих оптимизационных мероприятий.

Выбранный объект разработки образовался в прибрежных условиях переходного осадконакопления (мелкое море - менее 25 м), залежи пластовые сводовые и литологически экранированные. Тип коллектора терригенный. Средняя эффективная газонасыщенная толщина 20.5 м. Коэффициент пористости составляет 0.18 д.ед. Абсолютная проницаемость варьируется от 32 до 40 мД. Расчлененность объекта относится к средней - от 3 до 4 единиц. Потенциальное содержание конденсата около 70 г/м³ сухого газа, что позволяет отнести объект к среднеконденсатному.

На данный момент выбранный объект разработки планируется эксплуатировать 12 скважинами с горизонтальным заканчиванием и длиной горизонтального ствола 1200 м. До обновления геологических моделей прогнозировались КИГ=46% и КИК=34%. С учетом результатов бурения скважин ОПР и обновления геологии данные показатели изменились - КИГ=43% и КИК=15%.

Как можно заметить, увеличение расчлененности, изменение модели насыщения и других параметров геологической модели серьезно отразились на добыче газового конденсата.

Для увеличения добычи жидких углеводородов на месторождении, которое только готовится к вводу в эксплуатацию, можно использовать следующие методы: изменение заканчивания скважин, оптимизация режимов работы скважин или совместное применение данных мероприятий (*Инякин и др., 2019 и Калугин, 2013*).

Модификация заканчивания скважин позволяет более полно вовлечь дренируемые запасы газа и конденсата в разработку. Кроме того, горизонтальные скважины и горизонтальные скважины с гидроразрывом пласта имеют более низкий темп падения давления и более высокую продуктивность по сравнению с обычными вертикальными скважинами, что благоприятно сказывается на извлечении газоконденсата. Также горизонтальные скважины или скважины с МГРП снижают геологический риск разделения и

связности, которые могут сильно повлиять на эффективность и производительность скважины (Граф, 2014).

Правильный подбор режимов работы скважин обеспечивает невыпадение конденсата в призабойной зоне пласта (ПЗП), что в противном случае может ухудшить фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) ПЗП. Кроме того, оптимальный режим работы скважины предотвращает проникновение подошвенной воды в пласт, что продлевает работу скважины по добыче углеводородов (Вяхирев, 1999).

Наибольший эффект возможно получить при последовательном использовании данных методов.

После обновления геологических моделей на результаты бурения скважин ОПР была определена проблема расстановки фонда скважин – не все проектные скважины остались в зонах с максимальными кН.

Была проведена оптимизация расстановки в зоны с максимальными кН с учетом максимальных отходов устьев скважин от кустовой площадки (Рис. 1).

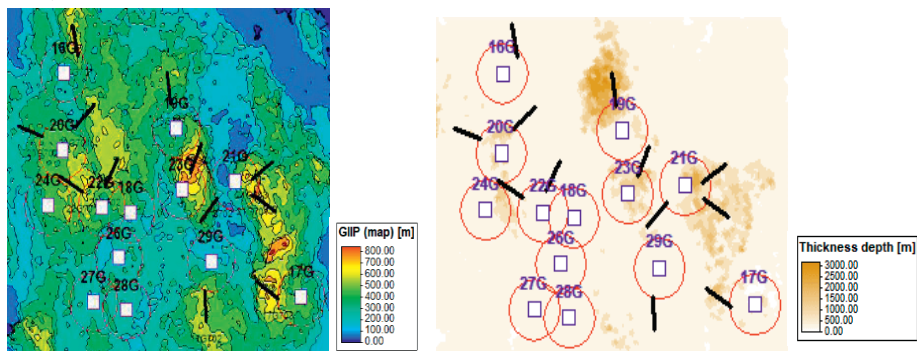


Рисунок 1. Оптимизация расстановки фонда ГС 1200 м.

Анализ разрезов скважин, показал, что есть возможности увеличения длины проходки в зонах с наибольшими проницаемостями и запасами свободного газа.

Возможным вариантом оптимизации может быть проводка дополнительных стволов на проектных скважинах (МЗС). Бурение МЗС позволяет увеличить дренируемую область скважины, а, следовательно, извлечь больше запасов газа и газоконденсата при более низких капитальных затратах по сравнению с бурением дополнительной отдельной скважины.

Всего было рассмотрено 4 варианта оптимизации: оптимизация проводки ГС 1200 м в разрезе, проводка ГС 2500 м, МЗС

1500 м, МЗС 2500 м. В данном расчете было принято, что количество скважин на объекте не будет изменено. Проводка скважин осуществлялась в зоны с наибольшими плотностями запасов газа и газоконденсата, а также в зоны с наилучшими кН (Рис. 2).

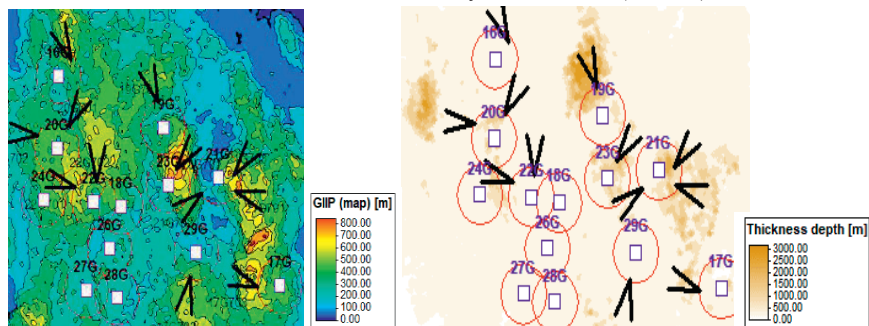


Рисунок 2. Пример бурения МЗС 1500м в зоны с максимальными кН и плотностями запасов газа (на картах также указаны максимальные отходы от кустов).

Длины ГС и МЗС были определены с учетом возможностей бурения: по экспертному мнению, длина ГС/МЗС 2500 м – максимально возможная в пределах выбранного месторождения. Длина МЗС 1500 м выбрана опционально для оценки промежуточного варианта заканчивания.

По итогам расчетов наилучшим вариантом стал МЗС 2500 м (Табл. 1): увеличение КИГ составило 10%, увеличение КИК – 4%, увеличение NPV – 2 млрд.руб. Полученный результат подтверждает, что МЗС позволяет вовлекать дополнительные запасы газа и газоконденсата в разработку и увеличивать эффективность эксплуатации объекта.

Таблица 1. Показатели вариантов расчета.

Вариант оптимизации	Накопленная добыча газа, млрд.м3	КИГ	Накопленная добыча конденсата, млн.т	КИК	NPV, млрд.руб
Исходный вариант ГС 1200м	42.02	0.43	2.25	0.15	10 000.23
Оптимизированный ГС 1200м	46.66	0.48	2.52	0.17	11 338.41
ГС 2500м	48.25	0.50	2.65	0.18	11 925.27
МЗС 1500м	49.05	0.51	2.64	0.18	11 740.20
МЗС 2500м	51.69	0.53	2.82	0.19	12 003.68

Литература

- Алиев З.С.* Руководство по проектированию разработки газовых и газонефтяных месторождений. Печора: Печорское время, 2002. 895 с.
- Вяхирев Р.И.* Теория и опыт разработки месторождений природных газов. М: Недра, 1999. 416с.
- Граф Т.* Вертикальная и горизонтальная интеграция для преодоления крайне сложных проблем при эксплуатации низкопроницаемых газоконденсатных пластов Ачимовской свиты [Электронный ресурс] / 171169-RU SPE Conference Paper — 2014. – Режим доступа: <https://www.onepetro.org/conference-paper/SPE-171169-RU>. DOI: 10.2118/171169-RU
- Инякин В. В., Мулявин С. Ф., Усачев И. А.* Обоснование технологических режимов газоконденсатных скважин в условиях низкопроницаемых коллекторов // Нефть и газ. 2019. № 2. С.68-72
- Калугин А. Ю., Яковлев В.В.* Увеличение добычи конденсата на Котелевском газоконденсатном месторождении путем оптимального распределения отборов газа // Прикладна гідромеханіка. 2013. Том 15, № 4. С. 49 – 55

АНАЛИЗ ПРИМЕНИМОСТИ АЛЬТЕРНАТИВНОЙ МЕТОДОЛОГИИ ПО ПОДБОРУ КОМПЛЕКСА ИССЛЕДОВАНИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Дидух А.В.¹, Фофанова Е.А.²

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, diduh.an.v@gmail.com*

¹*Научно-технический центр «Газпром нефть»*

В данной работе было необходимо оценить применимость альтернативной методологии по подбору комплекса исследований на месторождении Западной Сибири. Благодаря оценке применимости альтернативной методологии можно увидеть, на каких этапах изученности месторождения она проявляет себя наиболее результативно. Это поможет нефтяным компаниям эффективнее разведывать месторождения, что приведет к снижению затрат на исследования и повышению качества полученной информации. В данной статье будет рассмотрено, возможно ли, получить больше качественной информации и при этом снизить затраты, используя новый подход в оценке неопределенности.

В качестве объекта исследования (Рис. 1) была выбрана наиболее изученная часть пласта одного из месторождений Западной Сибири. На данный момент на выбранном участке пробурено 49 скважин, часть из которых – разведочные скважины (Рис. 2).

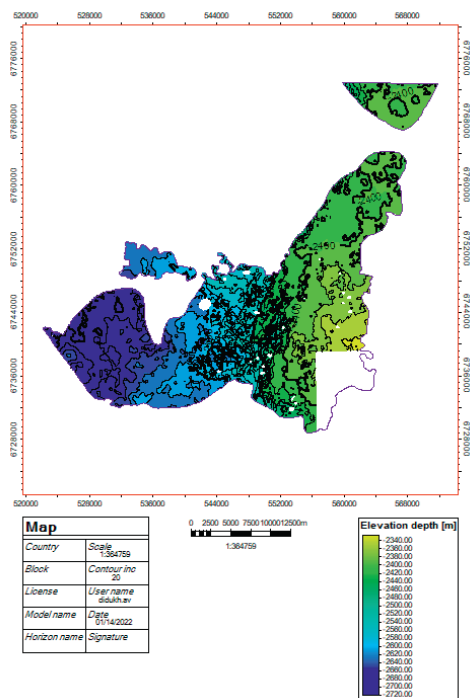


Рисунок 1. Объект исследования.

На основе имеющейся информации сформирована геологическая модель, которая принята в работе за «реальную ситуацию» (Рис. 2 – пример карты эффективных нефтенасыщенных толщин). Далее в историческом контексте проводится сравнение двух подходов к процессу снятия неопределенностей. В качестве первой методологии был принят классический подход при определении неопределенностей и выборе места для бурения последующих скважин. В качестве еще одного варианта расчета была выбрана альтернативная методология, учитывающая геологическую сложность пласта, а также параметры изученности, неопределенности и уверенности на основе проведенных исследований.

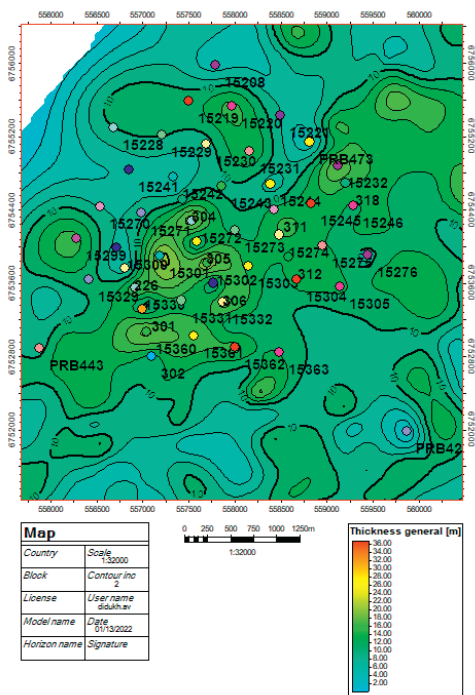


Рисунок 2. Расположение скважин на карте эффективных нефтенасыщенных толщин.

