



НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ
22 - 24 МАРТА

ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД НАЛЕДНОЙ ПОЛЯНЫ В ДОЛИНЕ Р. АНМАНГЫНДА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Землянскова А.А.¹, Оленченко В.В.², Макарьева О.М.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург,
Университетская набережная, д. 7–9, Россия, anastasiazemlanskova@gmail.com

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090,
Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия, olenchenkovv@yandex.ru

Реферат

В пределах наледной поляны гигантской наледи подземных вод в бассейне р. Анмангында (Магаданская область) на площади более 7 км² весной 2021 г. с помощью георадара ОКО с антенными блоками центральной частоты 250 МГц проведены георадиолокационные зондирования с целью определения толщины наледного льда и глубины сезонного промерзания под ледяным покровом. Согласно результатам обработки радарограмм (28 профилей общей длиной 29,9 км) на начало апреля 2021 г. средняя и максимальная толщина наледи составила 1,35 м и 4,35 м, площадь и объем наледи 3,73 км² и 3,56 млн. м³ соответственно. Глубина сезонномёрзлого слоя в среднем составила 4,5 м, максимальные значения достигали 6 м. Показано, что на глубину сезонного промерзания влияют гидрогеологические условия, толщина льда и высота снежного покрова. Установлено, что над каналами фильтрации и на участках разгрузки подземных вод глубина промерзания минимальна, а непосредственно под наледью глубина промерзания меньше, чем на соседних участках высокой поймы.

Ключевые слова: георадиолокационное зондирование; гигантская наледь; глубина сезонного промерзания; р. Анмангында.

FEATURES OF SEASONAL FREEZING OF SEDIMENTS OF THE AUFELS GLADE IN THE ANMANGYND A RIVER VALLEY (MAGADAN REGION) INFERRED FROM GROUND PENETRATING RADAR SOUNDING

Zemlianskova A.A.¹, Olenchenko V.V.², Makarieva O.M.¹

¹ St. Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya embankment, St.
Petersburg, 199034, Russia, anastasiazemlanskova@gmail.com

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian
Branch Russian Academy of Sciences, 3 Akademika Koptyuga Ave.,
Novosibirsk, 630090, Russia, olenchenkovv@yandex.ru

Abstract

Within the aufeis glade of a giant spring aufeis in the basin of the Anmangynda river (Magadan Region) in the spring of 2021, GPR soundings were carried out over an area of more than 7 km² using the OKO georadar with antenna units of a central frequency of 250 MHz to determine the thickness of the ice and the depth of seasonal freezing. According to the results of processing radarograms (28 profiles with a total length of 29,9 km), at the beginning of April 2021, the average and maximum ice thickness was 1,35 m and 4,35 m, the area and volume of aufeis were 3,73 km² and 3,56 million m³ respectively. The depth of the seasonally frozen layer averaged 4,5 m; the maximum values reached 6 m. It is shown that the depth

of seasonal freezing is influenced by hydrogeological conditions, ice thickness and snow cover height. It has been established that above the filtration channels and in the areas of groundwater discharge, the freezing depth is minimal, and directly under the aufeis, the freezing depth is less than in neighboring areas of the high floodplain.

Key Words: ground penetrating radar sounding; giant aufeis; seasonal freeze depth; the Anmangynda river.

Введение

Метод георадиолокации (ГРЛ) используется в широком спектре областей, например, строительстве, инженерной геологии, археологии. Он позволяет получить информацию о геологическом строении среды глубиной до 30 м, а в благоприятных условиях – и более. Одним из плюсов является оперативность получения результатов и небольшие затраты по времени на реализацию работы. В условиях криолитозоны метод ГРЛ даёт возможность установить конфигурацию и мощность мерзлых толщ, границы таликовых зон, определить места разгрузки подземных вод, изучить строение ледников и проследить динамику его характеристик [Владов, Судакова, 2017; Лебедева и др., 2019; Arcone et al., 1998; Tary et al., 2007; Wright et al., 1990]. Георадар в комплексе с электротомографией применяется и для изучения наледей [Liu et al., 2021].

