

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN  
GEOGRAPHICAL SOCIETY

# Лёд и Снег

— Том 61, № 2, 2021 —

# Ice and Snow

2021

## Contents

### Glaciers and Ice Sheets

<i>Yu.Ya. Macheret, A.F. Glazovsky, E.V. Vasilenko, I.I. Lavrentiev, V.V. Matskovsky.</i> Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data .....	165
<i>E.Y. Osipov, O.P. Osipova, O.V. Vasilenko.</i> Meteorological regime of the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge) during the ablation period .....	179

### Snow Cover and Avalanches

<i>V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky.</i> Estimation of the thermal resistance of snow cover based on the ground temperature .....	195
<i>V.V. Popova, D.V. Turkov, O.N. Nasonova.</i> Estimates of recent changes in snow storage in the river Northern Dvina basin from observations and modeling .....	206
<i>M.P. Tentyukov.</i> Visualization of structural and textural changes in the newly formed snow layer during prolonged snowfall .....	222
<i>P.V. Bogorodskiy, V.Yu. Kustov, V.V. Movchan, K.A. Ermokhina.</i> Generation of thermal convection in the moss-snow layer on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Svalbard) .....	232

### Sea, River and Lake Ice

<i>S.G. Karetnikov.</i> Manifestation of climatic change in the ice phenology of Lake Ladoga over the past 55 years .....	241
<i>V.G. Margaryan.</i> Ice regime of the rivers of the Debed basin, Armenia .....	248
<i>Yu.A. Vinogradov, A.V. Fedorov, S.V. Baranov, V.E. Asming, I.S. Fedorov.</i> Identification of iceberg-forming ice quakes from seismic and infrasound data .....	262

### Palaeoglaciology

<i>O.N. Solomina, I.S. Bushueva, N.A. Volodicheva, E.A. Dolgova.</i> Age of moraines of the Bolshoy Azau Glacier in the upper course of the Baksan River valley according to dendrochronological data .....	271
---	-----

### Applied Problems

<i>S.D. Grigoreva, E.R. Kiniabaeva, M.R. Kuznetsova, S.V. Popov, M.P. Kashkevich.</i> Structure of snow-ice dams of the outburst lakes in the Broknes Peninsula (Larsemann Hills, East Antarctica) based on ground-penetrating radar data .....	291
<i>I.N. Semenkov, A.V. Sharapova, T.V. Koroleva, G.V. Klink, P.P. Krechetov, S.A. Lednev.</i> Nitrogen-containing substances in the snow of the fall areas of the Proton launch vehicle stages in 2009–2019 .....	301

### Travels, Discoveries

<i>V.V. Ionov, V.V. Lukin.</i> Southern Ocean – the inclement sea surroundings of the icy continent .....	311
---	-----

## Содержание

### Ледники и ледниковые покровы

<i>Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, Е.В. Василенко, И.И. Лаврентьев, В.В. Мацковский.</i> Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования .....	165
<i>Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, О.В. Василенко.</i> Метеорологический режим Сыгыктинского ледника (хребет Кодар) в период аблации.....	179

### Снежный покров и снежные лавины

<i>В.М. Котляков, А.В. Сосновский.</i> Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта.....	195
<i>В.В. Попова, Д.В. Турков, О.Н. Насонова.</i> Оценки современных изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины по данным наблюдений и моделирования.....	206
<i>М.П. Тентюков.</i> Визуализация структурно-текстурных изменений в новообразующемся снежном слое при длительном снегопаде.....	222
<i>П.В. Богоявленский, В.Ю. Кустов, В.В. Мовчан, К.А. Ермохина.</i> Возникновение термической конвекции в мохово-снежном покрове побережья залива Грёнфьорд (Западный Шпицберген).....	232

### Морские, речные и озёрные льды

<i>С.Г. Каретников.</i> Проявление климатических изменений в ледовом режиме Ладожского озера за последние 55 лет (на английском языке).....	241
<i>В.Г. Маргарян.</i> Ледовый режим рек бассейна Дебед, Армения .....	248
<i>Ю.А. Виноградов, А.В. Федоров, С.В. Баранов, В.Э. Асминг, И.С. Федоров.</i> О выделении айсбергообразующих льдотрясений по сейсмоинфразвуковым данным.....	262

### Палеогляциология

<i>О.Н. Соломина, И.С. Бушуева, Н.А. Володичева, Е.А. Долгова.</i> Возраст морен ледника Большой Азау в верховьях долины реки Баксан по дендрохронологическим данным .....	271
--	-----

### Прикладные проблемы

<i>С.Д. Григорьева, Э.Р. Киньябаева, М.Р. Кузнецова, С.В. Попов, М.П. Кащевич.</i> Строение снежно-ледовых перемычек прорывных озёр полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации .....	291
<i>И.Н. Семенков, А.В. Шарапова, Т.В. Королева, Г.В. Клинк, П.П. Кречетов, С.А. Леднев.</i> Азотсодержащие вещества в снеге районов падения ступеней ракеты-носителя «Протон» в 2009–2019 гг. ....	301

### Путешествия, открытия

<i>В.В. Ионов, В.В. Лукин.</i> Южный океан – суровая морская окрестность ледяного континента .....	311
--	-----

**В Вестнике Российского фонда фундаментальных исследований № 3–4 (107–108) за июль–декабрь 2020 г. на с. 79–89 опубликована статья В.М. Котлякова «Шестьдесят лет исследований в Центральной Антарктиде» // doi: 10.22204/2410-4639-2020-106-107-3-4-79-89.**

Антарктическая станция Восток, основанная в 1958 г., находится над крупнейшим подледниковым озером Антарктиды – озером Восток. Существование его теоретически было предсказано в начале 1960-х годов полярным исследователем И.А. Зотиковым. В 1970-х годах было начато бурение скважины, вскрывшей толщу льда, сложенного атмосферными осадками за 420 тыс. лет. Усилиями России, Франции и США выполнены комплексные исследования ледяного керна и получена уникальная информация об изменениях климата Земли на протяжении этого времени. Выяснилось, что климат испытывал постоянные колебания, амплитуда которых не выходила за пределы стабильных границ климатической изменчивости.

Происходящее сейчас потепление вызывает повышение влажности воздуха и количества выпадающих осадков, что увеличивает питание ледникового покрова в Центральной Антарктиде. В настоящее время в Южнополярной области одновременно идут три процесса: некоторое накопление массы ледникового покрова в Центральной Антарктиде; понижение поверхности в прибрежных частях материка; резкое отступание и разрушение края ледника в Западной Антарктиде и на Антарктическом полуострове. Таким образом, сделанное в 1961 г. заключение автора, что состояние Антарктического ледникового покрова близко к равновесному, подтверждается и в современную эпоху глобального потепления на Земле.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-41195 и № 15-05-00510).*

**Русское географическое общество продолжает издание серии сборников «Вопросы географии»**

**Во втором полугодии 2020 г. вышел в свет сборник № 151 «РОССИЙСКИЕ ЛИТЕРАТОРЫ, ОКРУЖАЮЩАЯ ПРИРОДА И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО».**

В статьях сборника рассказывается о роли природной среды в творчестве ряда российских писателей: М.Ю. Лермонтова, А.И. Куприна, А.П. Чехова, Д.Н. Мамина-Сибиряка, М.А. Шолохова, Б.Л. Пастернака, А.Т. Твардовского, а также об историческом пути ряда региональных отделений РГО: Восточно-Сибирского (Иркутского), Забайкальского, Томского, Оренбургского, Пермского, Мордовского, Дагестанского, Смоленского. Сборник рассчитан на широкий круг читателей, интересующихся историей Русского географического общества и взаимоотношениями мира литераторов с окружающей природой.

**В первом полугодии 2021 г. вышел в свет сборник № 152 «ЧЕЛОВЕК И БИОСФЕРА».**

Сборник посвящён 50-летию Программы ЮНЕСКО «Человек и биосфера» (МАБ). Её появление в 1971 г. связано с глобальным ростом нагрузок на природные ресурсы и, как следствие, с деградацией биологического разнообразия и социально-экономических систем Земли. Начавшись с 14 тематических проектов, в настоящее время её деятельность направлена на развитие и укрепление Всемирной сети биосферных резерватов ЮНЕСКО, число которых на начало 2020 г. достигло 701 в 124 странах. Показаны актуальность Программы МАБ на современном этапе и её потенциал для разрешения глобальных вызовов XXI века.

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

doi: 10.31857/S2076673421020079

## Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования

© 2021 г. Ю.Я. Мачерет<sup>1\*</sup>, А.Ф. Глазовский<sup>1</sup>, Е.В. Василенко<sup>2</sup>,  
И.И. Лаврентьев<sup>1</sup>, В.В. Мацковский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия;

<sup>2</sup>Институт «Академприбор», Ташкент, Узбекистан

\*macheret2011@yandex.ru

## Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data

Yu.Ya. Macheret<sup>1\*</sup>, A.F. Glazovsky<sup>1</sup>, E.V. Vasilenko<sup>2</sup>, I.I. Lavrentiev<sup>1</sup>, V.V. Matskovsky<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Institute «Akadempribor», National Academy of Sciences, Tashkent, Uzbekistan

\*macheret2011@yandex.ru

Received December 17, 2020 / Revised February 4, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *polythermal glacier, hydrothermal state, internal structure, ice thickness, water content, radio-echo sounding.*

### Summary

The distribution of cold and temperate ice and water in polythermal glaciers significantly affects their dynamics, thermal and hydrological regime. Radar techniques are an effective remote method of their studies that allows one to determine a glacier thickness by the delay time and to estimate the water content in temperate ice and at bedrock by the intensity of reflections from the interface between cold and temperate ice and the glacier bed. In case study of Austre Grønfjordbreen in Spitsbergen and Central Tuyksu glacier in Tien Shan we consider the features of their hydrothermal structure in spring and summer periods using the data of ground-based radio-echo sounding at frequency of 20 MHz. To estimate the relative water content, we used data from measurements of relative power reflections from the cold-temperate ice interface, at the bedrock, and from the temperate ice body. In these glaciers (Austre Grønfjordbreen and Central Tuyksu), the average thickness of cold and temperate ice is, respectively,  $61 \pm 6$  and  $27 \pm 2$  m, and  $39 \pm 4$  and  $20 \pm 2$  m, the volume of cold ice is  $0.466 \pm 0.005 \text{ km}^3$  and  $0.044 \pm 0.002 \text{ km}^3$ , and volume of temperate ice is  $0.104 \pm 0.001$  and  $0.034 \pm 0.001 \text{ km}^3$ . Warm ice contains  $2080 \times 10^3$  and  $680 \times 10^3 \text{ m}^3$  of water, respectively, with an average content of 2%. Measurements along the longitudinal profiles of these glaciers showed that in some parts on Austre Grønfjordbreen in the spring period the average intensity of reflections from the cold-temperate ice interface and the bedrock is  $-0.02 - -26.3$  and  $-6.0 - -11.8 \text{ dB}$ , respectively, and at the whole profile this is  $-13.36 \text{ dB}$ . At Central Tuyksu glacier the spring values are  $-14.5 - -32.4$  and  $-29.6 \text{ dB}$ , respectively. We attribute such differences of glaciers to the different water content in the temperate ice below and above these boundaries, to the specific distribution of the ice facies zones and glacial nourishment, to the different intensity of surface melting in the spring and summer periods, and to the different crevassing and velocity of glaciers.

**Citation:** Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lavrentiev I.I., Matskovsky V.V. Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 165–178. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020079.

Поступила 17 декабря 2020 г. / После доработки 4 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** *политермический ледник, внутреннее строение, гидротермическое состояние, содержание воды, толщина льда, радиолокационное зондирование.*

Рассмотрены особенности распределения толщины холодного и тёплого льда и воды в политермических ледниках на Шпицбергене (Земле Норденшельда) и Тянь-Шане (Залийский Алатау) по данным наземных радиолокационных измерений на частоте 20 МГц, выполненных соответственно

весной 2010 и 2019 гг. и летом 2013 г. По времени запаздывания и интенсивности отражений от поверхности раздела холодного и тёплого льда из толщи тёплого льда и от ложа определены толщина и объём холодного и тёплого льда, оценено содержание воды в тёплом льду и показана связь этих характеристик с особенностями строения и режима ледников в весенний и летний периоды, до и после начала таяния.

## Введение

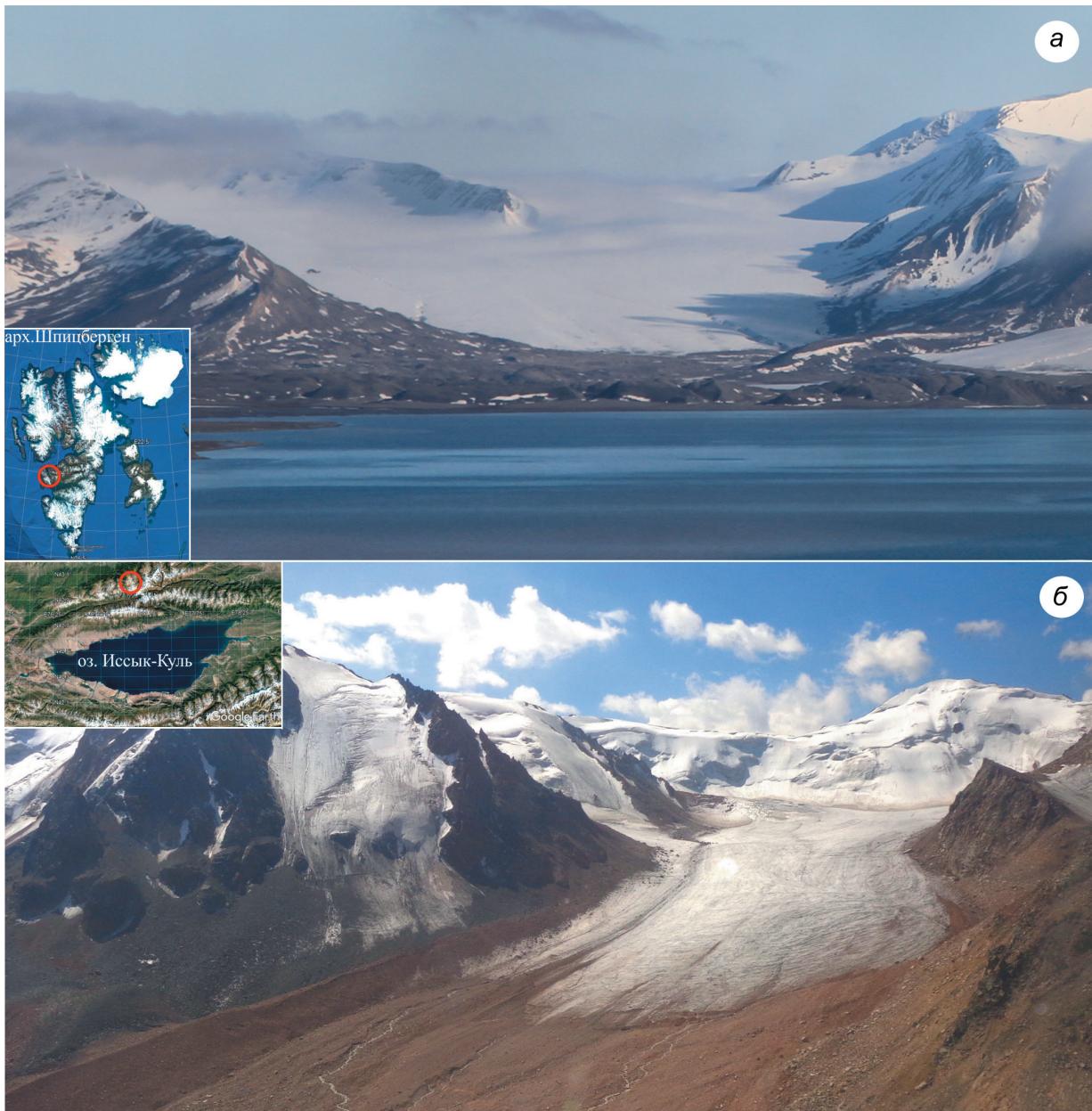
Ледники полигорлового типа состоят из толщ сухого холодного льда с температурой ниже точки замерзания и водосодержащего тёплого льда с температурой таяния. Распределение температуры и воды в толще ледников зависит от многих факторов. Тепло поступает в толщу ледника за счёт теплопроводности снега и льда, а также в результате адвекции и поступления воды и воздуха через трещины, ледниковые колодцы и каналы. Дополнительные источники тепла в самой его толще — диссипативный разогрев из-за деформации льда, трение ледника о ложе, трение текущей воды во внутриводниковых каналах, повторное замерзание воды в порах снега и фирна, геотермический поток тепла. Эти источники во многом определяют распределение холодного и тёплого льда и воды в толще и у ложа ледника и влияют на их гидротермическую структуру и динамику [1–4]. Существование холодного и тёплого льда в полигорловых ледниках заметно влияет на их механические и гидрологические свойства [5]. В частности, термический барьер из холодного льда на языке препятствует стоку подледниковых вод, создавая угрозу их прорыва [4]. Такой барьер повышает давление воды на стыке холодного и тёплого льда и ложа, способствуя локальному ускорению движения ледника. Знание распределения температуры и воды в ледниках важно для моделирования их динамики и оценки реакции на изменения климата, поскольку реологические свойства льда сильно зависят от его температуры и содержания в нём воды. Так, скорость деформации тёплого льда увеличивается примерно в 4 раза, если содержание дисперсной воды в нём возрастает от 0 до 1% [6].

Для идентификации полигорловых ледников чаще всего используют данные радиолокации. Характерный индикатор таких ледников — внутренний отражающий горизонт (*internal reflecting horizon* — IRH). Он идентифицируется на радиолокационных записях как отражение от поверхности раздела верхне-

го слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого льда (*cold-temperate surface* — CTS), что позволяет измерять толщину этих слоёв. При определении абсолютного содержания воды в тёплом льду используют разные методы, в том числе данные измерений мощности радиолокационных отражений от CTS [7, 8], а также оценки скорости распространения радиоволн в толще ледника [9–11]. С целью оценки относительного содержания воды в тёплом льду используют также данные измерений мощности радиолокационных отражений, полагая, что их величина не зависит от размеров и формы включений воды, а определяется только объёмным её содержанием и частотой зондирования [12].

Различают два основных типа полигорловых ледников: 1) *канадского типа*, сложенных в основном холодным льдом, за исключением придонного слоя тёплого льда в зоне абляции, который существует в основном из-за диссипативного разогрева; 2) *скандинавского типа*, сложенных главным образом тёплым льдом, за исключением поверхностного слоя холодного льда в зоне абляции. Скандинавский тип ледников возникает, когда талые воды в области аккумуляции, повторно замерзая, заметно отепляют снежно-фирновую толщу [1].

В настоящей статье мы на основе данных радиолокации сравниваем особенности распределения толщины и объёма холодного и тёплого льда и воды в двух полигорловых ледниках, находящихся в разных географических условиях, — на Шпицбергене и на Тянь-Шане. Для определения толщины и объёма холодного и тёплого льда нами использованы данные измерений времени запаздывания радиолокационных отражений от CTS и ложа, а для оценки распределения воды по глубине ледников — материалы измерений интенсивности отражений от CTS и ложа и из толщи тёплого льда на частоте 20 МГц. Цель работы — выявить причины различий гидротермической структуры полигорловых ледников в полярных и горных районах в весенний и летний периоды до и после начала таяния.



**Рис. 1.** Ледник Восточный Грёнфьорд на Шпицбергене (а) и Центральный Туюксу на Тянь-Шане (б), на которых весной 2010 и 2019 гг. и летом 2013 г. соответственно проводились наземные радиолокационные исследования. Фото В. Кобзаря, 2020 г. (а) и С. Ранова, 2014 г. (б)

**Fig. 1.** Austre Grønfjordbreen in Spitsbergen (a) and Central Tuyuksu in Tian-Shan (b) where in spring 2010 and 2019 and in summer 2013 the ground-based radio-echo sounding investigations were carried out. Photo by V. Kobzar, 2020 (a) and S. Ranova, 2014 (b)

### Объекты исследований

Объектами исследований выбраны два ледника долинного типа разных размеров, с разным перепадом высот и разным набором зон льдообразования, находящиеся в районах с морским и континентальным климатом. Это – ледник

Восточный Грёнфьорд площадью  $7,59 \pm 0,27 \text{ км}^2$  на Шпицбергене на Земле Норденшельда, расположенный на высотах 80–430 м над ур. моря, и ледник Центральный Туюксу на Тянь-Шане в хребте Заилийский Алатау площадью  $2,61 \pm 0,04 \text{ км}^2$ , лежащий в диапазоне высот 3440–3680 м (рис. 1).

## Аппаратура, методика измерений и интерпретация данных радиозондирования

**Аппаратура и методика измерений.** Для радиолокационных измерений мы применяли моноимпульсные локаторы ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц, снабжённые системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных и системой синхронизации по оптоволоконному кабелю [13]. Длительность зондирующего импульса – 25 нс, период дискретизации – 2,5 и 5 нс. Для привязки радарных данных применяли GPS-приёмник Garmin GPSMAP 76. На Шпицбергене локатор монтировали на двух пластиковых санях, которые транспортировали по леднику снегоходом со скоростью 10–20 км/ч [14], а в горах Тянь-Шаня локатор переносили на рюкзаках со скоростью ~2 км/ч [15]. Расстояние между центрами передающей и приёмной антеннами – резистивно-нагруженными диполями длиной по 5,6 м – составляло 10 м. Регистрацию радарных и навигационных GPS-данных вели в автоматическом режиме с интервалом 0,2 с при перемещении локатора по леднику на расстояние 0,5–2 м.

Радиолокационные измерения на леднике Восточный Грёнфьорд вели весной 2010 г., до начала таяния, по сети продольных и поперечных профилей общей протяжённостью около 53 км и весной 2019 г. вдоль одного продольного профиля. На леднике Центральный Туюксу измерения проводили летом 2013 г. по сети продольных и поперечных профилей протяжённостью около 25 км (рис. 2). Данные площадных измерений использовали для определения общей толщины и объёма ледников и отдельно толщины и объёма холодного и тёплого льда, а данные измерений вдоль продольных профилей – для оценки гидротермической структуры ледников в разных высотных зонах.

**Обработка и интерпретация данных радиозондирования.** Для визуализации и дальнейшей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro [16]. Модуль Diffraction служил для оценки скорости распространения радиоволн в ледниковой толще по гиперболическим отражениям симметричной формы, зарегистрированным в разном диапазоне глубин. Модуль Stolt-FK Migration – для миграции радарных записей вдоль участков прямолинейных профилей, он позволял получить более точную конфигурацию ложа за счёт локализации отражений от его крутых участков. Модуль

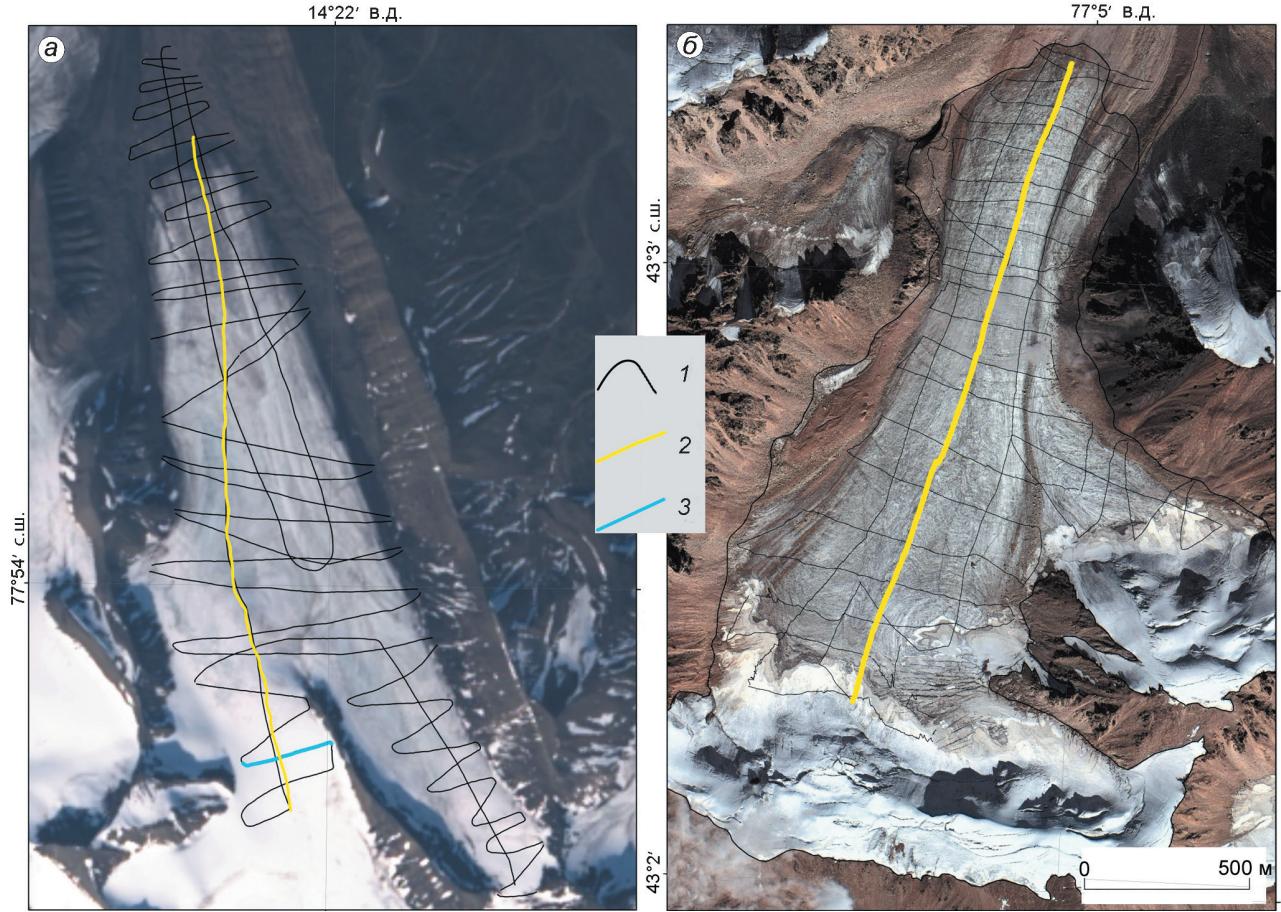
Apply Statics – для определения начального времени запаздывания зондирующих импульсов, модуль Pick – для пикирования (оцифровки) времени запаздывания отражений от CTS и ложа, модуль SSAA – для определения амплитуды отражений от CTS и ложа. При этом модуль Amplitude Correction не использовался, а средние квадратические rms-амплитуды определяли во временном окне 80 нс выше целевой границы, в 3 раза превышавшем длительность зондирующего импульса. Для получения амплитудных характеристик отражённых сигналов во всём диапазоне глубин с применением программы MATLAB был дополнительно разработан и применён алгоритм преобразования исходных радарных (bin) файлов в амплитудные матрицы. После предварительной обработки радарных записей бинарные файлы представляли собой квадратную матрицу величин (номер трассы – по горизонтали, время запаздывания – по вертикали). Эти величины были преобразованы в логарифмы их абсолютных значений. Для получения итоговых мощностных характеристик значения матрицы осреднялись в узком коридоре (~80 нс) значений вокруг границ раздела холодного и тёплого льда (CTS) и ложа. Для сглаживания данных на вертикальном профиле (см. рис. 4, б) бралось среднее значение по 11 трассам. Примеры радарных записей и мощностных характеристик отражённых сигналов, отображающих полигоризонтальную структуру ледников, приведены на рис. 3 и 4.

На рис. 3 холодному и тёплому льду соответствуют верхняя «прозрачная» зона без подповерхностных отражений и нижняя «непрозрачная» зона с множеством отражений квазигиперболической формы, расположенная ниже внутреннего отражающего горизонта IRH – индикатора полигоризонтальных ледников. Граница между этими зонами соответствует поверхности раздела холодного и тёплого льда CTS, что подтверждается данными термозондирования глубоких скважин [17–19]. На различия между ними указывают и различия в относительной мощности отражений (relative power reflection – RPR) (см. рис. 4).

**Толщина и объём холодного и тёплого льда.** Общая толщина ледников  $H_\Sigma$  по данным радиозондирования определяется из соотношения

$$H_\Sigma = V_{\text{ср}} \tau_b / 2, \quad (1)$$

где  $V_{\text{ср}}$  – средняя скорость распространения радиоволн в леднике;  $\tau_b$  – время запаздывания (двойное



**Рис. 2.** Профили наземных радиолокационных измерений в 2010 и 2019 гг. на леднике Восточный Грёнфьорд на Земле Норденшельда (Шпицберген) (а) и в 2013 г. на леднике Центральный Туюксу в Заилийском Алатау (Тянь-Шань) (б).

1 – профили радиозондирования; 2, 3 – положение продольных и поперечных профилей соответственно, радарные разрезы вдоль которых приведены на рис. 3 и 4

**Fig. 2.** Profiles of ground-based radar measurements in 2010 and 2019 at Austre Grønfjordbreen in Nordenskiöld Land (Spitsbergen) (a) and in 2013 at Central Tuyuksu glacier in Zailiyskiy Alatau (Tien-Shan) (b).

1 – radar profiles; 2, 3 – location of longitudinal and cross-section radar profiles shown in Figures 3 and 4

время прохождения) отражённого от ложа ледника сигнала, прошедшего путь от передающей антенны к ложу ледника и обратно к приёмной антенне.

При измерениях с разнесёнными на расстояние  $d$  приёмной и передающими антеннами общая толщина ледника  $H_\Sigma$  и толщина холодного льда  $H_{cold}$  определяются из следующих соотношений:

$$H_\Sigma = [(v_{av}\tau_b/2)^2 - (d/2)^2]^{1/2}; \quad (2)$$

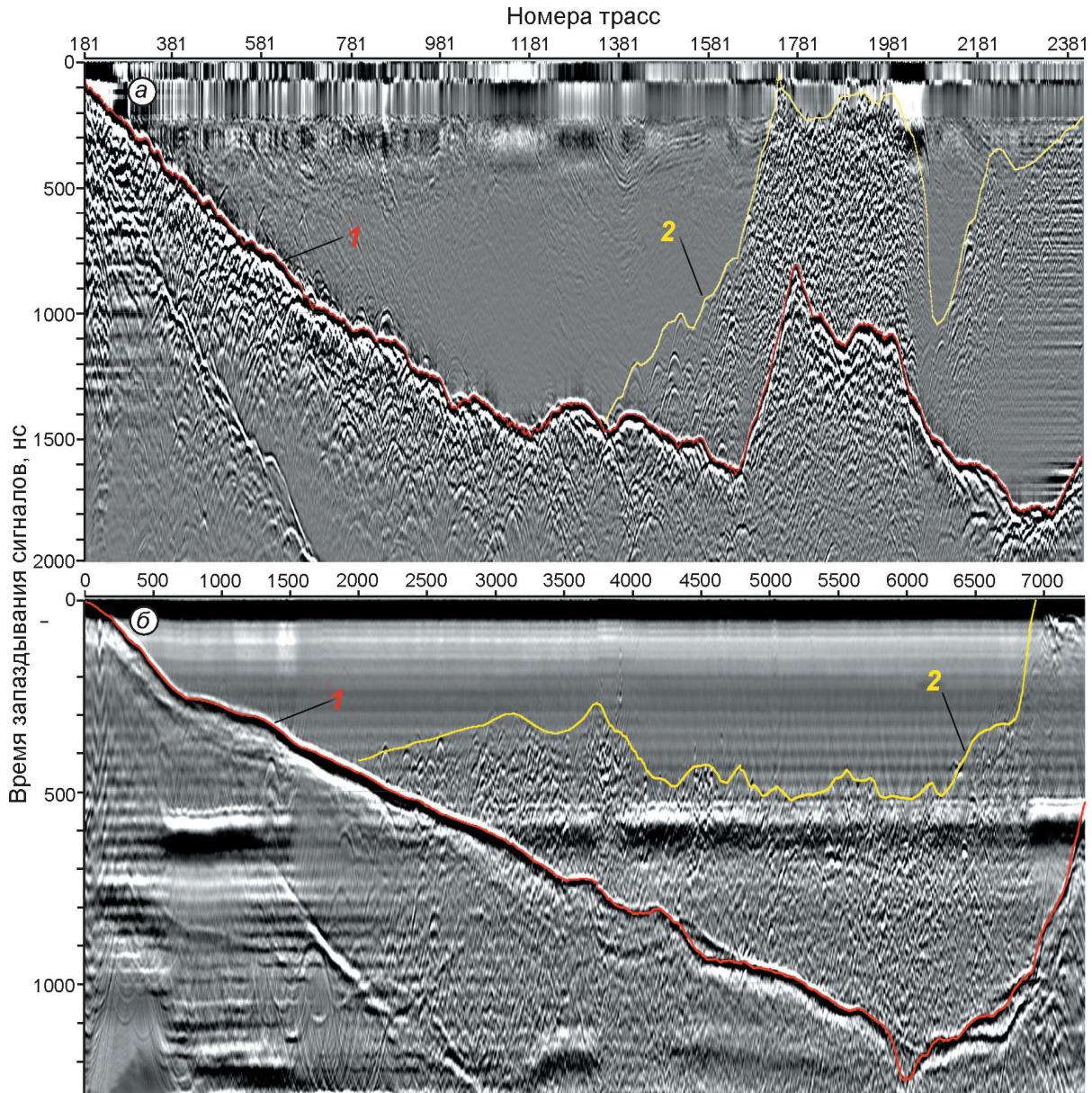
$$H_{cold} = [(v_{cold}\tau_R/2)^2 - (d/2)^2]^{1/2}, \quad (3)$$

где  $v_{av}$  и  $v_{cold}$  – соответственно средняя скорость распространения радиоволн во всей толще ледника и в холодном льду;  $\tau_R$  – время запаздывания отражённых сигналов от CTS.

