

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 551.345; 528.88
DOI: 10.15372/KZ20230606
EDN: UGDCCU

**ДЕШИФРОВОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ НАЛЕДЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
НА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СНИМКАХ SENTINEL-1 НА ПРИМЕРЕ
ВЕРХНЕ-НЕРЮНГРИНСКОЙ И САМОКИТСКОЙ НАЛЕДЕЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ**

Л.А. Гагарин*, Н.Е. Баишев, А.Е. Мельников

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия*

**Автор для контакта; e-mail: gagarinla@gmail.com*

При апробации метода дешифрирования спутниковых радиолокационных снимков для детализации строения наледей и наледных ландшафтов использованы радарные снимки Sentinel-1. По результатам первичного анализа установлены диапазоны типичных сигналов обратного рассеяния в пределах наледной поляны и выбраны репрезентативные точки на снимке, характеризующие различные компоненты наледного ландшафта. По снимку Sentinel-2 предварительно устанавливался тип поверхности наледного ландшафта (лед, открытая вода, снежный покров, горная порода и др.). В ходе полевых работ в пределах ранее выбранных точек на радарном снимке изучалось вертикальное строение наледного ландшафта и особенности его поверхности. В результате были определены диапазоны обратного рассеяния радиосигнала для согласованной и перекрестной поляризации, отражающие четыре типа строения наледного ландшафта. На основе радарных снимков было детализировано строение наледного тела: установлены участки речного стока под наледью, места разгрузки подземных вод. На конечном этапе определены площади наледей в конце зимы в долинах рек Самокит и Верхняя Нерюнгра на основе радарных снимков и нормализованного разностного снежного индекса, вычисленного по изображениям Sentinel-2, а также оценено расхождение значений площадей наледей.

Ключевые слова: *наледь, радиолокационный снимок, дистанционные методы исследования, Sentinel-1, Sentinel-2, нормализованный разностный снежный индекс.*

Ссылка для цитирования: Гагарин Л.А., Баишев Н.Е., Мельников А.Е. Дешифровочные признаки наледей подземных вод на радиолокационных снимках Sentinel-1 на примере Верхне-Нерюнгринской и Самокитской наледей Южной Якутии // Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 6, с. 59–71. DOI: 10.15372/KZ20230606. EDN: UGDCCU.

**INTERPRETATION SIGNS OF GROUNDWATER ICINGS ON SENTINEL-1 RADAR IMAGES
ON EXAMPLES OF THE VERKHNYAYA NERUNGRA AND SAMOKIT AUFEIS OF SOUTHERN YAKUTIA**

L.A. Gagarin*, N.E. Baishev, A.E. Melnikov

*Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Merzlotnaya St. 36, Yakutsk, 677010 Russia*

**Corresponding author; e-mail: gagarinla@gmail.com*

Synthetic aperture radar (SAR) images Sentinel-1 were used to detail the structure of aufeis and characteristic features of aufeis landscapes in the valleys of Verkhnyaya Neyungri and Samokit rivers (southern Yakutia). Based on the results of preliminary image analysis, the ranges of typical backscatter signals within the ice glade were established, and representative points characterizing various components of the ice landscape were chosen. The type of surface of the aufeis landscape (ice, open water, snow cover, rock, etc.) was preliminarily diagnosed using Sentinel-2 images. During fieldwork, the vertical structure of the aufeis landscape and its surface were studied at the chosen test plots. As a result, the ranges of backscattering of the radio signal for co-polarization (VV) and cross-polarization (VH) modes characteristic of the four types of the aufeis landscape were determined. Based on SAR images, the structure of the aufeis body could be detailed: areas of river flow under the ice and places of groundwater discharge were identified. At the final stage, aufeis areas at the end of winter in the Samokit and Verkhnyaya Neryungri river valleys were determined based on Sentinel-1 SAR images and the normalized difference snow index (NDSI) calculated from Sentinel-2 images; the discrepancy between the obtained estimates was assessed.

Keywords: *icing (aufeis), radar image, remote sensing research methods, Sentinel-1, Sentinel-2, normalized difference snow index.*

ВВЕДЕНИЕ

Наледи являются важным компонентом криосферы и гидросферы. Они выступают в роли индикатора существования подземных вод в криолитозоне и потенциально уязвимы при изменении климата, поскольку сильно зависят от погодных условий. Строительство и эксплуатация различных инженерных сооружений в условиях криолитозоны нередко приводит к активизации наледообразовательных процессов. Например, на территории Республики Саха (Якутия) ведется активная реконструкция линейных инженерных сооружений (трубопроводы, дороги и пр.). Одна из основных опасностей, связанных с устойчивостью этих объектов инфраструктуры, – появление техногенных наледей уже на стадии строительства. Это влечет за собой переувлажнение грунтов основания сооружений, заболачивание территории, перегораживание проезжей части, деформации фундаментов вплоть до полного их разрушения. Для предотвращения подобных явлений необходимо изучение закономерностей наледообразования и строения наледей в конкретных природно-климатических условиях.

Последние публикации по исследованию наледей свидетельствуют о поиске региональных закономерностей их развития [Morse, Wolfe, 2015, 2017; Makarieva et al., 2019; Brombierstäudl et al., 2021; Gagarin et al., 2022]. При этом основным является использование дистанционных методов (главным образом мультиспектральных космоснимков), поскольку они позволяют получать пространственные данные о природных объектах

для весьма больших территорий (десятки и сотни квадратных километров). Радарные (или радиолокационные (РЛ)) снимки при изучении наледей пока применяются недостаточно широко. В работе [Yoshikawa et al., 2007] представлены результаты исследования наледей в долинах крупных рек хр. Брукса на Аляске. Так, с помощью радарных изображений была установлена динамика площади, занимаемой наледями в период их роста и сживания, выполнено картирование наледей, определены места растекания наледообразующих вод. В статье [Gagarin et al., 2020] радарные снимки использованы для сравнения способов определения максимальной площади Самокинской наледи, расположенной в Южной Якутии, а также показаны участки излившихся наледообразующих вод.

Цель настоящей работы – апробация метода дешифрирования спутниковых РЛ-снимков для детализации строения наледей и наледных ландшафтов. В качестве объекта исследования необходимо было выбрать наледи, имеющие достаточно большую площадь, чтобы идентификация их строения по космическим снимкам была четко различима. В связи с этим были отдешифрированы самые крупные наледи подземных вод, расположенные в долинах рек Верхняя Нерюнгра и Самокит. Их ширина составляет 350–950 м, на наледных полянах присутствует большинство сопутствующих компонентов наледного ландшафта (гидролакколиты, польньи и др.). Они находятся в 30–40 км к западу (рис. 1) от г. Нерюнгри РС (Я). По своим размерам наледи относятся к гигантским, площадь каждой составляет более 10^6 м².

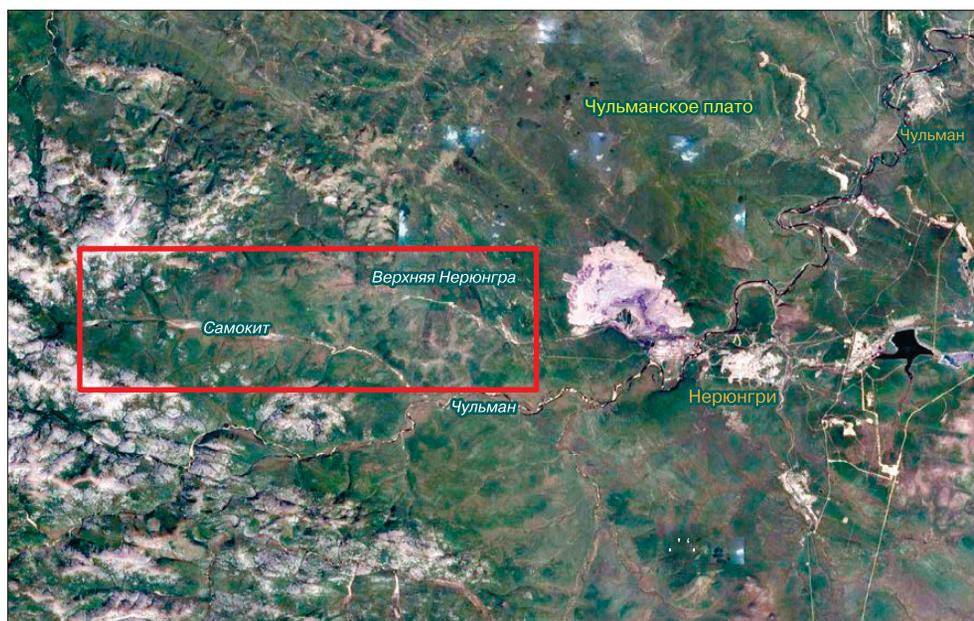


Рис. 1. Расположение района работ на космическом снимке [<https://www.google.ru/intl/ru/earth/>].