Одним из малоисследованных объектов в плане мерзлотно-геологического строения являются гигантские наледы подземных вод. Наледь – это опасное геокриологическое явление. При выходе наледных вод на проезжую часть образуются участки, затрудняющие движение транспорта. Криогенному напору подвергаются инженерные сооружения. В зимний период возникают наводнения, в результате которых подо льдом оказываются водопропускные трубы и мостовые переходы. Понимание мерзлотно-геологических условий образования наледей может помочь разработать методы борьбы с ними.

В качестве объекта исследования была выбрана Анмангындинская наледь, формирующаяся в центральной части Магаданской области. В 1962–1990 гг. на ней проводились наблюдения за режимом процессов наледообразования [Отчет..., 1977], а с 2020 гг. группой авторов проводятся комплексные круглогодичные исследования [Makarieva et al., 2021]. В 1972 г. наледные воды вышли на Тенькинскую автомобильную трассу, поэтому ее можно отнести к категории потенциально опасных объектов. По историческим данным максимальные размеры Анмангындинской наледи составляли 6,8 км² (1978 г.) по площади и 11,7 млн м³ (1967 г.) в объеме, толщина льда в отдельных точках достигала 6–8 м [Землянскова и др., 2023].

В бассейне р. Анмангында мощность многолетнемерзлых пород составляет от 100 до 450 м, а надмерзлотные талики развиты в пределах границ крупных водотоков. Геологическое строение представлено осадочными породами верхнего триаса, юры и мела. Долина р. Анмангында состоит преимущественно из крупно- и среднегалечного материала с подчиненным количеством мелких валунов, гравия, песков, супесей мощностью 6–12 м.

Георадиолокационная съемка выполнена с целью определения толщины льда по площади наледи и оценки глубины сезонного промерзания в пределах наледной поляны.

Материалы и методы

Георадиолокационное зондирование (ГРЛ) выполнено георадаром ОКО-3 с антенной центральной частоты 250 МГц. Для определения протяженности геофизических профилей применен оптический одометр, прикрепленный к георадару. Весной 2021 г. исследования проводились в полном контакте антенн георадара с поверхностью наледи как в пешем варианте, так и с использованием снегоходной техники. В результате предварительных рекогносцировочных работ были выбраны оптимальные параметры съемки: развертка по глубине 400 наносекунд (нс), накопление сигналов – 16. Для пересчета временных разрезов амплитуд в глубинные использовалось среднее значение диэлектрической проницаемости равное 3,2, что соответствует пресноводному льду.

Снежный покров на самой наледи практически отсутствовал, по залесенным краям высота снега составляла 0,2–0,5 м. Учитывая непродолжительные снежные участки на краях наледи и их малую толщину, а также сопоставимые скоростные характеристики снега и воздуха, толщина снежного покрова входила в первую фазу зондирующего сигнала и не учитывалась при интерпретации данных. Толщина льда по данным ГРЛ определяется с высокой точностью. Заверка бурением показала, что расхождение вскрытой толщины льда и установленной по данным ГРЛ не превышает 5 %.

Весной 2021 г. была проведена площадная съемка наледной поляны: 28 параллельных профилей через каждые 200 метров. Общая длина профилей составила 29,9 км.

Все георадарные профили записаны с отслеживанием положения по GPS топопривязчиком Garmin или устройством GNSS. Обработка данных осуществлялась с помощью программного обеспечения GeoScan32.

Результаты

На радарограммах по профилям через наледную поляну выделяются две четкие границы, первая – лед-порода, вторая – граница сезонного промерзания (рис.1), подтвержденная данными термометрии. На некоторых отрезках радарограмм отражающая граница сезонномерзлого слоя пропадает, что мы связываем с локальным распространением сливающегося типа мерзлой толщи в границах поймы [Оленченко и др., 2023]. На многих радарограммах были выделены крупные гиперболы дифракции с очень интенсивной отраженной волной, в области которых наблюдается резкое сокращение сезонного промерзания. Такие гиперболы наблюдаются над руслами проток реки и предположительно в тех местах, где происходит разгрузка подземных вод в русле через толщу аллювиальных отложений.