Толщина тёплого льда  $H_{temp}$  вычисляется как разность между общей толщиной  $H_\Sigma$  и толщиной холодного льда  $H_{cold}$ :

$$H_{temp} = H_\Sigma - H_{cold}. \quad (4)$$

При вычислении толщины ледников обычно используют постоянную среднюю скорость распространения радиоволн во льду – 168 м/мкс. Выбор такой скорости обусловлен тем, что она справедлива для широкого диапазона частот (от 1 до 100 МГц) и температур (от 0 до  $-50^\circ\text{C}$ ) [20]) и в этих диапазонах равна соответственно  $167,6 \pm 0,6$  и  $168,6 \pm 0,6$  м/мкс. Поэтому такая скорость применима и для вычисления толщины полигерметических ледников [20], в которых средние скорости

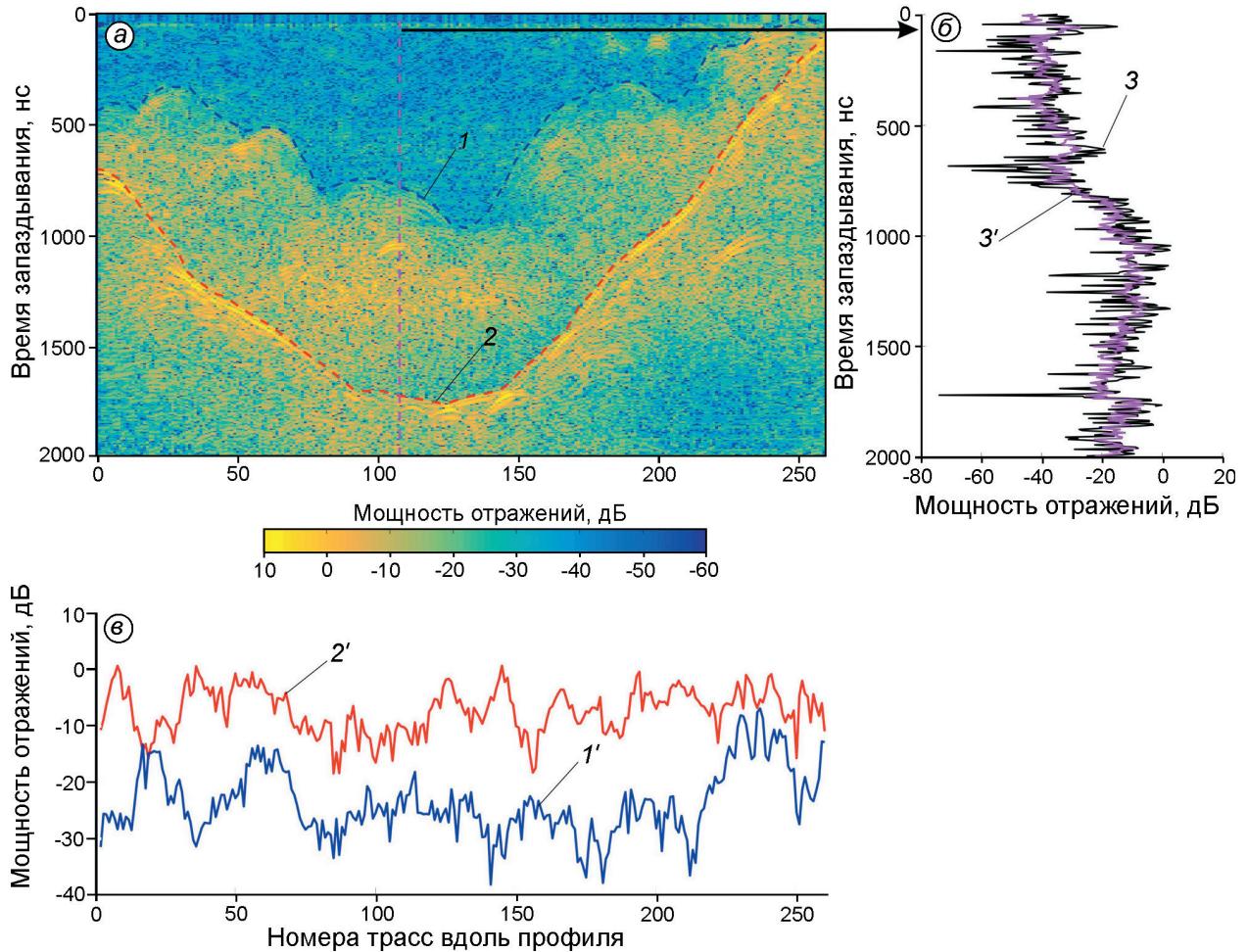


**Рис. 3.** Гидротермическая структура ледников Восточный Грёнфьорд (а) и Центральный Туюксу (б) по данным наземного радиозондирования на частоте 20 МГц вдоль продольных профилей, показанных на рис. 2. 1 – отражения от ложа; 2 – отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)

**Fig. 3.** Hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen (a) and Central Tuyuksu (b) by data of ground-based radio-echo sounding at frequency of 20 MHz along longitudinal profiles shown in Fig. 2.  
1 – reflections from bedrock; 2 – reflections from cold-temperate surface (CTS)

$v_{av}$  и  $v_{cold}$  принимаются одинаковыми и равными 168 м/мкс. В действительности, в полигидротермических ледниках скорость  $v_{av}$  зависит от соотношения толщины холодного и тёплого льда, скорости радиоволн  $v_{cold}$  и  $v_{temp}$  и содержания воды  $W$  в тёплом льду. Она может изменяться от 166 до 170 м/мкс в зависимости от географического положения ледника, его термического режима и рас-

пределения толщин снега и фирна [21]. Если взять двухслойную модель ледника с  $v_{cold} = 168$  м/мкс, то средняя скорость  $v_{av}$  может изменяться от 156 до 168 м/мкс в зависимости от доли холодного льда в общей толщине  $H_{cold}/H_{\Sigma}$  (в пределах от 0 до 1). Однако для оценки содержания воды в тёплом льду мы использовали скорость  $v_{temp} = 154 \pm 2$  м/мкс, оценённую по гиперболическим отражениям.



**Рис. 4.** Изменение относительной мощности (relative power reflection – RPR), дБ, подповерхностных отражений вдоль поперечного (*a*, *e*) и вертикального (*b*) профилей ледника Восточный Грёнфьорд. *1*, *1'* – отражение и RPR от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS); *2*, *2'* – отражение и RPR от ложа; *3*, *3'* – измеренная и осреднённая RPR отражений вдоль вертикального профиля, отмеченного пунктирной линией на (*a*); отражения на дальности до 700 нс – из толщи холодного льда, на дальности 700–1700 нс – из толщи тёплого льда. Положение поперечного профиля показано на рис. 2

**Fig. 4.** Changes in relative power reflection (RPR), dB of subsurface reflections along cross-section (*a*, *e*) and vertical (*b*) profiles at Austre Grønfjordbreen.

*1*, *1'* – reflection and RPR from CTS; *2*, *2'* – reflection and RPR from bedrock; *3*, *3'* – measured and averaged RPR along the vertical profile denoted by dashed line on (*a*); reflections less 700 ns are from cold ice sequence, reflections from 700 to 1700 ns are from temperate ice sequence. Location of cross-section profile (*a*) is shown in Fig. 2

Оценим погрешности определения  $H_{temp}$ ,  $H_\Sigma$  и  $H_{cold}$ , связанные с упрощением, что  $v_{av} = v_{cold} = 168$  м/мкс. При максимальной общей толщине ледников  $H_\Sigma = 280$  м,  $v_{av} = 168$  м/мкс,  $\varepsilon v_{av} = \pm 1,7 \div 8,45$  м/мкс и  $\varepsilon \tau_b = \pm 0,05$  мкс [21] погрешность  $\varepsilon H_\Sigma$  составляет  $\pm 7 \div 16$  м ( $\pm 2,5 \div 5,7\%$ ) и линейно зависит от  $H_\Sigma$ . При максимальной толщине холодного льда  $H_{cold} = 140$  м,  $v_{cold} = 168$  м/мкс,  $\varepsilon v_{cold} = \pm 2$  м/мкс,  $\varepsilon \tau_R = \pm 0,05$  мкс величина  $\varepsilon H_{cold} = \pm 6,4$  м ( $\pm 4,6\%$ ). Учитывая ошибки в определении площади ледников  $S$ , ошибка

определения их общего объёма  $V_\Sigma$  может быть оценена как

$$\varepsilon V_\Sigma = (\varepsilon_S^2 + \varepsilon H_\Sigma^2)^{1/2}. \quad (5)$$

При  $\varepsilon_S = 4,53 \div 8\%$  и максимальной ошибке  $\varepsilon H_\Sigma = 2,5 \div 5,7\%$  ошибка  $\varepsilon V_\Sigma$  будет от 5,2–7,3 до 8,4–9,8%, а ошибка определения объёма тёплого льда составит 5,1–8,3%.

**Оценка абсолютного содержания воды.** Скорость распространения радиоволн в холодном и тёплом льду, соответственно  $V_d = c/\varepsilon_d^{1/2}$  и

$V_S = c/\epsilon_s^{1/2}$ , зависит от относительной диэлектрической проницаемости сухого  $\epsilon_d'$  и влажного  $\epsilon_s'$  льда, от плотности  $\rho_d$  сухого льда и содержания воды  $W$  в тёплом льду, где  $c = 300$  м/мкс – скорость радиоволн в воздухе. Зависимости для сухого льда и тёплого льда с порами сферической формы, полностью заполненными водой, описываются формулами Луэнга [22]:

$$\epsilon_d' = [v_i(\epsilon_i'^{1/3} - 1) + 1]^3; \quad (6)$$

$$\epsilon_s' = [\epsilon_i'^{1/3} + W(\epsilon_w'^{1/3} - \epsilon_i'^{1/3})]^3, \quad (7)$$

где  $v_i = \rho_d/\rho_i$  ( $\rho_d$  – плотность холодного снега, фирна или льда;  $\rho_i$  – плотность сплошного льда с плотностью  $917$  кг/м $^3$ );  $\epsilon_i' = 3,19 \pm 0,04$  – относительная диэлектрическая проницаемость льда при  $0$  °C;  $\epsilon_w' = 87,9$  – относительная диэлектрическая проницаемость воды при  $0$  °C;  $\varphi = 1 - v_i$  – пористость льда.

Абсолютное содержание воды  $W$  в верхней части слоя тёплого льда ниже CTS может быть оценено по величине коэффициента отражения  $R_{1-2}$  по мощности (power reflection coefficient – PRC) от CTS с помощью величины относительной диэлектрической проницаемости холодного  $\epsilon_d'$  и тёплого  $\epsilon_s'$  льда и формулы (7). Оценённая по гиперболическим отражениям симметричной формы относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда  $\epsilon_d' = 3,04 \pm 0,05$ , а для тёплого льда  $\epsilon_s' = 3,79 \pm 0,08$ . Затем с применением двухслойной модели с плоскими гладкими границами раздела могут быть вычислены коэффициенты отражения  $R_{1-2}$  и  $R_{2-3}$  от слоёв холодного и тёплого льда и холодного/тёплого льда и ложа:

$$R_i = 20 \log[(\epsilon_i'^{1/2} - \epsilon_{i+1}'^{1/2})/(\epsilon_i'^{1/2} + \epsilon_{i+1}'^{1/2})], \quad (8)$$

где индексы  $i = 1, 2$  обозначают соответственно холодный и тёплый лёд, индекс 3 – породы ложа; некоторое влияние на величину коэффициента отражения от ложа оказывает и изменение проводимости пород ложа.

При  $\epsilon_1' = 3,04$ ,  $\epsilon_2' = 3,79$  и  $\epsilon_3' = 5$  коэффициенты отражения составляют:  $R_{1-2} = -24,4$  дБ и  $R_{2-3} = -18,6$  дБ, т.е. коэффициент отражения от ложа больше, чем от CTS. Похожую картину показывают результаты измерений интенсивности отражений от этих границ (см. рис. 4, б). По абсолютной величине эти оценки согласуются с данными аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц вдоль продольного профиля политерми-

ческих ледников в разных районах Шпицбергена [8], согласно которым коэффициент отражения по мощности от ложа варьирует от  $-7,4$  до  $-15,9$  дБ и он выше коэффициента отражения от CTS, изменяющегося от  $-18,0$  до  $-27,1$  дБ; разность между ними составляет  $10,6$ – $11,2$  дБ. По величине  $R_{1-2}$  можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость тёплого льда  $\epsilon_2'$  ниже CTS, зная относительную диэлектрическую проницаемость холодного льда  $\epsilon_1'$  [23]:

$$\epsilon_2' = \epsilon_1' [(1 + 10^{0,05R_{1-2}})/(1 - 10^{0,05R_{1-2}})]^2. \quad (9)$$

Величина коэффициентов  $R_{1-2}$  и  $R_{2-3}$  может быть определена по данным измерений излучённой мощности  $P_t$  и мощности отражений  $P_r$  от CTS и ложа.

Уравнение радиолокации может быть представлено в следующем виде [8]:

$$10 \lg P_r/P_t = 20 \lg G \lambda_o / [8\pi(H + z)/\epsilon_i'^{1/2}] + \\ + 10 \lg R - 2zB - 10 \lg L, \quad (10)$$

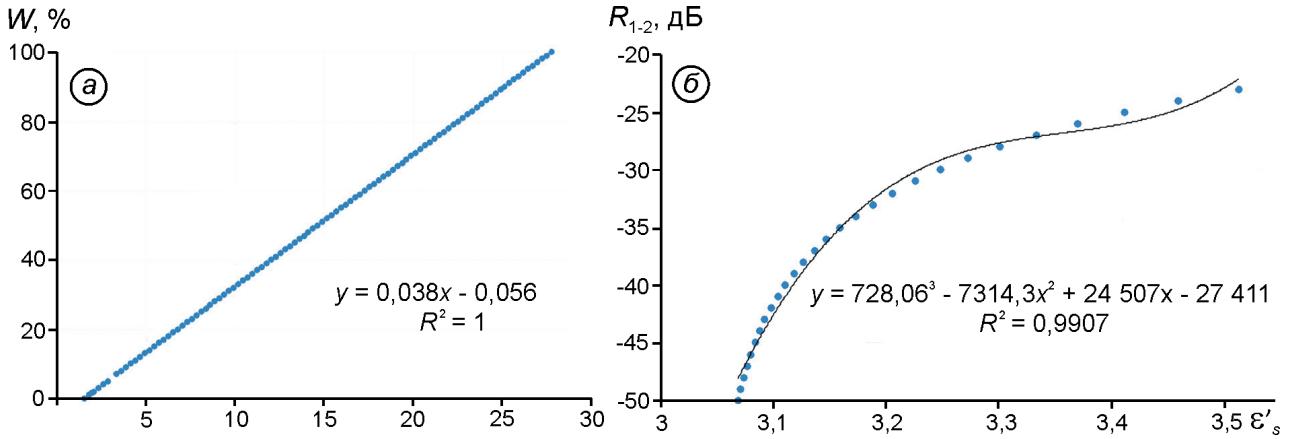
где  $G$  – усиление антенн;  $\lambda_o$  – длина волны локатора в воздухе;  $H$  – высота антенн над поверхностью ледника;  $z$  – глубина отражающей границы (CTS или ложе);  $\epsilon_i'$  – относительная диэлектрическая проницаемость льда;  $R$  – коэффициент отражения по мощности от CTS или ложа;  $B$  – удельное поглощение и рассеяние радиоволн, дБ/100 м, во льду, зависящее от его температуры и структуры;  $L$  – потери в кабелях, дБ.

#### Оценка относительного содержания воды.

При измерениях с моноимпульсными локаторами величины  $P_t$ ,  $G$ ,  $B$  и  $L$  в уравнении (10), как правило, неизвестны, поэтому для условий наземных измерений с антennами на поверхности ледника ( $H = 0$ ) мы вычисляли относительный коэффициент отражения (relative power reflection coefficient – RPR) от CTS и ложа и использовали упрощённое уравнение радиолокации:

$$RPR = 20 \lg(A_r/A_t) - 20 \lg(z/\epsilon_i'^{1/2}) - 2zB, \quad (11)$$

где  $A_r$  и  $A_t$  – соответственно амплитуда принятых от CTS или ложа и излучённых сигналов;  $z = v_{av}\tau/2$ ;  $v_{av} = 168$  м/мкс – средняя скорость распространения радиоволн в леднике;  $\tau$  – время запаздывания отражённых сигналов от CTS или ложа;  $\epsilon_i' = 3,19$ ;  $B = 0,04 \div 0,045$  дБ/100 м для температуры ледника на поверхности от  $-1$  до  $-4$  °C [8] и около  $0,05$  дБ/100 м для средней температуры ледниковой толщи  $-1$  °C [1].



**Рис. 5.** Зависимость относительной диэлектрической проницаемости влажного  $\epsilon'_s$  льда от содержания воды  $W$  в тёплом льду (а) и от коэффициента отражения  $R_{1-2}$  из тёплого льда ниже CTS (б)

**Fig. 5.** The dependence of the relative dielectric permittivity of wet  $\epsilon'_s$  ice on the water content  $W$  in temperate ice (a), and on the reflection coefficient  $R_{1-2}$  of temperate ice below CTS (б)

Уравнение (11) было использовано, когда с помощью модуля SSAA в программе RadexPro определяли среднюю квадратическую (rms) амплитуду отражений от CTS и ложа, а также её среднюю величину вдоль профиля радиолокационных измерений или отдельных его участков. Зависимости  $\epsilon'_s$  от  $W$  и от  $R_{12}$ , рассчитанные по формулам (6)–(9) и (11), приведены на рис. 5.

## Результаты

**Толщина и объём холодного и тёплого льда.** По данным наземного радиозондирования ледников Восточный Грёнфьорд [14, 24–26] и Центральный Туюксу [15] получены сведения о средней толщине и объёме холодного и тёплого льда, а также оценено возможное содержание воды в тёплом льду этих ледников (табл. 1). Заметим, что количества воды в леднике Восточный Грёнфьорд достаточно для формирования приледниковой наледи, наблюданной в холодные периоды у его языка.

**Изменение относительной мощности отражений от CTS и ложа по длине и высоте ледников.** По данным измерений амплитуды отражений от CTS и ложа построены графики изменений относительной мощности RPR вдоль продольного профиля исследованных ледников, которые характеризуют изменение относительного содержания воды (relative water content – RWC) в тёплом льду ниже CTS и ложа. Из рис. 6 и табл. 2

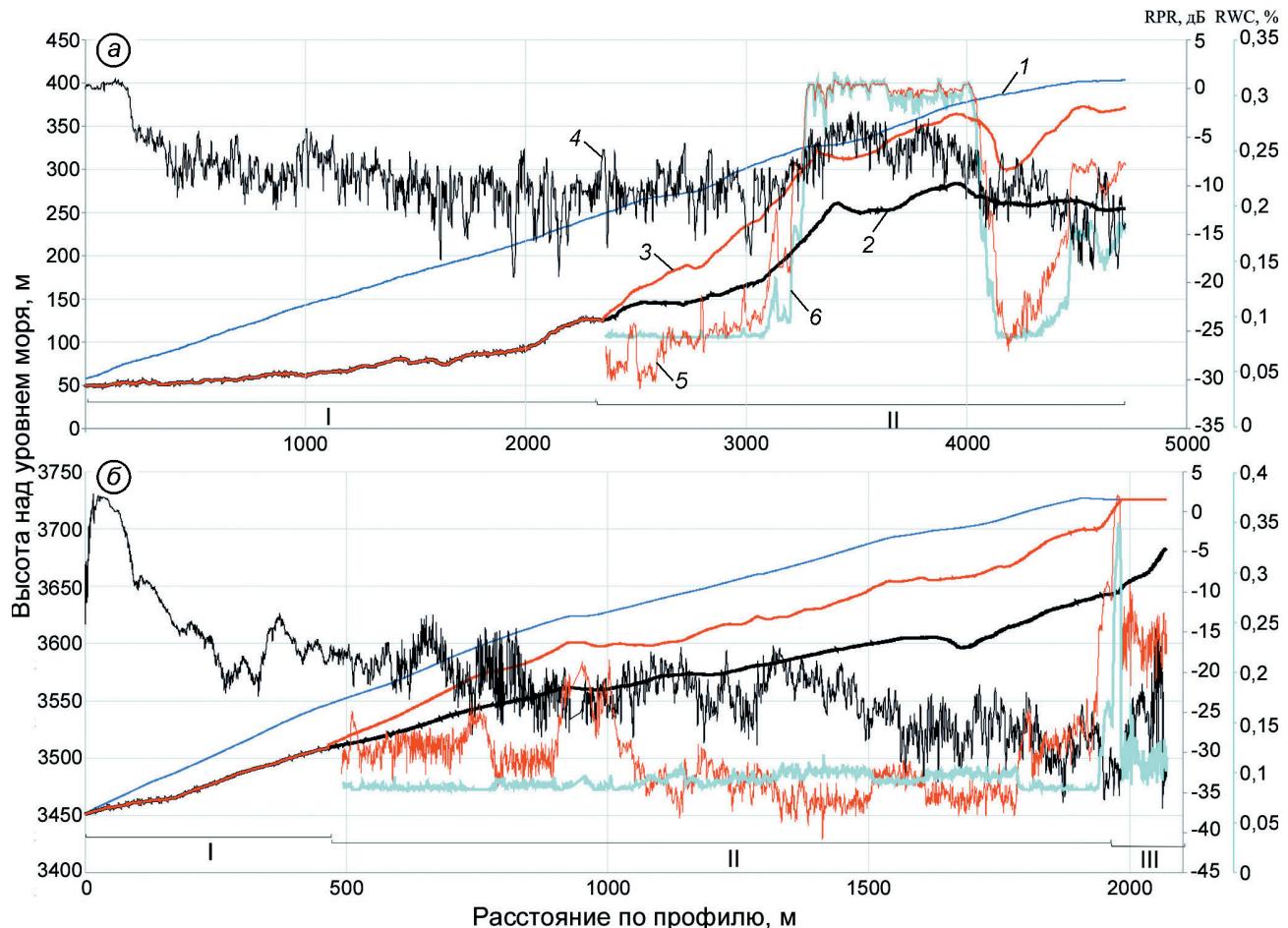
следует, что вдоль продольного профиля ледника Восточный Грёнфьорд средняя относительная мощность отражений от CTS и ложа в весенний период составляет соответственно  $-13,4$  и  $-8,8$  дБ, тогда как на леднике Центральный Туюксу в летний период она уменьшается до  $-29,6$  и  $-13,1$  дБ. Переход от сухого к влажному ложу на ледниках Восточный Грёнфьорд и Центральный Туюксу происходит на расстоянии около 2500 и 500 м от их языков соответственно, где наблюдаются только отражения от ложа, а выше появляются также отражения от CTS и придонный слой тёплого льда. В нижней и верхней частях ледников, на отдельных участках профилей в области абляции и аккумуляции, эти изменения происходят в диапазоне соответственно от  $-6,0$  до  $-11,8$  дБ и от  $-14,5$  до  $-32,4$  дБ и отражают вариации относительного содержания воды в тёплом льду ниже CTS и переход от сухого к влажному ложу. Они могут быть объяснены, главным образом, разным содержанием воды у CTS и ложа из-за большей трещиноватости и скорости движения ледника Восточный Грёнфьорд и более интенсивного поступления талой воды в его толщу.

Чтобы оценить изменение относительного содержания воды RWC в тёплом льду ниже CTS, можно вычислить относительную диэлектрическую проницаемость  $\epsilon'_2$  тёплого льда по формуле (9), используя величины RPR из рис. 6 и данные о средней мощности отражений от CTS из табл. 2. По величинам  $\epsilon'_2$  в формуле Луэнга (7) и рис. 5

Таблица 1. Морфометрические и гидротермические характеристики ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня\*

$S, \text{км}^2$	$S_{temp}, \text{км}^2$	$H_{av}, \text{м}$	$H_{avcold}, \text{м}$	$H_{avtemp}, \text{м}$	$V_{cold}, \text{км}^3$	$V_{temp}, \text{км}^3$	$V_{\Sigma}, \text{км}^3$	FTIV, %	$W_s, 10^3 \text{ м}^3$
<i>Восточный Грёнфьорд</i>									
7,59±0,27	2,65±0,26	107±10	61±6	39±4	0,466±0,005	0,104±0,001	0,57±0,27	18,2	2080
<i>Центральный Туюксу</i>									
2,61±0,04	1,12±0,04	47±2	27±2	20±2	0,044±0,002	0,034±0,001	0,078±0,03	43,6	680

\* $S$  – площадь ледников;  $S_{temp}$  – площадь тёплого льда;  $H_{av}$  – средняя общая толщина ледников;  $H_{avcold}$  – средняя толщина на холодного льда;  $H_{avtemp}$  – средняя толщина тёплого льда;  $V_{cold}$  – объём холодного льда;  $V_{temp}$  – объём тёплого льда;  $V_{\Sigma}$  – общий объём ледников на год радиолокационных измерений; FTIV =  $V_{temp}/V_{\Sigma}$  – доля тёплого льда;  $W_s$  – запас воды при её содержании 2% в тёплом льду, оценённом по скорости распространения радиоволн.



**Рис. 6.** Изменение относительной мощности (RPR), дБ, подповерхностных отражений вдоль продольного профиля ледников Восточный Грёнфьорд (а) и Центральный Туюксу (б).

1 – высота поверхности; 2 – высота ложа; 3 – глубина CTS; 4 – RPR от ложа; 5 – RPR от CTS; 6 – RWC в слое тёплого льда ниже CTS

**Fig. 6.** Changes in the relative power (RPR), dB, of subsurface reflections along the longitudinal profile of the Austre Grønfjordbreen (a) and Central Tuyuksu (b) glaciers.

1 – surface elevation; 2 – bedrock elevation; 3 – CTS depth; 4 – RPR from the bedrock; 5 – RPR from the CTS; 6 – RWC in temperate ice below CTS

можно оценить относительное содержание воды RWC в тёплом льду ниже CTS. Изменения относительного содержания воды RWC вдоль продоль-

ного профиля ледников Восточный Грёнфьорд и Центральный Туюксу показаны на рис. 6. Они происходят в диапазоне от 0,1 до 0,3% и достигают

Таблица 2. Мощность отражений от ложа и CTS на ледниках Восточный Грёнфьорд и Центральный Туюксу

Расстояние по профилю, его термический режим и участки профиля (I–III)	Средняя относительная мощность отражений, дБ		
	участок профиля, м	от ложа	от CTS
<i>Ледник Восточный Грёнфьорд, рис. 6, а</i>			
0–3243 м, I–II	2363–3067	−8,8	−26,3
3247–4032 м, II	3295–4041	−6,0	−0,02
4033–4719 м, II	4189–4714	−11,8	−14,5
Весь профиль (0–4719 м), I–II	0–4719	−8,8	−13,4
Холодный (0–500 м), I	—	−3,6	—
Двухслойный (500–4719 м), II	2363–4719	−9,5	−13,4
<i>Ледник Центральный Туюксу, рис. 6, б</i>			
0–489 м, I	490–897	−13,1	−29,4
490–1557 м, II	897–1925	−21,3	−32,4
1558–2069 м, II–III	1925–2069	−27,7	−14,5
Весь профиль (0–2069 м), I–III	—	−20,45	−29,6
Двухслойный–тёплый (490–2069 м), II–III	1558–2069	−23,4	−29,6
Тёплый (1960–2069 м), III	1960–2069	−27,14	−13,7

максимума в верхней части ледников, на участках распространения тёплой фирновой зоны.

**Связь гидротермической структуры ледников с особенностями их морфологии и режима.** Площадь и объём тёплого льда на леднике Восточный Грёнфьорд соответственно в 2,37 и 3,06 раза больше, чем на леднике Центральный Туюксу (см. табл. 1). Гидротермическая структура обоих ледников относится к скандинавскому типу – с более холодной нижней областью и более тёплой верхней. На это указывают отсутствие и наличие отражений от CTS в этих областях, которые коррелируют с относительной мощностью отражений RPR от CTS и ложа, т.е. с относительным содержанием воды ниже и выше этих границ. Вдоль отдельных участков и всего продольного профиля ледника Восточный Грёнфьорд RPR от CTS и ложа в среднем составляют соответственно −0,02 – −26,3 и −13,36 дБ, тогда как на леднике Центральный Туюксу RPR уменьшается до −14,5 – −32,4 и −29,6 дБ. Одну из причин такого различия можно объяснить разной степенью трещиноватости ледников и более интенсивным поступлением талой воды в толщу ледника Восточный Грёнфьорд в периоды таяния. На этом леднике положение и глубина проникновения трещин и/или ледниковых колодцев оценены по сериям вертикальных гиперболических отражений, и их густота (количество по отношению к площади ледника) составила 5/0,66 км<sup>2</sup> [25]. На леднике Центральный Туюксу

существуют трещины есть только в прибрежных частях, вне продольного профиля, т.е. подпитка тёплого ледяного ядра талой водой может происходить в основном через боковые трещины. Поэтому более интенсивные отражения RPR от CTS и ложа на леднике Восточный Грёнфьорд мы связываем с проникновением талых вод до CTS и ложа через трещины и ледниковые колодцы и с более интенсивным отоплением ледниковой толщи, в том числе за счёт внутреннего диссиpативного разогрева. Существенное влияние зон трещиноватости и поверхностной скорости на формирование крупных участков тёплого льда установлено по данным радиозондирования и моделирования гидротермического режима ледника Рикха Самбра в Гималаях [4].

Скорость движения ледника Восточный Грёнфьорд в период с 13 апреля по 4 августа 2015 г. составляла 87,6–109,5 м/год (устное сообщение Р.А. Чернова), а по данным [27] максимум средних годовых скоростей движения ледника не превышал в 2000 г. – 108, в 2013 г. – 68, в 2014 г. – 30 м/год, а скорости в 2017 и 2018 гг. составляли не более 12 м/год. В то же время скорость движения ледника Центральный Туюксу примерно в 2–3 раза меньше: в 1956–1965 гг. – 22–24, в 1977–1992 гг. – 16 м/год [28] и около 6 м/год в 2011–2014 гг. (устное сообщение Н.Е. Касаткина). При этом средний уклон их поверхности примерно одинаковый (3,8–3,9°), но скорость движения и объём тёплого льда лед-

ника Восточный Грёнфьорд примерно в 3 и в 4 раза больше (см. табл. 1). Это указывает на возможную взаимосвязь скорости движения с внутренним строением политеrmических ледников.