Результатом данной работы является сравнение классического подхода с альтернативной методологией. Рассматривается эффективность альтернативной методологии через сокращение срока разбуривания месторождения с целью снятия неопределенностей и повышения его изученности. Новый подход к выбору комплекса исследований поможет избежать ненужных экономических и временных затрат на малоинформативные исследования. На основании полученных результатов можно будет сделать вывод об эффективности применения альтернативной методологии, оценить ее предсказательную способность, а также проанализировать поведение методологии на различных этапах изученности месторождения.

В качестве сравнительных характеристик были выбраны карты Std для подсчетных параметров и проницаемости. Ожидаемая эффективность новой методологии рассматривается по нескольким направлениям: экономическая выгода, снижение NPV проекта, млн. руб; сокращение сроков разбуривания объекта; увеличение изученности выбранного пласта, %; снижение итоговой неопределенности, расчет которой базируется на построении карт Std.

Литература

- Валиахметова А.Р., Павельева Ю.Н., Котежеков В.С., Григорьев А.С.* Оптимальное планирование гидродинамических исследований скважин на основе ценности информации, ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. – 2019 - № 2(12). – С. 20-24
- Abdulaziz Almansour, Stephen E. Laubach, J. Eric Bickel, and Richard A. Schultz* Value-of-Information Analysis of a Fracture Prediction Method, August 2020 SPE Reservoir Evaluation & Engineering, SPE 198906
- Coopersmith E.M., Burkholder M.K. and Schulze J.H.,* Value-of-Information Lookbacks—Was the Information You Gathered Really Worth Getting? San Antonio, Texas, U.S.A., 24–27 September 2006, SPE 101540
- Leticia Siqueira dos Santos, Susana Margarida da Graça Santos, Antonio Alberto de Souza dos Santos, Denis José Schiozer, and Luis Otávio Mendes da Silva* Influence of Representative Models in the Expected Value of Information Applied to Petroleum Fields Development, 82nd EAGE Conference and Exhibition, 2020, SPE 200525

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ УДМУРТИИ

Дьяконов К.А.¹, Борхов С.Ю.¹

¹*Удмуртский государственный университет, Ижевск
dyakonovkirill00@yandex.ru*

Территория Удмуртской Республики относится к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Промышленные скопления нефти и газа на территории провинции связаны, главным образом, с палеозойскими отложениями. Большинство местоскоплений нефти и газа провинции приурочены к антиклинальным и куполовидным поднятиям с соответствием структурных форм, усиливающихся с глубиной в отложениях карбона и девона, а также к поднятиям с несоответствием структурных планов. Местоскопления обычно многопластовые, в отдельных случаях число залежей достигает 15-20 (Бакиров, 1990).

Преимущественное большинство залежей углеводородов Удмуртии приходится на неоднородные по строению объекты с трудноизвлекаемыми запасами нефти. Осложняющей особенностью, помимо высокой вязкости нефти, высокого содержания смол и

парафинов, является неоднородность коллектора, выраженная в литологической расчлененности и многопластовости.

На данной территории можно выделить 6 зон нефтенакопления:

1. Киенгопская.
2. Юго-восточный борт Камско-Кинельской впадины.
3. Внутренняя часть Камско-Кинельской впадины.
4. Верхнекамская впадина с нефтеносностью в средне-верхнедевонском терригенном комплексе.
5. Верхнекамская впадина с нефтеносностью в отложениях башкирского яруса, верейского горизонта и в каширо-подольских отложениях.
6. Западный борт Камско-Кинельской впадины.

В пределах Чутырско-Киенгопского месторождения, как и в пределах всей Удмуртии выделяются два структурно-тектонических комплекса: комплекс кристаллического фундамента и комплекс осадочного чехла, представленный отложениями рифейского, вендского и палеозойского возраста.

В современном мире, в котором стоит цель увеличения коэффициента извлечения нефти, обеспечения рациональной системы разработки месторождений, крайне важную роль имеют первоначальные исследования. И только при достоверности результатов, последовательной организованности процесса и правильной интерпретации можно добиться данного эффекта. Ведь только при определении геологического строения, стратиграфии и расчленённости имеется возможность осуществить разработку с применением современных технологий добычи нефти и газа.

Месторождение расположено в северо-западной части Калтасинского авлакогена - структуры I порядка и контролируется двумя крупными брахиантиклинальными поднятиями (Чутырским и Киенгопским), разделенными седловиной, осложнено структурами облекания осадочными породами нижнего и среднего карбона барьерных рифов верхнефранско-среднефаменского возраста.

Чутырское поднятие имеет северо-западное простираение, Киенгопское - субширотное, смена направления простираения происходит в районе седловины. Для структур характерны более крутые, обращенные к ККСВ, западное и южное крылья и пологие восточное и северное. Рудинская структура имеет близкую к изометричной форму, слегка вытянутую в северо-восточном направлении. Восточный участок представляет собой структуру

неправильной формы, осложненную по кровле тульских терригенных отложений мелкими куполами.

Для месторождения характерно совпадение структурных планов пермских, средне- и нижнекаменноугольных отложений с увеличением размеров и уменьшением амплитуды структур вверх по разрезу, и несовпадение этих планов со структурными планами девона, обусловленное наличием рифогенных образований верхнефранско-среднефаменского возраста.

Промышленная нефтеносность приурочена к карбонатным отложениям верейского горизонта C2vr (пласты В-II, В-III), башкирского яруса C2b среднего карбона (пласты А4-0+1-8), к терригенным отложениям тульского (пласты С-I, С-III, С-IV) и бобриковского (пласты С-V-С-VI) горизонтов визейского яруса C1v, к карбонатным отложениям турнейского яруса (пласт С1t) нижнего карбона. Залежи нефти продуктивных пластов В-II, В-III верейского горизонта и А4-0+1-А4-5 башкирского яруса осложнены газовыми шапками.

Выделение эксплуатационных объектов на месторождении проводилось на этапе составления первичных технологических документов по мере постановки запасов на баланс, исходя из геологического строения продуктивных пластов, фильтрационных характеристик коллекторов и насыщающих их флюидов, а также учитывая опыт проектирования и разработки месторождений в Удмуртии. Месторождение условно разделено на две площади (Чутырскую и Киенгопскую), в границах каждой из которых выделенные объекты рассматриваются как самостоятельные.

На месторождении было выделено девять объектов разработки:

- в пределах Чутырской площади три объекта: верейский (C2vr, пласты В-II, В-III), башкирский (C2b, пласты А4-0+1-8), визейский (C1v, пласты С-I, С-III, С-IV, С-V, С-VI);

- в пределах Киенгопской площади шесть объектов: верейский (C2vr, пласты В-II, В-III), башкирский (C2b, пласт А4), визейский (C1v, пласты С-III-VI), турнейский (пласты С1t), турнейский (пласты С1t) Рудинского купола, верейско-башкирский в пределах Восточного участка (C2vr + C2b, пласты В-II, В-III, А4-0-2).

В ходе геофизических исследований скважин и их интерпретации удалось установить индивидуальные характеристики для каждого объекта разработки (Табл. 1).

Таблица 1. Характеристика залежей по результатам интерпретации ГИС Чутырско-Киенгопского месторождения.

Параметр	Чутырская площадь			Киенгопская площадь					Восточный участок
	В-II, В-III (C _{2vr})	A ₄ (C _{2b})	C-I-VI (C _{1v})	В-II, В-III (C _{2vr})	A ₄ (C _{2b})	C-III-VI (C _{1v})	C _{1t}	удинский купол C _{1t}	
Общая толщина, м	12.8	46.8	51.1	13.5	44.9	27.3	25.2	76.5	33.7
Эффективная толщина, м	6.2	24.2	28.4	6.6	23.2	14.4	16	50.4	11.8
Эффективная нефтенасыщенная толщина, м	2.7	13	7.2	3	14.9	7.2	8.8	36.7	4.9
Коэффициент песчаности, д.ед.	0.49	0.51	0.53	0.49	0.51	0.62	0.66	0.65	0.36
Коэффициент расчлененности д.ед.	3.1	44.4	7.6	3.3	15.3	7	6.7	16.8	9.8
Коэффициент начальной нефтенасыщенности, д.ед.	0.72	0.76	0.76	0.71	0.78	0.76	0.8	0.87	0.65

Учитывая геолого-физические параметры (карбонатный коллектор, совпадение залежей в плане, небольшие нефтенасыщенные толщины продуктивных пластов), принято следующее объединение пластов:

- верейские пласты в пределах Чутырской и Киенгопской площадей объединены в единые верейские эксплуатационные объекты;

- башкирские пласты в пределах Чутырской и Киенгопской площадей объединены в единые башкирские эксплуатационные объекты;

- визейские пласты в пределах Чутырской и Киенгопской площадей объединены в единые визейские эксплуатационные объекты;

- турнейские пласты в пределах Киенгопской площади объединены в два турнейских эксплуатационных объекта с выделением Рудинского купола (отсутствует на вышележащих верейском, башкирском и виз объектах);

- верейские и башкирские пласты в пределах Восточного участка объединены в единый верейско-башкирский эксплуатационный объект.

Опираясь на геофизические исследования скважин и иные параметры пластов, можно сделать вывод об объективности выделения эксплуатационных объектов.

В связи с резкой неоднородностью строения толщ на разведочных площадях и месторождениях в плотных массивных породах, выражающейся в “хаотичном” распространении в толще пород-коллекторов с различными ФЕС и зон притоков нефти (газа), необходимо по-новому подходить к выбору местоположения и глубины проектных скважин на перспективных площадях (Пуланова и др., 2019).

Литература

Бакиров Э.А., Ермолкин В.И., Ларин В.И. и др. Геология нефти и газа. М.: Недра, 1990. 240 с.

Пуланова С.А., Шустер В.Л. Новые данные о геолого-геохимических особенностях нефтегазоносности домеловых отложений севера Западной Сибири // Геология, Геофизика. 2019. С. 10.

КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО БУРЕНИЯ

Коноваленко В.Е.¹, Истомина С.Б.²

¹Российский Государственный Университет нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва mushtakova_v@mail.ru

²ООО «Технологическая компания Шлюмберже», Москва, Slstomin@slb.com

В данном исследовании использовались результаты бурения скважины с большим отклонением от вертикали с применением инновационной технологии сверхглубокого картирования разреза. При бурении скважины с большим отклонением от вертикали требовалось детальное изучение области структурного моста. Значительная площадь участка разработки (5 х 2 км) и блоковое строение месторождения потребовали нестандартного подхода к методам дополнительного изучения участка с целью получения наиболее полного объема достоверных геологических данных, что позволит детально охарактеризовать участок месторождения и обновить

геологическую модель, тем самым значительно снизив геологическую неопределенность.

Анализ бурения пилотного горизонтального ствола протяженностью более 4000 м с применением технологии сверхглубокого картирования разреза по целевой зоне, пересекающей простирание основных разрывных нарушений, должен решить проблему изучения геологического строения участка и обоснования планирования новых скважин.

Результаты интерпретации имеджеров легли в основу как для геонавигации во время бурения скважины, так и для дальнейшего обновления положения разломов в каркасе модели.