ИЗУЧЕНИЕ ВОДНЫХ И ЛЕДЯНЫХ ПОКРОВОВ МЕТОДОМ РАДАРНОЙ СЪЕМКИ

С 2014 г. Европейское космическое агентство (ЕКА) запустило на орбиту Земли спутник Sentinel-1, который используется для мониторинга земной и морской поверхностей вне зависимости от времени суток и погодных условий. Его преимуществом перед другими системами является общедоступность данных, их 12-суточное приращение (обновление), а также высокая детальность изображений в режиме интерферометрической съемки (Interferometric Wide Swath) с пространственным разрешением 5×20 м. В связи с этим метод РЛ-съемки стал более широко применяться в научных исследованиях.

В статье [White et al., 2015] приводится обзор методов идентификации обводненных территорий с помощью РЛ-снимков. Были представлены результаты применения порогового значения интенсивности обратного рассеяния радиосигнала (ИОРР) для картирования поверхности воды. В случае, когда необходимо идентифицировать несколько объектов (например, реки и затопленные участки пойм), предпочтительней использовать способ поляриметрического разложения радиосигнала. Однако в зависимости от параметров РЛ-съемки, свойств и морфологии поверхности изучаемого объекта для качественной интерпретации данных необходимо иметь снимки, полученные в режимах съемки с согласованной и кросспolarизацией.

Хорошо РЛ-снимки себя зарекомендовали при изучении ледяных тел [Leconte, Klassen, 1991; White et al., 2008]. С помощью интенсивности отраженного радарного сигнала можно разделять возраст и определять структуру льда, выявлять участки полного и частичного промерзания рек и водоемов, устанавливать увлажненность снежного покрова и др. В статье [van der Sanden, Drouin, 2011] приведено сравнение методов интерпретации речного льда на радиолокационных полнополяризационных снимках L-диапазона и C-диапазона длин волн. По результатам этих исследований показаны преимущества использования снимков в C-диапазоне длин радиоволн, связанные с определением в разрезе неровной структуры льда (наледь, шуга), классификации типов речного льда (особенно в HV-поляризации). Однако применение снимков L-диапазона длин волн позволяет получить более достоверные данные о мощности ледяных покровов.

Использование и интерпретация РЛ-снимков при изучении наледей приводятся в работе [Yoshikawa et al., 2007]. В этом исследовании анализируются радарные изображения, полученные со спутников RADARSAT, ERS-1 и ERS-2, в C-диапазоне длин волн с пространственным разрешением около 30 м. В результате были установлены

пороговые значения интенсивности отраженного радарного сигнала наледного льда, наледообразующих вод в зависимости от сезонов года. Так, в бесснежный период наледь отличалась от окружающей тундры пороговым значением интенсивности отраженного радиосигнала менее -18 дБ, а растекающиеся по земной поверхности наледообразующие воды – менее -20 дБ. Зимой наледь отличалась большей шероховатостью своей поверхности, поэтому пороговое ее значение принималось более -8 дБ, в то время как наледообразующие воды имели величину менее -15 дБ.

Позднее в [Ajadi et al., 2016] приводится описание и применение методики комбинированного дешифрирования РЛ и мультиспектральных снимков с использованием неконтролируемой классификации (unsupervised classification) для определения площадей наледей и растекающихся по поверхности наледообразующих вод.

В отечественной литературе РЛ-снимки применяют при изучении форм рельефа [Балдина и др., 2016], паводкового подтопления территорий [Родионова, 2017], классификации ледяных покровов [Захваткина, Бычкова, 2015], оценке айсберговой угрозы и дрейфа морского льда [Демчев и др., 2016; Бычкова, Смирнов, 2018], площадей и высотных отметок расположения ледников [Семакова, Семаков, 2017].

В настоящем исследовании предпринята попытка детализировать строение наледного тела в течение периода его роста, выявить различные компоненты наледного ландшафта с помощью дешифрирования РЛ-снимков, а также оценить площади наледей в конце зимы по РЛ и мультиспектральным снимкам.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалы

Источником данных являются снимки ЕКА миссий Sentinel-1 (радарные) и Sentinel-2 (мультиспектральные). Антенна радиолокатора бокового обзора, установленного на спутниках первой миссии, имеет центральную частоту 5.405 ГГц, что соответствует C-диапазону длин волн. Передача радиоимпульса происходит в режимах согласованной (VV) и перекрестной (VH) поляризации. Угол зондирующего луча к исследуемой поверхности в режиме интерферометрической съемки равен $20-46^\circ$. Частота съемки одного и того же объекта составляет 12 сут. Для анализа использовались радарные изображения уровня обработки Level-1 Ground Range Detected (GRD) с согласованной (VV) и перекрестной (VH) поляризациями. На этом уровне обработки данных снимок спроецирован на эллипсоид Земли (WGS-84), его разрешение приведено к единому масштабу в плане и составляет порядка 20 м.

Спутники второй миссии (Sentinel-2) оборудованы мультиспектральным инструментом (MSI). Они обеспечивают изображения в диапазонах длин волн 0.443–2.190 мкм. В данном исследовании были задействованы зеленый (3-й), красный (4-й) и ближний инфракрасный (8-й) каналы с длиной волны 0.560, 0.665, 0.842 мкм соответственно, а также 11-й канал 1.610 мкм. Всего в работе было использовано 22 радарных изображения и 11 мультиспектральных. Последних в 2 раза меньше из-за того, что на половине снимков исследуемые объекты покрыты облачностью и неприменимы для анализа. Период съемки территории исследований (01.11.2020 г. – 31.05.2021 г.) соответствовал периоду активного наледеобразования и включал начальную стадию стаивания наледей.

С целью верификации РЛ и мультиспектральных изображений выполнены полевые исследования в долине р. Верхняя Нерюнгра. Полевой выезд проведен в течение ближайших суток (05.04.2021 г.) после появившегося на сервере ЕКА радарного снимка (30.03.2021 г.). Получение натуральных инструментальных измерений необходимо выполнять максимально близко к дате радарной съемки, так как процессы наледеобразования весьма интенсивны, и питающие наледь воды в течение нескольких часов могут разливаться на значительной площади и замерзать. В конечном счете это приведет к несоответствию значений ИОРП на радарном снимке в момент съемки строению наледного профиля в период полевого его описания. В полевых условиях на объекте исследования выполнено: 1) описание ландшафта: характеристика поверхности (лед/горная порода/вода/растительность/снег), включающая описание мощности наледи, уклонов, неоднородностей рельефа, фазового состояния воды; 2) проходка шурфов и детальное описание разреза (слоистость, включение пузырьков воздуха, наличие пустот, слоев воды и растительности и др.). В целом подобный подход к изучению ледяных тел отражен в работе [van der Sanden, Drouin, 2011]. После анализа различных вариантов вертикального строения наледного ландшафта и соответствующих им значений интенсивности отраженного радиосигнала была уточнена их пороговая величина для определенного строения этого ландшафта.