## Обсуждение и выводы

Как уже отмечалось, гидротермическая структура обоих ледников относится к скандинавскому типу: с более холодной нижней (на языке) и более тёплой верхней областями, о чём свидетельствует соответственно отсутствие и наличие отражений от CTS (см. рис. 3 и 6), интенсивность которых коррелирует с относительной мощностью отражений RPR. В весенний период вдоль отдельных участков продольного профиля ледника Восточный Грёнфьорд и на всём профиле RPR от CTS и ложа в среднем составляют соответственно  $-0,02 - -26,3$  дБ,  $-6,0 - -11,8$  дБ, тогда как в летний период на леднике Центральный Туюксу эти величины уменьшаются до  $-14,5 - -32,4$  и  $-29,6$  дБ [28]. Изменения относительного содержания воды RWC вдоль продольного профиля ледников Восточный Грёнфьорд и Центральный Туюксу происходят в диапазоне от 0,1 до 0,3% и достигают максимума в верхней части ледников, на участках распространения тёплой фирновой зоны (см. рис. 6). Причины такого различия могут быть объяснены тем, что для этих ледников неодинаковы такие характеристики, как степень трещиноватости и скорость движения, условия питания, распределение зон льдообразования, интенсивность поверхностного таяния, а также разное время измерений – до и после начала интенсивного таяния на ледниках и поступления талых вод с их поверхности в толщу, до CTS и

ложа, и возможность консервации воды в трещинах и каналах в тёплом льду в холодный период.

В слое тёплого льда ниже CTS интенсивность отражений уменьшается ступенчато к ложу (см. рис. 4, б). Похожая картина получена на леднике Уверс на Шпицбергене по данным наземного зондирования на частоте 320–370 МГц [12]. На политеrmическом леднике Стур в Скандинавии содержание воды в тёплом льду ниже CTS по данным измерений скорости распространения радиоволн методом радиолокационного каротажа в двух соседних скважинах  $-0,6 \pm 0,3\%$  [29]. Моделирование показало [30], что глубина CTS и толщина холодного льда зависят от толщины снежного покрова и содержания воды у CTS, а повторные радиолокационные измерения могут быть полезны для оценки длиннопериодных изменений температуры в зоне аблации ледников, где повторное замерзание воды в снежно-фирновой толще отсутствует. Приведённые данные о распределении холодного и тёплого льда, глубине CTS и содержании воды в толще и у ложа политеrmических ледников могут быть использованы для разработки и применения более реальных моделей гидротермической структуры и режима политеrmических ледников, а также оценки их реакции на изменения климата и прогноза динамического поведения.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке Госконтракта № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) и гранта РФФИ №18-05-60067.

**Acknowledgments.** The research was carried out under the State contract № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) and with support of RFBR grant № 18-05-60067.

## Литература

1. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model // Polar Science. 2015. V. 9. P. 197–207. [https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.04.001/](https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.04.001).
2. Sevestre H., Benn D.I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging // Journ. of Geophys. Research. Earth Surf. 2015. V. 120. P. 1–17. doi:10.1002/2015JF003517.
3. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction

## References

1. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model. Polar Science. 2015, 9: 197–207. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.04.001>.
2. Sevestre H., Benn D.I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging. Journ. of Geophys. Research. Earth Surf. 2015, 120: 1–17. doi:10.1002/2015JF003517.
3. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction

- crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
4. Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K.M., Mahajan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T. The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 1273–1288. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1273-2020>.
  5. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
  6. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: Isotopes and impurities in snow and ice // Proc. of IAHS Publication. 1977. № 118. P. 29–33.
  7. Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 5–10. <https://doi.org/10.3189/S0260305500200682>.
  8. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
  9. Фролов А.Д., Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в субполярных ледниках по данным измерений скорости распространения радиоволн // МГИ. 1988. Вып. 84. С. 148–154.
  10. Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mochnacki D., Isaksson E. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by ground penetrating radar // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 151. P. 524–532. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001386>.
  11. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
  12. Hamran S.-E., Aarholt E., Hagen J.O., Mo P. Estimation of relative water content in a subpolar glacier using surface-penetrating radar // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 142. P. 533–537. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003518>.
  13. Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 206. P. 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>.
  14. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменения гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фриттоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (1). С. 5–19.
  15. Носенко Г.А., Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Касаткин Н.Е., Кокарев А.Л. Политермическая структура ледника Центральный Туюксу // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 105–115. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(105-115).
  16. Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRESS // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
  17. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya. Radio echo-sounding of subpolar glaciers: some problems and results of Soviet studies // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 151–159. <https://doi.org/10.3189/S0260305500000537>.
  - on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap. The Cryosphere. 2018, 12: 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
  4. Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K.M., Mahajan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T. The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier. The Cryosphere. 2020, 14: 1273–1288. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1273-2020>.
  5. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
  6. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: Isotopes and impurities in snow and ice // Proc. of IAHS Publication. 1977, № 118. P. 29–33.
  7. Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers. Annals of Glaciology. 1987, 9: 5–10. <https://doi.org/10.3189/S0260305500200682>.
  8. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding. Journ. of Glaciology. 1989, 35 (119): 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
  9. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. Estimation of water content in subpolar glaciers by data of radio wave velocity measurements. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1988, 84: 148–154. [In Russian].
  10. Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mochnacki D., Isaksson E. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by ground penetrating radar. Journ. of Glaciology. 1999, 45 (151): 524–532. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001386>.
  11. Macheret Yu.Ya. Radiozondirovaniye lednikov. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p.
  12. Hamran S.-E., Aarholt E., Hagen J.O., Mo P. Estimation of relative water content in a subpolar glacier using surface-penetrating radar. Journ. of Glaciology. 1996, 42 (142): 533–537. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003518>.
  13. Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (206): 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>.
  14. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen in Spitsbergen. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 1 (1): 5–19. [In Russian].
  15. Nosenko G.A., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Kasatkin N.E., Kokarev A.L. Polythermal structure of Central Tuyksu glacier. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2016, 20 (4): 105–115. [In Russian]. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(105-115).
  16. Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. Razvedka i okhrana nedr. Prospect and Protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
  17. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya. Radio echo-sounding of subpolar glaciers: some problems and results of Soviet studies. Annals of Glaciology. 1987, 9: 151–159. <https://doi.org/10.3189/S0260305500000537>.

18. Василенко Е.В., Громыко А.Н., Дмитриев Д.Н., Мачерет Ю.Я. Строение ледника Давыдова по данным радиозондирования и термобурения // МГИ. 1986. Вып. 56. С. 10–26.
19. Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E. Comparison of radio echo-sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, Southern Spitsbergen, Svalbard // Annals of Glaciology. 1997. V. 24. P. 262–267. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012271>.
20. Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // Rep. Prog. Phys. 2004. V. 67. P. 1821–1861. doi:10.1088/0034-4885/67/10/R03.
21. Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
22. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
23. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // Polar Research. 2000. V. 19. № 2. P. 205–2016. <https://doi.org/10.3402/polar.v19i2.6546>.
24. Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мацковский В.В., Муравьев А.Я. Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. Р. 23–38. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-23-38>.
25. Мачерет Ю.Я., Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Марчук И.О. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда, Шпицберген, по данным наземного радиозондирования // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–156. <https://doi.org/10.15356/20766734-2019-2-430>.
26. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Distribution of cold and temperate ice and water in glaciers at Nordenskiöld Land, Svalbard, according to data on ground-based radio-echo sounding // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2019. № 17. P. 77–90. <http://dx.doi.org/10.2478/bgeo-2019-0016>.
27. Gardner A.S., Fahnestock M.A., Scambos T.A. ITS\_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities // Data archived at National Snow and Ice Data Center. 2020. doi:10.5067/6II6VW8LLWJ7.
28. Макаревич К.Г. Баланс и кинематика ледников Тянь-Шаня на примере ледника Туюксу // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 194–201.
29. Gusmeroli A., Murray T., Jansson P., Pettersson R., Aschwanden A., Booth A. D. Vertical distribution of water within the polythermal Storglaciären, Sweden // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. F04002. doi:10.1029/2009JF001539.
30. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Гидротермическая структура полигорячего ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 149–160. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-149-160>
18. Vasilenko E.V., Gromyko A.N., Dmitriev D.N., Macheret Yu. Ya. Structure of Davydov glacier by data of radio-echo sounding and thermal drilling. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 10–26. [In Russian].
19. Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E. Comparison of radio echo-sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, Southern Spitsbergen, Svalbard. Annals of Glaciology. 1997, 24: 262–267. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012271>.
20. Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding. Rep. Prog. Phys. 2004, 67: 1821–1861. doi:10.1088/0034-4885/67/10/R03.
21. Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
22. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture. Physica. 1965, 31 (3): 401–406.
23. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. Polar Research. 2000, 19 (2): 205–2016. <https://doi.org/10.3402/polar.v19i2.6546>.
24. Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Yu. Ya., Matskovsky V.V., Muravyev A.Ya. Reserves of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. Led i Sneg. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 23–38. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
25. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O. Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. Led i Sneg. Led and Snow. 2019, 59 (2): 149–156. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/20766734-2019-2-430>.
26. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Distribution of cold and temperate ice and water in glaciers at Nordenskiöld Land, Svalbard, according to data on ground-based radio-echo sounding. Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2019, 17: 77–90.
27. Gardner A. S., Fahnestock M. A., Scambos T. A. ITS\_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities. Data archived at National Snow and Ice Data Center. 2020. doi:10.5067/6II6VW8LLWJ7.
28. Makarevich K.G. Balance and kinematics of Tian-Shan glaciers on example of Tuyuksu glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 194–201. [In Russian].
29. Gusmeroli A., Murray T., Jansson P., Pettersson R., Aschwanden A., Booth A.D. Vertical distribution of water within the polythermal Storglaciären, Sweden. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115: F04002. doi:10.1029/2009JF001539.
30. Sosnovsky A.V., Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling. Led i Sneg. Led and Snow. 2016, 56 (2): 149–160. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-149-160>.

## Метеорологический режим Сыгыктинского ледника (хребет Кодар) в период аблации

© 2021 г. Э.Ю. Осипов<sup>1\*</sup>, О.П. Осипова<sup>2</sup>, О.В. Василенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия; <sup>2</sup>Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

\*eduard@lin.irk.ru

### Meteorological regime of the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge) during the ablation period

E.Y. Osipov<sup>1\*</sup>, O.P. Osipova<sup>2</sup>, O.V. Vasilenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Limnological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;

<sup>2</sup>V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

\*eduard@lin.irk.ru

*Received May 29, 2020 / Revised November 26, 2020 / Accepted March 19, 2021*

**Keywords:** *automatic weather station, cloud cover, Eastern Siberia, energy balance, glacier, glacier changes, Kodar, meteorological regime, summer melting.*

#### Summary

Meteorological parameters measured over two months by two automatic weather stations on the Sygyktinsky glacier and its terminal moraine (Kodar ridge, South of Eastern Siberia, 56.9° N, 117.4° E) were used to study the physical processes controlling the summer ablation of the glacier. The meteorological regime of the glacial zone is conditioned by large-scale atmospheric circulation and characterized by steadily positive air temperatures ( $7.2 \pm 4.5$  °C), high relative humidity ( $76 \pm 23\%$ ), significant cloud cover (66%), a predominance of low-intensity precipitation, and low wind speeds ( $1.0 \pm 0.8$  m/s). It is found that the daily air temperatures on the glacier strongly correlate ( $r = 0.97$ ) with those in the free atmosphere, so the ERA-Interim reanalysis data (at the level of 750 hPa) can be used to make longer the temperature series on the Kodar glaciers. We found significant statistical relationships between the daily ablation ( $29 \text{ mm day}^{-1}$  on average) and relative humidity as well as with incoming shortwave radiation and cloud cover. The short-wave radiation balance ( $91 \text{ W/m}^2$ ) is the main source of energy for melting, which depends on the albedo (average value 0.41). On days with summer snowfalls, the increase in albedo reduces the short-wave balance by 2.5 times. Explicit and latent heat fluxes are the secondary sources of melting energy, while heat loss takes place mainly due to effective long-wave radiation ( $-15 \text{ W/m}^2$ ). The absorbed short-wave radiation on the glacier was smaller than that on the moraine, but the radiation balance was comparable on both sites owing to smaller effective LW radiation on the glacier. The dominance of the radiation factor demonstrates the important role of the solar radiation regime (cloud cover and atmospheric transparency) in the surface ablation of the Kodar glaciers.

**Citation:** Osipov E.Y., Osipova O.P., Vasilenko O.V. Meteorological regime of the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge) during the ablation period. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 179–194. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020079.

*Поступила 8 мая 2020 г. / После доработки 26 ноября 2020 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.*

**Ключевые слова:** *автоматическая метеостанция, Восточная Сибирь, Кодар, ледник, колебания ледников, летняя аблация, метеорологические условия, облачность, радиационный баланс.*

С помощью системы автоматического мониторинга с высоким временным разрешением измерены метеорологические характеристики и радиационный баланс Сыгыктинского ледника в период аблации. Исследованы колебания метеорологических параметров в ледниковой зоне и проведён их спектральный анализ. Установлено влияние радиационных и синоптических факторов на метеорологический режим ледника. Статистически определена связь метеорологических показателей со скоростью таяния, оценён вклад радиационного баланса в таяние ледника.

#### Введение

Ледники юга Восточной Сибири интенсивно сокращаются с конца малого ледникового периода [1, 2]. Ледники Кодара наиболее сильно деградировали как по площади [3, 4], так и по толщине [5]. В результате анализа космических

снимков установлено, что скорость сокращения площади кодарских ледников существенно возросла в последние десятилетия [3, 4]. Так, в 1995–2001 гг. она была в пять раз больше, чем в 1850–2013 гг., а в 1995–2013 гг. на порядок больше, чем в 1850–1995 гг. [3]. Ускоренное таяние ледников согласуется с ростом летней темпе-

ратуры воздуха [3], уменьшением количества твёрдых осадков [5] и изменением режима атмосферной циркуляции [6]. Эти выводы базируются главным образом на среднемесячных данных низкогорных метеостанций (ГМС), расположенных вдали от ледников в межгорных котловинах, либо реанализов. Однако низкое пространственное и временное разрешение таких данных не позволяет физически обосновать связи между атмосферными процессами и балансом массы ледников, которые критически важны при моделировании ледниковой динамики разного масштаба. Кроме того, неизвестно, насколько точно данные ГМС и реанализов отражают метеорологические условия в высокогорье.

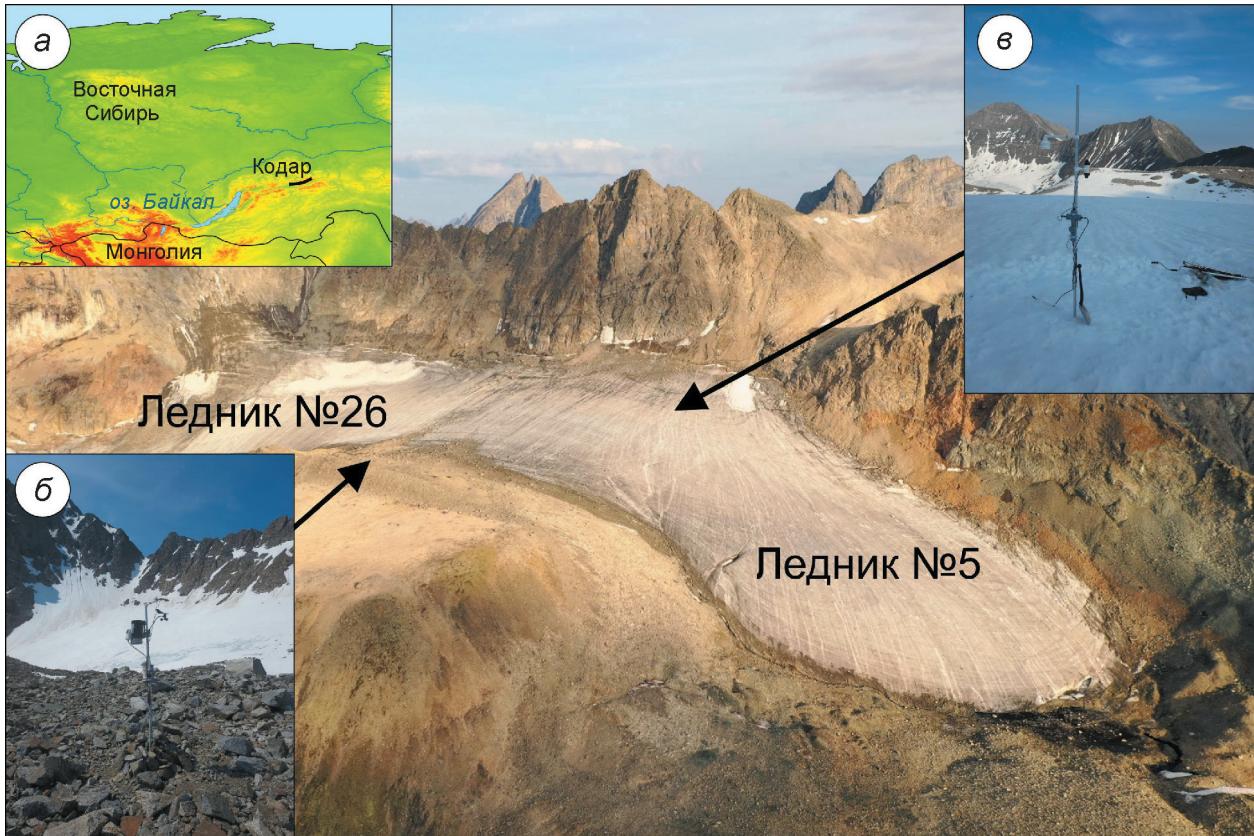
К методам изучения физических процессов, контролирующих массо- и энергообмен между атмосферой и ледниками и определяющих их таяние, относятся измерение метеорологических и балансовых характеристик ледника с высоким разрешением и количественная оценка составляющих теплового баланса ледниковой поверхности. Это делается с помощью автоматических ГМС, которые устанавливают непосредственно на ледниках [7–9]. К сожалению, на российских ледниках такие исследования единичны и ограничены «классическими ледниками районами», например Кавказом [10–12]. На ледниках Восточной Сибири автоматизированные метеонаблюдения ранее не проводили или они были обрывочны [5]. Первые непрерывные автоматические измерения метеорологических характеристик были выполнены в летние сезоны 2015–2017 гг. на одном из ледников Восточного Саяна [13].

В настоящей работе представлены результаты предварительного анализа высокоразрешающих метеорологических данных, полученных в июле–августе 2019 г. с помощью автоматической системы мониторинга на Сыгыктинском леднике (хребет Кодар). Были проанализированы временные ряды метеорологических и гляциологических характеристик, включая компоненты радиационного баланса ледниковой и мореной поверхностей, выполнены статистические оценки связей между скоростью таяния и разными метеопараметрами, рассчитаны коэффициенты корреляции между данными по температуре и осадкам на леднике и на низкогорных ГМС и реанализов.

## Район и методы исследований

**Сыгыктинский ледник.** Работы проводили в водораздельной области восточной ветви (ледник № 5 по Каталогу ледников СССР) Сыгыктинского ледника – единственного на Кодаре перемётного ледника, расположенного в бассейнах рек Левая Сыгыкта и Сюльбан [14–16] (рис. 1). Ледник № 5 имеет восточную экспозицию, хотя за счёт асимметрии его поверхность больше наклонена к юго-востоку. На северо-востоке и севере ледник ограничен водораздельным гребнем высотой до 2988 м. Питание ледника – лавинное, со склонов юго-восточной и южной экспозиций. Площадь ледника – 0,291 км<sup>2</sup>, длина – 0,758 км, максимальная высота – 2670 м, средняя – 2543 м, средний уклон – 19°, средняя многолетняя высота фирновой линии – 2535 м [17]. Язык ледника – относительно крутой (угол до 30°), почти не имеет моренного чехла и оканчивается на высоте 2450 м. Конечная морена малого ледникового периода (высотой до 50 м) хорошо выражена и отстоит от края на 220–350 м [17]. В правой части ледника конечная морена переходит в боковую, которая прослеживается вплоть до водораздельной области.

**Система автоматического мониторинга метеорологических характеристик.** В начале июля 2019 г. в ледниковой зоне была установлена специально разработанная система автоматического мониторинга (САМ), позволяющая непрерывно измерять ряд метеопараметров. В неё входят две автоматические метеостанции (см. рис. 1), установленные на боковой морене (56°50,84' с.ш.; 117°25,06' в.д., 2529 м над ур. моря; все высоты в статье даны над уровнем моря) и на пологой части ледника (56°51,02' с.ш., 117°25,09' в.д., 2561 м, уклон 10°). Технические характеристики САМ приведены в табл. 1. *На морене измеряли:* температуру, относительную влажность воздуха, скорость/направление ветра (на высоте 2 м), атмосферное давление, интенсивность осадков, приходящую коротковолновую радиацию (датчик Davis), температуру грунта на поверхности (0 см) и глубине (10 см). Здесь же был установлен четырёхкомпонентный радиометр (LPNET14) для разделенного измерения потоков приходящей/исходящей коротко- и длинноволновой радиации. *На леднике измеряли:* температуру, относительную влажность (на высоте 2 м в день установки), приходящую/от-



**Рис. 1.** Перемётный Сыгыктинский ледник (перспективный снимок В. Исаева 25.08.2019 г.). На врезках: положение района исследования (а), автоматической метеостанции на морене (б) и леднике (в) (фото Э. Осипова 06.07.2019 г.). Стрелками показаны места установки метеостанций

**Fig. 1.** The Sygyktinsky transect glacier (oblique image by V. Isaev 25.08.2019).

Insets: location of the study area (a), automatic weather station on moraine (б) and glacier (в) (photos by E. Osipov 06.07.2019).

The arrows show locations of the weather stations

ражённую коротковолновую радиацию (датчик Davis), а также температуру верхней части ледника в скважине глубиной 2,2 м с шагом 10 см.

Таким образом, коротковолновую радиацию на морене и леднике измеряли тремя независимыми приборами. Учитывая более широкий спектральный диапазон и высокую точность радиометра LPNET14, он использовался для калибровки двух других датчиков коротковолновой радиации (Davis). Из-за понижения поверхности ледника в результате таяния высота датчиков над поверхностью ледника менялась и корректировалась один раз (в конце июля). Отклонение установочной мачты по вертикали за период наблюдений не превышало 3,5°. Все датчики были синхронизированы (часовой пояс +8 GMT) и регистрировали метеопараметры с 30-минутным интервалом.

**Снежный покров и измерение таяния.** Снегомерные измерения на леднике были проведены

7 июля вдоль одного продольного и трёх поперечных профилей с шагом 50–100 м [18]. Толщина снега составила 50–125 см, в среднем 97 см (в месте установки станции – 107 см). В 25 м от станции был заложен шурф глубиной 1,1 м, в котором исследовали стратиграфию, химический состав снега и его плотность. Разрез представлен переувлажнённым фирнизованным снегом со средней плотностью 0,4 кг/м<sup>3</sup>. Верхние 5 см толщи загрязнены пылеватым материалом минерального происхождения; на глубине 20 см установлен прослой инфильтрационного льда толщиной 2 см, а в забое шурфа – монолитный инфильтрационно-конжеляционный лёд плотностью 0,8–0,9 кг/м<sup>3</sup>; отмечался интенсивный талый сток по ледяному основанию. По структурным особенностям и химическому составу снежный покров относится к сезону аккумуляции 2018/19 г. [18]. Снежный покров на леднике

Таблица 1. Технические характеристики метеорологических датчиков, использованных в автоматической системе мониторинга

Измеряемые параметры	Датчик	Пределы измерений	Точность измерений	Место установки
Температура воздуха	Davis 6830	-40 $\div$ +65 °C	$\pm$ 0,3 °C	Морена
	DS18B20	-55 $\div$ 125 °C	$\pm$ 0,5 °C	Ледник
Относительная влажность	Davis 6830	0 $\div$ 100%	$\pm$ 2%	Морена
	HIH-5031	0 $\div$ 100%	$\pm$ 3%	Ледник
Скорость ветра	Davis 6410	1 $\div$ 89 м/с	$\pm$ 5%	Морена
Направление ветра		1 $\div$ 360°	$\pm$ 3°	
Атмосферное давление	Davis	540 $\div$ 1100 гПа	$\pm$ 1 гПа	Морена
Атмосферные осадки	Davis 7852	0 $\div$ 100 мм/ч	$\pm$ 4%	
Коротковолновая (400–1100 нм) радиация, приходящая и отражённая	Davis 6450	0 $\div$ 1800 Вт/м <sup>2</sup>	$\pm$ 5%	Морена, ледник
Коротковолновая (300–2800 нм) радиация, приходящая и отражённая	Пиранометры LPNET14 (Delta Ohm), два потока	0 $\div$ 2000 Вт/м <sup>2</sup>	$\pm$ 2,6%	Морена
Длинноволновая (4,5–45 мкм) радиация, излучаемая небом и земной поверхностью	Пиргегометры LPNET14 (Delta Ohm), два потока	-300 $\div$ 300 Вт/м <sup>2</sup>	$\pm$ 5%	
Температура грунта	DS18B20			Морена
Температура ледника (термокоса, датчики через 10 см от 0 до 320 см)		-55 $\div$ 125 °C	$\pm$ 0,5 °C	Ледник

полностью растаял к 7 августа, т.е. в августе весь ледник оказался в области аблации.

Скорость таяния измерялась в окрестностях ГМС с помощью 11 реек в течение двух суток (6 и 7 июля) для калибровки измерений термокосой. Непрерывные измерения скорости таяния выполнены с помощью термокосы, установленной в скважину глубиной 2,2 м рядом с ГМС, с суточным разрешением в период с 6 июля по 22 августа. Расстояние между температурными датчиками (10 см) позволило измерять понижение поверхности ледника со стандартной ошибкой  $\pm$ 5 см [19]. Кроме того, таяние за весь период наблюдений определялось с помощью несущей мачты (три измерения).

**Данные метеостанций и реанализа.** В работе использованы восьмисрочные данные ГМС Чара (52 км к восток-северо-востоку от ледника, высота 711 м), а также поля геопотенциала, температуры и относительной влажности воздуха реанализов NCEP/NCAR [20] и ERA Interim [21]. Синоптический анализ выполнялся с использованием следующих карт: приземной, AT-850, AT-700, AT-500 и OT-500/1000.

## Результаты исследований

**Метеорологический режим.** В июле–августе 2019 г. в нижней (700 гПа) и средней (500 гПа) тропосфере Восточной Сибири преобладала по-

ложительная аномалия геопотенциала с центром над Таймыром (до 8,5 дам на уровне 500 гПа). Хребет Кодар находился на юго-восточной периферии данной аномалии (до 3,5 дам). Особенности высотного барического поля обусловили аномальные метеорологические условия в районе исследования (700 гПа, реанализ NCEP/NCAR): повышенные температуры воздуха (+1,5 °C от средней многолетней); пониженные относительная влажность воздуха (-7%) и интенсивность осадков (-0,6 мм/сут); ослабленный западно-восточный перенос и увеличение ветров северных направлений. Статистика метеорологических показателей ледниковой зоны приведена в табл. 2, а их средние суточные значения показаны на рис. 2.

*Средняя суточная температура воздуха* изменилась от -0,2 °C (14 августа на морене) до 12,8 °C (17 июля на леднике). Высокие значения температуры (>10 °C) наблюдались 6–7, 17–18, 25–29 июля и 7–9 августа, а низкие (<5 °C) – 14 и 20 июля, а также 4–5 и 13–23 августа. В сезонном ходе температуры прослеживаются квазициклические колебания (с периодами от 3 до 12 дней), обусловленные крупномасштабными атмосферными процессами в нижней тропосфере: положительные аномалии температуры совпадают с антициклоническими процессами, а отрицательные – с циклоническими, за исключением периода 25–29 июля, когда в перед-

Таблица 2. Статистические характеристики метеопараметров, измеренных на морене и леднике за период с 05.07 по 25.08.2019 г.

Параметры	Место измерений	Минимум	Максимум	Среднее	Стандартное отклонение
Температура воздуха на уровне 2 м, °C	Морена	-2,5	15,8	6,9	3,9
	Ледник	-3,2	20,4	7,2	4,5
Температура грунта (глубина 0/10 см), °C	Морена	-2,7/1,1	29,7/10,8	7,9/5,3	5,9/2,1
	Ледник	18	100	76	22
Относительная влажность воздуха на уровне 2 м, %	Морена	16	100	76	23
	Ледник	0/0	4,9/15,6	1,0/3,4	0,8/2,2
Атмосферное давление, гПа	Морена	741	758	749	3
	Ледник	0/0	1027/644	156/67	234/111
Коротковолновая радиация (приходящая/отражённая), Вт/м <sup>2</sup>	Морена	1114/128	167/20	239/28	
Длинноволновое излучение (атмосфера/подстилающей поверхности), Вт/м <sup>2</sup>	Морена	198/293	385/470	299/357	36/35

ней части циклона наблюдалась адвекция субтропического воздуха с территории Монголии и Китая. Минимальные значения температуры воздуха на леднике колебались от -3,2 °C (5 августа) до 9,0 °C (9 августа), а максимальные – от 2,9 °C (15 августа) до 20,4 °C (17 июля). Ночные заморозки наблюдались 4–5 и 13–15 августа. Ряд средней суточной температуры на леднике хорошо коррелирует с таким же рядом, полученным на ГМС Чара (коэффициент корреляции  $r = 0,79$ ), однако наиболее тесная связь получена по результатам сравнения с данными реанализа ERA-Interim на уровне 750 гПа ( $r = 0,97$ ).

Осреднённый суточный ход температуры в ледниковой зоне был относительно слажен (средняя амплитуда не превышала 5 °C). Несмотря на разность высот (ГМС на леднике находится на 32 м выше, чем на морене), установлены различия в суточном ходе температуры воздуха на морене и леднике: в утренние и дневные часы (между 5 и 16 ч) температура на леднике была выше, чем на морене; температурный максимум на морене (15 ч 30 мин) запаздывал по сравнению с ледником (11 ч 30 мин). В то же время суточные минимумы в обоих пунктах совпадали (около 4 ч). Выявленные различия, вероятно, объясняются как особенностями метеоплощадок (освещённость, отражённая радиация, влияние ледникового ветра), так и соотношением радиационного и адвективного факторов. Суточный ход температуры в ледниковой зоне зависел от облачности: при ясном небе суточная амплитуда увеличивалась до 6–8 °C, а при пасмурном уменьшалась до 0 °C или даже была отрицательной (до -5,3 °C 13 августа), т.е. дневные температуры были ниже ночных. Изменения суточной

амплитуды за период наблюдений носили выраженный квазициклический характер (с периодами от 2,4 до 12 сут.) из-за смены синоптических процессов. В целом, суточный ход температуры воздуха в ледниковой зоне определяется как радиационным, так и адвективным (синоптическим) фактором, при этом влияние радиационного фактора на леднике выражено сильнее.

*Средняя суточная температура поверхности грунта* колебалась от 1,6 °C (14 августа) до 13,3 °C (26 июля) и была теснее связана с приходящей коротковолновой радиацией ( $r = 0,76$ ), чем температура воздуха ( $r = 0,60$ ). Абсолютный максимум был зарегистрирован 27 июля (29,7 °C), а минимум – 5 августа (-2,7 °C). Температура снежного покрова колебалась около 0 °C, а температура подстилающего льда была отрицательной, уменьшаясь с глубиной (в верхнем метровом слое) с градиентом 1,7 °C/m.