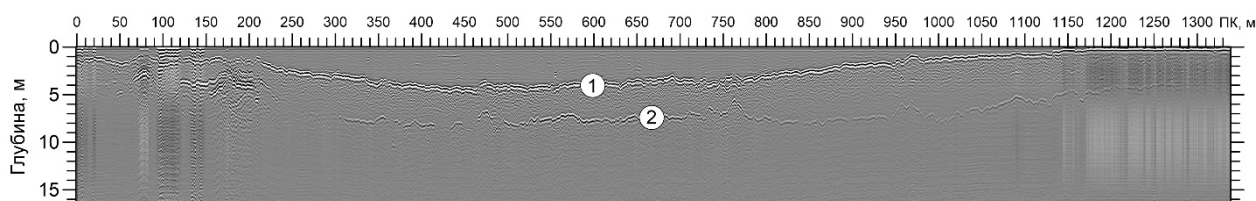


Рис. 1. Радарограмма через наледную поляну.
1 – рефлектор лёд-аллювий; 2 – граница сезонного промерзания.

На основе площадных исследований была построена схема толщины льда (рис.2а), на которой выделяются верхняя (по направлению течения реки) и нижняя наледи.

Согласно результатам обработки всех радарограмм, средняя толщина наледи составила 1,35 м, с максимальным значением 4,35 м. Участки с наибольшей толщиной льда находятся вблизи очагов разгрузки подземных вод, поэтому их местоположение локально. Суммарный объем льда на момент исследований 25 марта – 5 апреля 2021 г. составил 3,56 млн м³, а площадь наледи – 3,73 км².

Различные поверхностные условия, в том числе и разная толщина льда, влияют на глубину сезонного промерзания. На схеме распределения глубины сезонного промерзания видно (рис.2б), что в пределах участков формирования верхней и нижней наледей общая глубина промерзания достигает 5 м и более, что приводит к промерзанию каналов фильтрации и формированию в надмерзлотных таликах высокого давления воды с последующим изливом на поверхность. Участки с минимальным сезонным промерзанием находятся в зонах активной фильтрации подземных вод, а на поверхности они маркируются чозениевыми рощами.