Методы

Алгоритм обработки радарных снимков заключается в следующем. Вначале необходимо выяснить причины и особенности отображения отраженного радиосигнала, приходящего от наледных ландшафтов на стадии роста и деградации наледи. Для этого была собрана серия радарных и мультиспектральных снимков за период с ноября 2020 г. по май 2021 г. с частотой съемки не реже

1 снимка в месяц (всего было использовано 33 снимка). Размер пикселя увеличен до 10 м. Первичная обработка полученных изображений выполнена в программе SNAP v. 7.0 по алгоритму: радиометрическая калибровка – спекл-фильтрация – доплеровская поправка на рельеф. Далее информация об интенсивности обратного рассеяния радиосигнала Sigma0 преобразована в децибеллы по логарифмической шкале. Итоговое изображение было экспортировано в tiff-формат. Анализ пространственных данных выполнен в программе QGIS v. 3.16.

Дальнейший анализ радиолокационных данных осуществляли с использованием метода пороговых значений, примененного в [Yoshikawa et al., 2007]. Согласно исследованиям [Yoshikawa et al., 2007; Gagarin et al., 2020] и результатам авторов, идентификация наледей по радарным снимкам значительно различается для периодов до апреля и после него. Это связано с началом снеготаяния, когда увлажненный снежный покров, распространенный повсеместно, начинает изменять фоновое значение ИОРП, приводя к смещению его пороговой величины, идентифицирующей наледь (рис. 2). Критерии пороговых значений различных элементов наледного ландшафта были аналогичными указанным в работе [Yoshikawa et al., 2007]. Основанием для этого являлись подобные режимы съемки и параметры измерительного оборудования спутников RADARSAT, ERS-1 и ERS-2, с одной стороны, и Sentinel-1 – с другой. Дешифрирование радарных изображений проводилось как отдельно в VV- и VH-поляризациях, так и в RGB-синтезированном виде (где R – VH; G – VV; B – VV–VH). Выполнялся RGB-синтез в программе SNAP v. 7.0 by ESA. Последнее использовано для более контрастного отображения наледей и детализации ее строения (рис. 3). На разнополяризационных снимках были выделены сочетания пикселей с различными значениями интенсивности обратного рассеяния радиосигнала. Информация о них систематизирована и занесена в таблицу точек наблюдения, отражающих различное строение/состояние исследуемого объекта для снимков на разные даты и имеющих географические пространственные координаты.

Предварительная верификация выделенного диапазона значений отраженного радиосигнала произведена с помощью сопоставления с максимально близкими по дате съемки мультиспектральными снимками Sentinel-2 (02.04.2021 г.). Предварительная обработка снимков осуществлялась в программе SNAP v. 7.0. Вначале выполнено кадрирование полученного изображения для более быстрой последующей его обработки. Затем проведен экспорт трех каналов в отдельный tiff-файл: зеленый (3-й), красный (4-й) и коротко-

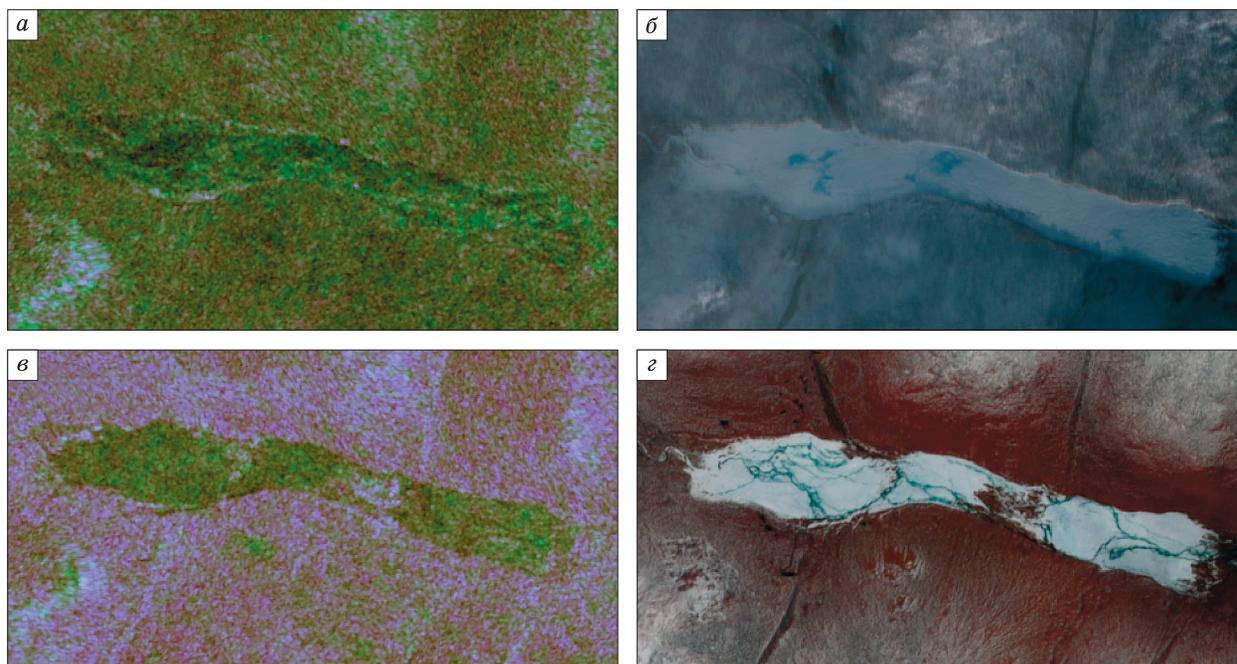


Рис. 2. Радарные изображения Sentinel-1 RGB-композиции (а, в) и мультиспектральные снимки Sentinel-2 (синтез 3, 4, 8-го каналов) (б, з) наледи в долине р. Самокит.

а – 12.12.2020 г., б – 13.12.2020 г., в – 17.05.2021 г., з – 19.05.2021 г.

волновый инфракрасный (8-й). Все эти каналы Sentinel-2 имеют пространственное разрешение 10 м/пиксел. Последующее дешифрирование изо-

бражений осуществлялось в программе QGIS v. 3.16. Общий контроль соответствия интерпретируемого РЛ-снимка наледным ландшафтам прово-