Данные по бурению расширенного пилотного горизонтального ствола в пределах целевого интервала с контрольным повторным вскрытием кровли неокомского надгоризонта и водонасыщенной зоны коллектора ниже водонефтяного контакта (ВНК) легли в основу обновленной геологической модели (*Смирнов и др., 2004*). Обновлены 6 основных разрывных нарушений, определены направления и амплитуды смещения тектонических блоков. Также при интерпретации данных горизонтального бурения были выделены участки уплотнения в пределах прогнозного коллектора и резкие изменения углов наклона пластов в районе разломов.

Обновление геологической модели по данным: положения ВНК, наличия коллектора в переходной зоне, положений разломов и их ориентация является основными задачами при проектировании скважины и ее траектории, проходящей через разломы переходной зоны.

Интерпретация данных бурения с помощью прибора GeoSphere дает полное представление о геологическом строении участка (данные интерпретации инструмента приведены на рисунке 1) и позволяет получить обновленную геологическую модель месторождения (*Штунь и др., 2017*).

Положительные результаты интерпретации данных сверхглубокого картирования дают возможность усовершенствовать с высокой степенью надежности не только объекты моделирования, но и применять данную технологию на месторождениях со сложным геологическим строением, где положение непроницаемых пропластков, ориентировка и количество разломов критически важны для определения успешности проекта.

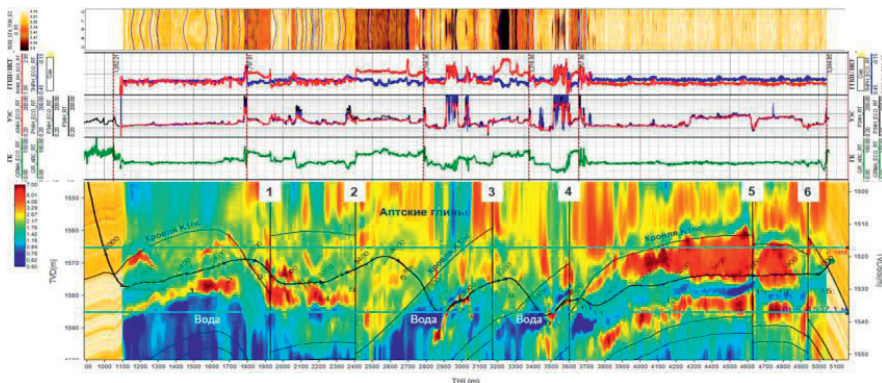


Рисунок 1. Результат интерпретации данных горизонтального бурения.

По данным прибора GeoSphere были получены абсолютные отметки ВНК, кровли и подошвы целевого интервала.

В основу исследования, направленного на уточнение геологической модели, был положен метод глубинного картирования границ пласта. Проведение горизонтального ствола в пересечении разломов блоковой структуры послужило частью детального изучения геологического строения месторождения, особенно в случае сложной геологии и тектонических нарушений.

Литература

Смирнов М.В., Барабошкин Е.Ю., Богданова Т.Н. и др., 2004. Титон и неком Северного Каспия. Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы, отдел геологический, Москва, т.79, вып.2, с.30-39.

Штунь С.Ю., Голенкин М.Ю. и др., 2017. Новый подход к разработке шельфовых месторождений в России: сверхглубокие измерения ГИС во время бурения для обновления 3D модели резервуара. SPE Russian Oil and Gas Exploration & Production Technical Conference and Exhibition, 16-18 Октября, Москва, РФ. SPE-187900.

ПОДСЧЁТ НАЧАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАПАСОВ НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ Д6-ЮЖНОЕ ШЕЛЬФА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Кулиева А.С.¹, Ткаченко М.А.¹

¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Kulieva.01@list.ru

Месторождение Д6-южное расположено в акватории мелководного и полностью шельфового Балтийского моря в исключительной экономической зоне РФ. Хотя на шельфе Балтийского моря и сосредоточено мене 1% шельфовых запасов углеводородов России (0.9% по нефти), но условия для добычи этих запасов намного лучше, чем, например, на шельфе Арктики. Область богата ресурсами углеводородов (УВ), но разбуренность недостаточно высокая, а значит, есть перспективы. В связи с новыми открытиями на шельфе Балтийского моря назрела необходимость в переоценке ресурсного потенциала. Целью данной работы является подсчет начальных геологических и запасов нефти месторождения Д6-южное объёмным методом.

Рассматриваемая в настоящей работе залежь нефти массивная, приурочена к брахиантиклинальной субмеридианальной складке, по площади пласта небольшая, тектонически экранированная с запада и с востока, полностью подстилается подошвенной водой, однопластовая. Абсолютная отметка начального положения ВНК, принятая по результатам ГИС, -2174.2 м, минимальная отметка в сводовой части - 2150 м по геологическим построениями (*Материалы заседания, 2018*).

На данном месторождении по состоянию на 01.01.2018 г. пробурена одна поисково-оценочная скважина №1-южная (2015 г.). Скважина была запроектирована в сводовой части структуры. Месторождение Д6-южное хорошо изучено сейсмическими исследованиями. На месторождении выполнены многочисленные сейсморазведочные работы 2D и МОГТ 3D, покрывшие 100% площади месторождения.

Промышленная нефтеносность месторождения Д6-южное связана с отложениями среднекембрийского терригенного нефтегазосносного комплекса, представленного кварцевыми песчаниками разной степени глинистости и плотности, алевролитами и редкими прослоями аргиллитов. Верхней границей залежи служит подошва регионально выдержанной карбонатно-глинистой толщи пород ордовика, которая является региональной покрывкой для залежей среднекембрийского НГК.

Многу были построены структурная карта по кровле коллектора и её 3D-модель, карта эффективных нефтенасыщенных толщин и геологический разрез по профилю, секущему с ЮЗ на СВ структурную ловушку на месторождении Д6-южное с использованием программных продуктов Surfer (Golden Software) и CorelDraw. Карта изолиний была построена с использованием метода сетки Minimum Curvature (минимальная кривизна) по известным глубинным отметкам

кровли коллектора среднего кембрия в скважине и на сейсмических профилях и их пересечениях с известными координатами (Рис. 1). Выбор метода сетки был обусловлен тем, что он поддерживает создание карт изолиний с разрывными нарушениями и даёт наиболее реалистичное изображение купола складки.

Поскольку залежь нефти массивная, полностью подстилаемая подошвенной водой, то верхней границей залежи служит поверхность кровли проницаемой части продуктивного горизонта, а нижней границей является поверхность водонефтяного контакта (ВНК). Положение ВНК определено по результатам испытания, данным ГИС и с учётом изучения керна и в целом по залежи принимается по результатам ГИС на абсолютной отметке -2174.2 м, что подтверждается данными керна (*Материалы заседания, 2018*). Исходя из этого была построена карта эффективных нефтенасыщенных толщин среднего кембрия, выполненная в соответствии с методическими рекомендациями по подсчёту геологических запасов объёмным методом (*Методические рекомендации, 2003*), путём вычитания из карты кровли коллектора карты значения плоскости ВНК.

Структурная карта по кровле коллектора среднего кембрия

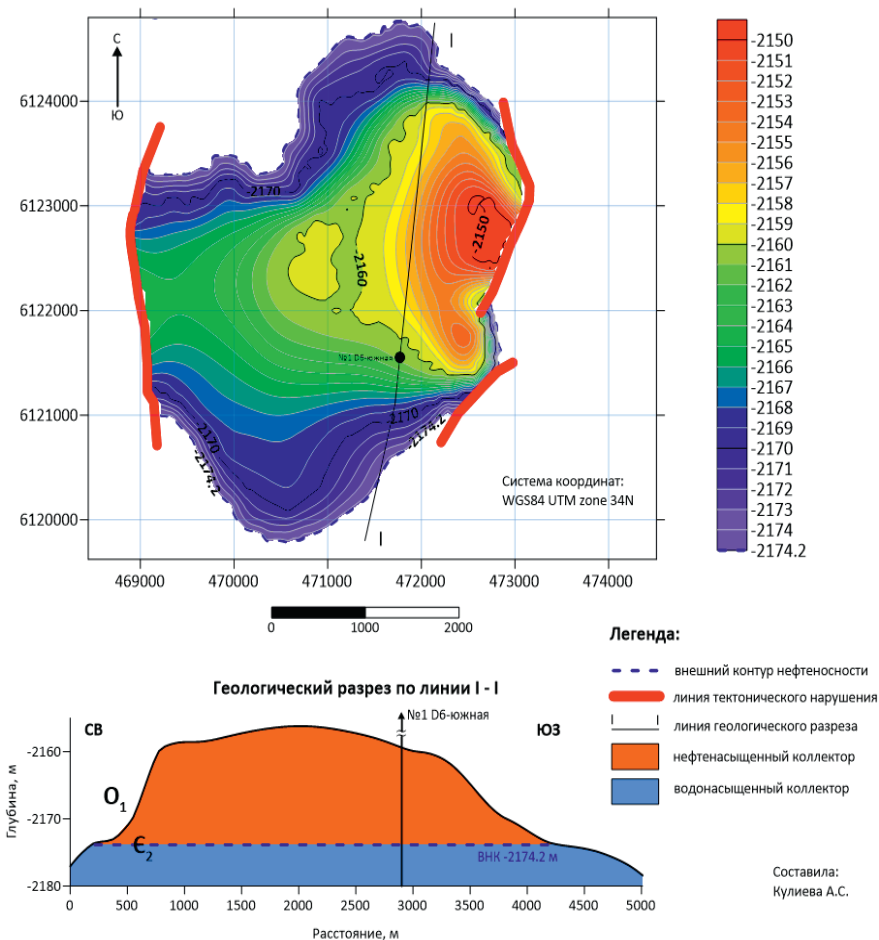


Рисунок 1. Структурная карта по кровле коллектора среднего кембрия.

Контур нефтеносности получен как след от пересечения поверхности ВНК с поверхностью кровли коллектора среднего кембрия. Найденная таким способом площадь составила 13 382 тыс. м², что отличается от официальных данных (12 706 тыс. м².) всего на 5%. Объём залежи, найденный в программе по построенной модели, составил 135 223 тыс. м³. Отличие от официальных данных (122 799 тыс. м³.) также не превосходит 10%. Тогда средняя эффективная нефтенасыщенная толщина h составит примерно 10.1 м.

Оставшиеся параметры, необходимые для подсчёта начальных геологических запасов приведены ниже (Табл. 1).

Таблица 1. Параметры, необходимые для подсчёта запасов (Материалы заседания, 2018).

Параметр	Значение
Коэффициент открытой пористости K_n	12% (средневзвешенный по залежи) 11.8% (по ГИС) 11.7% (по керновым данным)
Коэффициент нефтенасыщенности	86% (средневзвешенный по залежи)
Плотность	823
Пересчётный коэффициент	0.94

Подсчёт запасов объёмным методом выполнен с использованием программы Excel (Табл. 2) по формуле:

$$Q_{нг} = F \times h \times K_n \times K_{н} \times \rho_n \times \theta$$

Таблица 2. Подсчёт начальных геологических запасов месторождения Д6-Южное.

Основные параметры	Расчётное значение	Официальные данные
Fh - объём залежи, м ³	135223230.44	122799000
K_n – коэффициент открытой пористости, доли ед.	-	0.12
$K_{н}$ – коэффициент начальной нефтенасыщенности, доли ед.	-	0.86
ρ_n – плотность нефти, г/см ³	-	0.823
θ – пересчётный коэффициент, доли ед.	-	0.94
Начальные геологические запасы нефти, т	10795896	9804000

Подсчитанные начальные геологические запасы нефти в продуктивных отложениях среднего кембрия, по официальным данным, составляют 9804 тыс т. (Материалы заседания, 2018). По моим же подсчётам, это примерно 10796 тыс т. Найденный мной объём залежи и, соответственно, начальные геологические запасы оказались немного больше рассчитанных в 2018 году, что увеличивает инвестиционную привлекательность структуры на начальном этапе.