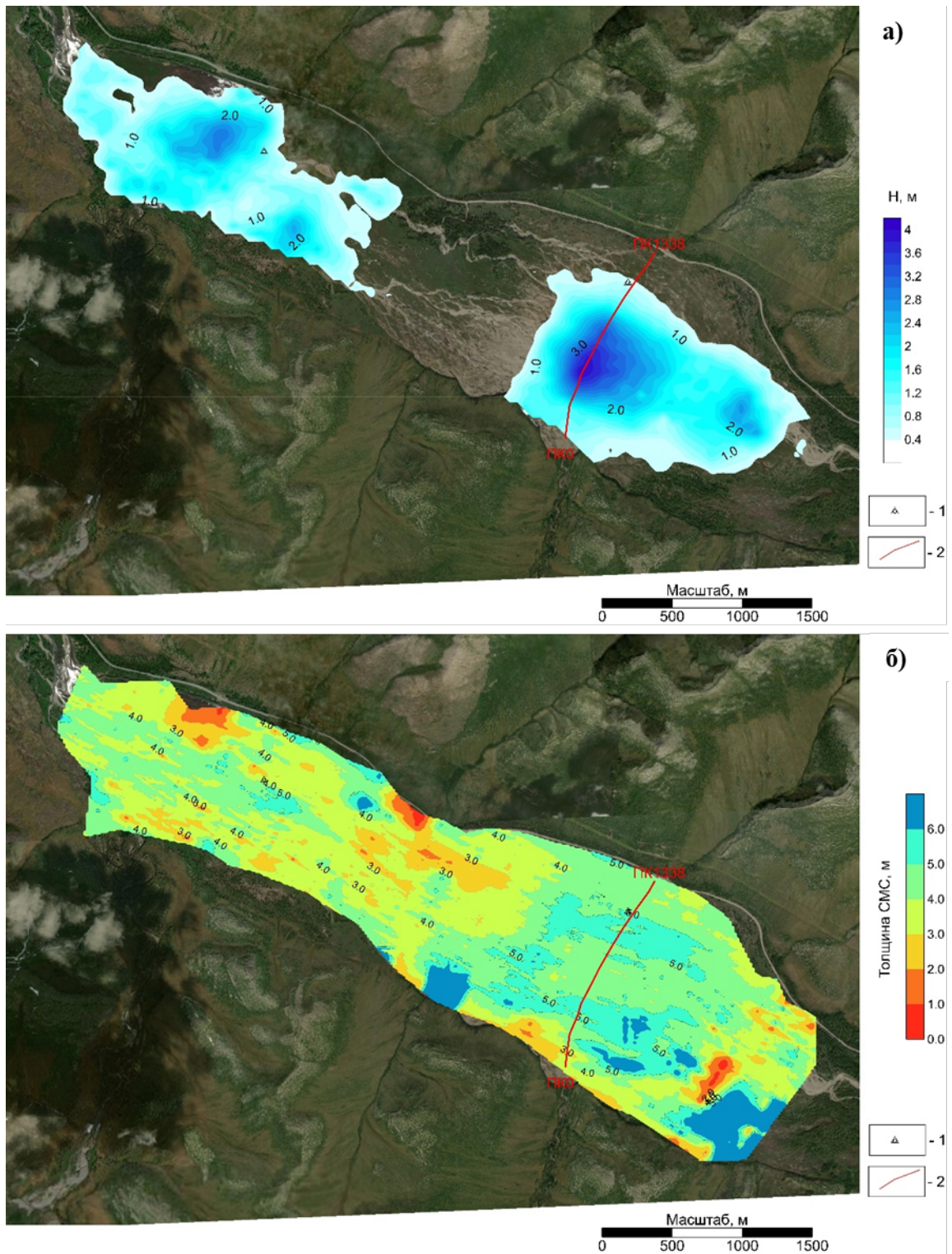


Рис. 2. Схема изолиний толщины льда (а) и сезонномёрзлого слоя (СМС) (б) в пределах наледной поляны р. Амангында по данным ГРЛ.

1 – термометрическая скважина; 2 – профиль ГРЛ на рис.1.

Сопоставление графиков глубины сезонного промерзания и толщины льда показало (рис.3), что в зависимости от поверхностных условий присутствует прямая или обратная корреляция глубины промерзания и толщины льда. В пределах русла с протоками из-за отепляющего действия воды отмечается минимальное промерзание деятельного слоя (1–2 м) при небольшой толщине льда (около 1,5 м). Непосредственно под наледью, где толщина льда

максимальна, глубина сезонномерзлого слоя (СМС) уменьшается до 2–2,5 м по сравнению с краевыми частями высокой поймы, где глубина промерзания возрастает до 3–4 м. На прибрежном участке профиля, где толщина льда минимальна, но наблюдается значительная высота снежного покрова (более 50 см), глубина сезонного промерзания уменьшается до 2,5–3 м.