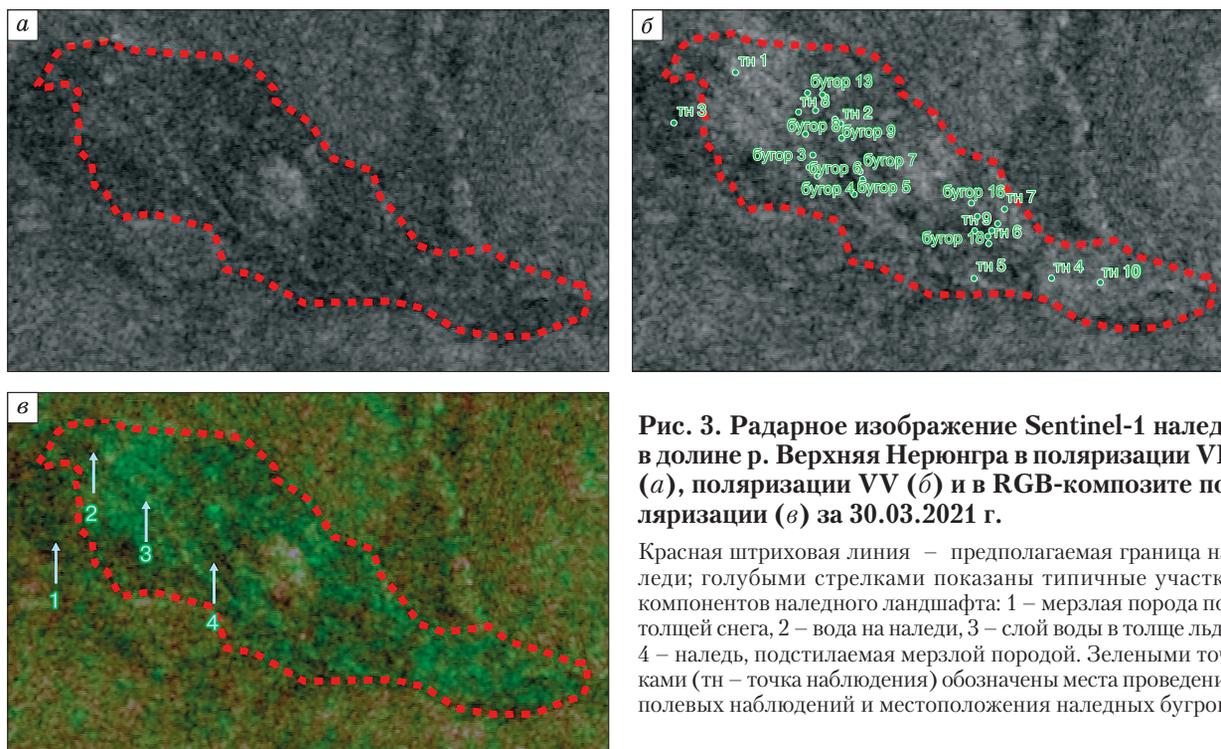


Рис. 3. Радарное изображение Sentinel-1 наледи в долине р. Верхняя Нерюнга в поляризации VV (а), поляризации VV (б) и в RGB-композиции поляризации (в) за 30.03.2021 г.

Красная штриховая линия – предполагаемая граница наледи; голубыми стрелками показаны типичные участки компонентов наледного ландшафта: 1 – мерзлая порода под толщей снега, 2 – вода на наледи, 3 – слой воды в толще льда, 4 – наледь, подстилаемая мерзлой породой. Зелеными точками (тн – точка наблюдения) обозначены места проведения полевых наблюдений и местоположения наледных бугров.

дился по синтезированным изображениям (3, 4, 8-го каналов). В таком случае изображение наледи становится весьма контрастным (ярко-голубого цвета) по сравнению со снегом и другими объектами [Алексеев, 2005].

Определение границ наледей на основе радарных изображений осуществлялось с помощью поляриметрического разложения входящего радиосигнала (описанию использования этого метода будет посвящена другая статья).

Верификация контуров наледей, полученных по радарному изображению, велась на основе нормализованного разностного снежного индекса (normalized difference snow index, NDSI), рассчитанного по мультиспектральному снимку Sentinel-2 по формуле

$$\text{NDSI} = \frac{(\text{Green} - \text{SWIR})}{(\text{Green} + \text{SWIR})} = \frac{(R3 - R11)}{(R3 + R11)}$$

Пороговое значение NDSI, отделявшего наледь от других объектов, составило более 0.4.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Дешифрирование РЛ-снимков наледных ландшафтов

Интенсивное наледообразование в условиях Южной Якутии начинается в первых числах ноября. Так как разгрузка подземных вод в долинах рек Самокит и Верхняя Нерюнгра преимущественно субаквальная, то формирование наледей начинается в русловой части долин этих рек, со временем занимая пойму. На радарном изображении подобное явление наблюдается в виде контраста темных и ярких пикселей (см. рис. 2) по сравнению с окружающим ландшафтом со значениями ИОРР в диапазонах $-22...-14$ дБ в поляризации VH и $-5...-15$ дБ в поляризации VV. Растекающиеся под снежным покровом и на наледи наледообразующие воды, как правило, имеют малые величины ИОРР. Зондирующий луч, попадая на водную поверхность, зеркально отражается от нее. Неровности водной глади (волны, рябь, микро-рельеф ложа и др.) способствуют частичному объ-

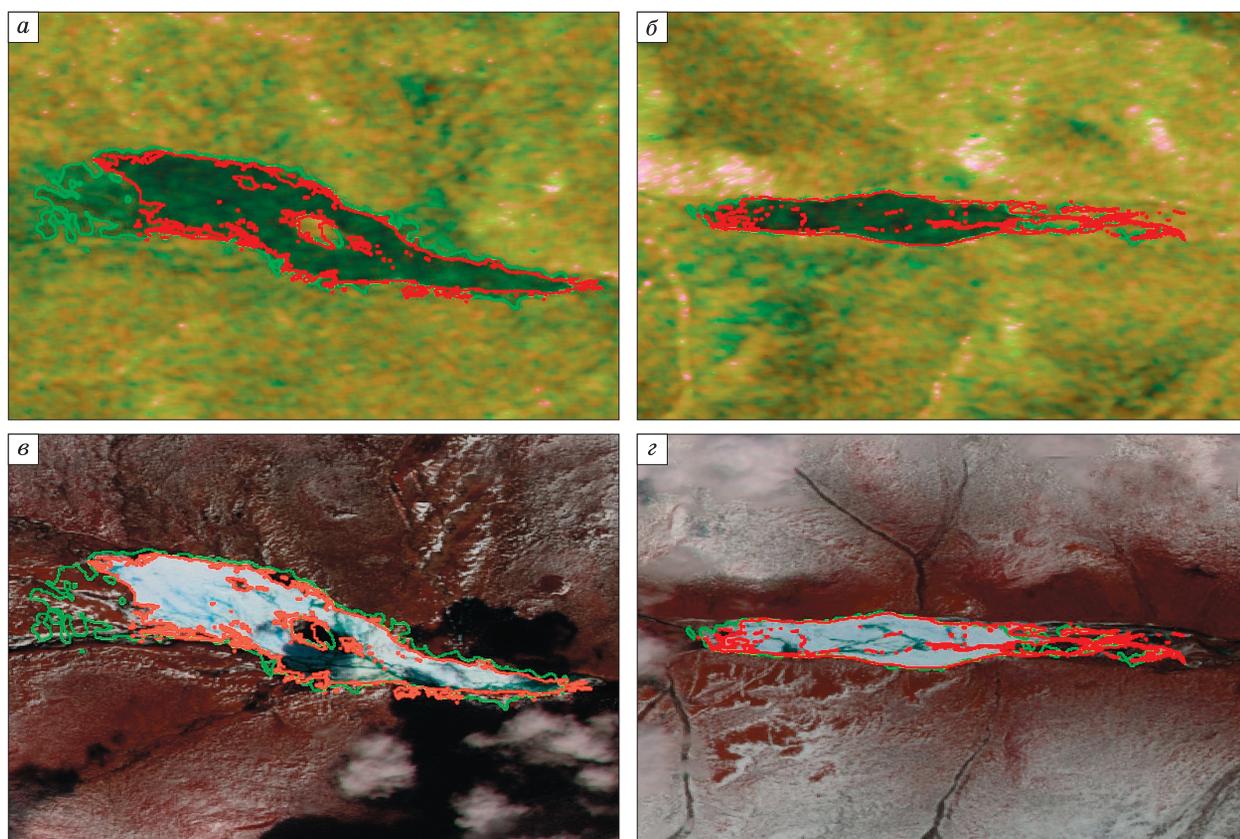


Рис. 4. Радарные изображения Sentinel-1 (а, б) в RGB-комPOSITE и мультиспектральные снимки Sentinel-2 (в, г) с синтезом 3, 4, 8-го каналов наледей в долинах рек Верхняя Нерюнгра (а, в) и Самокит (б, г).

Красной линией показана площадь наледи, рассчитанная по NDSI по мультиспектральному снимку за 17.05.2021 г. (а, б), зеленой линией – по радарному снимку за 12.05.2021 г. (в, г).

емному рассеянию радиосигнала, поэтому к приемнику возвращается лишь малая часть энергии, испускаемой со спутника генератором. Значения ИОРР на подобных объектах составляют менее -22 дБ в VH-поляризации и менее -15 дБ в VV-поляризации. Участки наледной поляны, незанятые наледообразованием, на радарном изображении сливаются с окружающими ландшафтами (см. рис. 3). Диапазон величин ИОРР здесь составляет $-15...-22$ дБ в VH-поляризации и $-8...-13$ дБ в VV-поляризации. Все указанные выше объекты, выделяемые на радарных изображениях, идентифицируются на мультиспектральных снимках (см. рис. 3). Стоит отметить, что, на первый взгляд, значения ИОРР для участков с наледью и без нее совпадают (см. рис. 3, а, б). Однако лишь отображение в RGB-композиции с разницей VV- и VH-поляризаций (VV-VH) позволяет четко отделять одно от другого и детализировать строение наледного ландшафта (см. рис. 3, в).