Литература

Материалы заседания Северо-Западной нефтегазовой секции ЦКР Роснедр по УВС по рассмотрению отчета о результатах работ «Подсчет запасов нефти и растворенного газа месторождения Д6-южное» (Отв. исполнитель Талдыкин С.А. ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг»), Москва, 2018 г.

Методические рекомендации по подсчёту геологических запасов нефти и газа объёмным методом. Под редакцией Петерсилье В.И., Пороскуна

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА Ю₁¹ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Назарьева Д. А.¹, Шишлов С.Б.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, nazarevadaria@gmail.com*

Месторождения среднеобской группы (Северо-Ореховское, Северо-Покурское, Ватинское, Мыхпайское) расположены в центральной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в Нижневартовском районе Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Казанское нефтегазоконденсатное месторождение находится в юго-восточной части Западной Сибири, в Парабельском районе Томской области.

Продуктивный пласт Ю₁¹ принадлежит верхней подсвите васюганской свиты Пурпейско-Васюганского структурно-фациального района (*Решение...*, 2003; *Алексеев*, 2019). Объем подсвиты соответствует верхней части нижнего – нижней половине верхнего подъярусов оксфордского яруса верхней юры.

Для выяснения особенностей строения и условий формирования интервала продуктивного пласта Ю₁¹ были использованы материалы по 8 скважинам Казанского месторождения и 11 скважинам среднеобской группы месторождений. Это такие материалы как: фотографии керна и его описания, результаты изучения шлифов, кривые ПС и ГК.

В рассматриваемых разрезах установлено 12 структурно-генетических типов слоев в соответствии с классификацией (*Шишлов*, 2010), которые формировались в обстановках глубоководного шельфа, открытого мелководья, изолированного мелководья.

Комплекс отложений глубоководного шельфа сложен глинистыми алевролитами (слои типа ХА), накопление которых происходило в условиях наиболее глубоководной (дистальной) части дальней зоны внешнего шельфа, расположенной ниже базиса действия штормовых волн, а также градационными чередованиями алевролита

глинистого и тонких слоев песчаника тонкозернистого (слои типов ХВ-I, ХВ-II), образовавшимися в проксимальной части дальней зоны внешнего шельфа.

Комплекс отложений открытого мелководья представлен линзовидно-полосчатыми чередованиями алевропелитовых и псаммитовых слоев (слои типов УВ-I, УВ-II, УВ-III) – «лоскутные пески», песчаниками барового поля (слои типов УС-II, УС-III), формирование которых происходило в высоко динамичной зоне У морского бассейна и песчаниками (слои типов УС-I, УС-IV), накопление которых происходило при проградации дельты.

Комплекс отложений изолированного мелководья лагуны образуют волнистые чередования алевропелитовых и псаммитовых слоев, накапливавшиеся в обстановках подвижного мелководья лагуны (слои типов ZB-I, ZB-II).

На основании проведенной корреляции, локальных палеогеографических реконструкций для каждого цикла формирования пласта Ю₁¹, а также использовании материалов по более северным территориям – в частности Еты-Пуровскому месторождению (*Штырляева, 2015*), была проведена региональная корреляция разрезов, часть которой представлена на рис.1, составлены палеогеографические схемы, отражающие эволюцию обстановок осадконакопления в конце васюганского времени в центральной и юго-восточной частях Западно-Сибирского палеобассейна (Рис. 2).

При анализе седиментационной цикличности выделены два основных типа циклотем (трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев):

Формирование циклотемы первого типа, представленной в разрезах скважин как Казанского месторождения, так и месторождений среднеобской группы, связано с латеральной миграцией при подъеме и падении уровня моря обстановок осадконакопления поясов илов, дистальных темпеститов, лоскутных песков и подводных песчаных валов.

Принципиальным отличием циклотемы второго типа, характерной для большинства разрезов месторождений среднеобской группы, является присутствие в их верхней части слоевой последовательности, которая отражает процесс выдвижения дельты на регрессивном этапе эволюции палеобассейна – цикличной смены вверх по разрезу отложений продельты, песков устьевого бара, песчаного материала дельтовых протоков и промоин. На максимуме регрессии тыловая часть этих отложений оказывалась в субаэральных

условиях и становилась дельтовой равниной, прорезанной дельтовыми протоками.

В результате показано, что продуктивный пласт Ю₁¹ сформировался в результате двух региональных циклов седиментации, следы которых можно установить во всех рассматриваемых разрезах, что позволило выполнить детальную корреляцию частных разрезов. Корреляция разрезов скважин (Рис.1) проводилась, основываясь на данных о региональной трансгрессии георгиевского-баженовского времени (Деятов, 2011).

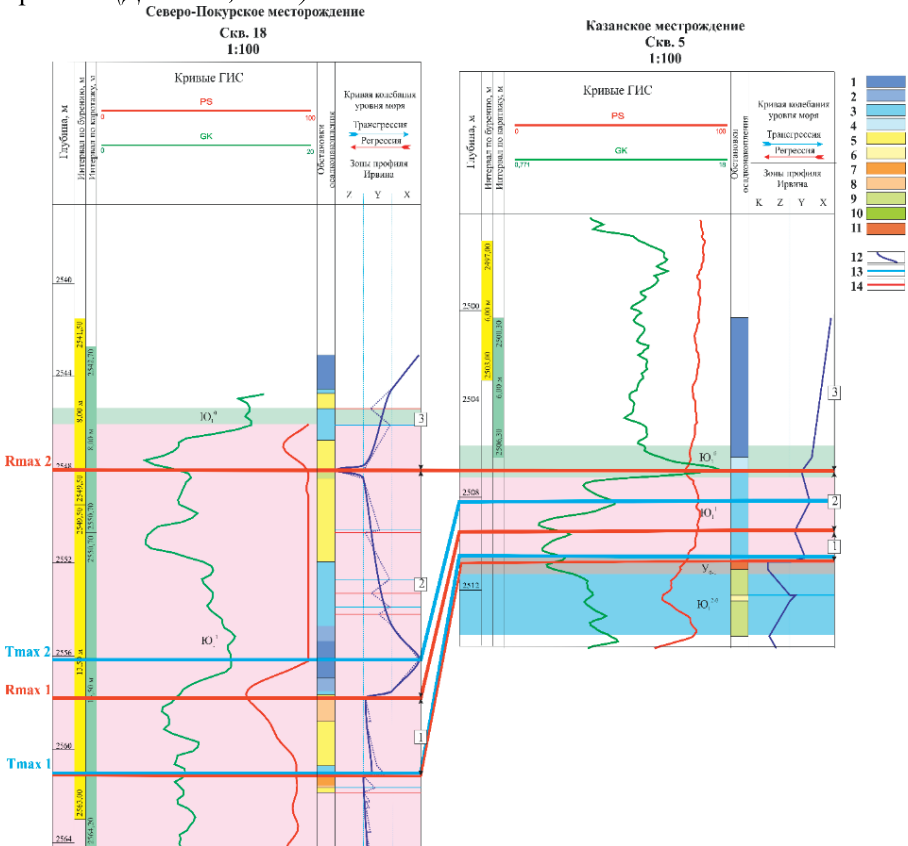


Рисунок 1. Корреляция разрезов скважин Северо-Покурского и Казанского месторождений. Обстановки осадконакопления: 1 - пояс олов дальней зоны внешнего шельфа, 2 – пояс дистальных темпеститов дальней зоны внешнего шельфа, 3 –пояс “лоскутных песков” открытого мелководного шельфа, 4 – песчаные отмели мелководного шельфа, 5 – фронтальная часть барового поля, 6 – тыловая часть барового поля, 7 – дельтовые промоины (протоки), 8 – фронт дельты, 9 – подвижное мелководья лагуны, 10 – малоподвижное мелководье лагуны, 11 – прибрежное болото;

12 – кривые колебания уровня моря, 13 – трансгрессивный максимум, 14 – регрессивный максимум.

Проведение детальной региональной корреляции разрезов скважин месторождений, принадлежащих различным нефтегазоносным областям, позволяет предполагать наличие схожих обстановок осадконакопления на смежных территориях и уточнить палеогеографическую ситуацию времени формирования интервала пласта Ю₁¹ (Рис. 2).

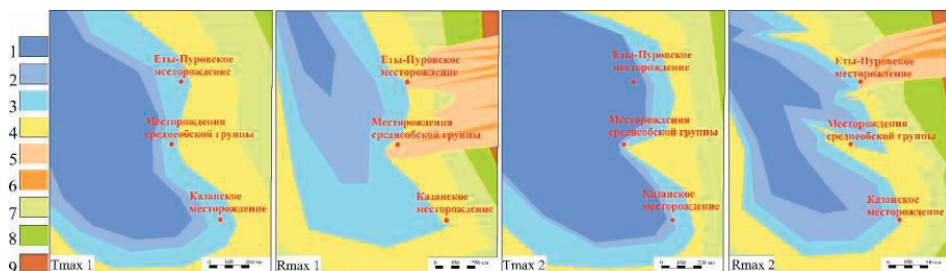


Рисунок 2. Региональные палеогеографические схемы времени формирования интервала пласта Ю₁¹. 1 – пояс илов дальней зоны внешнего шельфа, 2 – пояс дистальных темпеститов дальней зоны внешнего шельфа, 3 – чередования илов и песков зоны “лоскутных песков” внутреннего шельфа, 4 – пески барового поля, 5 – пески фронта дельты/дельтовой равнины, 6 – дельтовая промоина/протока, 7 – чередования илов и песков подвижного мелководья лагуны, 8 – илы малоподвижного мелководья лагуны, 9 – торфяники прибрежного болота.

Согласно выполненным построениям, береговая линия протягивалась в северо-западном направлении, образуя дугообразный изгиб к юго-востоку. Псаммитовый материал аккумулировался вдоль береговой линии, образуя системы подводных валов и баров. Последние отгораживали лагуну на юго-востоке. Основным источником псаммитового материала на регрессивных фазах служили дельтовые равнины и протоки, располагавшиеся на восточной части территории. Отложения, которые являются результатом проградации дельты, составляют полностью первый цикл накопления интервала продуктивного пласта Ю₁¹ в разрезах месторождений среднеобской группы, а также Еты-Пуровского месторождения. Во время трансгрессий море наступало с северо-востока, смещая пояс подводных песчаных валов к востоку. На всех схемах отмечены песчаники пояса подводных валов, которые частично окаймляют лопасти дельты и являются основными коллекторами в исследуемых разрезах. Флюидоупорами в данном случае могут служить более глубоководные отложения внешнего шельфа, представленные в

разрезах тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми алевролитами.

Литература

- Алексеев В. П.* Нефтегазовая литология: учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2019. 576 с.
- Девятков В. П., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н.* Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // *Новости палеонтологии и стратиграфии*, 2011, вып. 16–17, с. 87–101.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. 141 с.
- Шишлов С. Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во СПГИ, 2010. 276 с.
- Штырляева А. А.* Палеогеографические условия формирования продуктивных пластов Ю1 и Ю2 Еты-Пуровского месторождения (Западная Сибирь). // *Известия высших учебных заведений. Нефть и газ*, 2015; (2), С.33-38.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ПОРОВЫХ ВОД АЧИМОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Семанова А.С.¹, Казак Е.С.¹

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, semanova-a@mail.ru, kanigu@mail.ru*

Ачимовская свита (АС) – один из сложнейших нефтегазоносных объектов, характеризующийся непростым геологическим строением (*Трушкова и др., 2011*). В отложениях АС встречаются интервалы с низким содержанием поровой воды, поэтому лабораторные исследования таких пород неизбежно сопряжены с трудностями прямого извлечения поровой воды и существует определенный недостаток опубликованных данных об их химическом составе. Однако изучение минерализации и содержания различных макро- и микрокомпонентов поровых вод слабопроницаемых пород имеет важное значение как для понимания процессов формирования залежей углеводородов, так и для оценки начальной нефтегазонасыщенности по данным геофизических исследований скважин. Более того, исследования содержания йода в системе «вода-порода АС» до начала данных исследований не проводилось. Хотя

характерным признаком вод нефтегазовых месторождений является часто повышенное содержание в них йода (*Кирюхин и др., 1980*), поэтому изучение данного микрокомпонента в поровых водах пород АС может помочь в уточнении гидрогеохимических показателей нефтегазоносности отложений АС. Целью исследования являлось экспериментальное изучение макро- и микрокомпонентного состава поровых АС Западной Сибири по данным водных вытяжек, а также определение содержания йода в породах АС.