*Средняя суточная относительная влажность воздуха* была высокой (76%) и изменялась от 41 до 100%, причём различия между мореной и ледником отсутствовали. Наиболее высокая влажность наблюдалась 13.08–22.08 (среднее значение 98%). Максимальная суточная амплитуда относительной влажности (21 июля) достигала 69% на морене и 77% на леднике. Средняя упругость водяного пара в приледниковом слое воздуха составляла 7,6 гПа, что указывает на преобладание конденсации над испарением (7,6 гПа > 6,11 гПа) во влагобмене с ледниковой поверхностью.

Относительная влажность тесно связана с облачностью нижнего яруса ( $r = 0,88$ ). По данным ГМС Чара, в июле–августе среднее значение общей облачности составило 66%, а нижней – 42%, что меньше многолетней нормы.

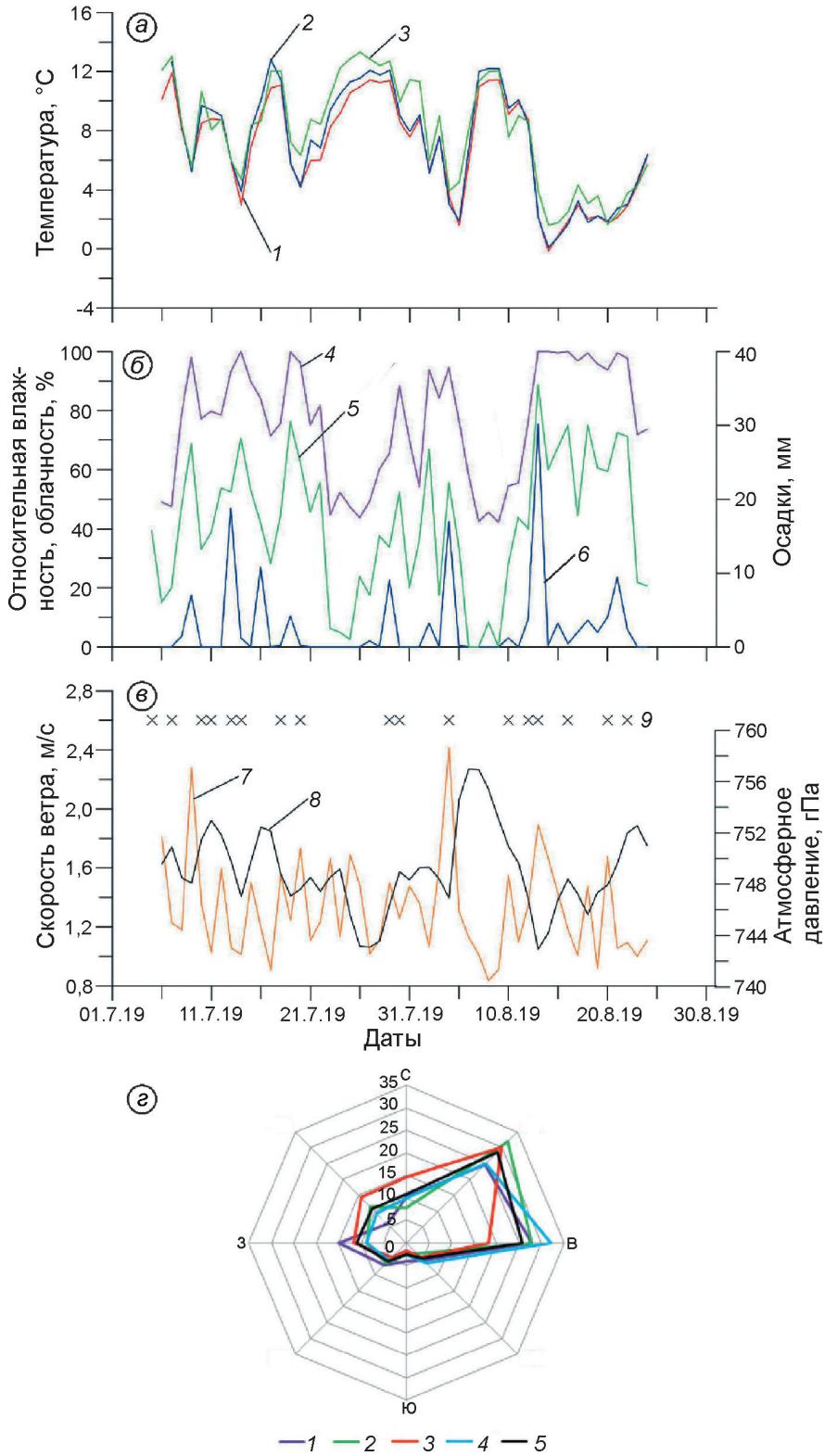


Рис. 2. Средние суточные значения метеорологических параметров в ледниковой зоне в июле–августе 2019 г.:

а – температурный режим (1 – температура воздуха на морене, 2 – температура воздуха на леднике; 3 – температура поверхности грунта); б – режим влаги (4 – относительная влажность воздуха на морене, 5 – нижняя облачность в Чаре, 6 – суммы осадков на морене); в – барический режим (7 – скорость ветра, 8 – атмосферное давление, 9 – дни с фронтами); г – повторяемость (%) основных направлений ветра в различное время суток (1 – ночью, 2 – утром, 3 – днём, 4 – вечером, 5 – в среднем за сутки)

Fig. 2. Mean daily values of the meteorological parameters in glacial zone in July–August 2019:

а – temperature regime (1 – air temperature at moraine and 2 – at glacier, 3 – temperature of ground surface); б – moisture regime (4 – relative air humidity at moraine, 5 – low cloudiness at Chara and 6 – precipitation); в – baric regime (7 – wind speed, 8 – atmospheric pressure and 9 – days with fronts); г – frequency (%) of wind directions at different times of day (1 – at night, 2 – in the morning, 3 – in the afternoon, 4 – in the evening, 5 – on average per day)

Повторяемость ясного (0–2 балла), полуясного (3–7 баллов) и пасмурного (8–10 баллов) неба по общей облачности составила соответственно 5, 41 и 54%, а по нижней – 20, 55 и 25%. Состо-

жение нижней облачности во многом определяло температурный режим ледниковой зоны: ясные дни (средняя температура 9,8 °С) были гораздо теплее пасмурных (2,8 °С).

За период наблюдений выпало 136 мм осадков (в июле 54 мм, в августе 82 мм), большей частью (85%) в жидким виде. Число дней с осадками составило 50% (в июле 10 дней, в августе 15). Повторяемость дней с осадками высокой интенсивности ( $> 10$  мм/сут) – 8%, а низкой ( $< 5$  мм/сут) – 36%. В течение суток максимальная интенсивность осадков не превышала 0,26 мм/мин. Таким образом, преобладали осадки малой интенсивности. Суммарная (за сутки) продолжительность периода выпадения осадков достигала 12 ч (21 августа). В течение наиболее продолжительного непрерывного периода с осадками (с 12 по 22 августа) выпало 45% их суммы. Суточный максимум осадков (30 мм) отмечен 13 августа. Кроме того, значительные осадки наблюдались 13 июля (19 мм), 4 августа (17 мм) и 16 июля (11 мм). Суточный ход осадков почти не выражен, хотя наибольшее их количество приходилось на ночное время. Сумма осадков на леднике была в 1,8 раз больше, чем на ГМС Чара (коэффициент корреляции между рядами осадков равен 0,77). Данные ГМС Чара относительно хорошо воспроизводили число дней без осадков (96% этого показателя в ледниковой зоне), а также осадки разной интенсивности (от 50% для градации менее 5 мм/сут до 100% для градаций 10–30 и более 30 мм/сут).

*Среднее суточное атмосферное давление* колебалось в диапазоне от 743 гПа (26–27 июля) до 757 гПа (6–7 августа), а его междусуточные изменения – от –3,9 гПа (12–13 августа) до 7,7 гПа (4–5 августа). Сезонный ход атмосферного давления отражает макромасштабные изменения в нижней тропосфере – смену высотных циклонов и антициклонов (коэффициент корреляции с высотой геопотенциала 700 гПа равен 0,97). В суточном ходе давления прослеживался вечерний максимум (около 21 ч) и утренний минимум (5 ч); средняя суточная амплитуда давления составила 2,4 гПа, а максимальная – 6,6 гПа (4.08).

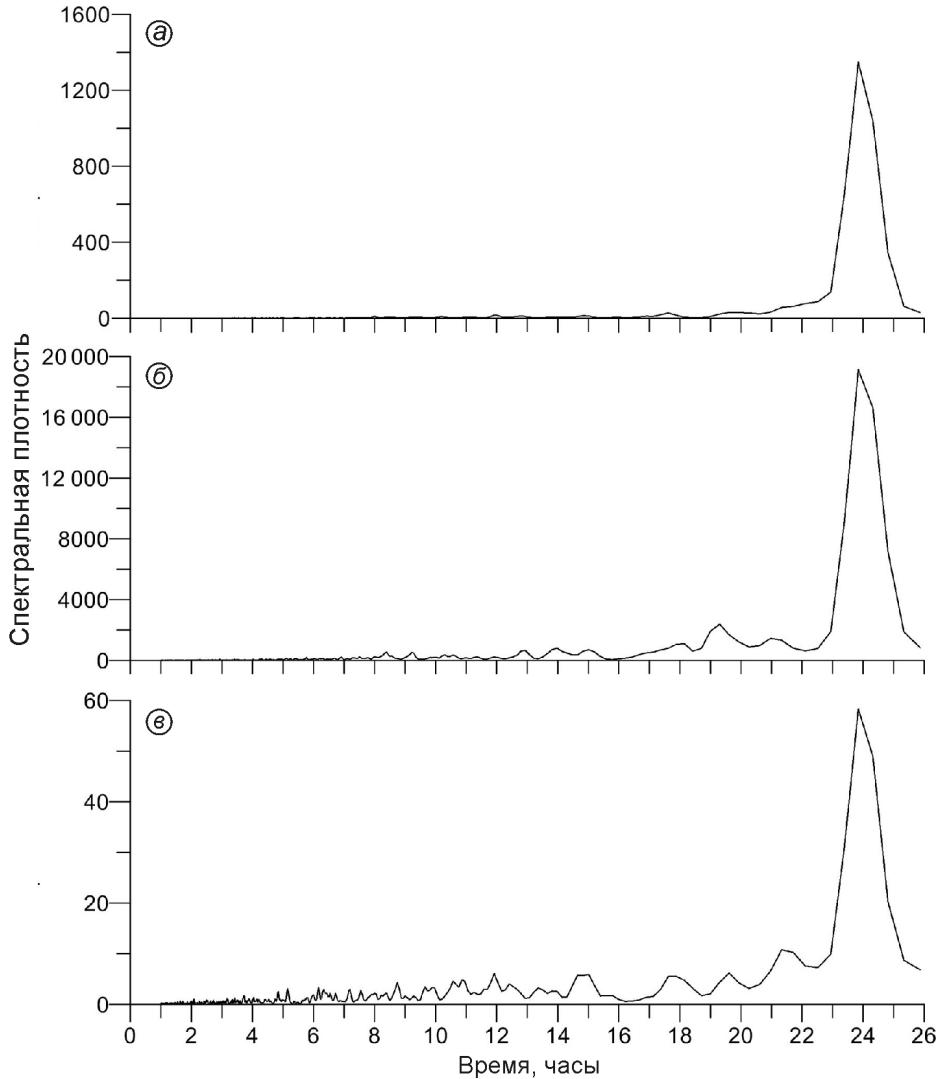
*Средние суточные скорости ветра* ( $\geq 0,5$  м/с) были относительно небольшими: от 0,8 м/с (8 августа) до 2,4 м/с (4 августа) при среднем значении 1,3 м/с. *Максимальные скорости* менялись от 3,5 до 15,6 м/с. Абсолютный максимум (15,6 м/с) зафиксирован 5 июля в 23 ч 30 мин. Повторяемость максимальной скорости  $> 5$  м/с составляла 32%,  $> 10$  м/с – 2%, а штиля ( $< 0,5$  м/с) – 33% (с ночным максимумом). Наи-

большее число суточных максимумов скорости (35%) приходилось на дневное время. Усиление ветра в основном было связано с прохождением атмосферных фронтов. Так, 5, 18 июля и 4 августа максимумы скорости наблюдались при прохождении холодного фронта, 13 августа – тёплого фронта, а 29 июля и 10 августа – фронта окклюзии.

Преобладающими ветрами были северо-восточные и восточные (повторяемость 28 и 26% соответственно), дующие из долины р. Левая Сыгыкта. В течение дня данное распределение сохранялось с небольшими отклонениями. Утром наблюдался максимум повторяемости северо-восточного ветра, а вечером – восточного. Днём увеличивалась частота ветров со стороны ледника (северного и северо-западного), а ночью – из долины р. Олений Рог (западный). Из-за влияния рельефа направления ветра на морене отличались от свободной атмосферы, где преобладали северо-западные и северные ветры (с высотой увеличивалась доля западного и южного направлений).

Для выявления периодической составляющей в метеорологических временных рядах выполнен их спектральный анализ. Функции спектральной плотности (в пределах суточного диапазона) для температуры воздуха, относительной влажности и скорости ветра приведены на рис. 3. Отчётливо выделяется 24-часовая периодичность, обусловленная суточным ходом радиационного баланса. Однако внутрисуточная периодичность выражена довольно слабо, особенно для температуры и влажности. Возможно, это объясняется ослаблением горно-долинной циркуляции в районе ГМС (водораздельная область) или нивелированием внутрисуточных колебаний более мощными синоптическими процессами.

**Радиационный режим.** Изменения компонентов радиационного баланса ледника показаны на рис. 4, а их значения для морены и ледника, осреднённые за период наблюдений, в табл. 3. Величины и размах колебаний приходящей коротковолновой радиации в обоих пунктах мало отличались ( $r = 0,99$ ). Средние суточные значения коротковолновой радиации на леднике характеризовались значительной изменчивостью (коэффициент вариации 0,57) в пределах 28–323 Вт/м<sup>2</sup>. Максимальные величины колебались от 163 до 1027 Вт/м<sup>2</sup>. Наиболее низкие средние значения ( $< 50$  Вт/м<sup>2</sup>) наблюдались 9 и 13 июля,



**Рис. 3.** Функции спектральной плотности для метеорологических показателей, измеренных на морене в июле–августе 2019 г.:

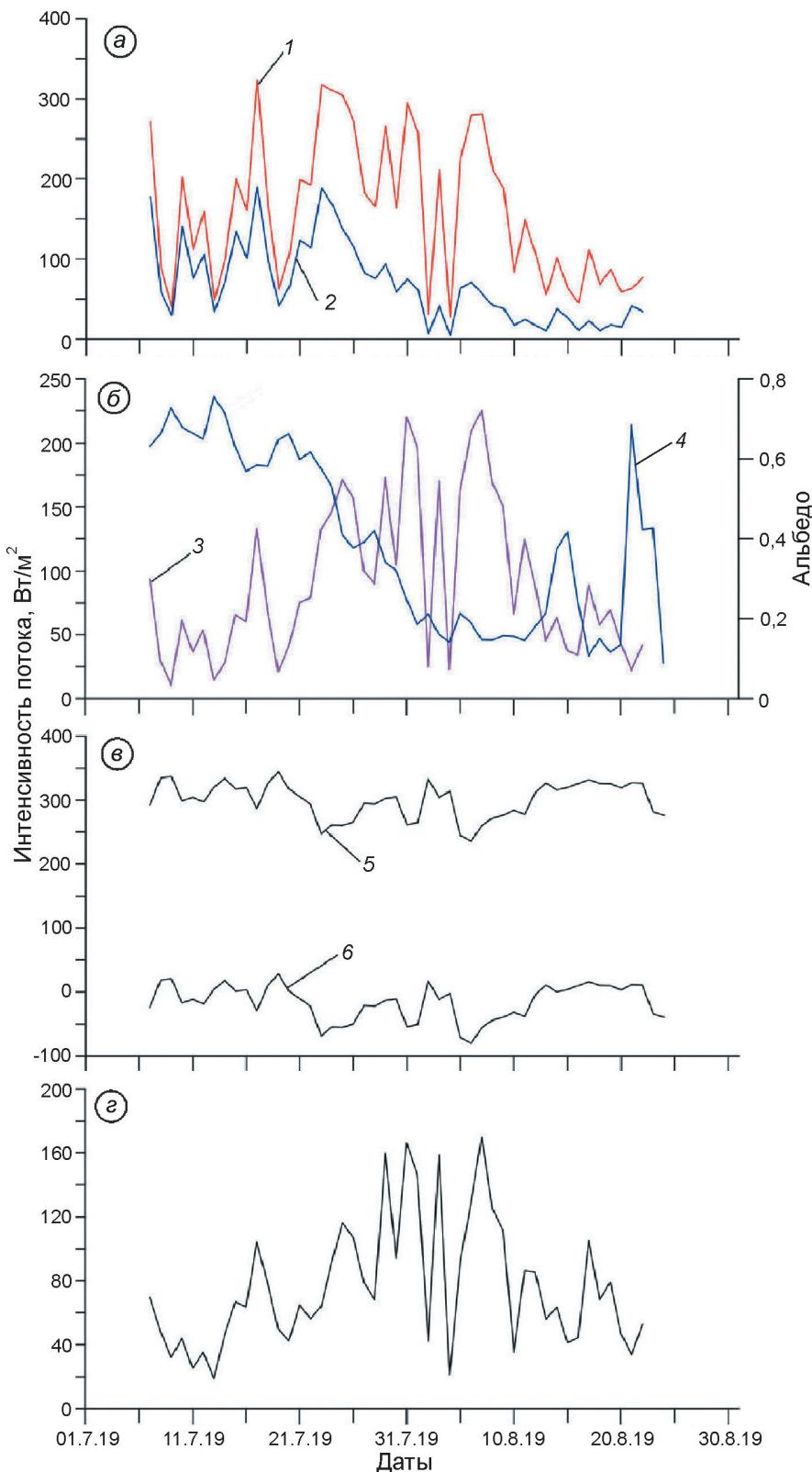
*a* – температура воздуха; *б* – относительная влажность воздуха; *в* – скорость ветра

**Fig. 3.** Spectral density functions for meteorological indicators measured on the moraine in July–August 2019:  
*a* – air temperature; *b* – relative air humidity; *c* – wind speed

а также 2, 4 и 16 августа в условиях пасмурной погоды с осадками (см. рис. 2, б). Физическая связь приходящей коротковолновой радиации с облачностью очевидна и подтверждается высокими коэффициентами корреляции: –0,69 для общей облачности и –0,79 для нижней.

В отличие от приходящей потоки *отражённой радиации* на морене и леднике различались в среднем в 3,6 раза из-за разницы в альбедо (полученные значения). Если *альбедо морены* было низким и мало менялось, то *альбедо ледника* варьировало в диапазоне 0,10–0,76, в результате чего ледниковая поверхность поглощала в среднем в

1,6 раз меньше солнечной радиации. В зависимости от характера поверхности в изменении альбедо и поглощённой радиации на леднике можно выделить два периода: а) с 7 июля по 6 августа (снежная поверхность) альбедо линейно уменьшалось (0,02 в сутки) в процессе таяния снега и загрязнения, а поглощённая радиация увеличивалась; б) с 7 по 24 августа (ледяная поверхность) альбедо на фоне низких значений (около 0,15) имело два выраженных пика (0,42 и 0,68), обусловленных летними снегопадами (14–15 и 21 августа). Таким образом, к 7 августа снежный покров в пункте наблюдения полностью раста-



**Рис. 4.** Средние суточные значения интенсивности потоков радиации на ледниковой поверхности в июле–августе 2019 г.:

*а* – 1 – приходящая и 2 – отражённая коротковолновая радиация; *б* – 3 – поглощённая коротковолновая радиация; 4 – альбедо; *в* – 5 – длинноволновое излучение атмосферы, 6 – баланс длинноволновой радиации; *г* – радиационный баланс

**Fig. 4.** Daily averaged values of radiation fluxes on the glacial surface in July–August 2019:

*a* – 1 – incoming and 2 – reflected short-wave radiation; *b* – 3 – absorbed short-wave radiation and 4 – albedo; *v* – 5 – long-wave radiation of the atmosphere, 6 – long-wave radiation balance; *g* – net radiation balance

ял, а выпадавший в августе свежий снег стаивал довольно быстро – за 1–2 дня. В дни с летними снегопадами баланс коротковолновой радиации

уменьшался в 2,5 раза: если 15 августа (день со снегопадом) баланс был 41 Вт/м<sup>2</sup>, то 17 августа (после стаивания снега) – 89 Вт/м<sup>2</sup>.

Таблица 3. Средние значения альбедо и составляющих радиационного баланса для поверхностей морены и ледника за период 7.07–22.08.2019 г.

Параметры	Место измерений	
	морена	ледник
Альбедо А, доля ед.	0,11	0,41
Приходящая коротковолновая радиация $Q$	166/14,3*	160/13,8
Отражённая коротковолновая радиация $Q_{\text{от}}$	19/1,6	69/6,0
Баланс коротковолновой радиации $B_k$	146/12,6	91/7,9
Противоизлучение атмосферы (приходящая длинноволновая радиация) $E_a$	301/26,0	301/26,0
Собственное длинноволновое излучение подстилающей поверхности $E_n$	357/30,8	316/27,3
Баланс длинноволновой радиации $B_d$	−57/−4,9	−15/−1,3
Радиационный баланс $B$	90/7,8	76/6,6

\*В числителе – средняя суточная интенсивность радиации, Вт/м<sup>2</sup>; в знаменателе – средняя суточная сумма радиации, МДж/м<sup>2</sup>

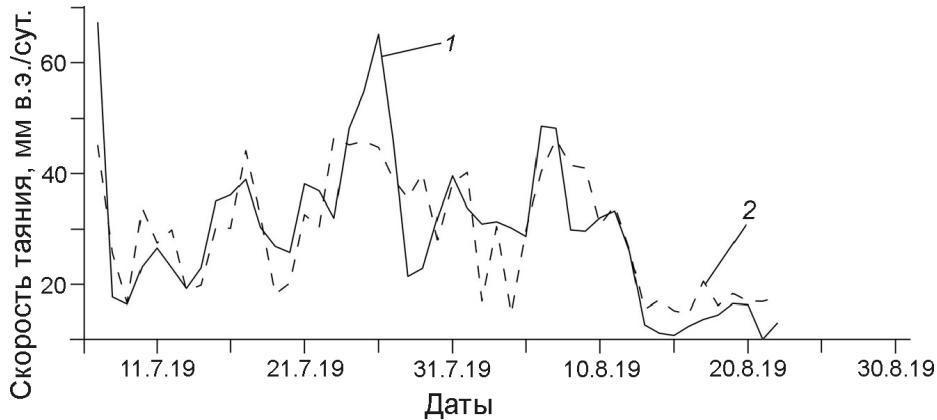
Средние суточные значения *приходящей длинноволновой радиации* в отличие от коротковолновой характеризовались незначительными колебаниями (коэффициент вариации 0,09) – в пределах от 236 до 344 Вт/м<sup>2</sup>. В 88% дней они превышали коротковолновую радиацию в среднем в 1,8 раза; наиболее существенные различия наблюдались во второй и третьей декадах августа. Коротковолновая радиация превышала длинноволновую лишь в течение шести ясных (средняя общая облачность 28%, нижняя – 6%) дней: 23–25 июля, 31 июля и 6–7 августа. Осреднённый суточный ход длинноволновой радиации имел выраженный дневной максимум (15–16 ч), среднюю суточную амплитуду 73 Вт/м<sup>2</sup> и хорошо коррелировал с суточным ходом температуры воздуха ( $r = 0,96$ ), однако в дни с высоким влагосодержанием воздуха (>8 гПа) корреляция была отрицательной. Из-за различий в температуре поверхности длинноволновое излучение морены и ледника кардинально отличались: в среднем излучение морены было на 41 Вт/м<sup>2</sup> больше. Осреднённый баланс *длинноволновой радиации* в обоих пунктах был отрицательным, однако на леднике в течение 20 дней (41%) он имел положительные значения (среднее – 11 Вт/м<sup>2</sup>, максимальное – 29 Вт/м<sup>2</sup>). Продолжается статистически значимая связь между балансом длинноволновой радиации и нижней облачностью ( $r = 0,83$ ): при облачности более 5 баллов баланс был положительным. В среднем эффективное излучение ледника было в 3,8 раз меньше, чем морены.

*Радиационный баланс* определялся коротковолновой составляющей ( $r = 0,85$ ). Средние суточные суммы баланса морены и ледника были

положительными и близкими по величине: на морене – 7,8 МДж/м<sup>2</sup>, а на леднике – 6,6 МДж/м<sup>2</sup>. В целом за период с 7 июля по 22 августа радиационный баланс составил ~365 МДж/м<sup>2</sup> (морена) и ~310 МДж/м<sup>2</sup> (ледник). Таким образом, несмотря на меньшую величину поглощённой коротковолновой радиации, радиационный баланс ледника и морены был сопоставим (на леднике на 16% меньше) за счёт меньшего эффективного излучения ледниковой поверхности.

*Поверхностное таяние и его связь с метеопараметрами.* Суточные значения измеренной и рассчитанной скоростей таяния показаны на рис. 5. Средняя скорость составила 29 мм в.э./сут., однако она отличалась сильной изменчивостью в диапазоне от 10 до 67 мм/сут. В июле таяние было более интенсивным, чем в августе (34 и 24 мм/сут. соответственно), однако стратиграфия снежного покрова (см. ранее) показывает, что часть талой воды повторно замерзала (внутреннее питание). Наиболее высокие скорости таяния наблюдались 7 июля (абсолютный максимум), 24–26 июля, а также 6–7 августа. Полное стаивание снежного покрова в пункте измерений датируется 7 августа (кумулятивное таяние к этому времени составило 1050 мм в.э.). После 13 августа аблация находилась на низком уровне (в среднем 13 мм/сут.). Всего за период наблюдений суммарное таяние составило 1381 мм в.э., а средняя величина температурного коэффициента таяния – 4,0 мм/(сут. °C).

Связь скорости таяния с метеорологическими параметрами оценена с помощью корреляционного анализа (табл. 4). Наиболее тесная связь ( $|r| = 0,70 \div 0,74$ ) установлена для относительной влажности, приходящей коротковолновой радиа-



**Рис. 5.** Суточное таяние  $M$  на леднике в месте установки автоматической метеостанции:

1 – измеренное и 2 – рассчитанное с помощью линейной регрессионной модели, включающей в себя среднюю температуру  $T_{cp}$ , относительную влажность воздуха  $R$  и приходящую коротковолновую радиацию  $Q$  ( $M = 0,56T_{cp} - 0,21R + 0,06Q + 31,85$ )

**Fig. 5.** Daily glacier melt  $M$  at the location of automatic weather station:

1 – measured and 2 – calculated using a linear regression model that includes mean air temperature  $T_{cp}$ , relative humidity  $R$  and incoming short-wave radiation  $Q$  ( $M = 0,56T_{cp} - 0,21R + 0,06Q + 31,85$ )

ции, температуры поверхности грунта, нижней облачности и максимальной температуры воздуха. Коротковолновая радиация, как прямо, так и косвенно через облачность, в значительной степени регулировала интенсивность таяния. Вероятно, влиянием облачности объясняется более сильная корреляция таяния с относительной влажностью, а не с температурой. Сильная положительная связь с температурой поверхности грунта и максимальной температурой воздуха также указывает на ведущую роль солнечной радиации в таянии ледника. Большой вклад солнечной радиации в таяние подтверждается тем, что коэффициент корреляции абляции с балансом коротковолновой радиации выше, чем с радиационным балансом. Характер связи таяния с температурой и поглощённой коротковолновой радиацией существенно меняется в зависимости от взаимного сочетания этих двух факторов: наиболее сильная связь с солнечной радиацией фиксировалась в диапазоне температур 5–10 °C ( $r = 0,72$ ); наиболее сильная связь с температурой наблюдалась при радиации менее 75 Вт/м<sup>2</sup> ( $r = 0,72$ ). На характер связи таяния с температурой сильно влияет нижняя облачность: с увеличением облачности коэффициент корреляции увеличивается (в ясные дни  $r = 0,29$ , в пасмурные  $r = 0,99$ ). Отметим, что использование температуры воздуха в качестве единственного предиктора таяния объясняет лишь 46% его дисперсии (со стандартной ошибкой 34% средней суточной абляции).

Для статистической оценки связи скорости таяния с комбинацией нескольких метеорологических параметров мы использовали метод множественной линейной регрессии. Связи с двумя или тремя параметрами характеризуются более высокими коэффициентами корреляции ( $> 0,7$ ), чем с одним. Наиболее сильная трёхфакторная связь ( $r = 0,78$ ) установлена для комбинации температуры, относительной влажности и приходящей коротковолновой радиации (см. табл. 4 и рис. 5). При этом анализ частных корреляций показал, что коротковолновая радиация сильнее двух других параметров влияет на изменения абляции. Данная модель объясняет 62% общей дисперсии абляции (стандартная ошибка 30% суточного таяния), хорошо воспроизводит среднее значение, но гораздо хуже – положительные аномалии ( $>60$  мм/сут.) и значения в диапазоне 20–30 мм/сут.

## Обсуждение результатов

Анализ метеорологических данных позволил установить ведущую роль радиационного баланса в формировании суточного хода температуры и относительной влажности воздуха, а также скорости ветра в ледниковой зоне. Однако синоптические процессы часто нарушили естественный суточный ход и были причиной непериодических (или квазипериодических) колебаний метеопараметров в сезонном ходе. Частая

Таблица 4. Коэффициенты корреляции  $r$  ледниковой аблации с метеорологическими параметрами (средние суточные данные)

Параметры	$r$	Сочетание параметров	$r$
Относительная влажность $R$	-0,74	$Q + R + T_{cp}$	0,78
Приходящая коротковолновая радиация $Q$ , температура поверхности грунта $T_{gp0}$	0,73	$R + Q$	0,78
Нижняя облачность (по данным ГМС Чара) $C_{ниж}$	-0,70	$Q + T_{cp}$	0,77
Максимальная суточная температура воздуха $T_{макс}$	0,70	$R + T_{cp}$	0,75
Средняя суточная температура воздуха $T_{cp}$	0,68	$Q + E_a$	0,74
Противоизлучение атмосферы (приходящая длинноволновая радиация $E_a$ , баланс длинноволновой радиации $B_d$ )	-0,64	$C_{общ} + T_{cp}$	0,74
Баланс коротковолновой радиации $B_k$	0,59	$T_{cp} + B_k$	0,73
Общая облачность (по данным ГМС Чара) $C_{общ}$	-0,52	$T_{cp} + B()$	0,70
Радиационный баланс $B$	0,44	$T_{cp} + P$	0,69
Осадки $P$	-0,33	$B_d + B_k$	0,65

\*Все коэффициенты корреляции значимые на уровне 95%. Параметры множественной линейной регрессии указаны в порядке уменьшения их относительного вклада в аблацию, который был рассчитан на основе частных коэффициентов корреляции.

смена воздушных масс объясняется сложным сочетанием циркуляционных процессов в нижней тропосфере над Кодаром, расположенным на границе Атлантического и Тихоокеанского влагораздела. В работе [22] показано, что на фоне ослабленного западного переноса летний период на Кодаре характеризуется как ультраполярными вторжениями, так и адвекциями тропического воздуха в тёплых секторах циклонов, приходящих из Монголии и Дальнего Востока. Так, выявленные квазициклические колебания температуры воздуха (с периодом в несколько суток) отражают последовательную смену высотных циклонических и антициклонических процессов.