Поле значений ИОРР на радарном изображении меняется с началом снеготаяния (см. рис. 2). Для рассматриваемой территории этот период совпадает с концом апреля – началом мая. В это время за счет таяния увеличивается влажность снежного покрова. Из-за этого сопредельная наледному ландшафту территория отображается на радарном снимке менее контрастно. Причина заключается в увеличении числа пикселей с более низкими значениями ИОРР по сравнению с зимними месяцами: преимущественно $-15...-21$ дБ в VH-поляризации и $-10...-15$ дБ в VV-поляризации.

Из-за сложного и весьма динамичного строения наледи трудно по РЛ-снимкам установить ее границы в период роста, так как значения ИОРР наледей и сопредельных ландшафтов могут совпадать. Наилучшим временем для оконтуривания площади наледи как на радарном, так и на мультиспектральном снимках является период полного схода снежного покрова (середина–конец мая). Освободившаяся от снега поверхность окружающего наледь ландшафта становится относительно сухой, а период вегетации растительности только начинается. На поверхности наледи, находящейся при этом на стадии своей деградации, широко распространена вода в жидкой фазе. Поэтому ареал распространения ледяного тела на радарном снимке отображается наиболее низкими значениями ИОРР: менее -21 дБ в VH-поляризации и менее -11 дБ в VV-поляризации. Тем не менее на снимке также присутствуют участки с высокими значениями ИОРР (более -15 дБ в VH-поляризации и более -10 дБ в VV-поляризации), приуроченные к местам полного стаивания наледи (оголяются горные породы или растительность).

В итоге проведено оконтуривание площади наледей в долинах рек Самокит и Верхняя Нерюнгра (рис. 4). По значениям индекса NDSI, рас-

считанного на основе снимка Sentinel-2 от 17.05.2021 г., площадь наледи на р. Верхняя Нерюнгра составила 1.600 км² (см. рис. 4, а), а на р. Самокит – 0.813 км² (см. рис. 4, б). На основе радарного изображения Sentinel-1 от 12.05.2021 г. эти же величины составили 2.332 км² (см. рис. 4, в) и 0.821 км² (см. рис. 4, г). Стоит отметить, что пойма р. Верхняя Нерюнгра в пределах исследуемой наледной поляны значительно шире таковой в долине р. Самокит, а также она более выположенная. В период снеготаяния талая вода скапливается в ее пределах. В связи с этим на радарных изображениях подобные участки ландшафта имеют схожие величины ИОРР с наледными объектами, поэтому площадь наледи по дешифрированию РЛ-снимков выше, чем по NDSI.

Полевые исследования наледного ландшафта на реках Самокит и Верхняя Нерюнгра

После предварительной обработки РЛ-изображения (30.03.2021 г.) и составления каталога точек с пространственной привязкой, характеризующих типичные значения интенсивности обратного рассеяния радиосигнала в пределах наледного ландшафта, 5 апреля 2021 г. были выполнены полевые описания строения этого ландшафта в долине р. Верхняя Нерюнгра (рис. 5).



Рис. 5. Полевые исследования наледи в долине р. Верхняя Нерюнгра (05.04.2021 г.).

В ходе исследований было задано 10 шурфов 18 наледных бугров (см. рис. 3, б), оценена их высота в лунок в теле наледи, зафиксировано положение сота (табл. 1, 2).

Таблица 1. Результаты полевых измерений мощности наледи, описание вертикального строения наледного ландшафта в долине р. Верхняя Нерюнгра и значения ИОРР (снимок 30.03.2021 г.)

Точка наблюдения	Местоположение и морфология поверхности	Описание вертикального строения	Мощность наледи/высота бугров, м	ИОРР, дБ	
				поляризация	
				VH	VV
тн 1	Наледный бугор. Верхняя часть наледи. Поверхность волнистая, разбита трещинами шириной до 5–10 см. Лед гладкий, с редкими языками растекшейся и замерзшей воды. Высота натечков до 1 см	Снег толщиной 2–5 см, сухой. 0–90 см: лед голубого цвета, прозрачный, с редкими включениями пузырьков воздуха диаметром 2–4 мм. С глубины 90 см по трещине началась разгрузка воды	>0.9	–15.2	–7.0
тн 2	Наледный бугор в верхней части наледи длиной 35 м, шириной 20 м, вытянут поперек долины. Его поверхность разбита радиальными трещинами. В центре его лед просел. Мезорельеф волнистый, поверхность льда гладкая	0–148 см: лед голубого цвета, прозрачный, с множественными включениями пузырьков воздуха диаметром от 1–2 до 15 мм. С глубины 148 см началась разгрузка воды	2.04	–18.5	–2.1
тн 3	Пойма реки, не занятая наледью. Выше наледной поляны. Снежный покров толщиной 51 см. Его поверхность слабоволнистая. Высота волн до 2 см, ширина до 5 см	0–12 см: снег уплотненный, прочный, сухой. 12–51 см: снег крупнокристаллический, метаморфизованный. Под слоем снега 2–5 см растительный слой, подстилаемый сезонномерзлой породой	0	–22.2	–15.7
тн 4	Наледь, нижняя ее часть. Поверхность ровная, с волнистой поверхностью. Имеются следы растекания воды. Натечные формы высотой 0.5–2.0 см. Лед белый, мутный	Толщина льда по данным бурения лунки 183 см. 0–100 см: лед мутно-белый. 100–183 см: лед бурый. Подо льдом мерзлая порода	1.83	–21.6	–7.6
тн 6	Наледь, средняя ее часть. Поверхность ровная, с волнистой текстурой. Имеются следы растекания воды. Натечные формы высотой 1–3 см. Лед белый, мутный	Толщина льда по данным бурения лунки 107 см. 0–50 см: лед мутно-белый. 50–107 см: лед бурый с включением остатков растительного слоя. Подо льдом мерзлая порода	1.07	–22.5	–15.6
тн 8	Наледь, верхняя ее часть. Поверхность ровная. Лед с поверхности мутно-белый, представляет собой сравнительно недавно пропитанный водой снег. Местами отмечены желтые следы вымороженной соли	Снег толщиной 3–5 см. 0–40 см: переслаивание белого и бурого льда толщиной 5 см каждый. В основании каждого слоя лед прозрачный с включением пузырьков воздуха диаметром 1–2 мм. С глубины 25 см лед более прозрачный бурого оттенка, без включения пузырьков. По результатам бурения лунки мощность льда составила 169 см. Лед подстилается мерзлой породой	1.69	–23.9	–15.1
тн 9	Наледь, средняя ее часть. Поверхность слабонаклонная по направлению вдоль долины. Видны следы течения воды. Высота натечных языков до 2–3 см. Лед мутно-белый. Редко из-под льда торчат кустарники высотой 0.5–1.0 м	0–30 см: переслаивание мутно-белого и прозрачного льда с вертикально ориентированными включениями пузырьков воздуха диаметром 1–5 мм, с редкими пузырьками диаметром более 5 мм. Также во льду присутствуют песчаные частицы и семена растений диаметром около 1 мм в количестве не более 20 % от объема льда. С глубины 12 см начался слабый приток воды	0.3	–19.3	–13.4
тн 10	Наледь, нижняя ее часть. Поверхность слабонаклонная в южном направлении. Поверхность имеет натечную форму в виде растекшейся и замерзшей воды. Натечные формы длиной 3–5 м, шириной 2 м, высотой 1–2 см. Вокруг в радиусе 5–10 м на дневной поверхности вода. Лед белый, мутный	0–2 см: лед рыхлый, мутно-белый с буроватым оттенком, влажный. Ниже лед буроватый. По данным бурения толщина льда 203 см. Лед подстилается мерзлой породой	2.03	–19.4	–9.1

Таблица 2. Результаты измерений мощности бугров пучения в долине р. Верхняя Нерюнга и значения ИОРР (снимок 30.03.2021 г.)