В работе представлены результаты экспериментального изучения минерализации и содержания галогенидов в поровых водах АС, а также содержание йода в породе АС. В работе был использован комплексный подход, предложенный в работе (*Kazak and Kazak, 2021*) для слабопроницаемых отложений, включающий в себя комбинацию прямых и косвенных методов, для анализа полноразмерных образцов керна с максимально сохраненным природным содержанием воды из девяти месторождений АС. Изучались образцы песчаников и аргиллитов АС. Выделить реальный поровый раствор из некоторых участков АС из-за их низкой проницаемости и малого водосодержания достаточно сложно, поэтому для анализа состава поровой воды в работе использовался косвенный метод водных вытяжек. В ходе расчётов индексов насыщения установлено, что растворы водных вытяжек недонасыщены по отношению к кальциту, доломиту, пириту, альбиту, что указывает на их растворение в ходе проведения водных вытяжек и обогащение раствора водной вытяжки катионами кальция, магния, натрия, железа, сульфата. В минеральном составе исследованных образцов песчаников преобладают кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, также содержатся глинистые и карбонатные минералы, апатит и пирит. В образцах аргиллитов доминируют глинистые и силикатные минералы, присутствуют кальцит, доломит, пирит.

Установлено, что источник галогенидов – соли порового раствора. Обнаружено, что величина минерализации по NaCl для поровых вод образцов песчаников АС находится в пределах 5-6 г/л, для поровых вод образцов аргиллитов АС – от 2 до 12 г/л. Авторами проекта была адаптирована методика определения йода вольтамперометрическим методом как в поровой воде сланцевых пород, так и в породе. В результате было измерено содержание йода в поровой воде образцов пород и в самих породах.

Содержание I⁻ в поровых водах песчаников АС изменяется от 5 до 100 мг/л, а в образцах аргиллитов АС от 1 до 32 мг/л. Содержание I⁻ в поровой воде в целом сходится с исследованиями, которые

проводились ранее другими учёными. По данным Новикова Д.А. (Новиков, 2012) содержание I - в неокомском горизонте составляет от 0 до 114 мг/л. Стоит отметить, что содержанием йода в поровых водах песчаников АС значительно превышает его содержание в поровых водах аргиллитов АС

Содержание Вг⁻ в поровых водах песчаников АС изменяется от 6 до 8 мг/л, в аргиллитах АС – от 5 до 9 мг/л. По данным Новикова Д. А. (Новиков, 2012) содержание Вг⁻ в верхнеюрском горизонте в северном районе Западной Сибири изменяется от 0.5 до 207 мг/л, в среднем 28.6 мг/л

Содержание Сl⁻ в поровых водах песчаников АС изменяется от 2 до 4 г/л, в аргиллитах АС – от 1 до 7 г/л. В публикации Новикова Д.А. содержание Сl⁻ в неокомском горизонте Западной Сибири изменяется от 0.3 до 36.8 г/л, в среднем 6.3 г/л. По данным Ставицкого Б.П. среднее содержание Сl⁻ в неокомском горизонте Норильского района составляет 7.6 г/л (Ставицкий и др., 2006). Таким образом, полученные концентрации хлор-иона в поровой воде исследуемых образцов АС соотносятся с опубликованный для неокомского водоносного горизонта.

Установлена корреляционная зависимость между содержанием I - в поровой воде и содержанием органического вещества (ТОС) в породе (Рис.1). С увеличением содержания органического вещества в породе, увеличивается содержание I - в поровой воде. К такому же выводу пришел Кирюхин, Виноградов (Кирюхин и др., 1980). При увеличении минерализации порового раствора увеличивается содержание Сl⁻, Вг⁻, I⁻. Чем выше содержание Сl⁻, Вг⁻, I⁻, тем выше содержание каждого из этих компонентов (Рис. 2).

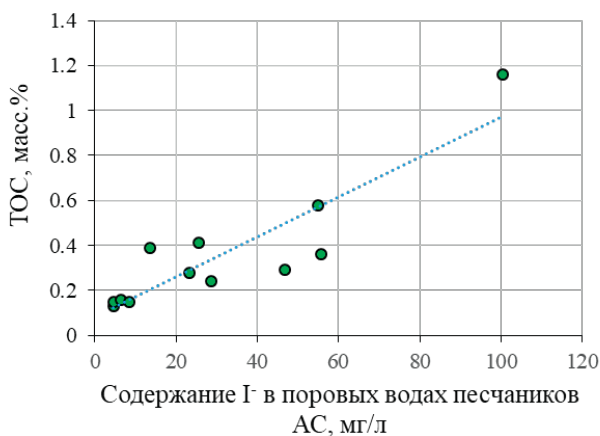


Рисунок 1. Зависимость между содержанием Γ в поровой воде песчаников АС и содержанием органического вещества (ТОС) в породе.

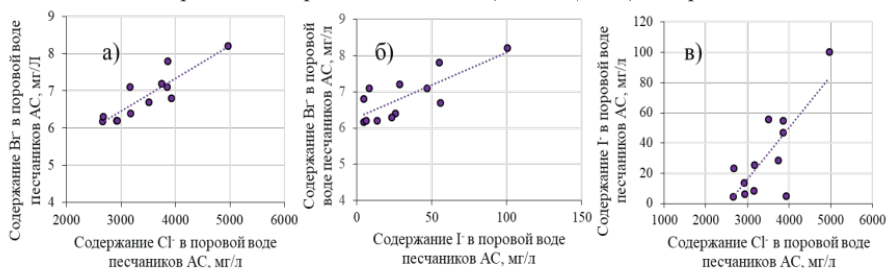


Рисунок 2. Зависимость между содержанием: а) Cl и Br⁻, б) Br⁻ и Γ , в) Cl и Γ в поровой воде песчаников АС.

Для исследуемой коллекции образцов песчаников и аргиллитов АС экспериментально установлено, что практически весь йод содержится в поровой воде, а в породах его содержание не превышает 4% от общего содержания йода. Выявленное распределение, скорее всего, связано с высвобождением йода из органического вещества и глинистых минералов при увеличении температуры и давления в ходе литогенеза.

Таким образом, научно-исследовательская работа направлена на решение одной из самых актуальных проблем фундаментальной гидрогеохимии, имеющей высокий потенциал практического применения, а именно на изучение особенностей формирования химического состава поровых вод слабопроницаемых отложений АС Западной Сибири.

Литература

- Кирюхин В.К., Швец В.М. Процессы формирования иодных вод. - М. Недра, 1980. 95 с.
- Новиков Д. А. Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод северных районов Западной Сибири // Нефтегазовое дело. - 2012. - №4. - С.521-535
- Ставицкий Б.П., Курчиков А.Р., Конторович А.Э., Плавник А.Г. Вертикальная и латеральная гидрохимическая зональность, типизация подземных вод Западно-Сибирского бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 5-6/2006.
- Трушкова Л.Я., Игошкин В.П., Хафизов Ф.З. Клиноформы неокома — уникальный тип нефтегазоносных резервуаров Западной Сибири. СПб. ВНИИГРИ, 2011. 127 с
- Kazak E.S., Kazak A.V An Integrated Experimental Workflow for Formation Water Characterization in Shale Reservoirs: A Case Study of the Bazhenov Formation, SPE journal, № 205017, 2021

ИЗВЕСТКОВИСТОСТЬ КОЛЛЕКТОРОВ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ: МАСШТАБЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Темников А.А.¹, Жуковская Е.А.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, temnikov.alexander@mail.ru

²ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Zhukovskaya.EA@gazpromneft-ntc.ru

В последние годы подтвержден огромный ресурсный потенциал нижнемеловой ачимовской толщи Западной Сибири и в связи с чем она занимает важное место в стратегии развития ресурсной базы многих нефтегазовых компаний и компании «Газпром нефть» в том числе (Букатов и др., 2020). Накопление отложений происходило в глубоководных обстановках неокомского палеобассейна (Бородкин и др., 2015; Жуковская и др., 2018). Для ачимовской толщи характерно сложное геологическое строение пластов, вертикальная и латеральная неоднородность, тонкослоистость разреза, низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и высокий коэффициент водонасыщенности (Соин Д.А. и др., 2014).

Наряду с прочими факторами низкую проницаемость пород-коллекторов ачимовской толщи связывают со значительной карбонатностью разреза, однако это не подвергалось детальному изучению и количественной оценке. Зачастую проводится экстраполяция результатов изучения карбонатности шельфовых (ундаформенных) пластов на глубоководные, что не учитывает различия осадконакопления и вторичных преобразований данных отложений. В связи с этим работа посвящена всестороннему изучению карбонатности глубоководных песчаных отложений, приуроченных к каналам и лопастям глубоководных конусов выноса ачимовской толщи, вероятных причин и механизмов карбонатизации.

Прикладное значение исследования заключается в возможности использования его результатов при освоении месторождений с соответствующими пластами. Во-первых, корректная оценка объемов карбонатизации в коллекторах позволит уточнить запасы месторождения. Во-вторых, понимание особенностей локализации этого процесса в песчаниках позволит строить более точные 2-D и 3-D геологические модели, а это в свою очередь – точнее

предсказывать распределение фильтрационных свойства коллектора. Например, локальная или рассеянная карбонатность будет меньше влиять на ФЕС, чем ее сплошное непрерывное распространение. Помимо этого, знания об особенностях карбонатизации продуктивного пласта необходимы для составления адекватной схемы разработки месторождения.

Объектом исследования являются пласты ачимовских отложений различных клиноформ ряда месторождений Компани «Газпром нефть». Карбонаты исследуемых отложений представлены в подавляющем большинстве кальцитом. Установлено, что содержание карбонатов, превышающее 20 %, превращает песчаный коллектор в непроницаемый «плотняк». Карбонатность при таких содержаниях кальцита будет легко выявляться методами ГИС, за исключением тонкослоистых разрезов. В связи с этим в рамках работы были проинтерпретированы каротажные диаграммы скважин. Зоны карбонатизации определялись по повышенным значениям ННКт (нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым нейтронам) в сочетании с пониженными значениями ГК (гамма-каротаж). Тем не менее, существует значительное количество зон с содержанием карбонатов до 20 %. Такие песчаники не являются непроницаемыми «плотняками», но их фильтрационная способность всё же остается ограниченной. Однако карбонатность таких зон уже с трудом определяется методами ГИС. Помимо этого, на каротажных диаграммах также затруднительно распознавание карбонатных прослоев мощностью в первые десятки сантиметров, особенно в тонкослоистых дистальных частях конуса выноса. В таких случаях для выявления карбонатности был использован керн. Карбонатность по керну определялась как визуально (преимущественно белые и светло-серые цвета в дневном свете с параллельным свечением в ультрафиолетовом), так и методами воздействия (твердость, реакция с HCl), зафиксированными при описании керна. Для определения содержания карбонатных минералов песчано-алевритовых пород были использованы данные гранулометрического анализа (растворимая в соляной кислоте часть проб), результаты рентгенофазового и петрографического анализа, определения общей карбонатности газоволуметрическим методом. Стадиальный анализ пород позволил определить последовательность формирования карбонатов, а растровая электронная микроскопия - уточнить состав минералов и их морфологические особенности.