Полученные данные о составляющих радиационного баланса кодарского ледника проясняют природу его таяния. В приходной части радиационного баланса ледника доля коротковолновой радиации составляла 35%, а длинноволновой – 65% (см. табл. 3). В абсолютных цифрах средняя интенсивность приходящей на ледник коротковолновой радиации в июле–августе 2019 г. равна 165 Вт/м<sup>2</sup> (в пиковых значениях достигала 1114 Вт/м<sup>2</sup>). Эта величина хорошо согласуется с данными из субарктических районов Евразии (< 200 Вт/м<sup>2</sup>), которые характеризуются преобладанием пасмурной погоды летом: Ян-Майен [23], Южная Норвегия [24], Полярный Урал [25], Сунтар-Хаята [25]. Однако она несколько ниже, чем на ледниках умеренного пояса и южного горного обрамления (200–300 Вт/м<sup>2</sup>): Альпы [26], Монгольский Алтай [27], Кавказ [12, 28]. Отметим, что даже в южных регионах средние значения

коротковолновой радиации в отдельные месяцы могут быть меньше 150 Вт/м<sup>2</sup>, как это наблюдалось на леднике Джанкуат в июле–августе 2017 г. [28]. На наш взгляд, относительно низкие значения солнечной радиации на Кодаре объясняются значительной облачностью, что подтверждается сильной отрицательной корреляцией коротковолновой радиации с облачностью и относительной влажностью ( $|r| > 0,7$ ).

Районирование режима облачности над Сибирью [29] показало, что Забайкалье летом характеризуется повышенным средним баллом облачности (7,0), что, очевидно, связано с сезонной активизацией циклогенеза [22]. Повышенные значения относительной влажности (70%) над северным Забайкалем хорошо видны на климатических картах. Кроме того, уменьшение потока солнечной радиации может быть следствием снижения прозрачности атмосферы из-за лесных пожаров. Лето 2019 г. в районе исследования отличалось большим числом таких пожаров: по данным ГМС Чара в июле–августе дымка от лесных пожаров наблюдалась в течение 25 дней (40%). Количественная оценка отмеченных факторов должна стать предметом дополнительного изучения на основе анализа более длинных временных рядов. Ледниковая поверхность получала тепло в виде поглощённой коротковолновой радиации (91 Вт/м<sup>2</sup>), которая регулировалась альбедо. В свою очередь альбедо изменялось в двух режимах в зависимости от наличия или отсутствия снежного покрова на леднике, что, возможно, специфично для

кодарских ледников с невысокой долей ( $< 0,55$ ) области аккумуляции [17]. Летние снегопады в области аблации кодарских ледников могут уменьшать поглощённую радиацию в 2,5 раза.

В отличие от коротковолнового, длинноволновый баланс относился к расходной части радиационного баланса ( $-15 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ). Поток приходящей длинноволновой радиации был больше коротковолнового в среднем в 1,9 раза, но её влияние нивелировалось постоянно высоким излучением ледниковой поверхности. Близкие соотношения между коротко- и длинноволновым потоками получены на ледниках в районах с высоким баллом облачности, например в Южной Норвегии [24]. В пасмурную погоду длинноволновый баланс Сыгыктинского ледника был слабоположительным (до  $29 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ). Уменьшение потерь тепла ледниковой поверхностью в пасмурные дни согласуется с выводами, полученными ранее на других ледниках, например на леднике Марух на Кавказе [25]. Однако, учитывая невысокие положительные значения длинноволнового баланса, его влияние на таяние было незначительным (17% средней аблации).

Отношение величины измеренного радиационного баланса к тепловому эквиваленту таяния ( $29 \text{ мм} \sim 72 \text{ Вт}/\text{м}^2$  при средней плотности фирна  $650 \text{ кг}/\text{м}^3$ ), близкое к единице, предполагает, что почти всё радиационное тепло затрачивалось на таяние. Радиационный баланс Сыгыктинского ледника (как и большинства других ледников Земли) был основным источником энергии для таяния и определялся, прежде всего, балансом коротковолновой радиации. Этот вывод соглашается с количественными оценками составляющих теплового баланса на ледниках Внутренней Азии – Монгольском Алтае [27], Наньшане [9] и Восточном Саяне [13], где на таяние уходит 92–94% радиационного тепла. При этом в приходной части их теплового баланса на долю поглощённой коротковолновой радиации приходится 83–96%, а на поток явного тепла – 4–10%. Наличие круглосуточной температурной инверсии в приледниковом слое воздуха [25, 30] подразумевает положительный вклад турбулентного тепла в тепловой баланс, особенно при высоких скоростях ветра. Основываясь на результатах данного исследования, можно предположить, что скрытое тепло конденсации также является положительным членом теплового баланса.

Доминирующий вклад радиационной составляющей в аблацию объясняет важную роль таких факторов, как облачность, относительная влажность, орография, содержание аэрозолей и водяного пара в атмосфере, которые прямо или косвенно контролируют поступление солнечной радиации, хотя ранее они почти не учитывались при исследовании сибирских ледников. Вероятно, более интенсивное сокращение кодарских ледников южной экспозиции с конца малого ледникового периода [17] объясняется различиями в балансе коротковолновой радиации. Кроме того, основываясь на полученных результатах, можно предположить, что ускоренное таяние ледников Кодара в конце XX в. [1–4] было обусловлено не столько ростом летней температуры, сколько увеличением приходящей солнечной радиации, например, в результате уменьшения облачности при изменении режима атмосферной циркуляции.

## Заключение

В июле–августе 2019 г. в ледниковой зоне хр. Кодар (Сыгыктинский ледник) с помощью автоматической системы мониторинга впервые были проведены непрерывные измерения метеорологических и радиационных характеристик с высоким разрешением. В рядах температуры, относительной влажности и скорости ветра выявлены 24-часовая периодичность и непериодические колебания, обусловленные синоптическими процессами. В сезонном ходе температуры обнаружены квазиклинические колебания, связанные с крупномасштабными атмосферными процессами в нижней тропосфере. Приходящая коротковолновая радиация характеризовалась значительной изменчивостью, тесной отрицательной связью с облачностью и была близка по величине к субарктическим ледниковым районам. Коротковолновый баланс ледника в значительной степени регулировался альбедо и в дни с летними снегопадами уменьшался в 2,5 раза. Потеря тепла происходила за счёт эффективного излучения, однако при пасмурной погоде длинноволновый баланс был положительным. Баланс коротковолновой радиации вносил основной энергетический вклад в таяние, что согласуется с оценками, полученными на ледниках Внутренней Азии (Наньшань, Монгольский Алтай, Восточный

Саян). Статистический анализ позволил установить тесные связи аблации с относительной влажностью, приходящей коротковолновой радиацией и нижней облачностью. Эти факторы необходимо учитывать при построении гляциоклиматических моделей. Влияние радиационного фактора на скорость таяния объясняет более интенсивное сокращение кодарских ледников южной экспозиции с конца малого ледникового периода и их ускоренное таяние в конце XX – начале XXI в.

**Благодарности.** Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00668), а

также проектов НИР № 0345-2019-0006 (AAAA-A16-116122110063-0) и № 0347-2019-0003 (AAAA-A17-117041910172-4). Авторы выражают искреннюю благодарность двум анонимным рецензентам за их ценные замечания к первоначальному варианту рукописи.

**Acknowledgements.** The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 19-05-00668) and by the research projects № 0345-2019-0006 (AAAA-A16-116122110063-0) and № 0347-2019-0003 (AAAA-A17-117041910172-4). Authors thank two anonymous reviewers for valuable comments on the original manuscript.

## Литература

1. Osipov E.Y., Osipova O.P. Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age // Annals of Glaciology. 2014. V. 55. P. 167–176. doi: 10.3189/2014AoG66A135.
2. Осипов Э.Ю., Осипова О.П. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 2. С. 33–41. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-33-41.
3. Stokes C., Shahgedanova M., Evans I., Popovniv V. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia // Global and Planetary Change. 2013. V. 101. P. 82–96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.12.010.
4. Osipov E.Y., Osipova O.P. Glaciers of the Levaya Sygykta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades // Environment Earth Sciences. 2015. V. 74. № 3. P. 1969–1984. doi: 10.1007/s12665-015-4352-4.
5. Shahgedanova M., Popovniv V., Aleynikov A., Stokes C. Geodetic mass balance of Azarova glacier, Kodar mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. P. 129–137. doi: 10.3189/172756411797252275.
6. Осипова О.П., Осипов Э.Ю. Особенности циркуляционного режима над хребтом Кодар в период аблации ледников // География и прир. ресурсы. 2014. № 1. С. 118–123.
7. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. P. D16104. doi: 10.1029/2003JD004338.
8. Giesen R.H., van den Broeke M.R., Oerlemans J., Andreassen L.M. Surface energy balance in the ablation zone of Midtdalsbreen, a glacier in southern Norway: Interannual variability and the effect of clouds // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. P. D21111. doi: 10.1029/2008JD010390.

## References

1. Osipov E.Y., Osipova O.P. Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age. Annals of Glaciology. 2014, 55 (66): 167–176. doi: 10.3189/2014AoG66A135.
2. Osipov E.Y., Osipova O.P. Dynamics of glaciation in the South East Siberia mountains over the past 160 years. Led i Sneg. Ice and snow. 2015, 55 (2): 33–41. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-33-41. [In Russian].
3. Stokes C., Shahgedanova M., Evans I., Popovniv V. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia. Global and Planetary Change. 2013, 101: 82–96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.12.010.
4. Osipov E.Y., Osipova O.P. Glaciers of the Levaya Sygykta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. Environment Earth Sciences. 2015, 74 (3): 1969–1984. doi: 10.1007/s12665-015-4352-4.
5. Shahgedanova M., Popovniv V., Aleynikov A., Stokes C. Geodetic mass balance of Azarova glacier, Kodar mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change. Annals of Glaciology. 2011, 52: 129–137. doi: 10.3189/172756411797252275.
6. Osipova O.P., Osipov E.Yu. Characteristics of the circulation regime over Kodar range during the glacier ablation period. Geography and Natural Resources. 2014, 35: 77–81. doi: 10.1134/S1875372814010119.
7. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. Journ. of Geophys. Research. 2004, 109: D16104. doi: 10.1029/2003JD004338.
8. Giesen R.H., van den Broeke M.R., Oerlemans J., Andreassen L.M. Surface energy balance in the ablation zone of Midtdalsbreen, a glacier in southern Norway: Interannual variability and the effect of clouds. Journ. of Geophys. Research. 2008, 113: D21111. doi: 10.1029/2008JD010390.

9. Sun W., Qin X., Du W., Liu W., Liu Y., Zhang T., Xu Y., Zhao Q., Wu J., Ren J. Ablation modeling and surface energy budget in the ablation zone of Laohugou glacier No. 12, western Qilian mountains, China // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. P. 111–120. doi: 10.3189/2014AoG66A902.
10. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период аблации за последние 65 лет // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19.
11. Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповин В.В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период аблации в 2007–2015 годах // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54).
12. Торопов П.А., Шестакова А.А., Поляхов А.А., Семенова А.А., Михаленко В.Н. Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 58–76. doi: 10.31857/S2076673420010023.
13. Osipova O.P., Osipov E.Y. Meteorological regime of the glacier No. 18 (the Peak Topografov massif, East Sayan range) // IOP Conf. Ser. Earth Environment Sciences. 2019. V. 381. P. 12071. doi: 10.1088/1755-1315/381/1/012071.
14. Преображенский В.С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 73 с.
15. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 43 с.
16. Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Голобокова Л.П. Оценка современного состояния южного Сыгыктинского ледника – одного из крупнейших ледников хр. Кодар // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (118). С. 51–58. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-51-58.
17. Osipov E.Y., Osipova O.P. Reconstruction of the Little Ice Age glaciers and equilibrium line altitudes in the Kodar Range, southeast Siberia // *Quaternary International*. 2019. V. 524. P. 102–114. doi: 10.1016/j.quaint.2018.11.033.
18. Osipov E.Y. Distribution and chemical composition of snow cover of the Sygyktinsky glacier (Kodar Ridge, south eastern Siberia) // *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. V. 4. № 1. P. 562–563. doi: 10.31951/2658-3518-2020-A-4-562.
19. Carturan L., Cazorzi F., Dalla Fontana G., Zanoner T. Automatic measurement of glacier ice ablation using thermistor strings // *Journ. of Glaciology*. 2019. V. 65. (250). P. 188–194. doi: 10.1017/jog.2018.103.
20. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteorol. Society*. 1996. V. 77. P. 437–471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
9. Sun W., Qin X., Du W., Liu W., Liu Y., Zhang T., Xu Y., Zhao Q., Wu J., Ren J. Ablation modeling and surface energy budget in the ablation zone of Laohugou glacier No. 12, western Qilian mountains, China // *Annals of Glaciology*. 2014, 55: 111–120. doi: 10.3189/2014AoG66A902.
10. Toropov P.A., Mikhalev V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19. [In Russian].
11. Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovin V.V. Evaluation of the components of the heat balance of the Djankuat glacier (Central Caucasus) during the period of ablation in 2007–2015. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2018, 22 (4): 42–54. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54). [In Russian].
12. Toropov P.A., Shestakova A.A., Poliukhov A.A., Semenova A.A., Mikhalev V.N. Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (1): 58–76. doi: 10.31857/S2076673420010023. [In Russian].
13. Osipova O.P., Osipov E.Y. Meteorological regime of the glacier No. 18 (the Peak Topografov massif, East Sayan range). IOP Conf. Ser. Earth Environment Sciences. 2019, 381: 12071. doi: 10.1088/1755-1315/381/1/012071.
14. Preobrazhenskiy V.S. *Kodarskij lednikovyj rajon (Zabajkal'e)*. Kodar glacial area (Transbaykalia). Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960: 73 p. [In Russian].
15. Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 17. Is. 2. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 43 p. [In Russian].
16. Osipov E.Y., Osipova O.P., Golobokova L.P. Assessment of the current state of South Sygyktinsky Glacier – one of the largest glaciers of Kodar Range. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 2 (118): 51–58. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-51-58. [In Russian].
17. Osipov E.Y., Osipova O.P. Reconstruction of the Little Ice Age glaciers and equilibrium line altitudes in the Kodar Range, southeast Siberia. *Quaternary International*. 2019, 524: 102–114. doi: 10.1016/j.quaint.2018.11.033.
18. Osipov E.Y. Distribution and chemical composition of snow cover of the Sygyktinsky glacier (Kodar Ridge, south eastern Siberia). *Limnology and Freshwater Biology*. 2020, 4 (1): 562–563. doi: 10.31951/2658-3518-2020-A-4-562.
19. Carturan L., Cazorzi F., Dalla Fontana G., Zanoner T. Automatic measurement of glacier ice ablation using thermistor strings. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (250): 188–194. doi: 10.1017/jog.2018.103.
20. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteorol. Society*. 1996, 77: 437–471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
21. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G.,

21. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hölm E.V., Isaksen L., Källberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q.J.R. Meteorol. Society. 2011. V. 137. P. 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
22. Осипова О.П., Осипов Э.Ю. Циркуляционные процессы в атмосфере и режим осадков в северной части Байкальской горной области // Метеорология и гидрология. 2019. № 10. С. 87–98.
23. Hulth J., Rolstad C., Trondsen K., Rødby R.W. Surface mass and energy balance of Sørbreen, Jan Mayen, 2008 // Annals of Glaciology. 2010. V. 51 (55). P. 110–119. doi: 10.3189/172756410791392754.
24. Andreassen L., Van Den Broeke M., Giesen R., Oerlemans J. A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54 (185). P. 245–258. doi: 10.3189/002214308784886199.
25. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. № 92. С. 3–148.
- 26 Six D., Wagnon P., Sicart J., Vincent C. Meteorological controls on snow and ice ablation for two contrasting months on Glacier de Saint-Sorlin, France // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (50). P. 66–72. doi: 10.3189/172756409787769537.
27. Konya K., Kadota T., Davaa G., Yabuki H., Ohata T. Meteorological and ablation features of Potanin Glacier, Mongolian Altai // Bull. of Glaciol. Research. 2010. V. 28. P. 7–16. doi: 10.5331/bgr.28.7.
28. Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017 // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 1463–1481. doi: 10.5194/essd-11-1463-2019.
29. Комаров В.С., Нахтигалова Д.П., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я. Климатическое районирование территории Сибири по режиму общей и нижней облачности как основа для построения локальных облачных моделей атмосферы. Ч. 2. Результаты климатического районирования // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27 (10). С. 899–905.
30. Дроздов О.А., Мосолова Г.И. Интенсивность таяния снега, фирна и льда в горах в зависимости от температуры и солнечной радиации // Тр. ГГО. 1970. Вып. 263. С. 58–71.
- Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hölm E.V., Isaksen L., Källberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Society. 2011, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
22. Osipova O.P., Osipov E.Y. Atmospheric Circulation Processes and Precipitation Regime in the Northern Part of the Baikal Mountain Region. Russian Meteorology and Hydrology. 2019, 44 (10): 695–703. doi: 10.3103/S106837391910008X.
23. Hulth J., Rolstad C., Trondsen K., Rødby R.W. Surface mass and energy balance of Sørbreen, Jan Mayen, 2008. Annals of Glaciology. 2010, 51 (55): 110–119. doi: 10.3189/172756410791392754.
24. Andreassen L., Van Den Broeke M., Giesen R., Oerlemans J. A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway. Journ. of Glaciology. 2008, 54 (185): 245–258. doi: 10.3189/002214308784886199.
25. Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovanii*. Data of Glaciological Studies. 2002, 92: 3–148. [In Russian].
26. Six D., Wagnon P., Sicart J., Vincent C. Meteorological controls on snow and ice ablation for two contrasting months on Glacier de Saint-Sorlin, France. Annals of Glaciology. 2009, 50 (50): 66–72. doi: 10.3189/172756409787769537.
27. Konya K., Kadota T., Davaa G., Yabuki H., Ohata T. Meteorological and ablation features of Potanin Glacier, Mongolian Altai. Bull. of Glaciol. Research. 2010, 28: 7–16. doi: 10.5331/bgr.28.7.
28. Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017. Earth Syst. Sci. Data. 2019, 11: 1463–1481. doi: 10.5194/essd-11-1463-2019.
29. Komarov V.S., Nakhtigalova D.P., Ilin S.N., Lavrinenco A.V., Lomakina N.Ya. Climatic zoning of the Siberia territory according to the total and lower cloudiness conditions as a basis for construction of local cloud atmosphere models. Part 2. The results of climatic zoning. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics Journal. 2014, 27 (10): 899–905. [In Russian].
30. Drozdov O.A., Mosolova G.I. The intensity of melting of snow, firn and ice in the mountains depending on temperature and solar radiation. *Trudy Glavnay Geofizicheskoy Observatorii*. Proc. of the Main Geophysical Observatory. 1970, 263: 58–71. [In Russian].

# Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.578.46:536.2.08

doi: 10.31857/S2076673421020081

## Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта

© 2021 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский\*

Институт географии РАН, Москва, Россия

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

## Estimation of the thermal resistance of snow cover based on the ground temperature

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky\*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

Received February 20, 2020 / Revised February 27, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *thermal resistance, snow cover, thermal conductivity, soil temperature, modeling.*

### Summary

Climate changes have influence on the thermal stability of permafrost soils. The assessment of its changes should be made taking account of the parameters of the snow cover and its thermophysical characteristics. A method for determining the thermal resistance of snow cover and the effective coefficient of thermal conductivity of snow based on ground temperature is proposed for areas of the Arctic zone of the Russian Federation with negative ground temperatures. From data on ground temperature measurements at depths of 20 and 40 cm obtained from hydrometeorological stations, it is possible to estimate the heat flow from the ground into the snow cover and, at a known air temperature and snow depth, to calculate the thermal resistance of the snow and the effective coefficient of thermal conductivity. In this case, the obtained value of the thermal conductivity coefficient of snow will include all the features of the snow cover development by the time of measurement. To develop a method for determining the thermal resistance of snow cover and the effective coefficient of thermal conductivity of snow, numerical experiments were performed using a mathematical model, which allowed establishing the conditions for the applicability of the method. The paper presents results of calculations of the thermal resistance and thermal conductivity of snow cover made by the proposed method for winters of 2006/07 and 2009/10 in Yakutia for the snow cover of different thickness composed mainly by semi-skeletal and skeletal crystals of deep frost, reaching a diameter of 3–5 mm. The use of this method for the conditions of the Yakutsk with a known type of snow formation confirmed its effectiveness.

**Citation:** Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V. Estimation of the thermal resistance of snow cover based on the ground temperature. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 195–205. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020081.

Поступила 20 февраля 2021 г. / После доработки 27 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** *термическое сопротивление, снежный покров, теплопроводность, температура почвы, моделирование.*

Предложена методика определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта, температуре воздуха и толщине снежного покрова. Для отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега выполнены численные эксперименты на математической модели, которые позволили установить условия применимости разработанной методики. Для условий Якутска с известным типом развития снежной толщи установлена высокая эффективность её использования.

### Введение

Одно из негативных последствий современного изменения климата – деградация многолетней мерзлоты, которая отрицательно влияет

на инфраструктуру территорий с её распространением [1–3]. В работе [4] отмечается, что изменение климата к концу первого десятилетия XXI в. привело к уменьшению несущей способности многолетней мерзлоты по сравнению с

1970-ми годами в среднем на 17%, а в отдельных регионах – до 45%. Опасно деформируются объекты железнодорожной, автомобильной и трубопроводной транспортной инфраструктуры. Снежный покров значительно влияет на термическое состояние многолетней мерзлоты [5, 6]. Согласно данным работы [7], изменения среднегодовой температуры почвогрунтов в Сибири в большей мере определяются изменениями толщины снежного покрова (до 60%), а не изменениями температуры воздуха (до 10%). В свою очередь рост числа оттепелей, циклов оттаивания–промерзания и количества жидких осадков влияет на состояние снежного покрова, его теплофизические свойства и стратиграфию [8]. Для оценки реакции многолетнемёрзлых пород (ММП) на текущие изменения климата и разработки методов снижения негативных последствий деградации многолетней мерзлоты необходимо знать особенности воздействия снежного покрова и его характеристики на термический режим грунтов.

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются по разности температуры воздуха и температуры поверхности грунта [5, 6]. В работе [6] приведены карты разности температуры поверхности почвы под снегом в зависимости от температуры воздуха. В Сибири эта разность может составлять 8–20 °C, а на Европейской территории России – 4–8 °C. Важный теплофизический параметр снежного покрова – его *термическое сопротивление*  $R_s$ , равное сумме термических сопротивлений его слоёв [9]. Термическое сопротивление каждого слоя снежной толщи равно отношению его толщины  $h_s$  к величине *коэффициента теплопроводности*  $\lambda_s$  данного слоя снега. Таким образом, зная термическое сопротивление снежной толщи, можно оценить среднее значение коэффициента теплопроводности снежного покрова. Однако для оценки термического сопротивления снежной толщи и среднего значения коэффициента теплопроводности снега необходимы трудоёмкие исследования стратиграфии снежного покрова и знание коэффициента теплопроводности отдельных его слоёв. При этом стратиграфия снежной толщи непрерывно меняется за счёт метаморфизма снега, что приводит к изменению термического сопротивления и коэффициента теплопроводности снега. На практике при моделировании

теплообмена в системе атмосфера–снежный покров–грунт применяют многочисленные зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности [5, 10, 11], которые, однако, не учитывают стратиграфию снежного покрова. При наличии снежного покрова интенсивность охлаждения грунта определяется тепловым потоком через снежный покров. При этом на границе снежного покрова и грунта соблюдаются равенство потоков тепла через снег и приповерхностный слой грунта. Это условие обычно задаётся при моделировании теплообмена в системе снежный покров–грунт [12]. Поэтому при известном потоке тепла в приповерхностном слое грунта можно оценить тепловой поток через снежный покров, а при квазистационарном распределении температуры в снежном покрове рассчитать его термическое сопротивление. Затем, при известной толщине снежного покрова, можно установить эффективный коэффициент теплопроводности снежной толщи, который будет учитывать реальную стратиграфию снежного покрова на момент измерений. Эти действия позволяют проследить динамику изменения эффективного коэффициента теплопроводности снежной толщи.

Цель нашей работы – на основании математического моделирования и на примере данных метеостанции (ГМС) в Якутске оценить возможность определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта.

## Постановка задачи

На территории России температура грунта измеряется на 458 станциях (сайт <http://meteo.ru/data/164-soil-temperature>). Около 30 станций расположены выше Северного полярного круга, наблюдения на которых в основном прекратили в 2011–2015 гг. Отметим также, что наблюдения на этих станциях начинали не одновременно, поэтому общий период наблюдений на них разный [6].

Наблюдения за температурой почвы под естественной поверхностью (по вытяжным термометрам) проводят, как правило, на глубинах 20, 40, 80, 120, 160, 240 и 320 см [13], но часто не на всех из указанных глубин. Основой для определения теплового потока к поверхности грунта служат

наблюдения на глубинах 20 и 40 см. Определение теплового потока у поверхности грунта  $Q_g$  связано с рядом проблем. Величина  $Q_g$  соответствует произведению градиента температуры у поверхности грунта и коэффициента теплопроводности грунта. Как правило, при измерении температуры грунта его состав и влажность неизвестны, поэтому возникает неопределенность в значении коэффициента теплопроводности грунта. Правда, для сравнительной оценки изменчивости величин  $R_s$  и  $\lambda_s$  в первом приближении можно принять плотность суглинка 1600 кг/м<sup>3</sup>, а его влажность 20%. Известно, что суглинистые грунты в Якутии развиты повсеместно [14], поэтому в расчётах часто принимаются эти значения влажности и плотности грунта [14, 15].

Для определения потока тепла на границе снег–грунт следует оценить *градиент температуры у поверхности грунта*. При квазистационарном распределении температуры грунта это можно сделать на глубинах 0–40 см при условии, что температура грунта на таких глубинах отрицательная. В этом случае градиент температуры у поверхности грунта можно считать приблизительно равным градиенту температуры на глубине 20–40 см. При известных значениях толщины снежного покрова и температуры поверхности снега с учётом квазистационарного распределения температуры в снежном покрове можно оценить термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега. Для этого рассмотрим ряд уравнений. При математическом моделировании на границе снег–грунт задаётся условие равенства потоков тепла [12]:

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial y_s} = \lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial y_g},$$

где  $T$  – температура снега и грунта;  $y$  – переменная по глубине снега и грунта;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности; индексы  $s$  и  $g$  относятся к снегу и грунту соответственно.

При квазистационарном распределении температуры в снеге и грунте получим:

$$\begin{aligned} \lambda_s(T_{g0} - T_{s0})/h_s &= \lambda_g(T_{g1} - T_{g0})/h_g \text{ или} \\ (T_{g0} - T_{s0})/R_s &= (T_{g1} - T_{g0})/R_g, \end{aligned}$$

где  $T_{g0}$  и  $T_{s0}$  – соответственно температура поверхности грунта и снега;  $T_{g1}$  – температура грунта на глубине  $h_g$ ;  $R_s$  и  $R_g$  – соответственно терми-

ческое сопротивление снега  $R_s = h_s/\lambda_s$  и грунта  $R_g = h_g/\lambda_g$ ;  $h_s$  – толщина снежного покрова.

Условие квазистационарного распределения температуры в приповерхностном слое грунта предполагает, что величина градиента температуры у поверхности грунта равна градиенту температуры грунта на глубинах 20 и 40 см:

$$(T_{g1} - T_{g0})/h_g = (T_{g40} - T_{g20})/0,2,$$

где  $T_{g40}$  и  $T_{g20}$  – температура грунта на глубинах 40 и 20 см, °C.

Зная это, получим следующие зависимости:

$$(T_{g0} - T_{s0})/R_s = (T_{g40} - T_{g20})/R_{g20};$$

$$R_s = (T_{g0} - T_{s0})R_{g20}/(T_{g40} - T_{g20}); \quad (1)$$

$$\lambda_s = h_s/R_s,$$

$$\text{где } R_{g20} = 0,2/\lambda_g.$$

Из формул (1) следует, что для определения термического сопротивления снежного покрова его толщиной можно пренебречь, а для расчёта эффективного коэффициента теплопроводности снега  $\lambda_s$  необходимо принимать во внимание толщину снега. При этом плотность снега, по которой рассчитывается коэффициент теплопроводности во всех формулах, может быть неизвестна. Для оценки термического сопротивления снежного покрова по формуле (1) необходимо знать температуру поверхности снега  $T_{s0}$ , которая зависит от многих факторов. Например, зимой происходит выхолаживание поверхности снега, вызванное большими значениями альbedo и низкой температурой воздуха [6]. При этом снег сам излучает тепло в виде длинноволновой радиации, что вызывает выхолаживание его поверхности и образование приземных инверсий температуры, когда самая низкая температура отмечается у поверхности снежного покрова. В работе [6] получены уравнения регрессии, показывающие: а) зависимость разности между температурой поверхности под снегом и температурой поверхности снега от толщины снежного покрова (при  $h_s > 5$  см):  $T_{g0} - T_{s0} = 2,5513 \ln(h_s - 5) + 1,36689$ ; б) зависимость разности между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха:  $T_{g0} - T_a = 2,1671 \ln(h_s - 5) + 0,7679$ , где  $T_a$  – температура воздуха, °C,  $h_s$  – толщина снега, см. Из этих двух соотношений можно получить зависимость разности температуры воздуха и температуры по-

верхности снега от толщины снега:  $T_a - T_{s0} = 0,3842 \ln(h_s - 5) + 0,599$ . Наши расчёты по этой зависимости показали, что при толщине снега 10, 30 и 50 см температура поверхности снега ниже температуры воздуха на 1,2, 1,8 и 2,1 °C.

### Математическое моделирование и граничные условия на поверхности снежного покрова

Для оценки влияния разных факторов на температуру поверхности снега, а также отработки методики определения термического со-противления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта выполнены расчёты по математической модели, представленной в работе [12]. При моделировании распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывали с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определяли из условия Стефана. Деформацию грунта и миграцию влаги не учитывали. На верхней границе грунта (или снежного покрова) задавали условие теплообмена с атмосферой, а на нижней границе вводили геотермический поток тепла.

На границе контакта снег–грунт принималось граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла. Для численной реализации модели задавались граничные условия на поверхности и подстилающем основании, начальное распределение температуры и влажности в талом грунте, динамика снегонакопления и изменчивость теплофизических параметров снега.

Рассмотрим подробнее граничные условия на поверхности, которые в основном определяют температуру поверхности снега. На поверхности грунта (снежного покрова) при  $y = 0$  задаётся условие теплообмена с атмосферой в следующем виде:

$$\lambda_{g(s)} \frac{\partial T_{g(s)}}{\partial y} = Q_{th} + Q_e + Q_r + Q_{sn},$$

где  $Q_{th}$ ,  $Q_e$ ,  $Q_r$ ,  $Q_{sn}$  – потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

Потоки тепла рассчитывали по методике, подробно описанной в работе [12]. В модели теплообмен за счёт эффективного излучения опре-

деляли по формуле Н.А. Ефимовой, полученной на основе массовых наблюдений по однотипным приборам на сети станций в разных географических условиях и, по мнению ряда авторов, наиболее пригодной для расчётов эффективного излучения на территории бывшего Советского Союза [16]:

$$Q_r = \varepsilon\sigma T_a^4 (0,254 - 5 \cdot 10^{-5} e_a) (1 - nc_r) + 4\varepsilon\sigma T_a^3 (T_{g(s),0} - T_a),$$

где  $\varepsilon$  – излучательная способность поверхности;  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup>·К<sup>4</sup>) – постоянная Стефана–Больцмана;  $T_a$  и  $T_{g(s),0}$  – температура воздуха и грунтовой (снежной) поверхности соответственно, К;  $n$  – облачность;  $c_r$  – постоянная, линейно зависящая от широты местности, равная 0,8 и 0,7 соответственно на широте 70° и 45°; табличные значения упругости водяного пара  $e_a$  от температуры аппроксимировали кусочно-линейными функциями.

Коэффициент теплообмена для снега принят по формуле П.П. Кузьмина:  $\alpha = 3,4 + 2,2V$ , Вт/(м<sup>2</sup>·К), где  $V$  – скорость ветра, м/с [17]. Коэффициент теплообмена для грунта принимали по формуле А.В. Павлова [18]:  $\alpha = V^{0,5} (7 + 7,2V^{-2})$ , Вт/(м<sup>2</sup>·К). Коэффициент эффективной теплопроводности снега рассчитывали в зависимости от его плотности по формуле

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2, \text{ Вт/(м·К)}, \quad (2)$$

полученной путём обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [10], где  $\rho_s$  – плотность снега, кг/м<sup>3</sup>.