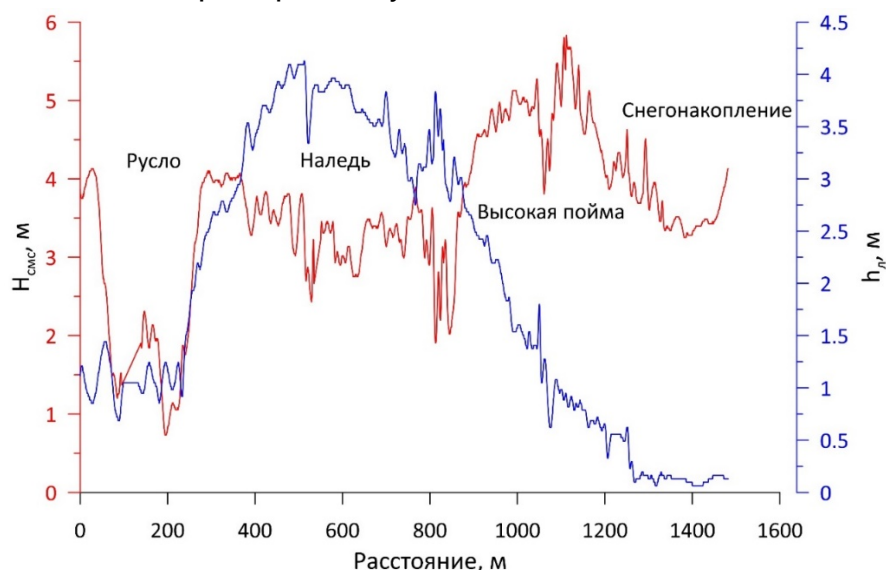


Рис. 3. Графики глубины сезонного промерзания ($H_{СМС}$) и толщины льда ($h_{л}$) вдоль профиля ГРЛ через наледную поляну.

Для оценки корреляционной связи толщины льда и глубины сезонного промерзания была построена диаграмма для выборки данных с интервала профиля 300–1180 м (рис.4). Анализ диаграммы показывает, что при возрастании толщины наледи глубина сезонного промерзания уменьшается, по линейному закону с достоверностью аппроксимации 0,63. При этом коэффициент корреляции этой связи достигает $-0,8$. Относительно низкая величина достоверности аппроксимации объясняется тем, что в выборку попадают данные из участков разгрузки подземных вод под лёд, где глубина сезонного промерзания минимальна или отсутствует, а толщина намороженного льда в месте выхода воды может быть значительной.

Аналогичная связь толщины наледи и глубины сезонного промерзания в бассейне реки Купарук (Кирагук) на Аляске установлена в работе [Terry et al., 2020]. При этом коэффициенты уравнения регрессии (1), приведённые в [Terry et al., 2020], близки к коэффициентам, полученным нами (2). Это означает, что полученное уравнение регрессии может быть использовано для оценки глубины сезонного промерзания под наледями в разных регионах криолитозоны.

$$y = -0,86 * x + 5,82 \quad (1),$$

$$y = -0,77 * x + 6,06 \quad (2),$$

где x – толщина наледи в метрах, y – глубина сезонномерзлого слоя в метрах.

Мы полагаем, что постоянно изливающаяся вода на наледи в состоянии фазовых переходов препятствует проникновению холода под лёд, что приводит к снижению глубины сезонного промерзания по сравнению с краевыми участками наледи, где толщина льда меньше.

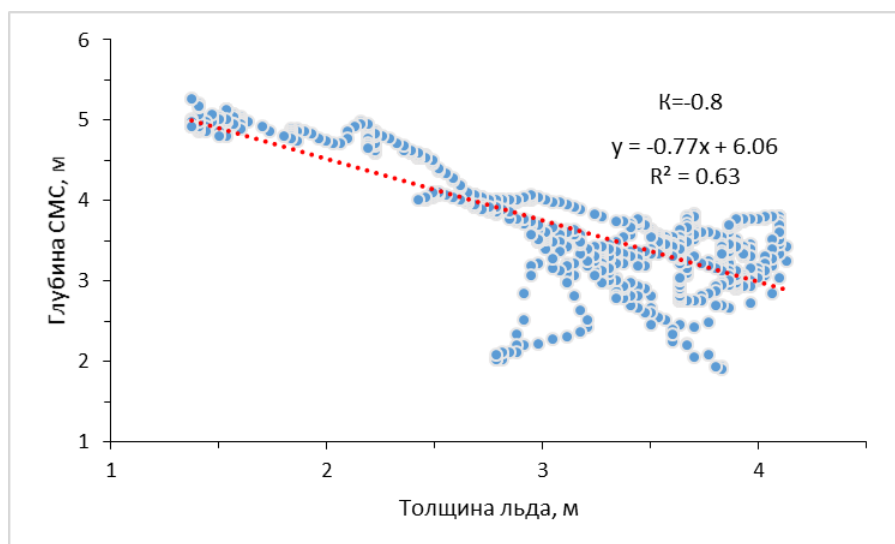


Рис. 4. Корреляционная зависимость глубины сезонного промерзания от толщины наледи.