После выявления карбонатных (известковых) прослоев песчаника с долей карбонатов цемента свыше 20 % была рассчитана карбонатность ачимовских пластов - отношение мощности

карбонатных прослоев к общей мощности вмещающих их пластов. В целом средняя известковистость ачимовской толщи по изученной выборке составила 7.5 % (от 0 до 23.9 %), при этом средняя карбонатность сортынской свиты 7.7 %, ахской свиты – 10 % (без учета данных по Приобскому месторождению). Если оценивать известковистость отдельных песчаных слоев в пределах пластов, она достигает 40.9 % и в среднем составляет 13.4 %.

Изучение вертикального распределения (в скважинах) прослоев с повышенной карбонатностью показало отсутствие определенных закономерностей в разных фациях (каналы, лопасти) и в фациальных зонах (проксимальная, медиальная и дистальные части конуса выноса). Однако, тонкослоистые отложения турбидита дистальных участков лопастей чаще склонны к полному цементированию карбонатом. Такие наблюдения были сделаны для глубоководных отложений Bruhn и Walker (*S. Morad, 2010*). В целом, закономерности распределения карбонатных прослоев в пластах не очевидны. Для базальных ачимовских пластов известковистые интервалы чаще сосредоточены в центральных частях или повсеместно в пласте, верхние пласты чаще имеют карбонатизацию в прикровельной части пласта.

Природа формирования карбонатов в глубоководных системах требует дальнейшего предметного изучения. Развитие седиментационного обычно железисто-магнезиального кальцита практически не встречается в ачимовской толще. Вторичные изменения пород в целом и карбонатизация в частности контролируются следующими основными факторами:

- Литолого-стратиграфический
- Геоструктурный
- Геодинамический
- Флюидодинамический

При доминировании влияния литолого-стратиграфического фактора на вторичные изменения, последние, как правило, проявлены:

- Только в определенных литотипах без привязки к условиям седиментации
- Только в конкретных фациях
- В определенных частях разреза

Выполненный анализ показывает отсутствие четкой /значимой связи карбонатности с литолого-стратиграфическим фактором. Геоструктурный фактор проявляется для разноамплитудных поднятий, а геодинамический показывает влияние роста структуры вследствие движения блоков фундамента после осадконакопления, тектонической

инверсии и разломной тектоники, учитывая сдвиговые деформации. Эти иные параметры пока не были оценены в данной работе.

Литологические критерии выделения типов постседиментационных изменений и механизмов карбонатизации позволяют дифференцировать фоновый стадиальный литогенез прогрессивного погружения и наложенный внестадийный литогенез (инфильтрационный эпигенез и пр.).

Стадиальные процессы карбонатизация связаны с выделением CO_2 из глинистых осадков и реализуется в виде карбонатов в этих же отложениях. Так, например на стадии катагенеза за счет дегидратации происходит отжим из глин химически связанной (элизионной) воды, которая при этом выносит продукты преобразования органического вещества в виде CO_2 , CH_4 и др. Они, как правило, откладываются в виде мелкозернистого кальцита в соседних песчаных пластах. В случае наложенной карбонатизации источником вещества выступают глубинные горизонты, откуда оно поступает преимущественно по разрывным нарушениям. Источником могут быть магматические очаги, подвергаемые метаморфизму породы, мантийные газы и др. Ещё один механизм – растворение карбонатов других пластов и их повторное осаждение в песчаниках. По данным изучаемых скважин можно предположить, что для Харвугинского месторождения одним из механизмов карбонатообразования может быть миграция углекислого газа и метана из соседних слоев глин. Это подтверждается усиленной карбонатизацией прикровельных и приподошвенных интервалов песчаных слоев. Однако свободный от изоморфных примесей железа, магния и марганца поровый кальцит свидетельствует о перекристаллизации диа-катагенетического кальцита, а вероятнее - синтеза из поровых растворов.

Таким образом, намечены направления дальнейших работ и исследований: разработка подходов к количественной оценке карбонатности коллекторов ачимовской толщи, определение основных факторов и механизмов карбонатизации, выработка рекомендаций по дифференцированному учету карбонатности при моделировании объектов глубоководных конусов выноса.

Литература

- Бородкин В.Н., Курчиков А.Р.* Характеристика геологического строения и нефтегазоносности ачимовского комплекса Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. – 300 с.
- Букатов М.В., Пескова Д.Н., Ненашева М.Г., Погребнюк С.А., Тимошенко Г.М., Солодов Д.В., Жуков В.В., Бочков А.С., Волков Г.В., Вашкевич А.А.*

Ключевые проблемы освоения Ачимовских отложений на разных масштабах исследования // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. – 2018 - № 2(8). – С. 16-21.

Жуковская Е.А., Ольнева Т.В. Особенности формирования нижнемеловых турбидитов Западной Сибири // Материалы IX Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». НИУ «БелГУ». г. Белгород. 2018. С.133-137.

Соин Д.А., Скоробогатов В.А. Катагенетический контроль формирования и размещения залежей углеводородов в ачимовских отложениях северных районов Западной Сибири// Вести газовой науки. – 2014. – № 3(19). – С. 62–69.

S. Morad, Khalid Al-Ramadan, J. M. Ketzer, and L. F. De Ros The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional fades and sequence stratigraphy// AAPG Bulletin, v. 94, no. 8 (August 2010), pp. 1267–1309.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ

Тихомирова Е.А.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st085345@student.spbu.ru*

Запасы углеводородов тюменской свиты относятся к категории трудноизвлекаемых по причине сложного геологического строения залежей, для них предусмотрены налоговые льготы по НДС и экспортной пошлине, что усиливает интерес к изучению и разработке этих отложений. Основная цель данной работы – анализ обстановок осадконакопления по фотографиям керна 7 скважин, геофизическим исследованиям скважин (ГИС) и гранулометрическим данным одного из нефтегазоконденсатных месторождений России.

Согласно палеогеографическим исследованиям коллектива ИНГГ СО РАН (*Конторович, 2005, 2010*), пласт Ю₂ формировался в батско-келловейское время на фоне постепенной трансгрессии, достигшей максимума в келловее (*Шурыгин, 2000, Казаненков, 2010*), что обуславливает его полифациальное строение. Отложения перекрываются трансгрессивными аргиллитами васюганской свиты. В основании васюганской свиты присутствует базальный пласт Ю₂⁰, формирование которого происходило в мелководно-морской обстановке в начале келловая. Его специфические признаки включают зеленовато-серый оттенок глинистых алевроитов, сидеритизацию,

карбанатизацию, пиритизацию, стяжения глауконита, ростры белемнитов и остатки раковин морских двустворок, карбонатные оолиты, интенсивную биотурбацию (Вакуленко, 2010, Попов, 2014). Батские осадки связаны с переходными и континентальными обстановками осадконакопления. Нижняя часть пласта представлена осадками аллювиального и озерного литофациальных комплексов (русел и поймы, конусов прорыва, берега и центра озера), и сменившимися их вверх по разрезу отложениями дельтового и прибрежно-морского комплексов (дельтовые рукава, заливы, лагуны, отмели, берегового бара).

Тюменская свита на рассматриваемом месторождении представлена ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Для пород характерно обилие обугленных растительных остатков, тонких прослоев углей, часто наблюдается сидеритизация, включения пирита. Локально в верхней части тюменской свиты развиты линзы песчаных и песчано-алевролитовых тел толщиной от 2-5 до 10 м. В интервале кровельной части тюменской свиты выделено 2 продуктивных пласта: Ю₂¹ и Ю₂².

Ю₂⁰. Трансгрессивное происхождение пласта Ю₂⁰ определяет его резкую границу с нижележащими отложениями Ю₂¹ и его резкий переход в васюганские трансгрессивные глины. Отложения пласта Ю₂⁰ освещены керном 5 скважин и представлены интенсивно биотурбированным серым песчаником с крупными горизонтальными и вертикальными ходами организмов, в которых глинистое вещество заменено сидеритом. В одной из скважин встречены ростры белемнитов (Рис.1а). На кривых гамма-каротажа и самопроизвольной поляризации (ПС) отмечаются симметричные аномалии, отвечающие баровому телу.

Ю₂¹. Под отложениями Ю₂⁰ залегают размытые на этапе трансгрессии отложения Ю₂¹. Они представлены песчаниками тонко-мелкозернистыми с плохой сортировкой, массивной и горизонтальной слоистостью (Рис.1б). Слой песчаника толщиной 2,5 м был зафиксирован по керну двух скважин, в одной скважине присутствует только маломощный его прослой 0,4 м, в двух скважинах пласт выклинивается и в двух других не освещен керном. Для этого песчаного тела была принята обстановка трансгрессивного бара, существенно размытого при наступлении моря. Ниже по разрезу следует неравномерное переслаивание алевролита, песчаника и аргиллита двух типов: 1) с линзовидно-волнистой слоистостью и интенсивной биотурбацией в виде крупных горизонтальных ходов организмов в четырех скважинах (Рис.1в); 2) градационной

слоистостью и мелкими горизонтальными ходами *Chondrites* и *Phycosiphon*, свидетельствующими о дезоксидных условиях (Рис.1г). Эти отложения были отнесены к обстановке переходной зоны пляжа и определены как темпеститы – штормовые отложения песков с последующим накоплением глины в спокойных условиях.

Ю₂². Ниже по разрезу повсеместно появляются прослои угля, следы корневой биотурбации и углефицированный растительный детрит, что так же свидетельствует о переходе к прибрежно-морским и континентальным фациям (Рис.1д, е). Песчаные прослои имеют небольшую толщину 0,2-1,5 м, сложены тонко-мелкозернистым песчаником с плохой сортировкой, косой однонаправленной и разнонаправленной, волнистой и горизонтальной слоистостью, подчеркнутой углисто-глинистыми намывами и локально сидеритизацией (Рис.1ж). В одной из скважин встречено песчаное тело, сложенное песчаником мелко-среднезернистым с хорошей сортировкой и коэффициентом асимметрии меньше единицы (что свидетельствует о смещении распределения частиц породы по размеру в сторону более крупных фракций), с массивной и косослоистой текстурой. Аномалия на кривой ПС соответствует руслу (Рис. 1з). Комплекс фаций был интерпретирован как дельтовый.

Вывод. В результате проведенного анализа керновых и сейсмических данных были определены обстановки осадконакопления пласта Ю₂. Присутствие мелководно-морских фаций подтверждает возможность формирования песчаных тел горизонта Ю₂ в прибрежно-морских условиях, в обстановке дельты.