Номер бугра	Высота бугра, м	ИОРР, дБ	
		Поляризация	
		VH	VV
1	2.0	-21.6	-13.5
2	2.0	-20.6	-12.0
3	2.0	-17.3	-8.6
4	1.5	-21.7	-13.1
5	2.5	-23.5	-16.4
6	3.5	-19.6	-11.8
7	3.0	-22.6	-15.4
8	3.0	-21.5	-12.2
9	1.5	-18.5	-2.1
10	1.0	-21.1	-8.9
11	3.0	-22.9	-13.7
12	1.0	-22.4	-14.9
13	2.0	-23.4	-14.2
14	2.0	-22.7	-16.7
15	2.0	-21.4	-12.8
16	1.5	-20.8	-10.5
17	1.5	-21.0	-11.9
18	2.5	-23.9	-17.1

Все выработки, кроме шурфа в точке наблюдения 3, были заданы в пределах наледного тела. Их проходка осуществлялась до момента появления воды, так как в последнем случае вода под напором интенсивно заливала выработку и дальнейшее ее прохождение не представлялось возможным. Мощность наледи при этом определялась путем разбуривания лунки с помощью ледобура. Результаты описания вертикального строения наледи и морфологии поверхности приведены в табл. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате анализа радарных изображений и описания разрезов наледного ландшафта в заранее намеченных точках (см. табл. 1) были выделены различные сочетания ИОРР в двух поляризациях (VH и VV) в пределах наледной поляны. Они были условно разделены на четыре диапазона (табл. 3).

В ходе анализа радарных изображений установлено, что большое влияние на величину интенсивности обратного рассеяния радиосигнала оказывают слой воды в разрезе, размер неровностей (шероховатость) и угол наклона исследуемой поверхности по отношению к зондирующему лучу, включения и размер пузырьков воздуха, наличие трещин во льду. Так, наибольшую интенсивность возвращенного к радару сигнала имеют участки, где подо льдом и внутри него имеется вода (см.

Таблица 3. Типы вертикального строения наледного ландшафта р. Верхняя Нерюнга, различающиеся по диапазонам значений ИОРР (снимок 30.03.2021 г.)

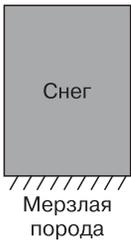
Идентификатор	Тип вертикального строения	ИОРР, дБ	
		Поляризация	
		VH	VV
а		<-22.2	<-15.7
б		-19.4...-23.9	-7.5...-15.5
в		-19.3	-13.5
г		-15.3...-18.5	-2.1...-7.0

табл. 3, в, г). Особенно чувствителен к таким объектам сигнал в режиме съемки с согласованной поляризацией VV (до -2.1 дБ). Подобное явление наблюдается из-за большой разницы значений диэлектрической проницаемости воды ($\epsilon = 81$) и льда ($\epsilon = 3$). Зондирующий луч, попадая на границу раздела двух таких контрастных по диэлектрической проницаемости сред, подвергается объемному рассеянию сигнала, приводя к его усилению на обратном пути к приемнику. Такого типа сигналы позволяют оконтуривать русловую часть долины реки, если подо льдом происходит речной сток, или же области разгрузки подземных вод. Например, на рис. 6 в долине р. Самокит очень хорошо

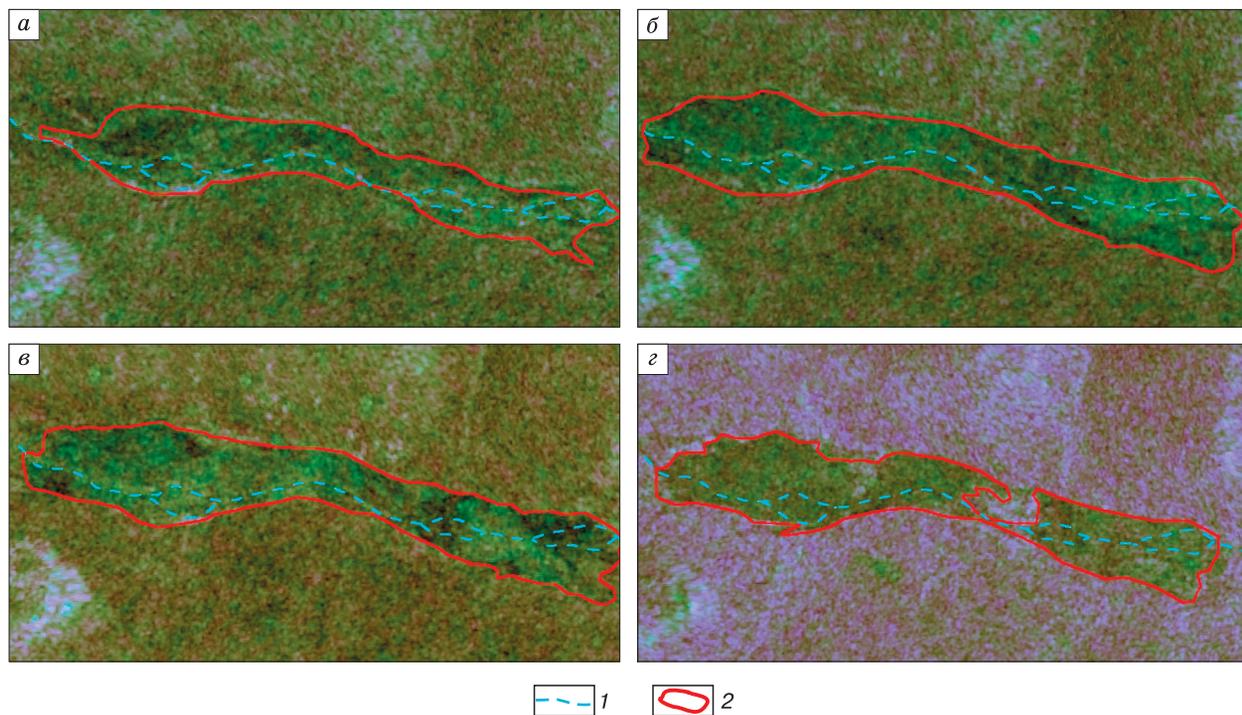


Рис. 6. Радарное изображение Sentinel-1 (RGB-композит) наледи в долине р. Самокит.

1 – основное русло р. Самокит; 2 – предполагаемая граница наледи на дату съемки; а – 12.12.2020 г., б – 30.03.2021 г., в – 22.02.2021 г., г – 17.05.2021 г.

маркируется основное русло реки. Аналогичные результаты были получены при исследовании озерного льда на Аляске [Leconte, Klassen, 1991]. По данным этого исследования, в большинстве случаев удается точно оконтурить непромерзшую площадь озера и границу припая.

Относительно высокие значения ИОРП приурочены к наледным буграм. Однако для этого необходимы определенные условия. Во-первых, диаметр бугра в плане должен составлять не менее 10 м (в наших исследованиях разрешение изображений порядка 10 м/пиксел), чтобы они были различимы на снимке и не затушевывались на фоне окружающего ландшафта. Во-вторых, важна ориентация бугра в плане и крутизна его склона, обращенного к зондирующему лучу. В идеале, если угол этого склона составляет 90° по отношению к радарной волне, интенсивность обратного сигнала при зеркальном отражении будет максимально возможной. Важно отметить, что почти все бугры (см. табл. 2), наблюдаемые авторами в долине р. Верхняя Нерюнгра в VH-поляризации, имеют низкие значения ИОРП, в среднем -21.5 дБ, а в VV-поляризации они варьируют в широких пределах – от -2.1 до -17.1 дБ. Лишь наледные бугры 3, 9, 10 и 16 имеют относительно высокие ИОРП (см. табл. 2). Учитывая, что крутизна их склонов невелика, до 6° (диаметр 20 м, высота

1–2 м), высокая интенсивность сигнала здесь обеспечивается объемным его рассеянием на контрастной границе сред по диэлектрической проницаемости (вода–лед). Наледные бугры часто формируются в результате перемерзания путей фильтрации наледобразующих вод. В условиях замкнутой системы изолированная вода начинает промерзать, увеличиваясь в объеме и приводя к вспучиванию окружающего ее наледного тела.