Заключение

Метод георадиолокации был применен для определения толщины наледи и глубины сезонного промерзания в пределах наледной поляны р. Анмангында. Основные результаты сводятся к следующему.

Установлено, что на начало апреля 2021 г. средняя толщина наледи составляла 1,35 м при максимальных значениях 4,35 м.

В пределах наледной поляны установлена повышенная глубина сезонного промерзания до 5–6 м, которая приводит к возникновению избыточного давления воды в надмерзлотных подрусловых таликах. Однако непосредственно под телом наледи толщина сезонномёрзлого слоя аллювия уменьшается до значений 1–2 м.

На участках разгрузки подземных вод под наледь глубина сезонного промерзания резко сокращается вплоть до нулевых значений.

Показано, что существует обратная зависимость толщины наледи и глубины сезонного промерзания с коэффициентом корреляции $-0,8$.

Выведено уравнение регрессии, коэффициенты которого близки по значениям к коэффициентам уравнения связи толщины льда и глубины сезонного промерзания для наледи в бассейне р. Купарук на Аляске. Следовательно, эти формулы можно применять для оценки глубины сезонного промерзания подо льдом в разных районах образования наледей.

Благодарности

Исследования проводятся при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета (проект 75295776). Обработка геофизических данных выполнена при частичной поддержке проекта Программы фундаментальных научных исследований № FWZZ-2022-0024.

Литература

Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. Учебное пособие – М.: Изд-во «Хорошее», 2017 – 240 с.

Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) // Лед и снег, Т. 63(1), 2023 – С. 71-84.

Лебедева Л. С. и др. Надмерзлотные субаэральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли, Т. 23(1), 2019 – с. 40–50.

Оленченко В.В., Макарьева О.М., Землянскова А.А., Данилов К.П., Осташов А.А., Калганов А.С., Нестерова Н.В., Христофоров И.И. Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) // Геодинамика и тектонофизика, Т. 14(3), 2023.

Отчет по результатам воднобалансовых исследований с наледной составляющей в бассейне р. Анмангынды – Магадан: Изд-во Колымское управление гидрометеорологической службы, 1977 – 62 с.

Arcone, S.A., Lawson, D.E., Delaney, A.J., Strasser, J.C. and Strasser, J.D. Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost // Geophysics, Vol. 63, no. 5 – 1998 – pp. 1573–1584.

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 32 – 2021 – pp. 1–16.

Makarieva, O. M., Nesterova, N. V., Ostashov, A. A., Zemlyanskova, A. A., Tumskoy, V. E., Gagarin, L. A., Ekaykin, A. A., Shikhov, A. N., Olenchenko, V. V., Khristoforov, I. I. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences, Vol. 66 no. 1 – 2021 – pp. 74–90. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>

Tary, A.K., FitzGerald, D.M. and Weddle, T.K. A ground penetrating radar investigation of a glacial-marine ice-contact delta, Pineo Ridge, eastern coastal Maine // in Baker, G.S. and Jol, H.M., Stratigraphic Analysis Using GPR, Geological Society of America Special Paper 432 – 2007 – pp. 77–92.

Terry N. et al. Seasonal subsurface thaw dynamics of an aufeis feature inferred from geophysical methods // Journal of Geophysical Research: Earth Surface, Vol. 125, no. 3 – 2020 – С. e2019JF005345.

Wright, D.L., Hodge, S.M., Bradley, J.A., Grover, T.P., and Jacobel, R.W. Instruments and methods: a digital low-frequency, surface-profiling ice-radar system // Journal of Glaciology, Vol. 36, no. 122 – 1990 – pp. 112–121.