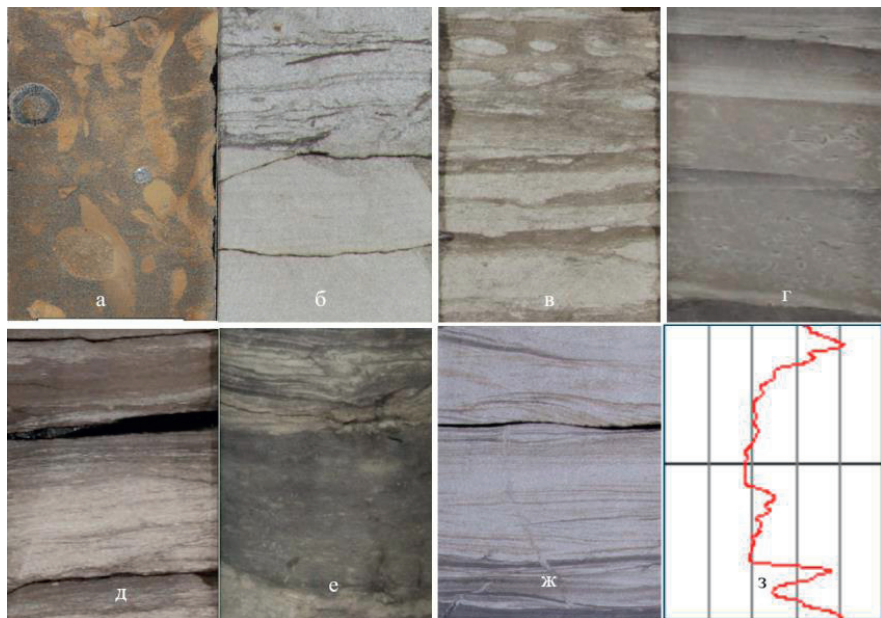


Рисунок 1. Фото керн и аномалия каротажа ПС пласта Ю₂: а - отложения Ю₂⁰; б - отложения Ю₂¹; в – темпеститы с линзовидно-волнистой слоистостью, Ю₂¹; г – темпеститы с градационной слоистостью и биотурбацией *Phycosiphon*, Ю₂¹; д, е, ж – отложения Ю₂²; з – аномалия на кривой ПС, пласт Ю₂².

Литература

- Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Седиментогенез нефтеносного горизонта Ю₂ и его значение при поисках и разведке залежей углеводородов // Изв. Том. политех. ун-та. Науки о Земле, 2010, т. 316, № 1, с. 61—66.
- Казаненков В.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А., Попов А.Ю., Киселев Д.Д. Палеогеографические реконструкции и нефтеносность продуктивных горизонтов Ю₃ и Ю₂ группы Тайлаковских месторождений // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа — Югры. Тринадцатая научно-практическая конференция. Т. 2. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2010, с. 5—14.
- Конторович А.Э., Казаненков В.А., Вакуленко Л.Г., Топешко В.А., Саенко Л.С., Николенко О.Д., Миткарев В.А. Палеогеография центральных и южных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна в батское время // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы первого Всероссийского совещания / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюбы. Москва, 21—22 ноября 2005 г. М., ГИН РАН, 2005, с. 141—143.

- Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А., Скворцов М.Б., Ян П.А., Бьков В.В., Попов А.Ю., Саенко Л.С.* Седиментогенез коллекторов среднего—верхнего бата и их нефтеносность в Широтном Приобье // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (2), с. 187—200.
- Конторович А.Э.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Рыжкова // Геология и геофизика, 2013, т.54, с.972-1012.
- Попов А.Ю.* Палеогеографические реконструкции для Северо-Восточной части Широтного Приобья на время формирования нефтегазоносного горизонта Ю2// Геология и геофизика, 2014, т.55, №5-6, с.777-786.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Мозучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 480 с.

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА НА ХАРАКТЕР ПРИТОКА В НЕДОНАСЫЩЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕМЕЛОВОГО ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО ОБЪЕКТА НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕВАРТОВСКОГО РАЙОНА

Фрибус И.В.¹, Воробьева А.О.¹, Фролов С.В.¹

¹*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
Москва,
fribus.ivan.viktorovich@gmail.com, v_sasha@mail.ru*

Анализ палеорельефа в пределах такой небольшой площади, как месторождение или лицензионный участок (ЛУ), очень важен (*Кирсанов и др., 2007*) в работе как с карбонатными, так и с терригенными резервуарами. В первом случае палеорельеф имеет поисковое значение, так как может выступать в роли субстрата для роста организмов-рифостроителей. Для терригенных резервуаров рельеф определяет обстановки осадконакопления, характер распространения и качество резервуаров. Вполне естественно, что в процессе разработки становятся известными новые подробности геологического строения. Это может происходить на основании не только прямых, но и косвенных данных. Так, в данной работе предлагается рассмотреть показатели ввода в разработку нижнемелового эксплуатационного объекта нефтяного месторождения Нижневартовского района с целью уточнить его геологические особенности.

Нижнемеловой объект приурочен к шельфовым пластам БВ₇ ванденской свиты К_{1v}. Предположительно, осадки принадлежат фациям гребней штормовых волн и приливных течений, подверженных действию донных течений. Объект БВ₇ неоднородный, представлен песчано-алевролитовыми телами, разделёнными по площади зонами глинизации.

Продуктивные пласты характеризуются низкой проницаемостью ($6.6 \cdot 10^{-3}$ мкм²), пониженной нефтенасыщенностью (0.56), высокой расчлененностью (3.8) и небольшими средними эффективными нефтенасыщенными толщинами (4.1 м). Пористость принята равной 18 %. Вязкость нефти в пластовых условиях 1.13 мПа*с, плотность нефти в пластовых условиях – 0.761 кг/м³.

Промышленная разработка объекта началась в 2009 году. На данный момент пробурено 12 скважин. Большинство вводилось в эксплуатацию в похожих условиях, однако не все скважины дали приток ожидаемой величины и характера.

Заметнее всего это наблюдается по скважине №779. При вводе был получен слабый приток (1.2 т/сут нефти при 4.9 т/сут жидкости, обводненность 75.5 %). Соседняя скважина №234П (на расстоянии 1.1 км) дала безводный приток нефти дебитом 39 т/сут.

Проведенные исследования по оценке технического состояния скважины отклонений не выявили. Значит, причины низкого начального дебита и большой обводненности следует связывать с геологическими характеристиками пород, вскрытых данной скважиной.

В сравнительном анализе результатов интерпретации геофизических исследований четырех скважин (779, 775, 773, 1132, рис. 1) у скважины № 779 получены наименьшие общая мощность нефтенасыщенных интервалов (5 м), в том числе насыщенных преимущественно нефтью (1.9 м); проницаемость ($K_{пр.ср} = 1.06$ мД), параметр альфа ПС ($\alpha_{пс.ср} = 0.39$) и наибольшие среди скважин значения объемной глинистости ($K_{гл.ср} = 21.48\%$).

Глинистые частицы обладают высокой водоудерживающей способностью, поэтому являются причиной повышения водонасыщенности, а значит приводят к снижению нефтенасыщенности. Недонасыщенность (насыщенность меньше предельного значения) относит рассматриваемый интервал к переходной зоне. В переходной зоне в двухфазной системе «нефть+вода» (газосодержание мало) подвижными являются обе фазы. Поэтому и возникает ненулевая начальная обводненность. При чем чем меньше начальная нефтенасыщенность (больше водонасыщенность),

тем свободнее перемещается водная фаза, так как ее относительная фазовая проницаемость будет выше (Волкотт, 2001).

Также глинистые частицы могут снижать проницаемость, например, выстилая пустотное пространство крустификационным цементом или занимая устья пор или пустотное пространство в целом (Белохин и др., 2020). Исследования по определению глинистых минералов, находящихся в породах-коллекторах, не проводились, поэтому данный фактор имеет качественный характер. По меньшим значениям альфа ПС можно предположить в целом меньшую размерность частиц, слагающих породы продуктивных интервалов, что тоже может быть связано с увеличением содержания глинистых частиц.

Суммируя вышеупомянутое, можно предположить вывод о важном влиянии повышенной глинистости на характер и величину притока в скважине № 779.



Рисунок 1. Структурная карта по подошве пласта БВ₇.

В тектоническом строении в пределах рассматриваемой территории Нижневартовского района выделяют структурный этаж складчато-блокового гетерогенного фундамента, закончившего свое формирование в герцинскую эпоху складчатости, промежуточный этаж синрифтовых эффузивно-осадочных образований триаса и верхний структурно-тектонический этаж мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Первые два этажа объединяют в доюрское основание.

Формирование отложений осадочного чехла происходило при общем погружении бассейна, причем преобладало компенсационное осадконакопление, что привело к выполаживанию структурных планов к постнеокомскому времени. Однако несмотря на это, в период накопления юры и нижнего мела происходил конседиментационный рост структур, соответствующих положению положительных структур в доюрском основании с преобладающим север-северо-восточным простирием. После накопления продуктивных толщ данная площадь испытала постсеноманские деформации, которые и привели к формированию современного облика тектонических структур с преимущественно субширотным простирием (Рис. 2).

Залежь БВ₇ относится к шельфовому валу, подверженному действию течений (берег был на западе за пределами ЛУ). При наличии палеоподнятия в рельефе дна скорость потока снижается, переносимый материал осаждается. После накопления тела обломочного состава действие течений продолжается. Происходит вымывание глинистых частиц и их снос ниже по рельефу в палеопонижение.

Структурная карта по поверхности доюрского основания по данным сейсморазведочных работ

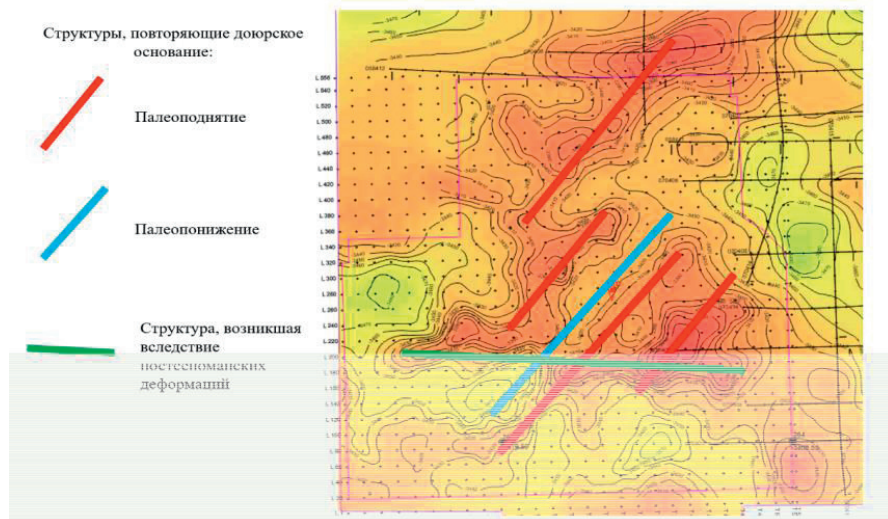


Рисунок 2 Структурная карта по поверхности доюрского основания по результатам интерпретации сейсморазведочных работ.

Это можно соотнести с повышенной глинистостью в скважине № 779 и сделать вывод о существовании относительного понижения между двумя вытянутыми в северо-восточном направлении поднятиями. Также наблюдается небольшое уменьшение мощности в зоне палеопонижения как в зоне с преобладанием меньших по размеру глинистых частиц. Выше было указано, что глинистость влияет на водонасыщенность и нефтенасыщенность. Поэтому в данной работе выдвигается точка зрения косвенной связи пониженной нефтенасыщенности с палеорельефом посредством разного содержания глинистых частиц в породах на палеоподнятиях и палеопонижениях, существовавших в момент осадконакопления.

К палеоподнятиям относится большинство скважин, пробуренных на данном объекте, а к понижениям – две скважины (№779 и № 261P). Скважина № 261P также дала низкий обводненный приток при испытании и запуске в эксплуатацию. Последующая постсенонманская активизация привела к формированию субширотного поднятия, в которое были вовлечены и участки относительного понижения, обладающие ухудшенными геологическими характеристиками.

Таким образом, разные результаты работы скважин, расположенных на небольшом удалении в похожих современных структурных условиях, могут быть связаны с разными условиями осадконакопления, даже такого малого масштаба. Знание о

предположенном относительном понижении, находящемся посередине структуры, важно будет учитывать при проектировании новых скважин и системы разработки в целом. Так как прогнозные показатели, определенные по средним величинам, принятым в подсчете запасов, могут оказаться завышенными.