Менее контрастное изображение по значениям ИОРП представляют собой участки наледи, где в вертикальном профиле отсутствует вода в жидкой фазе (см. табл. 3, б). Разрез такого типа наледного ландшафта, как правило, представлен льдом, подстилающимся мерзлым аллювием или растительным покровом (мохово-кустарниковым). Диапазон величин ИОРП здесь составляет от -19.4 до -23.9 дБ в VH-поляризации и от -7.5 до -15.5 дБ в VV-поляризации. Как было указано ранее, радиоволна в С-диапазоне может проникать в чистый лед на глубину до 2 м [Leconte, Klassen, 1991]. Согласно данным табл. 1, наледный лед содержит большое количество пузырьков воздуха, частиц горных пород, структура его местами нарушена трещинами, заполненными воздухом. Такие включения являются контрастными средами по диэлектрической проницаемости, и на их границе со льдом происходит объемное рассеяние

радиосигнала. Меньшая контрастность сред мерзлой породы (около $\epsilon = 8$) и льда ($\epsilon = 3$) по сравнению с водой ($\epsilon = 81$) не вызывает такого эффекта объемного рассеяния сигнала. Поэтому на радарных снимках описываемый тип разреза наледного ландшафта имеет меньшую интенсивность обратного радиосигнала по сравнению с участками, где в разрезе присутствует вода (см. рис. 3, в).

Наименьшую ИОРП показала свободная ото льда, покрытая снегом поверхность, представленная мерзлыми горными породами или растительным покровом (см. табл. 3, а). На подобных разрезах интенсивность сигнала в обеих поляризациях: ниже -22.2 дБ (VH) и ниже -15.7 дБ (VV). В разрезе такого ландшафта отсутствует контрастная среда по диэлектрической проницаемости. У мерзлой породы $\epsilon = 8$.

Неопределенности радиолокационных методов при изучении наледей

Сложности при интерпретации радарных снимков наледей связаны в основном с высокой динамичностью самого процесса наледообразования. Порой изменчивость наледного ландшафта происходит в считанные часы, а связано это в первую очередь с излиянием воды и растеканием ее по поверхности наледи или горных пород, а также движением воды в теле наледи или под ней.

Анализ разновременных радарных изображений (см. рис. 2, б) показал, что периодическое появление воды на наледи приводит к снижению значений ИОРП, сигнал зеркально отражается от ее поверхности и практически не возвращается к приемнику. В течение зимы разгрузка наледообразующих вод в пределах наледной поляны происходит стохастически и зависит в основном от метеоусловий территории и дебита родника [Толстихин, 1974; Романовский, 1983; Алексеев, 1987; Кане, 1981]. Отделить на радарном изображении участки с растекшейся водой по поверхности наледи и горных пород затруднительно. Такое обстоятельство вносит дополнительную неясность в оценку прироста площади наледи в период ее формирования (ноябрь–апрель).

Идентификация наледных бугров с помощью радарных снимков возможна, но имеет ряд существенных ограничений (необходимых условий), которые были указаны выше. Согласно табл. 2, лишь четыре наблюдаемых авторами бугра включали в разрезе слой воды в жидкой фазе, поэтому на радарном изображении они выделялись наиболее контрастно. По-видимому, малый уклон их поверхности по отношению к зондирующему лучу создает его зеркальное отражение, большая часть энергии при котором уходит в окружающее пространство, а не к приемнику. Поэтому значения ИОРП в данном случае определяются величиной объемного рассеяния радиосигнала на границах

сред с разной диэлектрической проницаемостью (лед–вода и лед–мерзлая порода).

В период схода снежного покрова наледи на радарном изображении (см. рис. 2, б) становятся наиболее контрастными по отношению к окружающим их ландшафтам. В связи с этим использование радарных снимков для определения максимальных за прошедшую зиму контуров наледей имеет хорошую перспективу. Оно может рассматриваться в качестве дополнительного к способу расчета площади наледей на основе индекса NDSI или в качестве самостоятельного метода ввиду облачности на мультиспектральном снимке либо его отсутствия на необходимую дату. Так, по результатам дешифрирования снимков Sentinel-1 и Sentinel-2 для р. Самокит (см. рис. 4, б, з) определения площади наледи показали весьма близкие значения с разницей в 1 %. Если учесть, что между радарной (12.05.2021 г.) и мультиспектральной (17.05.2021 г.) съемками разница составила пять дней, то 1%-я погрешность лежит в пределах величины абляции наледи за рассматриваемый отрезок времени. Однако для наледи, расположенной в долине р. Верхняя Нерюнгра (см. рис. 4, а, в), получены значения ее площади с разницей в 31 %. Причиной, по мнению авторов, является сходство величин ИОРП в VH-поляризации на увлажненных горных породах и участках с наледью. Таким образом, применение радарных изображений для оконтуривания площадей наледей имеет свои преимущества и ограничения. Преимущества связаны с отсутствием влияния на итоговое изображение облачности и времени суток во время съемки, с высокой чувствительностью радиоволн к увлажненным объектам. К недостаткам применения РЛ-снимков (неоднозначности их интерпретации) в нашем случае стоит отнести наличие мест скопления воды на пойме рядом с тающей наледью.

Потенциальные ограничения радиолокационного метода также могут быть связаны с приуроченностью наледей к узким глубоковрезанным долинам, простирающимся параллельно траектории движения спутника. Высокие крутые борта и узкая долина реки могут создавать эффект затенения исследуемого объекта, в результате зондирующая радиоволна не будет его достигать.

ВЫВОДЫ

В ходе проведенных работ установлены дешифровочные признаки наледей подземных вод на радиолокационных снимках Sentinel-1. По результатам исследований сделаны следующие выводы.

1. В ходе полевых исследований наледного ландшафта и дешифрирования РЛ-снимков установлены различные сочетания значений ИОРП в поляризациях VV и VH, отражающие четыре типа его вертикального строения.

2. Использование радиоволн дает возможность изучать объекты, находящиеся подо льдом. Особенно контрастирует на радарном изображении вода под наледью из-за высокой разницы значений коэффициентов диэлектрических проницаемостей этих сред.

3. При условии наличия подо льдом слоя воды, угла наклона поверхности льда примерно 90° по отношению к зондирующему лучу, на радарных снимках удастся идентифицировать местоположение наледных бугров, часто указывающих на области разгрузки подземных вод.

4. Метод дешифрирования наледей по РЛ-снимкам имеет перспективы для их картирования, особенно в конце зимнего периода. Он может рассматриваться в качестве дополнительного метода к уже имеющимся либо в качестве самостоятельного. Однако он имеет и ограничения. Наиболее точно контур наледей на радарном снимке отображается, если наледь покрывает всю площадь наледной поляны.

Для оценки перспектив использования радарных изображений при картировании наледей необходимо проведение дальнейших исследований.

Благодарности. Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ и Якутского национального фонда (грант 22-27-20118).