При модельных расчётах для учёта влияния разброса значений плотности на распределение температуры в снеге и грунте плотность снега задавали как функцию его толщины по формулам

$$\rho_s = 150h_s + 120, \text{ кг/м}^3; \quad (3)$$

$$\rho_s = 250h_s + 150, \text{ кг/м}^3, \quad (4)$$

где  $h_s$  – толщина снежного покрова, м.

Первая зависимость приблизительно соответствует средним многолетним значениям для ряда северных районов Западной Сибири, в частности, для ГМС Березово (код Всемирной метеорологической организации (ВМО) – 23631). Вторая зависимость с более высокими значениями плотности снега отвечает условиям архипелага Шпицберген, для которого характерны частые оттепели и метелевый перенос снега. Максимальная толщина снега в рас-

чётах принималась равной 60 см с линейным её ростом в течение периода с отрицательными температурами воздуха.

### Исходные данные и результаты расчётов

Расчёты проводили для суглинка плотностью 1600 кг/м<sup>3</sup> и влажностью 20%. Коэффициенты теплопроводности мёрзлого  $\lambda_g$  и талого  $\lambda_{th}$  суглинка влажностью 20% принимали равными 1,51 и 1,33 Вт/(м·°C) соответственно, а объёмную теплоёмкость  $c_g = 2,14 \cdot 10^6$  и  $c_{th} = 2,31 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·°C) [19]. Количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зон суглинка принималось равной 11%, а начальную температуру грунта – 2 °C; солнечная радиация не учитывалась. Температуру выпадающего снега полагали равной температуре воздуха, влажность воздуха – 70%. Фоновые значения скорости ветра принимали равными 4 м/с, а облачности – 0,6. При расчётах задержку времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха  $T_{s0}$  принимали равной пяти суткам. Динамику температуры воздуха задавали синусоидальной зависимостью. При численных экспериментах температуру воздуха повышали на 5–11 °C в течение пяти суток для оценки влияния роста температуры воздуха на квазистационарное распределение температуры в снежном покрове и грунте, а также на точность определения эффективной теплопроводности снега по температуре грунта. Продолжительность периода с отрицательными температурами считали равной 180 сут. Среднюю положительную и отрицательную температуру воздуха принимали равной 10 и –20 °C соответственно. При этом максимальная и минимальная температура воздуха составляла 15,7 и –31,4 °C соответственно.

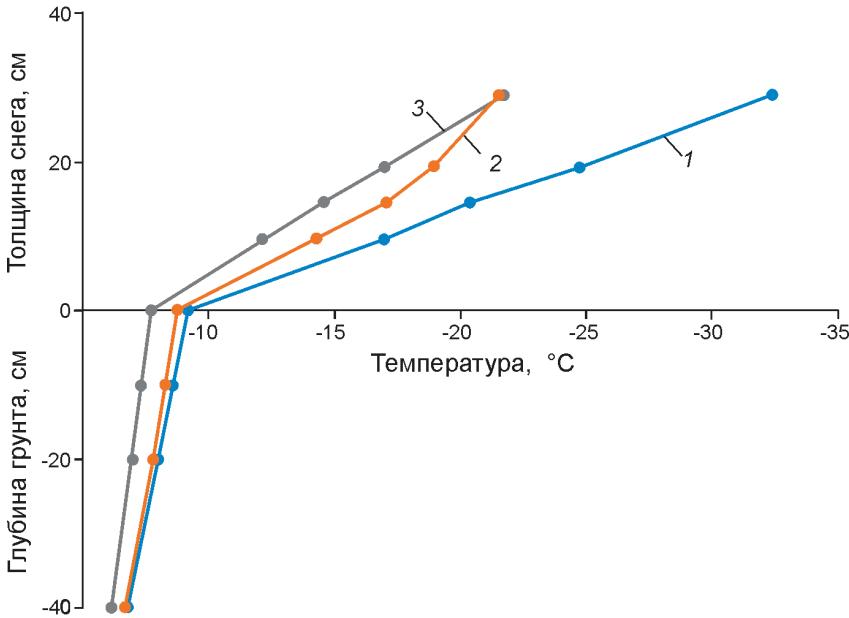
Результаты расчётов показали, что разница температуры воздуха и температуры поверхности снега (при толщине снега больше 5 см) зависит в основном от облачности и в меньшей степени – от скорости ветра и температуры воздуха (табл. 1). При нулевой облачности и температуре воздуха –10 °C температура поверхности снега на 2,7 °C ниже температуры воздуха, тогда как при 100%-й облачности эта разность составляет 0,5 °C. Рост скорости ветра увеличивает теплообмен и незначительно повыша-

Таблица 1. Разность температуры воздуха и температуры поверхности снега (величина  $T_a - T_{s0}$ ) по модельным расчётом при различной облачности, скорости ветра и температуре воздуха

Облачность	0,6	0,6	0	1
Скорость ветра, м/с	4,00	8,00	4,00	4,00
Величина $T_a - T_{s0}$ при температуре воздуха, °C:				
–10	1,3	1,1	2,7	0,5
–20	1,1	0,9	2,4	0,1
–30	0,8	0,6	2,2	0,0
Среднее значение величины $T_a - T_{s0}$ за 180 сут. периода с отрицательными температурами воздуха	1,0	0,8	2,4	0,1

ет температуру поверхности снега – на 0,2 °C. Снижение температуры воздуха на 10 °C влияет приблизительно так же – на 0,2–0,3 °C снижается разность температуры воздуха и температуры поверхности снега. Средняя за холодный период разность температуры воздуха и температуры поверхности снега при облачности 0,6 и скорости ветра 4 м/с составляет 1 °C. Отметим, что чем ниже температура воздуха, тем меньше влияние погрешности в определении температуры поверхности снега на значение  $R_s$ .

При численных экспериментах на модели температуру снежного покрова и грунта рассчитывали с шагом 1 см. Результаты расчётов показали, что при небольших колебаниях температуры воздуха – снижении её значений пределах 5% в течение 3–4 сут. – устанавливается квазистационарный режим распределения температуры в снежном покрове и приповерхностном слое грунта (рисунок), что позволяет оценить термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега по температуре грунта. При этом рост температуры воздуха вызывает значительное снижение точности определения величин  $R_s$  и  $\lambda_s$  (как и при разности температуры грунта на глубинах 20 и 40 см менее 1 °C). Таким образом, при определении величин  $R_s$  и  $\lambda_s$  требуется рассматривать периоды с постоянными значениями температуры воздуха или при её понижении; при этом температура грунта на глубинах 20 и 40 см не должна повышаться. Из рисунка видно, что при повышении температуры воздуха  $T_a$  от –31 до –20 °C нарушается условие квазистационарности распределения температуры в снежном



Распределение температуры в снежном покрове и в грунте:

1 – при температуре воздуха  $T_a = -31^{\circ}\text{C}$ ; 2 – на первые сутки после повышения температуры воздуха до  $T_a = -20^{\circ}\text{C}$ ; 3 – на четвёртые сутки при  $T_a = -20^{\circ}\text{C}$

Temperature distribution in the snow cover and in the ground:

1 – at air temperature  $T_a = -31^{\circ}\text{C}$ ; 2 – on the first day after the air temperature rises to  $T_a = -20^{\circ}\text{C}$ ; 3 – on the fourth day at  $-20^{\circ}\text{C}$

Таблица 2. Коэффициент теплопроводности снега ( $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ ), рассчитанный по формуле (1) с помощью модельных расчётов и по формуле (2) при разной плотности снега, вычисленной по формулам (3) и (4)

Плотность снега по формуле (4)		Плотность снега по формуле (3)	
формула (1)	формула (2)	формула (1)	формула (2)
<i>Температура поверхности снега равна температуре воздуха (1-й вариант)</i>			
0,135	0,129	0,109	0,100
<i>Температура поверхности снега на 1 °C ниже температуры воздуха (2-й вариант)</i>			
0,127	0,129	0,103	0,100

покрове (кривая 2), которое восстанавливается через 3–4 сут. (кривая 3).

Результаты расчётов величин  $R_s$  и  $\lambda_s$ , по температуре грунта по формуле (1) на глубинах 20 и 40 см при толщине снега более 10 см (с учётом указанных ранее требований) и их значения, рассчитанные по формуле (2) с использованием текущих значений толщины снежного покрова и плотности снега, представлены в табл. 2. Плотность снега в расчётах принимали по формулам (3) и (4). При определении величин  $R_s$  и  $\lambda_s$  по методике с использованием температуры грунта на глубинах 20 и 40 см – формула (1) – важно определять температуру поверхности снега. Поэтому расчёты по формуле (1) проводили для двух вариантов: 1) температура поверхности снега равна температуре воздуха:  $T_{s0} = T_a$ ; 2) тем-

пература поверхности снега ниже температуры воздуха на 1 °C:  $T_{s0} = T_a - 1$  (согласно табл. 1 при облачности 0,6 и скорости ветра 4 м/с). Отметим, что при расчётах определяли температуру поверхности снега, которая в среднем оказывалась на 1 °C ниже температуры воздуха.

Результаты расчётов показали, что при температуре поверхности снега, принятой по первому варианту (совпадает с температурой воздуха), отличие в значениях  $\lambda_s$ , рассчитанных по формуле (1) и формуле (2), составляет 5–9%, тогда как во втором варианте эта разность равна 2–3%. При плотности снега, рассчитанной по формуле (4), температура поверхности грунта под снежным покровом толщиной 30 см и температуре воздуха  $-30^{\circ}\text{C}$  на  $2,5^{\circ}\text{C}$  ниже, чем при расчётах по формуле (3), при меньших значениях плотности. На глубине 40 см это отличие составит  $1,9^{\circ}\text{C}$ . При этом разность температуры грунта на глубинах 20 и 40 см составляет  $1,45^{\circ}\text{C}$  при расчёте по формуле (4) и  $1,17^{\circ}\text{C}$  для второго варианта и расчёте по формуле (3). Результаты расчётов показали, что при повышении температуры воздуха резко снижается точность оценки величины  $\lambda_s$ . Так, при росте в течение четырёх суток температуры воздуха от  $-15$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  и от  $-31$  до  $-20^{\circ}\text{C}$  точность оценки величины  $\lambda_s$  уже с первых суток снижается в 1,5–2 раза. Затем, при дальнейшем понижении температуры воздуха в течение нескольких суток, точность оценок восстанавливается.

## Применение предложенной методики с использованием данных метеостанции Якутска

Рассмотрим данные измерений среднесуточной температуры воздуха, толщины снежного покрова на ГМС, а также данные маршрутных снегосъёмок и температуры грунта на ГМС Якутск (ВМО № 24959), которые представлены на сайте meteo.ru. За основу принятые данные измерений за зиму 2009/10 г. С 7 по 21 ноября 2009 г. температура воздуха снижалась от  $-21$  до  $-35$  °C, а внутри грунта температура уменьшилась с  $-3,9$  до  $-5,9$  °C на глубине 20 см и с  $-2,3$  до  $-3,8$  °C на глубине 40 см при  $h_s = 9 \div 11$  см. Расчёты по формуле (1) показали, что коэффициент теплопроводности изменился от 0,060 до 0,068 Вт/(м·К) при среднем значении 0,065 Вт/(м·К). При этом на временных промежутках в четверо суток с небольшим изменением средней суточной температуры воздуха от  $-22$  до  $-25$ , от  $-26$  до  $-29$  и от  $-29$  до  $-32$  °C средние значения  $\lambda_s$  составляли 0,064, 0,066 и 0,066 Вт/(м·К) соответственно. При этом среднее значение  $R_s$  равно 1,53 м<sup>2</sup>·К/Вт при  $h_s = 9$  см и 1,68 м<sup>2</sup>·К/Вт при  $h_s = 11$  см.

Среднее за весь ноябрь значение  $\lambda_s$  составило 0,068 Вт/(м·К) в диапазоне температуры воздуха  $t_a$  от  $-20$  до  $-37$  °C и изменении  $h_s$  от 8 до 12 см. При этом значение  $R_s$  было равно 1,54 м<sup>2</sup>·К/Вт. Среднее за декабрь 2009 г. значение  $\lambda_s = 0,108$  Вт/(м·К) при изменении  $t_a$  от  $-32$  до  $-41$  °C и  $h_s$  от 12 до 15 см ( $R_s = 1,27$  м<sup>2</sup>·К/Вт). В январе 2010 г. величина  $\lambda_s = 0,114$  Вт/(м·К) при изменении  $h_s$  от 15 до 18 см. За 21 день февраля (с 22 февраля 2010 г. данные о температуре грунта на глубине 20 см отсутствуют) значения  $\lambda_s = 0,102$  Вт/(м·К), а  $R_s = 1,77$  м<sup>2</sup>·К/Вт при изменении  $h_s$  от 18 до 20 см. Если принять, что температура поверхности снега ниже температуры воздуха на 1 °C, то значение  $\lambda_s$  снизится на 4%. Плотность снежного покрова  $\rho_s$  составляла в ноябре–декабре 2009 г. 0,12–0,13 г/см<sup>3</sup>, а в январе – феврале 2010 г. – 0,13–0,14 г/см<sup>3</sup>.

Для сравнения рассмотрим зиму 2006/07 г., когда максимальная толщина снежного покрова составляла 51 см, что в 2,4 раза больше этой величины зимой 2009/10 г. При такой разнице в толщине снежного покрова, наряду с плотностью снега, значительно отличались и температурные градиенты в снежной толще. Результаты обработки данных измере-

Таблица 3. Температура воздуха, параметры снежного покрова и средние суточные значения коэффициента теплопроводности  $\lambda_s$  и термического сопротивления снежного покрова  $R_s$ , рассчитанные по формулам (1) с использованием данных метеостанции Якутска

Период	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль (до 21.02)
<i>Температура воздуха <math>t_a</math>, °C</i>				
2009/10 г.	-20 – -37	-32 – -41	-32 – -45	-28 – -40
2006/07 г.	-19 – -22/ -26 – -38*	-29 – -44	-19 – -42	-20 – -42
<i>Толщина снега <math>h_s</math>, см</i>				
2009/10 г.	8–12	12–15	15–18	18–20
2006/07 г.	9/27	30–35	36–47	46–47
<i>Плотность снега <math>\rho_s</math>, г/см<sup>3</sup></i>				
2009/10 г.	0,12	0,13	0,13	0,14
2006/07 г.	0,11/0,13	0,15	0,15	0,16
<i>Коэффициент теплопроводности <math>\lambda_s</math>, Вт/(м·К)</i>				
2009/10 г.	0,068	0,108	0,114	0,102
2006/07 г.	0,090/0,110	0,134	0,130	0,164
<i>Термическое сопротивление <math>R_s</math>, м<sup>2</sup>·К/Вт</i>				
2009/10 г.	1,54	1,27	1,38	1,77
2006/07 г.	0,98/2,08	2,33	3,05	2,52

\*В числителе – при толщине снежного покрова 9 см (в течение трёх суток); в знаменателе – при толщине снежного покрова 27 см (в течение 14 дней).

ний и расчёты по формуле (1) показали (см. табл. 3) следующее. Если в ноябре 2006 г. при  $h_s = 9$  см значения  $\lambda_s = 0,09$  Вт/(м·К), что близко к средним значениям за ноябрь–декабрь 2009 г., то при  $h_s = 27$  см эти значения выросли до 0,11 Вт/(м·К). В декабре–январе 2006/07 г. значения толщины снежного покрова выросли более чем вдвое, что уменьшило температурный градиент в снежной толще. При этом значения  $\lambda_s$  составили около 0,13 Вт/(м·К). Результаты расчёта величин  $R_s$  и  $\lambda_s$  приведены в табл. 3.

Для оценки полученных результатов рассмотрим особенности развития снежного покрова в Якутии. В работе Э.Г. Коломыца [20] отмечается, что в районах с супервой, сравнительно малоснежной зимой и крайне неравномерным сезонным ходом выпадения твёрдых осадков, в частности в Якутии, распространён эпигенетический тип формирования и развития снежного покрова. Толщина снега, как правило, не превышает 20–30 см [21], что на фоне преобладания низких температур воздуха обуславливает высокие температурные градиенты в снежной толще

(в середине зимы до 1,5–2 °C/см). При этом снег претерпевает следующие изменения: он остаётся сухим всю зиму и метаморфизуется почти исключительно за счёт сублимационных процессов; границы между слоями в структурной колонке «размываются» и толща становится литологически однородной; к концу зимы в резко континентальных районах снежная толща более чем на три четверти своей мощности сложена средне- и крупнокристаллической глубинной изморозью, которая состоит из полускелетных и скелетных кристаллов, достигающих в поперечнике 3–5 мм. Такие изменения определяют теплофизические свойства снежного покрова, в частности его теплопроводность, которая может существенно различаться даже при одинаковой плотности. Эта особенность связана с различием в качестве контактов между кристаллами льда, что определяет и теплопроводность, и твёрдость снега. В работе [22] приведены зависимости теплопроводности снега от его плотности для различных типов снега. К очень рыхлому относят свежий снег, в том числе и свежий, слегка слежавшийся снег, и глубинную изморозь. Рыхлый снег соответствует несмёрзшемуся мелкозернистому снегу, свежему метелевому снегу и крупнозернистому (в том числе с очень крупными зёренами от 2 до 5 мм) снегу с огранёнными кристаллами. Средний по твёрдости – это мелкозернистый, частично смёрзшийся снег. Классификация снега по твёрдости представлена в работе [23].

В ноябре 2009/10 г. снежный покров толщиной 8–12 см (см табл. 3) соответствовал очень рыхлому свежему и слегка слежавшемуся снегу с коэффициентом теплопроводности около 0,07 Вт/(м·К). В декабре с ростом толщины снега величина  $\lambda_s$  увеличилась до 0,108, а в январе – до 0,114 Вт/(м·К). Затем в феврале эта величина снизилась до 0,102 Вт/(м·К), что, возможно, вызвано большим развитием глубинной изморози. Полученные значения  $\lambda_s$  соответствуют рыхлому снегу, для которого значение  $\lambda_s$ , рассчитанное по формуле  $\lambda_s = 0,4021\rho_s + 0,0674$  (Вт/(м·К)) [22], равно 0,12 Вт/(м·К) при плотности снега 0,13 г/см<sup>3</sup>. Отличие значений  $\lambda_s$ , рассчитанных по формуле (1) для января и по формуле для рыхлого снега, составляет 5%. Как отмечено в работе [22], к такому снегу относятся, в частности, огрынные кристаллы с крупными зёренами от 2 до 5 мм, характерные для снежного покро-

ва Якутии в конце зимы [20]. В декабре–январе 2006/07 г. значения  $\lambda_s$  выросли относительно ноября приблизительно на 20% (см. табл. 3), но остались близки к значениям  $\lambda_s = 0,13$  Вт/(м·К) для рыхлого снега плотностью 0,15 г/см<sup>3</sup>. Однако в феврале при толщине снежного покрова до 47 см значения  $\lambda_s$  заняли промежуточное значение между рыхлым и средним по твёрдости снегом, для которого  $\lambda_s = 0,3824\rho_s + 0,1362$  (Вт/(м·К)) [22]. Отметим, что значения  $R_s$  в табл. 3 получены из осреднения суточных значений. Если исходить из средних значений  $h_s$  и  $\lambda_s$  (см. табл. 3), то выясняется, что для ГМС Якутии в феврале 2009/10 г.  $R_s = 1,96$ , а в феврале 2006/07 г. – 2,87 м<sup>2</sup>·К/Вт, что на 11–14% больше, чем средние суточные значения.

В работе [9] построена карта термического сопротивления снежного покрова на территории России, рассчитанного по толщине снежного покрова и его плотности. Для Якутска среднее многолетнее значение  $R_s$  за период 2001–2010 гг. в марте составило 1,91 м<sup>2</sup>·К/Вт, а в феврале – 1,80 м<sup>2</sup>·К/Вт (рассчитано по исходным материалам той же работы), что близко к значению  $R_s$  за февраль 2009/10 г. – 1,77 м<sup>2</sup>·К/Вт (см. табл. 3). В этих расчётах значения  $R_s$ , приведённые в табл. 3, выведены на основе значений температуры воздуха и грунта на разных глубинах. Получено хорошее совпадение значений эффективного коэффициента теплопроводности снега, рассчитанного по температуре грунта, температуре воздуха и толщине снежного покрова (см. табл. 3) с расчётами  $\lambda_s$  по формулам из работы [22] в зависимости от плотности и твёрдости снега, что показывает работоспособность предложенной методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега.

Для сравнения рассчитаем коэффициент теплопроводности снега по разным формулам. Коэффициент теплопроводности снега, рассчитанный по формуле (2) при плотности снега 0,15 г/см<sup>3</sup>, равен 0,100 Вт/(м·К). Значение  $\lambda_s$ , рассчитанное по формулам Р.А. Чернова для глубинной изморози [24] ( $\lambda_{dh1} = 0,636\rho_s - 0,023$ ) и для зернистого снега [10] ( $\lambda_{gs1} = 0,9455\rho_s - 0,0034$ ) при плотности снега 0,15 г/см<sup>3</sup>, равно 0,072 и 0,138 Вт/(м·К) соответственно. Коэффициент теплопроводности глубинной изморози по формуле М. Штурма [11] –  $\lambda_{st} = \lambda_{js} + 51,8/((t_s - 27,8)^2 + 211,2)$ , где температура снега  $t_s = 0 \div -40$  °C, а теплопроводность снега без

учёта диффузии водяного пара  $\lambda_{fs} = 0,06 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  не зависит от плотности снега и составляет 0,075 и  $0,092 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  при температуре снега  $-30$  и  $-10^\circ\text{C}$  соответственно. Причём коэффициент теплопроводности зернистого снега  $\lambda_{gs}$ , приведённый в этой же работе ( $\lambda_{gs} = 0,023 + 0,234r_s$ , при  $\rho_s < 0,156 \text{ г}/\text{см}^3$ ), при плотности снега  $\rho_s = 0,15 \text{ г}/\text{см}^3$  равен  $\lambda_{gs} = 0,058 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , что ниже, чем для глубинной изморози.

При отсутствии данных о стратиграфии снежного покрова возникает проблема выбора формулы для расчёта коэффициента теплопроводности снега. Причём, при наличии слоя глубинной изморози необходимо знать его толщину, которая меняется в течение зимнего периода. Использование предложенной методики не требует знания ни стратиграфии, ни плотности, ни твёрдости; необходима только толщина снега для определения коэффициента теплопроводности, а для термического сопротивления снежного покрова и толщина снега не нужна.

Оценим значения  $R_s$  и  $\lambda_s$  для ГМС Березово в Ханты-Мансийском автономном округе (индекс ВМО 23631, координаты:  $63^\circ 56' 17''$  с.ш.,  $65^\circ 02' 30''$  в.д.) с максимальной толщиной снега зимой 2009/10 г. 71 см при максимальной его плотности  $0,29 \text{ г}/\text{см}^3$ . Для этого района характерен сингенетический тип развития снежной толщи [20]. Средняя декадная толщина снежного покрова (до 1950-х годов) – 50–70 см [21]. При этом средняя за период с 1966 по 2000 г. максимальная толщина снежного покрова составляла 71 см, с 2001 по 2010 г. она увеличилась до 78 см [25], а с 2006 по 2010 гг. достигла 81 см. Отметим, что максимальная толщина снежного покрова в отдельные годы превышала 100 см. При такой толщине снежного покрова устанавливается сравнительно низкий температурный градиент со слабой температурной перекристаллизацией снежной толщи и превращением первичных идиоморфных кристаллов в округлые зёрна разных размеров. Такой тип снега характеризуется средней твёрдостью.

Температура грунта на глубине 40 см в зимы 2006–2010 гг., как правило, не опускалась ниже  $-1^\circ\text{C}$ , а разность температуры грунта на глубинах 20 и 40 см более  $1^\circ\text{C}$  наблюдалась только в первой декаде февраля 2010 г. При этом температура воздуха составляла  $-27$  –  $-38^\circ\text{C}$  при толщине снега 53 см и его плотности  $0,17 \text{ г}/\text{см}^3$ . Среднее значение коэффициента теплопрово-

дности, рассчитанное по формуле (1), составило  $\lambda_s = 0,188 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Средние суточные значения  $R_s = 2,83 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$ , что практически совпадает со значением  $R_s = 2,82 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$ , рассчитанным для средних значений  $\lambda_s$  и  $h_s$ . Значение коэффициента теплопроводности снега приблизительно соответствует среднему по твёрдости снегу, для которого  $\lambda_s = 0,3824\rho_s + 0,1362, \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  [22]. При плотности снега  $0,17 \text{ г}/\text{см}^3$  получим  $\lambda_s = 0,201 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , что отличается на 7% от значений, рассчитанных по формуле (1).

## Заключение

Климатические изменения воздействуют на термическую устойчивость многолетнемёрзлых грунтов. Для оценки этих изменений необходимо учитывать ряд параметров снежного покрова и его теплофизические характеристики, поскольку температурный режим приповерхностного слоя многолетней мерзлоты в значительной степени зависит от состояния снежного покрова.

Для районов Арктической зоны Российской Федерации с отрицательными температурами грунта предложена методика определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега по температуре грунта. При заданной температуре воздуха различия в температурном режиме грунта будут зависеть от термического сопротивления снежного покрова и его составляющей – эффективного коэффициента теплопроводности снега. По данным измерений температуры грунта на глубинах 20 и 40 см на сети ГМС можно оценить тепловой поток от грунта в снежный покров и при известной температуре воздуха и толщине снежного покрова рассчитать термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега. Заметим, что полученное значение коэффициента теплопроводности снега учитывает все особенности развития снежной толщи к моменту проведения измерений.

Для отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега были выполнены численные эксперименты по математической модели, которые позволили установить условия применимости разра-

ботанной методики (квазистационарный режим температуры снежного покрова и приповерхностного слоя грунта) и зависимость температуры поверхности снега от температуры воздуха при разной облачности и скорости ветра.

Применение разработанной методики для условий ГМС Якутска с известным типом развития снежной толщи подтвердили её эффективность. Так, отличие значений коэффициента теплопроводности снега, рассчитанного по предложенной методике (для снежного покрова Якутии, сложенного в основном из полускелетных и скелетных кристаллов глубинной изморози, достигающих в поперечнике 3–5 мм) и по формуле для рыхлого снега (полученной для огражденных кристаллов с крупными зёренами размером до 5 мм), составило около 5%. Поэтому

значения термического сопротивления снежного покрова, рассчитанные по предложенной методике, будут адекватно отображать теплозащитные характеристики снежного покрова.

**Благодарности.** Математическое моделирование и численные эксперименты проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка архивных материалов и их анализ – при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067.

**Acknowledgments.** The mathematical modeling and numerical experiments carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing of experimental data and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067.

## Литература

1. Анисимов О.А., Ю.А. Анохин, С.А. Лавров, Г.В. Малкова, А.В. Павлов, В.Е. Романовский, Д.А. Стрелецкий, А.Л. Холодов и Н.И. Шикломанов Континентальная многолетняя мерзлота // Методы изучения последствий изменений климата для природных систем. Ред. С.М. Семенов. М. изд ВНИИГМИ, 2012. С. 268–328.
2. Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов. // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. № 2 (3). С. 60–74.
3. Гребенец В.И., Ухова Ю.А. Снижение геотехнической надежности при ухудшении мерзлотных условий оснований. // Основания, фундаменты и механика грунтов. 2008. № 5. С. 24–28.
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: изд. Росгидромета, 2014. 58 с.
5. Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: «Гео», 2008. 229 с.
6. Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.
7. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. т. XII. № 1. С. 79–87.
8. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>.
9. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера

## References

1. Anisimov O.A., Anokhin A., Lavrov S.A., Malkova G.V., Pavlov A.V., Romanovskiy V.E., Streletsckiy D.A., Kholodov A.L., Shiklomanov N.I. Continental multiyear permafrost. *Metody izucheniya posledstviy izmeneniy klimata dlya prirodnikh system*. Methods of study the sequences of climate changes for nature systems. Ed. S.M. Semenov. Moscow: VNIIGMI, 2012: 268–328. [In Russian].
2. Anisimov O.A., Streletsckiy D.A. Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *Arktika XXI vek. Estestvennye nauki*. Arctic twenty-first century. Natural Sciences, 2015, 2 (3): 60–74. [In Russian].
3. Grebenets V.I., Ukhova Yu.A. Reduction of geotechnical reliability in the deterioration of permafrost conditions of the bases. *Osnovaniya, fundamenty i mehanika grunsov*. The bases, foundations and soil mechanics. 2008, 5: 24–28. [In Russian].
4. *Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossiskoj Federacii. Obshchee rezyume*. The Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in the Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 58. p. [In Russian].
5. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].
6. Sherstukov A.B., Anisimov O.A. Assessment of the snow cover effect on soil surface temperature from observational data Russian. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25. [In Russian].
7. Sherstukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, XII (1): 79–87.
8. Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (4): 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>. [In Russian].
9. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2016, XX (3): 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112). [In Russian].

- Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112).
10. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
  11. Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
  12. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
  13. Шерстюков А. Б. Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2012. Вып. 176. С. 233–256.
  14. Сальва А.М. Инженерно-геологические особенности грунтов участка трассы магистрального водовода в Центральной Якутии // Арктика и Антарктика. 2020. № 1. С. 119 – 131. doi: 10.7256/2453-8922.2020.1.32055.
  15. Заболотник С.И., Заболотник П.С. Условия сезонного пропаивания и промерзания грунтов в южной Якутии // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 23–30.
  16. Кириллова Т.В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 254 с.
  17. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 346 с.
  18. Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.
  19. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Минстрой России. М.: ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
  20. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: «ГЕОС», 2013. 435 с.
  21. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с.
  22. Комляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
  23. Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground (IHP-VII Technical Documents in Hydrology № 83; IACS Contribution № 1). Paris: UNESCO—IHP. 2009. 80 р.
  24. Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (53). С. 71–77.
  25. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (54). С. 72–80. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-72-80.
  10. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2017, XXI (3): 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
  11. Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43 (143): 26–41.
  12. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
  13. Sherstyukov A.B. Array of daily data on the temperature of soils at depths up to 320 cm for meteorological stations of the Russian Federation. *Trudy VNIIG-MI-MCD. Proceedings of VNIIG-MI-MCD*. 2012, 176: 233–256. [In Russian].
  14. Salva A.M. Engineering-geological features of the soils of the section of the highway of the main water pipeline in Central Yakutia. *Arktika i Antarktika. Arctic and Antarctic*. 2020, 1: 119–131. doi: 10.7256/2453-8922.2020.1.32055. [In Russian].
  15. Zabolotnik S.I., Zabolotnik P.S. Conditions of ground seasonal thawing and freezing in south Yakutia. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2014, XVIII (1): 23–30. [In Russian].
  16. Kirillova T. V. Radiacionnyj rezhim ozer i vodohranilishch. Radiation regime of lakes and reservoirs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 254 p. [In Russian].
  17. Kuzmin P.P. Process tayaniya snezhnogo pokrova. The process of snow cover melting. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].
  18. Pavlov A.V. Raschet i regulirovaniye merzlotnogo rezhima pochvy. Calculation and regulation of the permafrost regime of the soil. Novosibirsk: Nauka, 1980: 240 p. [In Russian].
  19. Building Code. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].
  20. Kolomyts E.G. Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii. Theory of evolution in snow structural science. Moscow: ГЕОС, 2013: 435 p.
  21. Richter G. D. Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskem processe. The role of snow cover in the physical and geographical process. Moscow-Leningrad: Russian Academy of Sciences, 1948: 171 p. [In Russian].
  22. Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 343–352. doi: <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352>. [In Russian].
  23. Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground (IHP-VII Technical Documents in Hydrology № 83; IACS Contribution № 1). Paris: UNESCO—IHP. 2009: 80 p.
  24. Chernov R.A. Experimental determination of the effective thermal conductivity of deep frost. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (3): 71–77. [In Russian].
  25. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 4 (54): 72–80. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-72-80. [In Russian].