Литература

- Белохин В.С., Калмыков Г.А., Мифтахова А.А., Петракова Н.Н., Тогунова Г.Г.* Интерпретация стандартного комплекса геофизических исследований скважин: учебное пособие. Москва. Геологический факультет МГУ, 2020. С. 98–101.
- Кирсанов Н.Н., Тренин Ю.А.* Реализация метода палеореконокструкций при обосновании геологических моделей // Вестник Недропользователя ХМАО. 2007. № 17.
- Волкотт Д.* Разработка и управление месторождениями при заводнении. 2-е издание. М.: ЮКОС – Schlumberger, 2001. С. 39–43.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ЗОН ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Черникова А.А.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
chernikova27@gmail.ru*

Исследование нефтематеринских пород и нетрадиционных коллекторов требует более тщательного изучения геологических свойств, а также нестандартного подхода к используемым данным при построении концептуальных геологических моделей. Большое внимание уделяется факторам, влияющим на катагенетическую преобразованность первичного органического вещества, а также свойства пород-коллекторов, контролирующих размещение свободных углеводородов в породе.

Данная работа посвящена изучению комплекса геолого-геофизических данных, влияющих на перспективность отложений баженовского горизонта на территории Ханты-Мансийского автономного округа. Целью работы является выявление критериев для прогнозирования перспективных площадей в отложениях баженовского горизонта.

Несмотря на выдержанность геологического строения на изучаемой территории, свойства пород и продуктивность разных скважин сильно отличаются. По ГИС выделяется три типа пород: потенциально-перспективные интервалы, нефтематеринские породы, а также естественные коллекторы.

В ходе исследования было выявлено, что зоны наиболее продуктивных отложений чаще приурочены к зонам тектонических нарушений. Это обуславливается более высокой степенью катагенетической преобразованности пород вблизи разломов. В скважинах, находящихся вблизи зоны разломов максимальные значения отражательной способности витринита R_o составляют 0.8, при среднем значении 0.75. В скважинах, удаленных от разломов, отражательная способность витринита R_o колеблется в интервале от 0.6 до 0.65.

Вторичная доломитизация в породах баженовского горизонта протекала неравномерно (от 0.1 до 15%). Вторичная карбонатизация, а главным образом доломитизация, является индикатором продвижения по породе прогретых глубинных флюидов. В свою очередь, зоны повышенного содержания вторичного доломита в отложениях являются трассирующим элементом направлений повышенных пористости, проницаемости и катагенетической преобразованности.

На изучаемой территории аутигенная доломитизация зафиксирована в скважинах с повышенной продуктивностью, где породы достигли стадии катагенеза, отвечающей генерации жидких углеводородов. Присутствие доломита в жилах говорит о том, что отложения потерпели гидротермальную обработку. Зоны повышенных концентраций доломита соответствуют зонам повышенных значений зрелости органического вещества (отражательная способность витринита от 0.7 до 0.8).

Организаторы благодарят участников конференции за проявленный интерес к мероприятию и надеются, что оно оправдало ожидания.

Организаторы выражают благодарность тем, без кого эта конференция не состоялась бы, а именно:

Авторам пленарных докладов:

Бурлуцкий Станиславу Борисовичу, к.г.-м.н., доценту кафедры грунтоведения и инженерной геологии СПбГУ.

Гончарову Алексею Георгиевичу, к.г.-м.н., доценту кафедры геофизики СПбГУ.

Гуржию Владиславу Владимировичу, к.г.-м.н., доценту кафедры кристаллографии СПбГУ.

Кашкевич Марине Петровне, к.г.-м.н., доценту кафедры геофизики СПбГУ.

Каюковой Елене Павловне, к.г.-м.н., доценту кафедры гидрогеологии СПбГУ.

Королеву Нестеру Михайловичу, к.г.-м.н., старшему научному сотруднику лаборатории геологии и геодинамики ИГГД РАН.

Кривовичеву Владимиру Герасимовичу, д.г.-м.н., профессору кафедры минералогии СПбГУ.

Лушпееву Владимиру Александровичу, к. техн. н., доценту кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ.

Слабунову Александру Ивановичу, д.г.-м.н., заведующему лаборатории геологии и геодинамики докембрия Института геологии КарНЦ РАН.

Снигиревскому Сергею Михайловичу, к.г.-м.н., доценту кафедры осадочной геологии СПбГУ.

Шишлову Сергею Борисовичу, д.г.-м.н., профессору кафедры осадочной геологии СПбГУ.

Спикерам открытых семинаров на тему «Аналитические методы в геологии»:

Веселовскому Роману Витальевичу, д.г.-м.н., профессору кафедры динамической геологии МГУ.

Гореловой Людмиле Александровне, к.г.-м.н., старшему преподавателю кафедры кристаллографии СПбГУ.

Лукашовой Марии Валерьевне, к.ф.-м.н., начальнику отдела исследований ООО «ТЕСКАН».

Половкову Вячеславу Владимировичу, к.г.-м.н., доценту кафедры геофизики СПбГУ.

Ткаченко Максиму Александровичу, к.г.-м.н., старшему преподавателю кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ.

Чарыковой Марине Валентиновне, д.г.-м.н., профессору кафедры геохимии СПбГУ.

Студентам Института Наук о Земле, проводившим секции и помогавшим в создании сборника:

Банадьсейвой Марии Дмитриевне, Карпинчику Глебу Олеговичу, Лебеденко Александре Владимировне, Пазухиной Анне Александровне, Пантееву Игорю Андреевичу, Семеновой Лидии Павловне, Соколовой Лидии Александровне, Сухановой Марии Александровне, Хоснуллиной Тансылу Ильнуровне, Черновой Ирине Геннадьевне.

Отдельно следует поблагодарить Марию Николаевну Ветрову, старшего преподавателя кафедры минералогии СПбГУ, Анатолия Александровича Золотарева, кандидата геолого-минералогических наук, доцента кафедры минералогии СПбГУ, и Снигиревского Сергея Михайловича, кандидата геолого-минералогических наук, доцента кафедры осадочной геологии СПбГУ за проведение геологических экскурсий по Санкт-Петербургу и Ленинградской области.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРП

Коноваленко А.А.¹, Истомина С.Б.²

¹*Российский Государственный Университет нефти и газа имени И.М.
Губкина, Москва, tonkon99@mail.ru*

²*ООО Технологическая компания Шлюмберже, Москва,
SIstomin@slb.com*

В данном исследовании описывается процесс, результаты и анализ создания модели осадконакопления пласта коллектора части Тазовского района.

С помощью модуля GPM в ПО Petrel было произведено моделирование физического переноса осадочных частиц в палеобассейне, а именно эрозии, транспортировки и накопления терригенных осадков. Исходными данными для данного исследования являются: восстановленная палеоповерхность по кубам 3D сеймики, синтетическая кривая уровня моря и условия осадконакопления по данным керна, размерность и тип сносимого материала, параметры водных потоков и базиса эрозии.

Комплексное использование симуляции процессов эрозии и сноса осадков стационарными потоками предоставило возможность для построения достоверной модели осадконакопления. Построенная модель позволяет оценить условия образования пластов коллекторов и их площадных параметров.

Зачастую интерпретация геологических объектов производится по данным площадной сеймики, при этом используется инструмент геологического рисования, что является субъективным трендом при построении геологической модели (*Керимов, 2012*).

При первичном рассмотрении геологической концепции модель осадконакопления дает возможность руководствоваться не только месторождениями аналогами или знаниями развития региональных коллекторов и покрышек, но и конкретными трендами распределения коллектора в геологических телах данной модели.

Таким образом данная модель позволяет не только дополнить общую геологическую концепцию, но и сопровождать процесс ГРП на каждом ее этапе. Дополняя данную модель, можно судить и о распространении свойств в краевых, наиболее подверженных риску не подтверждения концептуальной геологии, частях месторождений.

Модель осадконакопления калибруется по многим параметрам, однако данный вид исследований может производиться и

при ограниченном количестве априорной информации на первых этапах ГРП.

Некоторым аналогом данного метода является метод бассейнового моделирования. Однако данный метод позволяет находить новые части месторождения, которые могут вовлекаться и оцениваться в процессе доразведки. Построение данной модели позволило оценить геологическую концепцию района производимых работ, а также уточнить результаты фациального моделирования. Сопоставление модели осадконакопления с данными бурения позволяет определить возможные зоны уточнения и перестроения геологической модели.

Результирующая модель распределения осадков, смоделированная в модуле GPM, отражает перспективные зоны исследования на данной территории (Рис. 1).

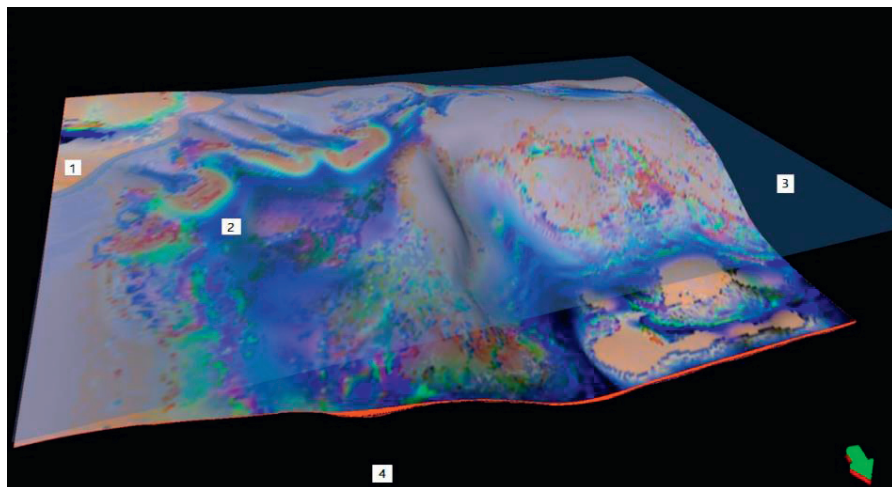


Рисунок 1. Модель осадконакопления. (1 – фации преобладания песка, 2 – фации преобладания глин, 3 – уровень палеоморя, 4 – накопленные толщины).

Данная модель была построена в пределах лицензионного участка месторождения в стадии доразведки, она подтвердила геологическую концепцию в пределах зоны интереса и была использована для оценки геологической модели. В данной модели был принят ряд допущений, которые не соответствуют геологическому строению, однако они позволяют достоверно симулировать зону интереса. Карта эффективных толщин зоны интереса подтверждается картой эффективных толщин геологической модели.

Последовательная геологическая оценка входных параметров позволяет воспроизводить достоверную модель осадконакопления, из которой можно извлечь доверительный тренд стохастического распределения коллекторских свойств пласта (Ольнева и др., 2020). Использование метода симуляции осадконакопления снижает риски построения достоверных геологических моделей русловых тел, баровых тел, геологических объектов, связанных с выносом осадочного материала в зоне дельт.

Литература

- Керимов В.Ю.* Моделирование нефтегазовых геосистем и осадочных бассейнов – М.: РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, №1, 2012 13 – 26 с. DOI: 10.24411/0131-4270-2018-10307
- Ольнева Т.В., Овечкина В.Ю., Жуковская Е.А.* Компьютерное моделирование терригенной седиментации как новый инструмент прогноза архитектуры резервуаров ув. – М.: журнал «ПРОНЕФТЬ. ПРОФЕССИОНАЛЬНО О НЕФТИ», 2020. DOI: 10.7868/S2587739920020019.

Издательство «Первый ИПХ»
Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9
Тел.: + 7 (812) 603-25-25

Подписано в печать с оригинал-макета 04.07.2022
Тираж 50 экз. Заказ № 21549

Отпечатано ИП Келлер Т. Ю.
Адрес производства:
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9
Тел.: + 7 (812) 603-25-25
www.lubavich.spb.ru