Литература

- Алексеев В.Р. Наледи. Новосибирск, Наука, 1987, 159 с.
- Алексеев В.Р. Ландшафтная индикация наледных явлений. Новосибирск, Наука, 2005, 364 с.
- Балдина Е.А., Трошко К.А., Николаев Н.Р. Радиолокационные данные Sentinel-1 и возможности их обработки для дешифрирования форм рельефа острова Котельный // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 2016, № 3, с. 78–85.
- Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лед и снег, 2018, т. 58, № 4, с. 537–551.
- Демчев Д.М., Волков В.А., Хмелева В.С., Казаков Э.Э. Восстановление полей дрейфа морского льда по последовательным спутниковым радиолокационным изображениям методом прослеживания особых точек // Пробл. Арктики и Антарктики, 2016, № 109, с. 5–19.
- Захваткина Н.Ю., Бычкова И.А. Классификация ледового покрова арктических морей с использованием метода Байеса // Исслед. Земли из Космоса, 2015, № 4, с. 60–66.
- Родионова Н.В. Анализ изображений Sentinel-1 для весеннего паводка в Алтайском крае в апреле 2015 года и Рязанской области в апреле 2016 года // Соврем. пробл. дистанц. зондирования Земли из Космоса, 2017, т. 14, № 1, с. 178–184.
- Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М., МГУ, 1983, 231 с.
- Семакова Э.Р., Семаков Д.Г. О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчетах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана // Лед и снег, 2017, т. 57, № 2, с. 185–199.
- Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 164 с.
- Ajadi O.A., Meyer F.J., Webley P.W. Change detection in synthetic aperture radar images using a multiscale-driven approach // Remote Sens., 2016, vol. 8, No. 6, p. 482.
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Distribution and relevance of aufeis (icing) in the Upper Indus Basin // Sci. Total Environ., 2021, vol. 780, p. 146604.
- Gagarin L., Wu Q., Melnikov A. et al. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques // Remote Sens., 2020, vol. 12, No. 4, p. 692.
- Gagarin L., Wu Q., Wei C., Jiang G. Icings of the Kunlun Mountains on the Northern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau, Western China: Origins, hydrology and distribution // Water, 2022, vol. 14, No. 15, p. 2396.
- Kane D.L. Physical mechanics of aufeis growth // Can. J. Civil Eng., 1981, vol. 8, No. 2, p. 186–195.
- Lecote R., Klassen P.D. Lake and river ice investigations in northern Manitoba using airborne SAR imagery // Arctic, 1991, vol. 44, p. 153–163.
- Makarieva O., Shikhov A., Nesterova N., Ostashov A. Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia) // Earth Syst. Sci. Data, 2019, vol. 11, No. 1, p. 409–420.
- Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // J. Geophys. Res. Frontiers: Earth Surface, 2015, No. 120, p. 1670–1686.
- Morse P.D., Wolfe S.A. Long-term river icing dynamics in discontinuous permafrost, Subarctic Canadian Shield // Permafrost. Periglac. Process., 2017, No. 28, p. 580–586.
- van der Sanden J.J., Drouin H. Satellite SAR observations of river ice cover: A RADARSAT-2 (C-band) and ALOS PALSAR (L-band) comparison // CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 16th Workshop on River Ice (Winnipeg, Manitoba, Sept. 18–22, 2011). Winnipeg, 2011, p. 1–20.
- White D.M., Prokein P., Chambers M.K. et al. Use of synthetic aperture radar for selecting Alaskan lakes for winter water use // J. Am. Water Res. Assoc., 2008, No. 44, p. 276–284.
- White L., Brisco B., Daboor M. et al. A collection of SAR methodologies for monitoring wetlands // Remote Sens., 2015, vol. 7, No. 6, p. 7615–7645.
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // J. Geophys. Res. Atmos., 2007, vol. 112, No. G4, p. 114.
- URL: <https://www.google.ru/intl/ru/earth/> (дата обращения: 01.09.2022).

References

- Alexeev V.R. Naledi [Icings]. Novosibirsk, Nauka, 1987, 159 p. (in Russian).
- Alexeev V.R. Landshaftnaya indikaciya nalednikh yavleniy [Landscape indication of Icing phenomena]. Novosibirsk, Nauka, 2005, 363 p. (in Russian).
- Baldina E.A., Troshko K.A., Nikolayev N.R. SAR data of Sentinel-1 and capability of their process for decryption of the Kotelny Island's landforms. Izvestiya Visshikh uchebnikh zavedeniy. Geodeziya i aerofotos'emka [Letters of High School. Geodesy and Aerophotography], 2016, No. 3, p. 78–85.
- Bychkova I.A., Smirnov V.G. Use of satellite data for detecting icebergs and evaluating the iceberg threats. Led i sneg [Ice and Snow], 2018, vol. 58, No. 4, p. 537–551.
- Demchev D.M., Volkov V.A., Khmeleva V.S., Kazakov E.E. Sea ice drift retrieval from SAR using feature tracking. Problemy

- Arktiki i Antarktiki [Problemy of Arctic and Antarctic], 2016, No. 109, p. 5–19.
- Zakhvatkina N.Y., Bychkova I.A. Classification of ice cover of Arctic seas by Bayess technique. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa* [Earth Study from outer Space], 2015, No. 4, p. 60–66.
- Rodionova N.V. Analyze of Sentinel-1 imageries for spring flooding in Altay district in April 2015 and Ryazan district in April 2016. *Sovremennye problem distancionnogo zondirovaniya Zemli iz Kosmosa* [Modern issue of remote sensing of Earth from outer Space], 2017, vol. 14, No. 1, p. 178–184 (in Russian).
- Romanovsky N.N. *Podzemnie void kriolitozoni* [Ground waters of cryolitozone]. Moscow, MGU, 1983, 231 p. (in Russian).
- Semakova E.R., Semakov D.G. On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan. *Led i sneg* [Ice and Snow], 2017, vol. 57, No. 2, p. 185–199.
- Tolstikhin O.N. *Naledi i podzemnie void Severo-Vostoka SSSR* [Icings and ground waters of North-East of the USSR]. Novosibirsk, Nauka, 1974, 164 p. (in Russian).
- Ajadi O.A., Meyer F.J., Webley P.W. Change detection in synthetic aperture radar images using a multiscale-driven approach. *Remote Sens.*, 2016, vol. 8, No. 6, p. 482.
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Distribution and relevance of aufeis (icing) in the Upper Indus Basin. *Sci. Total Environ.*, 2021, vol. 780, p. 146604.
- Gagarin L., Wu Q., Melnikov A., Volgusheva N., Tananaev N., Jin H., Zhang Z., Zhizhin V. Morphometric analysis of ground-water icings: Intercomparison of estimation techniques. *Remote Sens.*, 2020, vol. 12, No. 4, p. 692.
- Gagarin L., Wu Q., Wei C., Jiang G. Icings of the Kunlun Mountains on the Northern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau, Western China: Origins, hydrology and distribution. *Water*, 2022, vol. 14, No. 15, p. 2396.
- Kane D.L. Physical mechanics of aufeis growth. *Can. J. Civil Eng.*, 1981, vol. 8, No. 2, p. 186–195.
- Leconte R., Klassen P.D. Lake and river ice investigations in northern Manitoba using airborne SAR imagery. *Arctic*, 1991, vol. 44, p. 153–163.
- Makarieva O., Shikhov A., Nesterova N., Ostashov A. Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia). *Earth Syst. Sci. Data*, 2019, vol. 11, No. 1, p. 409–420.
- Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. *J. Geophys. Res. Frontiers: Earth Surface*, 2015, No. 120, p. 1670–1686.
- Morse P.D., Wolfe S.A. Long-term river icing dynamics in discontinuous permafrost, Subarctic Canadian Shield. *Periglac. Process.*, 2017, No. 28, p. 580–586.
- van der Sanden J.J., Drouin H. Satellite SAR observations of river ice cover: A RADARSAT-2 (C-band) and ALOS PALSAR (L-band) Comparison. In: CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 16th Workshop on River Ice (Winnipeg, Manitoba, Sept. 18–22, 2011). Winnipeg, 2011, p. 1–20.
- White L., Brisco B., Dabboor M., Schmitt A., Pratt A. A collection of SAR methodologies for monitoring wetlands. *Remote Sens.*, 2015, vol. 7, No. 6, p. 7615–7645.
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2007, vol. 112, No. G4, p. 114.
- URL: <https://www.google.ru/intl/ru/earth/> (last visited: 1.09.2022).

*Поступила в редакцию 14 октября 2022 г.,
после доработки – 2 июля 2023 г.,
принята к публикации 4 сентября 2023 г.*