## Оценки современных изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины по данным наблюдений и моделирования

© 2021 г. В.В. Попова<sup>1\*</sup>, Д.В. Турков<sup>1</sup>, О.Н. Насонова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия;

<sup>2</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

\*valeria\_popova@mail.ru

## Estimates of recent changes in snow storage in the river Northern Dvina basin from observations and modeling

V.V. Popova<sup>1\*</sup>, D.V. Turkov<sup>1</sup>, O.N. Nasonova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*valeria\_popova@mail.ru

Received November 26, 2020 / Revised February 4, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** Northern Dvina basin, snow water equivalent, observations, land surface models, trends, variability, spectral density, spring runoff.

### Summary

The variability of snow accumulation in the Northern Dvina River basin at the end of March 1980–2016 was studied using data on the snow water equivalent (SWE) obtained from archives of the Russian Institute of HydroMeteorological Information-World Data Center (RIHMI-WCD) as well as calculated by models of the local heat and moisture exchange SWAP and SPONSOR using the WATCH reanalysis (WFDEI) as input data. A possibility to use the SWE data from these sources to describe long-term variability of the SWE values, including trend, high-frequency component, quasi-decadal fluctuations, and spatial distribution, is evaluated. When describing the structure of the SWE variability, in particular, the contribution of trend and quasi-decadal fluctuations, as well as spatial characteristics, uncertainty remains associated with both the capabilities of the models under consideration and the imperfection of the observation network (insufficient density, measurement errors, etc.). Taking into account these uncertainties, the following conclusions can be made: the SWE variability in the Northern Dvina basin at the end of March has a low-frequency component (trend), as well as high-frequency, two- and five-year quasi-periodicities and quasi-decadal fluctuations. Long-lasting SWE anomalies in 1989–1995 and 1999–2005 and the absolute minimum in 1996 associated with quasi-decadal fluctuations are almost synchronously reflected in spring runoff anomalies. The informativeness of the considered data was also investigated from the point of view of the influence of SWE on the anomalies of the spring runoff of the Northern Dvina. The results of regression estimates and calculations of predictive values point to the advantage of the model SWE data for describing anomalies of spring river discharge compared to observations, which is primarily due to the high resolution of the model data. All the considered data sources indicate a long period of SWE deficits, starting from 2005 – 15–20%. Estimates of trend parameters are in a wide range. Depending on the data source, the rate of the SWE decrease over the basin, can vary from 4 mm per 10 years according to observations and up to 10 mm per 10 years according to calculations using the SPONSOR model.

**Citation** Popova V.V., Turkov D.V., Nasonova O.N. Estimates of recent changes in snow storage in the river Northern Dvina basin from observations and modeling. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 206–221. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020082.

Поступила 26 ноября 2020 г. / После доработки 4 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** бассейн Северной Двины, водный эквивалент снега, наблюдения, модели тепло- и влагообмена, тренды, изменчивость, спектральная плотность, весенний сток.

Изменчивость снегозапасов в бассейне р. Северная Двина (1980–2016 гг.) исследуется на основе данных о водном эквиваленте снега (ВЭС), полученных из станционных наблюдений и в результате расчётов на моделях тепло- и влагообмена. Обсуждаются оценки параметров тренда и вклада высокочастотных и квазидесятилетних колебаний, а также особенности пространственного распределения изменчивости ВЭС, полученные по сведениям из разных источников. В качестве критерия информативности наблюдений и модельных расчётов рассматриваются оценки вклада изменчивости ВЭС в конце марта в аномалии весеннего стока.

## Введение

Значение мониторинга и оценки изменчивости снегозапасов в речных бассейнах Северной Евразии трудно переоценить, учитывая их практическую значимость и наблюдаемые в последние десятилетия климатические изменения. Резкий подъём речного стока в период снеготаяния, определяющего его годовые аномалии, ставит задачу прогноза весеннего стока в целях предотвращения негативных последствий аномального подъёма воды и учёта водообеспеченности, необходимого для развития и экологической безопасности крупных регионов. В настоящее время основной источник информации о снежном покрове – данные метеорологических наблюдений и полученные на их основе сеточные архивы. Реанализы и данные спутниковых измерений пока не дают удовлетворительных результатов [1–3], особенно при оценках многолетних тенденций [4, 5]. Исключение представляют собой спутниковые данные, ассилированные с реанализом и наземными измерениями [6, 7].

Для оценки и прогнозирования объёмов весеннего стока используется сеть снегомерной маршрутной съёмки Росгидромета [8], которая с 1966 г. проводит регулярные измерения толщины, плотности и водного эквивалента снега (ВЭС) в речных бассейнах. Однако наблюдаемые многолетние ряды характеристик снежного покрова нередко имеют разную длину, пропуски и прочие нарушения в наблюдениях, которые требуют восстановления непрерывности и однородности ряда. Кроме того, при переходе от данных наблюдений в точке к пространственному распределению характеристик снегозапасов на обширных территориях необходимо использовать методы интерполяции, имеющие ограниченную точность при редкой сети станций, что особенно характерно для северных регионов России. Другой способ получения подробной информации о снежном покрове и его изменениях – применение методов физико-математического моделирования, позволяющих установить данные о толщине и ВЭС с высоким пространственным и временным разрешением.

В настоящее время разработано и протестировано немало численных моделей формирования снегозапасов, отличающихся по степени сложности, детальности описываемых физиче-

ских процессов и набору входных параметров. В основе вычислительных схем таких моделей может быть динамическое и динамико-стохастическое моделирование [9, 10], математическое моделирование структуры снега [11, 12], а также моделирование локального тепло- и влагообмена [13–15]. Сравнение современных моделей снежного покрова в международных проектах SnowMIP и PILPS [16–18] показывает, что при наличии входных метеорологических данных высокого качества многие современные модели формирования снежного покрова способны воспроизводить его характеристики – прежде всего толщину и водный эквивалент – в различных природных зонах. К моделям, прошедшим тестирование в процессе международных проектов [19], относятся модели тепло- и влагообмена подстилающей поверхности суши с атмосферой SPONSOR и SWAP.

*Модель SPONSOR* [3, 14, 20], разработанная в лаборатории климатологии Института географии РАН, содержит описание процессов, важных для исследования взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почвой и вносящих наибольший вклад в формирование теплофизических характеристик снега. Снежная модель *SWAP* [13, 21] разработана в Институте водных проблем РАН и представляет собой часть гидрологической модели. Её отличительная особенность – сочетание физической обоснованности и рациональности с применением аналитических методов решения систем уравнений и стремлением к сокращению числа параметров. Обе модели дают возможность рассчитывать характеристики снежного покрова и их многолетнюю динамику с высоким пространственным разрешением, используя данные либо сети метеорологических наблюдений, либо сеточных архивов и реанализов.

Цель исследования – получение сравнительных оценок современных изменений снегозапасов в бассейне р. Северная Двина (1980–2016 гг.) по данным наблюдений и результатам моделирования с использованием разных вычислительных схем. В качестве критерия для такой оценки рассматривается величина вклада ВЭС в межгодовую изменчивость и многолетние тенденции весеннего стока, которая тесно связана с аномалиями и пространственным распределением снежного покрова в бассейне и чувстви-

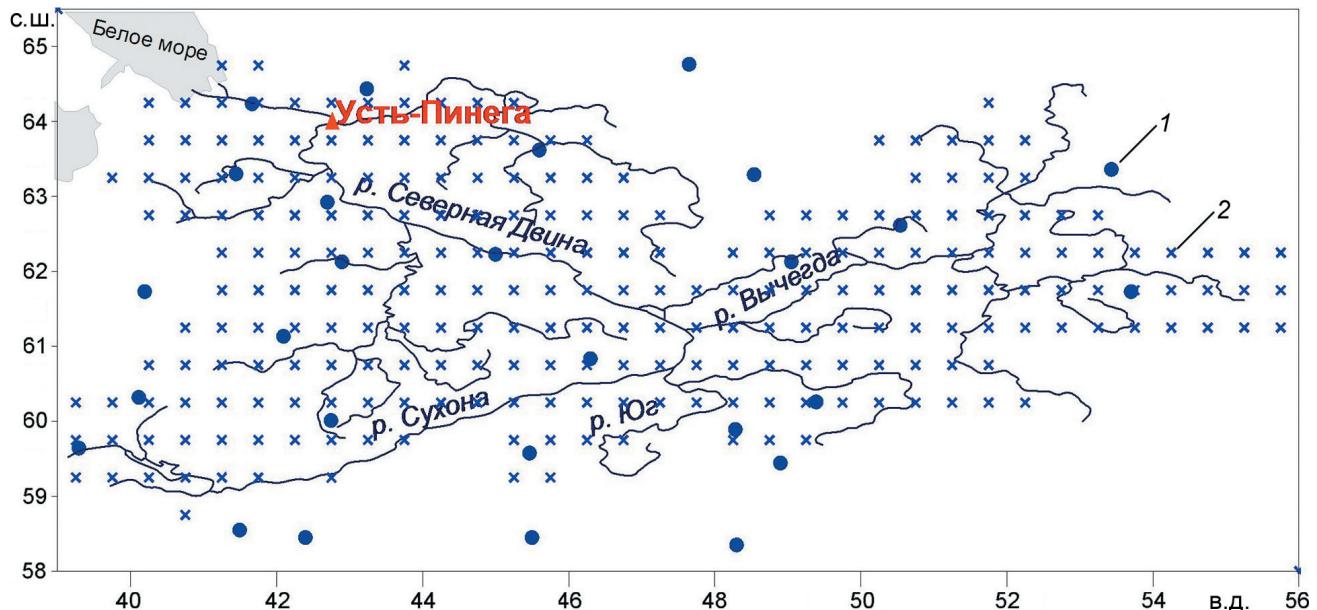
тельна к точности их описания [5]. Основание для такого подхода даёт принадлежность Северной Двины к типу рек с преобладающим снеговым питанием. За зиму на её водосборе выпадает около одной трети годовой суммы осадков, но в результате формирования снегозапасов больше половины годового объёма стока приходится на два месяца, следующих после начала снеготаяния. Получение данных ВЭС в бассейне Северной Двины с высоким пространственным разрешением путём расчётов с применением моделей SPONSOR и SWAP входит в задачи исследования, наряду с анализом данных наблюдений и изучением особенностей пространственной и временной изменчивости ВЭС по материалам, полученным из разных источников.

## Данные и методы

Источником многолетних рядов наземных измерений ВЭС послужили данные 29 станций маршрутной снегомерной съёмки из архива ВНИИГМИ [8] за период 1980–2016 гг. Расположение станций показано на рис. 1. Пропуски в наблюдениях обнаружены на семи станциях, их максимальное число не превышает четырёх лет.

Предварительный анализ показал, что в среднем за рассматриваемый период начало сезонного разрушения снежного покрова и уменьшения ВЭС в бассейне Северной Двины наблюдается уже в первой декаде апреля, поэтому при анализе рассматривались данные о ВЭС за последнюю декаду марта. Для сравнения с результатами моделирования станционные данные были интерполяированы в регулярную сетку с разрешением  $0,5^\circ$  с расположением ячеек в тех же узлах, что и в случае модельных данных (см. рис. 1). Распределение ландшафтных особенностей снегомерной маршрутной съёмки (лес–поле) не учитывалось. Модельные расчёты ВЭС проводили на двух моделях – SPONSOR и SWAP, использующих разные подходы к описанию процессов в снежном покрове.

В модели SPONSOR снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется собственными температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью, фазовым состоянием содержащейся воды, теплоёмкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью. Модель содержит описание следующих процессов: образование нового слоя снега; изменение температуры слоя



**Рис. 1.** Положение станций снегомерной маршрутной съёмки (1), узлов регулярной сетки (2) и гидрологического створа Усть-Пинега в бассейне Северной Двины

**Fig. 1.** Location of stations of the snow-measuring route survey (1), nodes of the regular grid (2) and the Ust-Piniga hydrological station in the Severnaya Dvina basin

Таблица 1. Статистические характеристики и параметры линейного тренда многолетних изменений водного эквивалента снега в бассейне Северной Двины по данным наблюдений (ВНИИГМИ) и расчётов на моделях локального тепло- и влагообмена SPONSORи SWAP, 1980–2016 гг.

Источники данных	Статистические характеристики				Параметры линейного тренда*	
	среднее, мм	стандартное отклонение, мм	абсолютный максимум, мм (год события)	абсолютный минимум, мм (год события)	$b$ , мм/10 лет	$R^2$ , %
Наблюдения (ВНИИГМИ)	165	22	221 (2003)	126 (1996)	-3,7	3
SPONSOR-GPCC	185	30	258 (1981)	139 (2006)	-10,0	12
SWAP-GPCC	168	27	236 (1981)	118 (2006)	-7,0	10

\* $b$  – скорость изменений;  $R^2$  – доля тренда в общей дисперсии.

в результате теплообмена, поглощения солнечной радиации и фазовых переходов; изменение плотности, испарение (в том числе, метелевое); таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание, а также изменение альбедо снега, его теплопроводности, теплоёмкости и пр. Подробно модель SPONSOR снежного покрова, а также результаты её тестирования по данным нескольких полигонов описаны в работах [3, 14, 20].

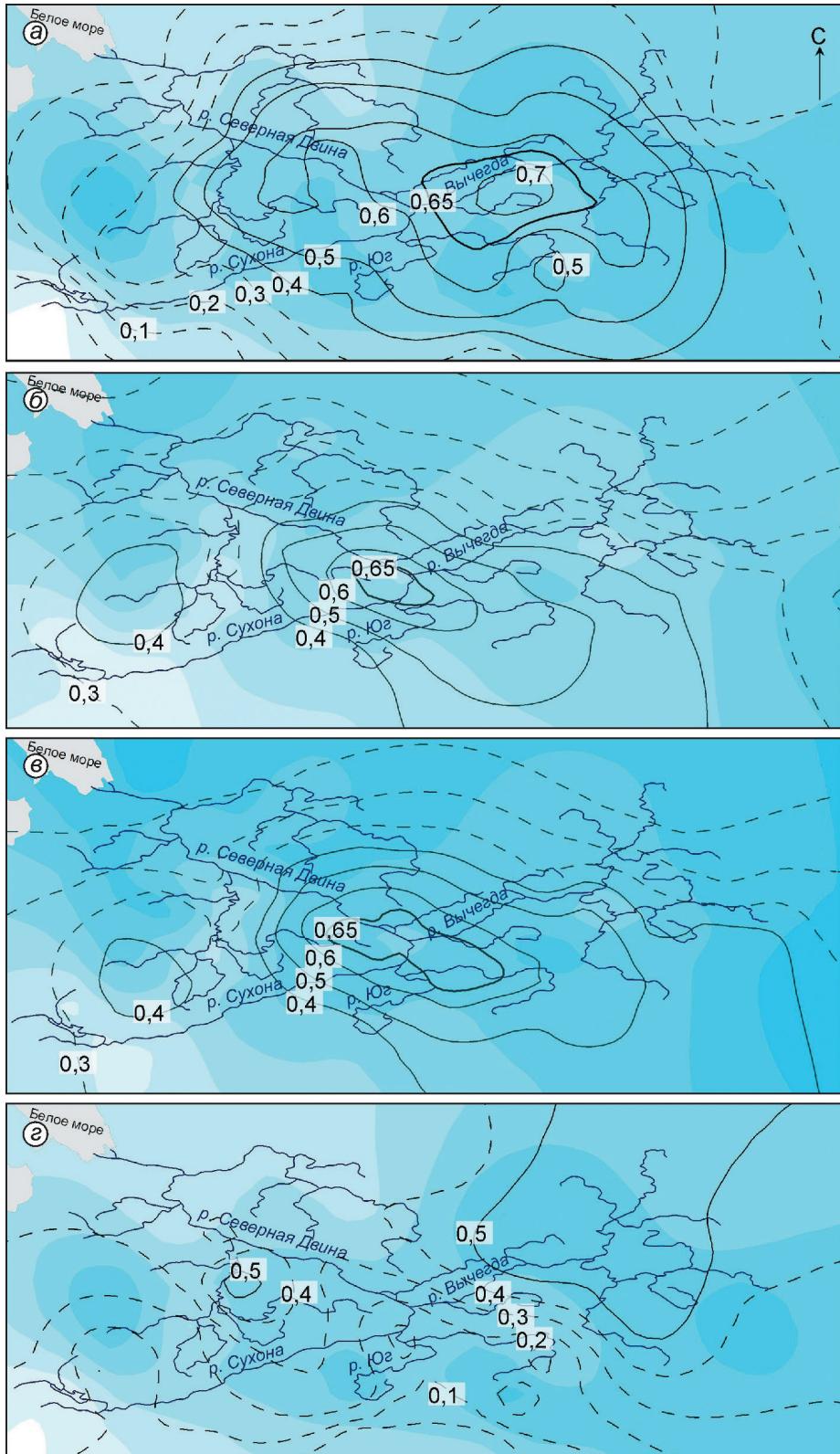
В модели *SWAP* снежный покров рассматривается как единая толща. Описывается просачивание талой воды в снеге с учётом фазовых переходов и поступления на поверхность почвы. Альбедо, водоудерживающая способность и теплопроводность снега входят в вычислительную схему в параметризованном виде и зависят от плотности. Плотность снега задаётся как функция от снегозапасов и температуры снежного покрова. Учитывается перехват твёрдых осадков древостоем, включая особенности, связанные с выпадением жидких осадков в холодное время года, а также экранирующий эффект лесной растительности при поступлении солнечной радиации в период снеготаяния. Детально модель *SWAP* описывается в работах [13, 21].

В качестве входных данных в обоих случаях использованы сведения проекта WATCH (Water and Global Change), архив данных WFDEI (WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interimdata), пространственное разрешение  $0,5^\circ$ , шаг по времени 3 ч [22]. Данные об осадках в архиве проекта WATCH (WFDEI) приведены по двум глобальным архивам данных: GPCC (Global Precipitation Climatology Center) [23] и CRU (Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK) [24]. Для бассейна Северной Двины на каждой модели было проведено две серии экспериментов с использованием данных архивов

осадков CRU (1979–2013 гг.) и GPCC (1979–2016 гг.). Рассчитывались среднесуточные и среднемесячные значения ВЭС, на основе которых получены величины ВЭС, накопленные в бассейне Северной Двины к концу марта. В настоящей работе рассматриваются результаты расчётов, полученные для архива данных об осадках GPCC. Они отражают разброс статистических оценок между наблюдениями и модельными расчётами, а также между моделями, полученными в случае использования архива CRU.

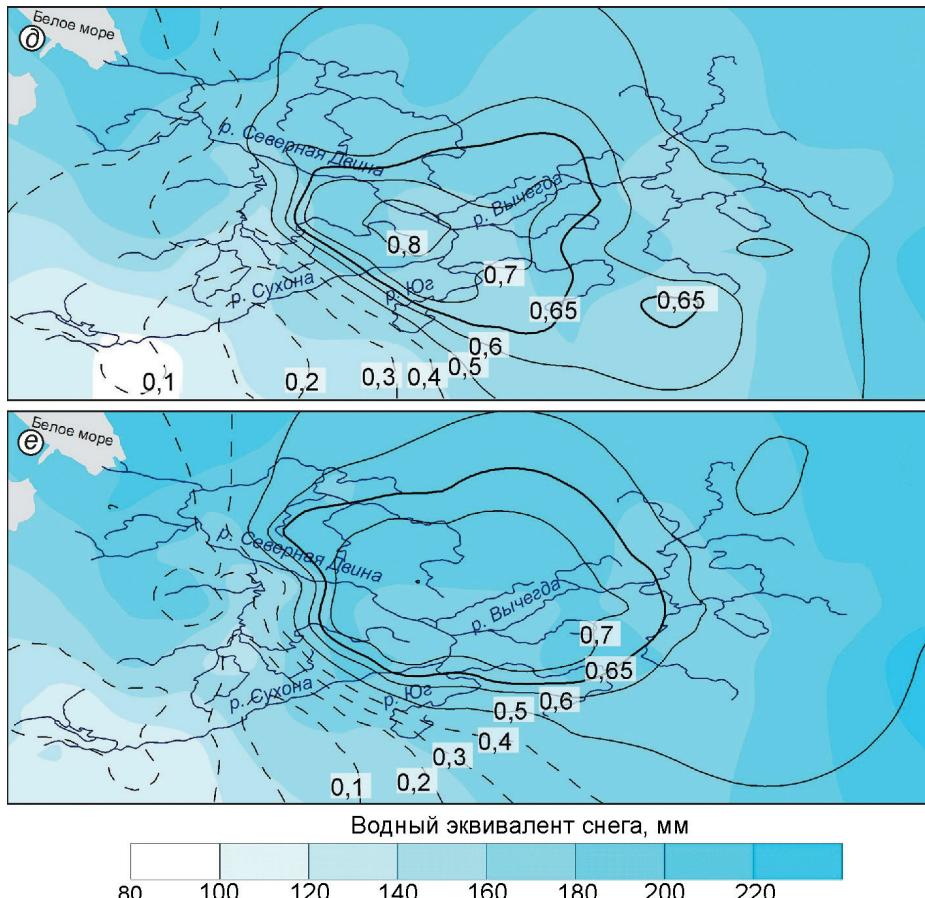
Таким образом, приводится анализ трёх массивов данных о ВЭС за 1980–2016 гг.: ВНИИГМИ; наблюдения SPONSOR и SWAP. Каждый массив анализировался с точки зрения временной изменчивости, её пространственных особенностей, а также вклада в изменчивость весеннего (снегового) стока по единому алгоритму: 1) изменение средних по бассейну ВЭС за исследуемый период, параметры линейного тренда, вклад низкочастотной изменчивости и квазидесятилетних периодичностей (рис. 2, 3, табл. 1) с анализом функций спектральной плотности (по методу преобразования Фурье); 2) пространственное распределение корреляции между изменчивостью ВЭС, весеннего стока и основных зон влияния (см. рис. 2); 3) регрессионные оценки вклада ВЭС в аномалии весеннего стока и прогнозируемость весеннего стока на основе данных о ВЭС в конце марта (рис. 4, табл. 2).

В качестве показателя весеннего стока использованы сведения о средних месячных расходах Северной Двины за май–июнь в створе Усть-Пинега в 1980–2016 гг. Для восстановления пропусков в наблюдениях принимались во внимание данные об объёмах весеннего стока [25]. Заключение об информативности данных изменений ВЭС в бассейне Северной Двины в



конце марта, полученных из разных источников, наблюдений и четырёх вариантов модельных расчётов для оценки вклада снегозапасов в

аномалии весеннего стока и их прогнозирование, основывалось на регрессионных зависимостях, полученных за период 1980–2001 гг., кото-



**Рис. 2.** Коэффициенты корреляции между значениями водного эквивалента снега в конце марта и расходами Северной Двины (Усть-Пинега) в среднем за май–июнь (изолинии) за 1980–2016 гг. (а–в) и 2002–2016 гг. (г–д), полученные по данным наблюдений из архива ВНИИГМИ-МЦД (а, г), в результате расчётов на моделях SWAP-GPCC (б, д) и SPONSOR-GPCC (в, е).

Цветной заливкой показано распределение средних значений водного эквивалента снега, мм, в 1980–2016 гг. (а–в) и в 2002–2016 гг. (г–д). Пунктиром обозначены области статистически незначимой корреляции ( $p < 0,05$ ), жирными изолиниями – зоны влияния ( $r \geq 0,65$ )

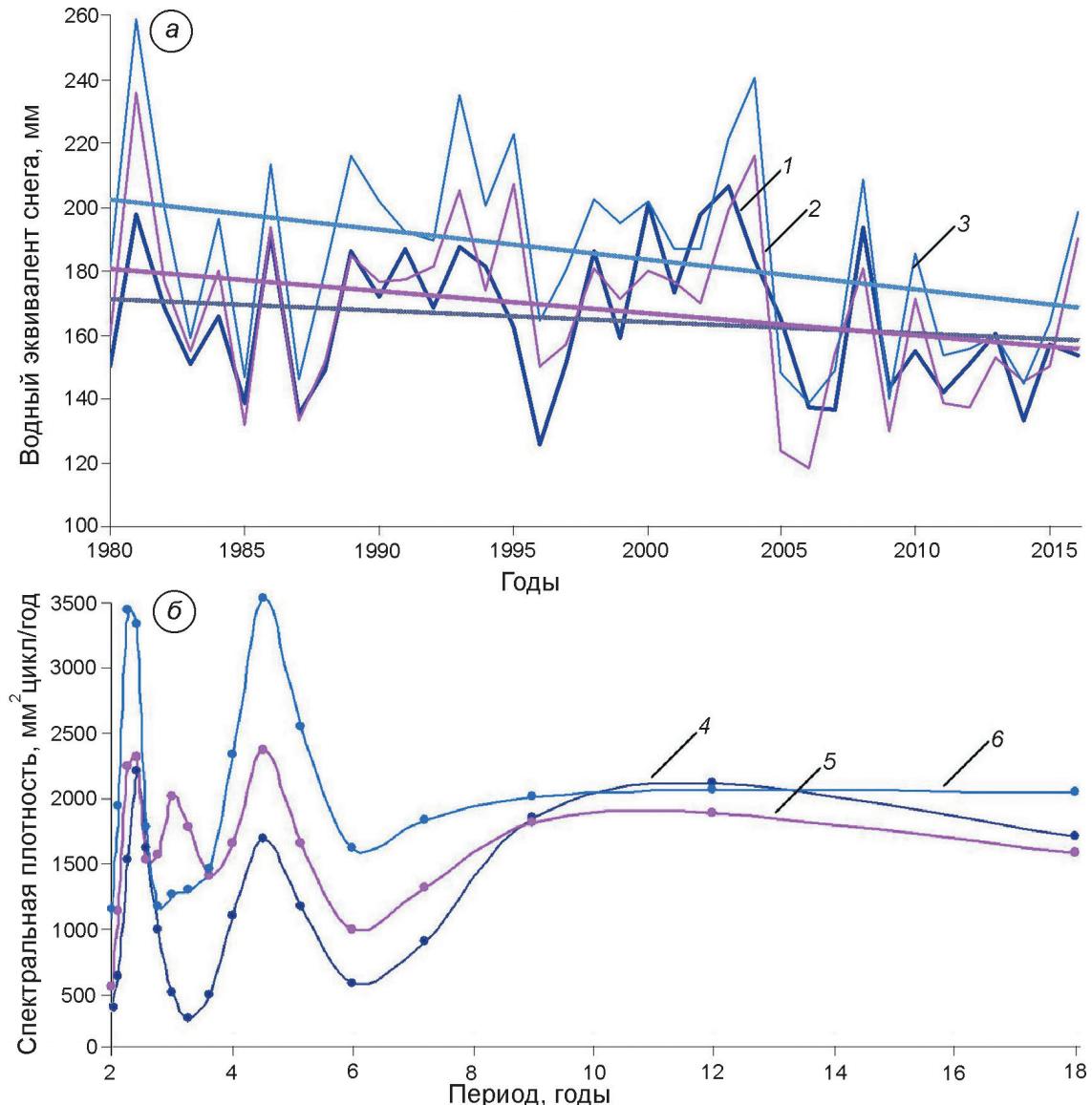
**Fig. 2.** Correlation coefficients between snow water equivalent, for the end of March, and the Severnaya Dvina discharge (at Ust-Pinega) in average for May–June in 1980–2016 (a–в), and in 2002–2016 (г–д) (isolines) obtained for the data of snow water equivalent from observations, RIHMI-WDC (а, г), and calculated using models SWAP-GPCC (б, д), and SPONSOR-GPCC(в, е).

The color fill shows the distribution of the snow water equivalent mean values, mm. Dotted lines indicate statistically insignificant correlation coefficients (at the  $p \leq 0.05$ ), bold isolines indicate the zones of «influence» ( $r \geq 0.65$ )

рый был выбран в качестве обучающей выборки. При этом в регрессионных оценках учитывались временные ряды ВЭС в зонах «влияния», т.е. в ячейках, находящихся в пределах областей изокоррелят  $r \geq 0,65$  (см. рис. 2). Затем на основе полученных регрессионных моделей по данным о ВЭС за 2002–2016 гг. (для станционных данных, SPONSOR и SWAP) рассчитывались «прогностические» значения расходов в среднем за май–июнь с последующим анализом стандартной ошибки и качества воспроизведения.

## Результаты

**Изменения водного эквивалента снега по данным наблюдений и модельных расчётов.** Средние за рассматриваемый период (1980–2016 гг.) снегозапасы в конце зимы (см. рис. 2, а–в) меняются по бассейну от 80–100 мм на юго-западе до 200–220 мм на востоке и северо-востоке. Эта климатически обусловленная закономерность [26] проявляется в поле средних ВЭС, полученных из данных наблюдений (см. рис. 2, а), и в большей или меньшей



**Рис. 3.** Многолетняя изменчивость среднего по бассейну Северной Двины значения водного эквивалента снега, мм, (а) и функция её спектральной плотности (после удаления тренда),  $\text{мм}^2 \text{цикл}/\text{год}$ , (б), по данным наблюдений из архива ВНИИГМИ-МЦД (1, 4) и модельных расчётов SWAP-GPCC (2, 5) и SPONSOR-GPCC (3, 6).

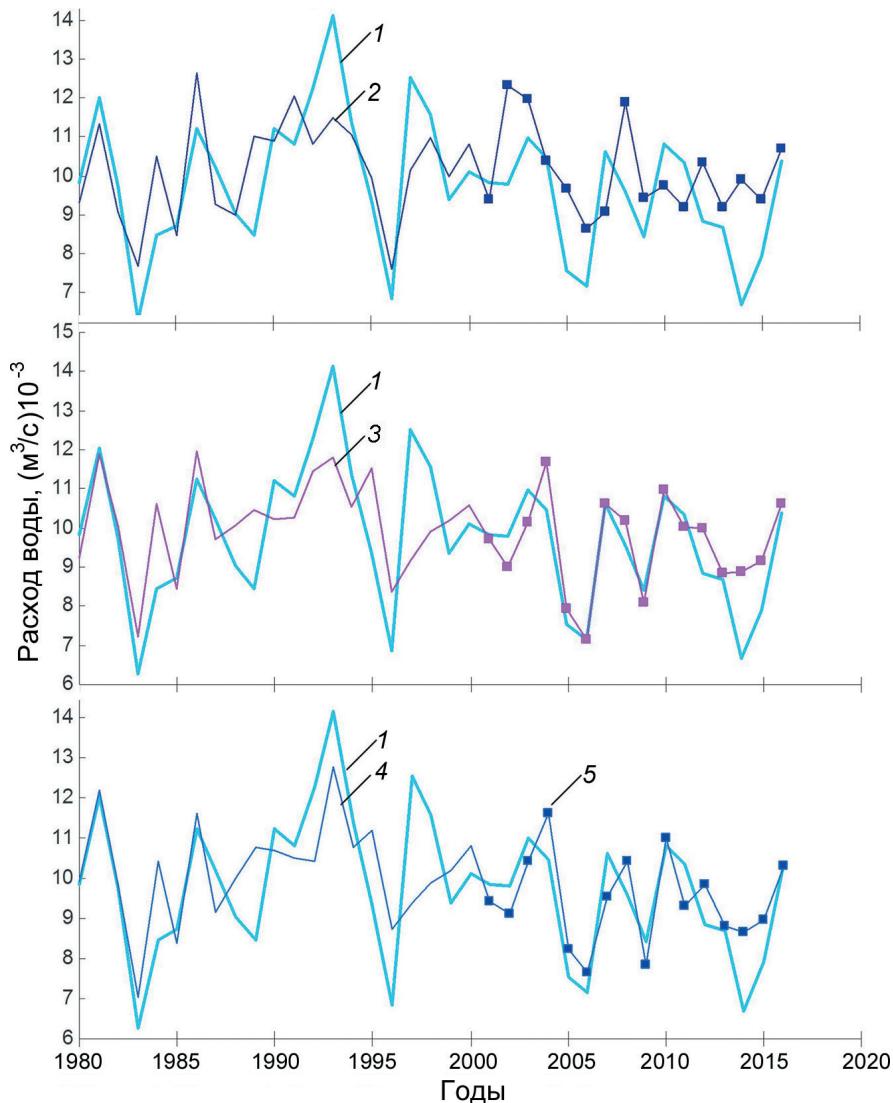
Прямые линии на рис. а показаны линейные тренды

**Fig. 3.** Multiyear variability of the snow water equivalent, mm, spatially averaged over the Severnaya Dvina basin, mm, (a), and its spectral density (after detrending),  $\text{mm}^2 \text{cycle}/\text{year}$ , (б) according to the data of observations, RIHMI-WDC (1, 4) and modelling, SWAP-GPCC (2, 5) and SPONSOR-GPCC (3, 6).

Straight lines, fig. a, show the linear trends

степени для модельных данных (см. рис. 2, б, в). Кроме того, для всех рассмотренных полей средних ВЭС можно выделить два локальных максимума — около 200–220 мм на западе и востоке бассейна, но в модельных данных очаги максимумов на востоке сдвинуты за пределы бассейна (см. рис. 2, б, в). В распределении минимумов ВЭС (около 80–100 мм) в данных наблюдений (см. рис. 2, а), как

и в полях модельных ВЭС, выделяются две области: положение одной из них, на юго-западе в верховьях р. Сухона, примерно совпадает для всех полей (см. рис. 2, а–в); другой минимум в поле средних ВЭС из данных наблюдений находится на северо-западе в среднем течении р. Пинега (см. рис. 2, а). В случае модельных данных (см. рис. 2, б, в) он располагается южнее — в среднем течении



**Рис. 4.** Изменения средних за май–июнь расходов Северной Двины (Усть-Пинега),  $(\text{м}^3/\text{с})10^{-3}$ , по данным наблюдений (1) и расчётов с применением регрессионной зависимости (см. табл. 2) на основе данных о водном эквиваленте снега в конце зимы из архива ВНИИГМИ-МЦД (2) и рассчитанных на моделях SWAP-GPCC (3) и SPONSOR-GPCC (4).

Кривыми без маркера показаны расчёты, выполненные для обучающей выборки (1980–2001 гг.); кривыми с маркером (5) – расчёты «прогностических» значений, 2002–2016 гг.

**Fig. 4.** Severnaya Dvina discharge variation (at Ust-Pinega) in average for May–June,  $(\text{m}^3/\text{sec})10^{-3}$ , according to observations (1) and calculations using regression (see Table 2) on the base of the snow water equivalent data, to the end of March, from observations, RIHMI-WDC (2) and modelling, SWAP-GPCC (3) and SWAP-CRU (4).

Curves without marker show Severnaya Dvina discharge value estimates obtained for the «learning» period, 1980–2001; curves with marker (5) indicate the estimates for the «prediction» values, 2002–2016.

р. Вага, при этом для ВЭС, рассчитанных на модели SPONSOR-GPCC, её площадь незначительна.

Сравнение многолетних изменений ВЭС по бассейну Северной Двины, полученных из наблюдений и в результате модельных расчётов (см. рис. 3, а), показывает сходство многолетнего хода в общих чертах, хотя есть и расхождения.

Корреляция изменений средних снегозапасов, измеренных на стациях снегомерной съёмки, с ВЭС, рассчитанными на модели SWAP, составляет 0,73; в случае SPONSOR она достигает 0,80.

Статистические характеристики многолетних изменений ВЭС, среднее значение, стандартное отклонение, оценки параметров линейного трен-

Таблица 2. Параметры регрессионной зависимости весеннего стока (средних за май–июнь расходов Северной Двины, Усть-Пинега) от аномалий снегозапасов в конце марта и оценки его воспроизведения на основе данных о водном эквиваленте снега, полученных из наблюдений (ВНИИГМИ) и расчётов на моделях локального тепло- и влагообмена SPONSOR и SWAP

Источники данных	Параметры регрессионной модели весеннего стока (1980–2001 гг.)*					Оценка результатов расчёта весеннего стока на основе регрессионной модели		
	B	St. Err	R <sup>2</sup> , %	p-level	Err, %	Стандартная ошибка, % (2002–2016 гг.)	Ошибка воспроизведения тренда (1980–2016 гг.)	
							m <sup>3</sup> /с, за 10 лет	%
Наблюдения (ВНИИГМИ)	40,0	8,8	51	0,00	13	20	-280	91
SPONSOR-GPCC	34,7	8,9	49	0,00	12	8	-33	11
SWAP-GPCC	37,6	10,0	42	0,01	14	10	-105	34

\*B – коэффициент регрессии; St. Err – стандартная ошибка расчёта B; R<sup>2</sup> – доля объяснённой изменчивости; p-level – уровень статистической значимости; Err – средняя ошибка воспроизведения расходов Северной Двины регрессионной моделью за 1980–2001 гг., в % от многолетней нормы.

да, скорость изменений и доля тренда в общей дисперсии модельными расчётами SWAP воспроизводятся ближе к данным наблюдений по сравнению с моделью SPONSOR (см. табл. 1). Тренды ВЭС отрицательны, но их параметры не достигают уровня статистической значимости ( $p \leq 0,05$ ). Скорость линейного сокращения ВЭС по данным наблюдений – 4 мм за 10 лет, а по данным расчётов SWA – 7 мм за 10 лет; вклад в общую дисперсию не превышает 10%. Частотно-временная структура изменений ВЭС, полученных из данных наблюдений, воспроизводится моделью SWAP только в общих чертах (см. рис. 3, a). Помимо нисходящего тренда за 1980–2016 гг., в период 1987–2007 гг. в ходе измерений ВЭС по данным наблюдений устанавливаются две десятилетние флюктуации с заметной аномалией ВЭС – в 1989–1995 и 1998–2004 гг., превышающей среднее значение ВЭС за 1980–2016 гг. на 10–15%. Анализ функции спектральной плотности изменчивости ВЭС, полученной из наблюдений, показал, что ей соответствует увеличение дисперсии в области 10–12-летних периодов (см. рис. 3, б), которое сопоставимо с пиком дисперсии в области высокочастотных колебаний – 2-х и 5-летних квазипериодичностей. Увеличение дисперсии в области 10–12-летних периодов отмечается и в спектре ВЭС, полученном для расчётов на модели SWAP, но оно несколько уступает максимумам в области высокочастотных колебаний, которые, в отличие от спектра, полученного по данным наблюдений, сливаются в сплошную полосу около периодов от двух до пяти лет (см. рис. 3, б).

Многолетние изменения ВЭС, полученные по результатам расчётов на модели SPONSOR, отличаются существенным трендом: –10 мм/10 лет (см.

табл. 1). Анализ разности между многолетними рядами ВЭС, рассчитанными на моделях SPONSOR и SWAP, и данными наблюдений показывает статистически значимые тренды на уровне  $p \leq 0,05$ . Это свидетельствует о статистически значимых различиях между трендами, выявленными для указанных рядов. Заметно отличаются колебания ВЭС в период 1987–2006 гг.: среднее значение за данный период превышает этот параметр, полученный по данным наблюдений и рассчитанный на модели SWAP, на 20–25 мм, что проявляется в большей, примерно на 20 мм, величине среднего значения ВЭС за рассматриваемый период в целом (см. табл. 1). По сути, согласно данным о ВЭС, рассчитанным на модели SPONSOR, в период 1987–2006 гг. в бассейне Северной Двины наблюдалась продолжительная аномалия, которая должна была отразиться в многолетнем ходе весеннего и годового стока. В спектральной структуре изменчивости ВЭС по данным модельных расчётов SPONSOR это проявляется в отсутствии роста дисперсии в области квазидесятилетних периодичностей (см. рис. 3, б) в отличие от данных станционных наблюдений и расчётов на модели SWAP. 2-х и 5-летние периодичности, напротив, выделяются более чётко, с ними связаны два пика, описывающие значительную долю дисперсии. Спектры, как и статистические параметры (см. табл. 1), показывают, что ВЭС, рассчитанные на модели SPONSOR, отличаются наибольшей изменчивостью (см. рис. 3, б).

С конца 2000-х годов наблюдается период дефицита снегозапасов – около 10–15%, который на фоне сокращения межгодовой изменчивости показывают и данные наблюдений, и модельные расчёты (см. рис. 3, а).

**Связь весеннего стока с аномалиями зимних снегозапасов.** Поля коэффициентов корреляции между изменениями ВЭС и средними за май–июнь расходами Северной Двины (Усть-Пинега) позволяют судить о распределении областей, наиболее влияющих на формирование весеннего, т.е. талого стока. Сравнение областей статистически значимой ( $p \leq 0,05$ ) корреляции  $r \geq 0,40$ , полученных для станционных данных о ВЭС (см. рис. 2, а) и для модельных расчётов SWAP (см. рис. 2, б) и SPONSOR (см. рис. 2, в), показывает, что они сильно различаются как по площади, так и по локализации очагов наиболее тесной связи. Данные станционных наблюдений демонстрируют обширную область статистически значимой корреляции (см. рис. 2, а), которая распространяется на большую часть водосбора Северной Двины и почти целиком включает в себя основной приток р. Вычегда, в среднем течении которой локализованы очаг максимальной корреляции ( $r \geq 0,70$ ) и зона влияния ( $r \geq 0,65$ ).

Данные, полученные из модельных расчётов, как в случае SWAP, так и SPONSOR, показывают значительно меньшие по протяжённости области статистически значимой корреляции между ВЭС и весенным стоком —  $r \geq 0,40$  (см. рис. 2, б, в). В случае SWAP (см. рис. 2, б) она ограничивается верховьями Северной Двины, включая водосборы левых притоков Вычегды и нижнее течение рек Сухона и Юг; очаг максимальной корреляции  $r \geq 0,65$  (зона влияния) смешён по отношению аналогичного очага, полученного для станционных данных (см. рис. 2, а), на юго-запад в область слияния рек Сухона и Юг. В случае расчётных данных SPONSOR (см. рис. 2, в) область максимальной корреляции между ВЭС и весенным стоком, т.е. зона влияния, где  $r \geq 0,65$ , располагается на большей площади, распространяясь на северо-запад, на среднее течение Северной Двины, и на юго-восток, в междуречье рек Юг и Вычегда. Область статистически значимой корреляции  $r \geq 0,40$  охватывает центральную часть водосбора Северной Двины, включая нижнее течение р. Сухона и большую часть бассейнов рек Юг и Вычегда.

**Регрессионные оценки вклада снегозапасов в аномалии весеннего стока и его прогнозируемость по данным о водном эквиваленте снега из разных источников.** Параметры регрессионных зависимостей между снегозапасами в конце марта и ве-

сенним стоком, в качестве показателя которого рассматривался средний за май–июнь расход Северной Двины в створе Усть-Пинега, показывают, что наиболее полное описание его изменчивости в 1980–2001 гг. обеспечивается данными станционных наблюдений (ВНИИГМИ), а также полученными в результате модельных расчётов SPONSOR (см. табл. 2). Для указанных источников доля объяснённой изменчивости достигает 51 и 49% соответственно; коэффициенты регрессии — 40,0 и 34,7 м<sup>3</sup>/с на 1 мм ВЭС. Ошибка воспроизведения стока регрессионной моделью при использовании ВЭС из данных наблюдений и рассчитанных на модели SPONSOR составляет 12–13%. В случае данных о ВЭС, полученных из расчётов SWAP, доля объяснённой изменчивости весенного стока заметно ниже — 42%, а ошибка выше — 14%. Отметим, что для получения регрессионных оценок использованы временные ряды ВЭС в пределах областей влияния, т.е.  $r \geq 0,65$ . В случае модельных данных, особенно для расчётов SWAP, эти области ограничены достаточно небольшой площадью (см. рис. 2, б, в); для данных станционных наблюдений она в несколько раз больше (см. рис. 2, а).

Анализ наблюдаемых изменений расходов Северной Двины за май–июнь и рассчитанных с применением полученных регрессионных зависимостей на основе данных о ВЭС из разных источников (см. рис. 4, а–в) показывает, что по качеству воспроизведения весенного стока в 1980–2001 гг., т.е. в обучающей выборке, данные наблюдений и модельных расчётов SWAP и SPONSOR почти не отличаются. Отметим, что в 1994–1996 гг. лучшее, практически точное описание резкого сокращения стока дают материалы станционных наблюдений, а в 1982–1984 гг. — данные ВЭС из модельных расчётов. Рассчитанные «прогностические» изменения весенного стока Северной Двины за 2001–2016 гг. на основе станционных наблюдений показывают значительные расхождения и с ходом наблюдённого стока (см. рис. 4, а), и с «прогнозом» на основе модельных данных о ВЭС (см. рис. 4, б, в). Вычисление расходов в среднем за май–июнь в 2002–2016 гг. на основе данных о ВЭС на конец марта, полученных из модельных расчётов SWAP и SPONSOR, показывает хорошее воспроизведение межгодовых тенденций и абсолютных значений (см. рис. 4, б, в). На это указывает стандартная ошибка рассчитанных значе-

ний расходов воды в 2002–2016 гг. по сравнению с наблюдёнными (см. табл. 2) – 8–10% для данных SPONSOR и SWAP и 20% – для данных станционных наблюдений (для обучающей выборки стандартная ошибка для указанных источников данных составляет 12–14%). Таким образом, модельные расчёты ВЭС, SWAP и SPONSOR при вычислении прогностических значений дают более адекватное описание весеннего стока по сравнению с обучающей выборкой (1980–2001 гг.) в отличие от данных станционных наблюдений, для которых в период 2002–2016 гг. стандартная ошибка возрастает почти в полтора раза.

Для объяснения этого эффекта вернёмся к анализу полей корреляции между весенным стоком и снегозапасами (см. рис. 2, *a–e*) и проведём сравнение с аналогичными полями, полученными за 2002–2016 гг. (см. рис. 2, *g–e*). Прежде всего отметим значительные отличия полей коэффициентов корреляции, построенных на основе данных станционных наблюдений для разных периодов (см. рис. 2, *a, e*). На фоне общего существенного ослабления корреляции область статистически значимых коэффициентов корреляции смещается на северо-восток в бассейн р. Вычегда и её притоков (см. рис. 2, *g*); в этой области значения коэффициентов корреляции находятся в пределах  $0,60 > r \geq 0,50$ . Существенно, что в области зоны влияния ( $r \geq 0,65$ ), выявленной за рассматриваемый период в целом, т.е. за 1980–2016 гг., (см. рис. 2, *a*), в период 2002–2016 гг. корреляция практически не достигает уровня значимости (см. рис. 2, *g*). В случае данных о ВЭС, полученных из модельных расчётов SWAP и SPONSOR (см. рис. 2, *d, e*), в этот период связь между снегозапасами и весенними расходами усиливается, а области статистически значимой корреляции значительно расширяются на восток, северо-восток, а в случае SWAP (см. рис. 2, *d*) – и на юго-восток. Таким образом, на основной части бассейна Северной Двины, включающей в себя нижнее течение р. Сухона и водосборы рек Вычегды и Юг, в период 2002–2016 гг. корреляция между снегозапасами и весенным стоком не опускается ниже 0,50–0,60, а в пределах зон влияния, выявленных за рассматриваемый период (см. рис. 2, *b, v*), значения коэффициентов корреляции возрастают до 0,70–0,75.

В многолетней изменчивости весенного стока за 1980–2016 гг., как и в ходе средних по бассейну Северной Двины снегозапасов, устанавливается

нисходящий тренд – около  $309 \text{ м}^3/\text{с}$  за 10 лет. Главным образом он обусловлен периодом маловодья 2005–2016 гг. (см. рис. 4), который соответствует периоду дефицита ВЭС, на что указывают все рассмотренные источники данных (см. рис. 3, *a*). В связи с этим встаёт вопрос о том, насколько многолетний ход весеннего стока, рассчитанный по регрессионным моделям на основе данных о ВЭС в конце марта, воспроизводит тренд наблюдённого стока в 1980–2016 гг. Приведённые в табл. 2 оценки показывают, что в случае применения модельных данных о ВЭС для расчёта весеннего стока наблюдаемая нисходящая тенденция воспроизводится. SPONSOR даёт минимальную ошибку – около 11%, SWAP – 34%. Данные наблюдений при использовании их в регрессионной модели стока (см. табл. 2) практически не объясняют его линейное уменьшение за 1980–2016 гг.

## Обсуждение результатов

Проведено исследование изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины в 1980–2016 гг. с оценкой информативности данных о водном эквиваленте снега из разных источников, включая станционные наблюдения (маршрутная снегомерная съёмка) из архива ВНИИГМИ-МЦД, а также полученные в результате расчётов на моделях локального тепловлагообмена SWAP и SPONSOR с использованием данных о метеопараметрах из архива WATCH (WFDEI) (с архивом атмосферных осадков GPCC) в координатной сетке с разрешением  $0,5^\circ$ . В качестве критерия информативности рассматривался вклад снегозапасов, т.е. водного эквивалента снега, на конец марта в формирование весеннего стока Северной Двины, в качестве показателя которого выбраны средние за май–июнь расходы воды в створе Усть-Пинега.

Все рассмотренные данные указывают на уменьшение средних снегозапасов в бассейне Северной Двины в конце марта в 1980–2016 гг. Близкое сходство частотно-временной структуры их изменчивости, в частности трендовой составляющей, показывают данные наблюдений и модельных расчётов SWAP. Многолетние изменения ВЭС, полученные из модельных расчётов SPONSOR, отличаются существенным нисходящим трендом. Скорость сокращения снегозапасов по данным расчётов на модели SPONSOR в

1,5–2,5 раза выше по сравнению с данными наблюдений и расчётов на модели SWAP. Другое отличие связано с продолжительной аномалией ВЭС (в среднем по бассейну), которая, согласно расчётыным данным на модели SPONSOR, наблюдалась в 1987–2006 гг., в то время как по данным станционных наблюдений и расчётов на модели SWAP во второй половине 1990-х годов (1996–1997 гг.) ВЭС снижается до минимальных значений, а его среднее значение за 1987–2006 гг. на 15–20% ниже по сравнению с расчёты на модели SPONSOR. Данные модельных расчётов по-разному передают структуру изменчивости среднего по бассейну ВЭС, на что указывают результаты спектральных оценок. В частности, данные модели SPONSOR не отражают квазидесятилетние колебания, характерные для спектра ВЭС из станционных наблюдений, но хорошо передают высокочастотные, 2-х и 5-летние квазипериодичности. В спектре изменчивости ВЭС по данным SWAP, напротив, лучше выделяются квазидесятилетние колебания; 2-х и 5-летние квазипериодичности сливаются с единой частотной областью от двух до пяти лет. «В пользу» данных станционных наблюдений и расчётов на модели SWAP свидетельствует присутствие квазидесятилетних периодичностей в изменчивости весеннего стока Северной Двины, а также Волги [27], водосбор которой граничит с бассейном Северной Двины на северо-востоке.

Сравнение полей средних за рассматриваемый период снегозапасов в бассейне Северной Двины для всех источников данных о ВЭС показывает климатически обусловленный рост снегозапасов с запада и юго-запада на восток и северо-восток [26, 28]. В то же время распределение максимумов и минимумов и диапазон изменчивости по бассейну имеют заметные различия, что, по-видимому, свидетельствует о неопределенности в распределении зон влияния, т.е. областей, вносящих наибольший вклад в формирование аномалий весеннего стока. Это подтверждается анализом полей корреляции весеннего стока со снегозапасами по территории водосбора Северной Двины, который показывает, что расположение и протяжённость областей корреляции, а также теснота связи различаются в зависимости от рассматриваемых данных о ВЭС. В случае анализа данных о ВЭС, полученных из модельных расчётов SWAP и SPONSOR, области статистически значимой корреляции, как и очаги с  $r \geq 0,65$  (зоны

влияния), примерно совпадают по положению, но по данным SPONSOR они распространяются на большую площадь, как и области статистически значимой корреляции между стоком и ВЭС.

Согласно данным наблюдений, область статистически значимой корреляции распространяется на большую часть бассейна, включая все притоки. Очаг максимальной корреляции –  $r \geq 0,70$  – сосредоточен в среднем течении Вычегды. Зона влияния, в пределах которой корреляция  $r \geq 0,65$ , охватывает водоразделы крупных притоков и располагается на северо-северо-востоке относительно положения, которое показывают данные ВЭС из модельных расчётов. Такая картина более реалистична по сравнению с данными модельных расчётов.

В то же время регрессионные оценки *вклада снегозапасов в изменчивость весенного стока* за выбранный обучающий период (1980–2001 гг.) дают близкие результаты для данных наблюдений и модельных расчётов SWAP – 51 и 49% соответственно; в случае модельных расчётов SPONSOR они несколько меньше – 46%. Учитывая, что вклад в формирование весеннего речного стока, помимо снегозапасов, вносят такие факторы, как увлажнение бассейна в предшествующую осень, промерзание почвы, погодные условия в период снеготаяния и пр., воспроизведение стока половодья гидрологическими моделями, как правило [29], сопряжено с наибольшей неопределённостью, поэтому полученный результат – около 50% изменчивости весенного стока, объяснённых колебаниями снегозапасов, – можно признать реалистичным. Тем не менее, при использовании полученных регрессионных зависимостей для расчёта «прогностических» значений расходов Северной Двины в среднем за май–июнь в период 2001–2016 гг. на основе аномалий ВЭС в конце мая *данные станционных наблюдений* (снегомерной маршрутной съёмки) показывают неудовлетворительный результат. *Данные о ВЭС, полученные из модельных расчётов*, напротив, в этот период более информативны, что указывает на возможность их использования для оценок весеннего стока. В случае прогноза с использованием полученных регрессионных зависимостей стандартная ошибка прогноза не превышает 10%.

Близкое к реальному воспроизведение тренда весеннего стока модельными данными SPONSOR можно считать подтверждением достоверности оценок тренда ВЭС, полученных по модельным

данным. В то же время нельзя не учитывать, что величина тренда в значительной степени определяется аномалиями ВЭС, связанными с квазидесятилетними флюктуациями, которые модельными расчётом SPONSOR не воспроизводятся. Это противоречие позволяет судить о параметрах тренда и вкладе квазидесятилетних колебаний в изменчивость снегозапасов лишь в интервале значений, определённых по данным из разных источников.

Не вполне ожидаемые результаты воспроизведения весеннего стока в период 2002–2016 гг., а именно: неудовлетворительное качество для ВЭС из данных наблюдений и более высокое (по сравнению с обучающим периодом 1980–2001 гг.) для модельных расчётов этого параметра в экспериментах SPONSOR и SWAP объясняются значительным изменением пространственной структуры корреляции между весенным стоком и снегозапасами в этот период. Смещение областей влияния, в пределах которых в 1980–2001 гг. выявлена наиболее тесная связь между ВЭС и стоком, и значительное ослабление связи как в этой области, так и по всему водосбору, по-видимому, показывают снижение информативности данных о снегозапасах, полученных из наблюдений.

Причиной этого, вероятно, может быть изменение зимних условий снегонакопления, в частности рост повторяемости зимних оттепелей, и как следствие – фазовые переходы внутри толщи снега, способные привести к росту вероятности погрешностей измерений. Известно, что образование ледяных прослоек, уплотнение и налипание снега, связанное с оттепелями, значительно осложняют соблюдение требований к отбору проб при проведении снегосъёмки [30]. О влиянии меняющихся климатических условий, по-видимому, свидетельствует и выявленное расширение областей значимой корреляции между снегозапасами и весенным стоком на север и северо-восток бассейна Северной Двины, которое показывают данные модельных расчётов ВЭС для периода 2002–2016 (2013) гг., но при этом в зонах влияния, полученных для 1980–2001 гг., корреляция усиливается. Формирование аномалий снегозапасов в условиях высокой повторяемости зимних оттепелей требует дополнительного изучения, предусматривающего анализ внутрисезонной динамики и метеорологических условий снегонакопления с учётом пространственно-го распределения и ландшафтных особенностей.

## Выводы

Результаты оценки информативности рассмотренных данных о водном эквиваленте снега (ВЭС) с точки зрения описания аномалий весеннего стока Северной Двины позволяют говорить о преимуществе модельных данных по сравнению с материалами станционных наблюдений, во всяком случае для изучаемого региона. По-видимому, это может быть обусловлено не только высокой разрешающей способностью, но и учётом комплекса метеорологических показателей, что, в отличие от наземных измерений, обеспечивает модельным расчётом ВЭС меньшую зависимость от погодных условий, влияющих на слоистую структуру толщи снега. Потепление климата и изменение условий формирования снегозапасов требуют дополнительного изучения этих вопросов. Очевидно, что основное условие успешности модельных расчётов – это качество входной метеорологической информации, которая в описываемых экспериментах представлена реанализом WATCH (WFDEI) и архивом атмосферных осадков GPCC. Данное утверждение в основном относится к межгодовым аномалиям ВЭС. В описании структуры изменчивости, в частности, вклада низкочастотной составляющей (тренда) и квазидесятилетних колебаний, а также пространственных особенностей распределения ВЭС, сохраняется неопределённость, связанная как с возможностями рассмотренных моделей (и используемых сеточных архивов данных об атмосферных осадках), так и с недостатками сети станционных измерений (неравномерность и недостаточная плотность, погрешности измерений и пр.).

Суммируя результаты анализа изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины в 1980–2016 гг. с учётом отмеченных неопределённостей, можно прийти к следующим выводам. В изменчивости водного эквивалента снега к концу марта в среднем по бассейну выделяются: низкочастотная составляющая, т.е. тренд; высокочастотная; 2-х и 5-летние квазипериодичности; квазидесятилетние колебания. В спектре изменчивости по данным станционных наблюдений дисперсия ВЭС поделена примерно поровну между квазипериодичностями. В той или иной степени они проявляются в данных модельных расчётов SWAP, в данных SPONSOR выражаются только 2-х и 5-летние. С квазидесятилетними

колебаниями связаны продолжительные аномалии ВЭС 1989–1995 и 1999–2005 гг. и абсолютный минимум 1996 г., которые почти синхронно отражаются в аномалиях весеннего стока.

С 2005 г. все рассмотренные источники данных указывают на продолжительный период дефицита ВЭС – 15–20%, с которым связан нисходящий тренд снегозапасов в бассейне Северной Двины за рассматриваемый период в целом. Оценки параметров тренда находятся в широком диапазоне в зависимости от источника данных – в среднем по бассейну скорость уменьшения ВЭС может составлять от 4 мм по данным станционных измерений до 10 мм за 10 лет по данным расчётов на модели SPONSOR; доля тренда в общей изменчивости, согласно полученным оценкам, – от 3 до 12%. Это – небольшие изменения, но они могут свидетель-

ствовать о переходе к новому режиму, связанному с продолжающимся потеплением переходных сезонов, которое на этом этапе приведёт к существенному сокращению периода накопления снегозапасов [31, 32]. Отметим, что до 2005 г. и данные наблюдений, и модельные расчёты указывают на рост снегозапасов в бассейне Северной Двины.

**Благодарности.** Работа выполнена по теме Государственного задания № 0148-2019-0009 при поддержке РФФИ, проект № 18-05-60067.

**Acknowledgments.** The work was supported by the state-ordered research theme of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, № 0148-2019-0009, and the Russian Foundation for Basic Research, projects № 18-05-60067.

## Литература

1. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environment Research Letters. 2013. V. 8. № 2. P. 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
2. Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M. Snow Cover Characteristics over the Main Russian River Basins as Represented by Reanalyses and Measured Data // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2008. V. 47. P. 1819–1833.
3. Turkov D.V., Sokratov V.S., Titkova T.B., Semenov V.A., Popova V.V. Snow Water Equivalent in Western Siberia as simulated by land-surface model, satellite data and from ERA-Interim reanalysis // Proc. SPIE 10466, 23<sup>rd</sup> Intern. Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2017. V. 10466. P. 55. doi: 10.1117/12.2285333.
4. Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86.
5. Popova V., Babina E., Georgiadi A., Turkov D. Snowfall and rainfall precipitation variation in European Russia: impact on river runoff under contemporary climate change // Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. 2018. P. 506–512.
6. Георгиевский М.В., Хомякова В.А., Паршина Т.В. Оценка точности глобальных данных по влагозапасам в снежном покрове на примере бассейна р. Северная Двина // Вестн. Санкт-Петербургского

## References

1. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? Environ. Research Letters. 2013, 8 (2): 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
2. Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M. Snow Cover Characteristics over the Main Russian River Basins as Represented by Reanalyses and Measured Data. Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2008, 47: 1819–1833.
3. Turkov D.V., Sokratov V.S., Titkova T.B., Semenov V.A., Popova V.V. Snow Water Equivalent in Western Siberia as simulated by land-surface model, satellite data and from ERA-Interim reanalysis. Proc. SPIE 10466, 23<sup>rd</sup> Intern. Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2017, 10466: 55. doi: 10.1117/12.2285333.
4. Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryaeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86. [In Russian].
5. Popova V., Babina E., Georgiadi A., Turkov D. Snowfall and rainfall precipitation variation in European Russia: impact on river runoff under contemporary climate change. Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. 2018: 506–512.
6. Georgievsky M.V., Khomyakova V.A., Parshina T.V. Accuracy evaluation of snow water equivalent global data: the case of the Northern Dvina River basin. Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Bulletin of Saint Petersburg University. 2020, 65 (3). doi: 10.21638/spbu07.2020.302. [In Russian].

- гос. ун-та. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 3. doi: 10.21638/spbu07.2020.302.
7. Калашникова О.Ю., Гафуров А.А. Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 507–517. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-507-517.
  8. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data/166-snow-surveys#описание-массива-данных>.
  9. Brun E., Voinnet V., Boone A., Decharme B., Peyngs Y., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses // Journ. of Hydrometeorology. 2013. V. 14. P. 203–219.
  10. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 44–52. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-44-52.
  11. Гусева Е.В., Голубев В.Н. Математическая модель формирования строения и свойств снежного покрова // МГИ. 1989. Вып. 68. С. 18–25.
  12. Fierz C., Lehning M. Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties // Cold Regions Science and Technology. 2001. V. 33. № 2–3. P. 123–131.
  13. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование теплово-влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
  14. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
  15. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // Global and Planetary Change. 1998. V. 19. № 1–4. P. 49–62.
  16. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruy F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharne A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Ménégoz M., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T. G., Stacke T., Strasser U., Svensson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W., Zhu D. ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. № 11. P. 5027–5049. doi: 10.5194/gmd-11-5027-2018.
  17. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // Journ. of Hydrometeorology. 2001. V. 2. № 1. P. 7–25.
  7. Kalashnikova O.Y., Gafurov A.A. Water availability forecasting for Naryn River using ground-based and satellite snow cover data. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2017, 57 (4): 507–517. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-507-517. [In Russian].
  8. <http://meteo.ru/data/166-snow-surveys>.
  9. Brun E., Voinnet V., Boone A., Decharme B., Peyngs Y., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses. *Journ. of Hydrometeorology.* 2013, 14: 203–219.
  10. Gelfan A.N., Moreido V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2014, 54 (2): 44–52. doi: 10.15356/20.76-6734-2014-2-44-52. [In Russian].
  11. Guseva E.V., Golubev V.N. Mathematical model of formation of structure and properties of snow cover. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovanii. Data of Glaciological Studies.* 1989, 68: 18–25. [In Russian].
  12. Fierz C., Lehning M. Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties. *Cold Regions Science and Technology.* 2001, 33 (2–3): 123–131.
  13. Gusev E.M., Nasonova O.N. *Modelirovanie teplo- i vлагообмена поверхности суши с атмосферой.* Modeling of heat and moisture exchange of the land surface with the atmosphere. Moscow: Nauka, 2010: 328 p. [In Russian].
  14. Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Model of snow cover considering its layered structure and seasonal evolution. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere.* 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].
  15. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change.* 1998, 19 (1–4): 49–62.
  16. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruy F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharne A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Ménégoz M., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T.G., Stacke T., Strasser U., Svensson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W., Zhu D. ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geosci. Model Dev.* 2018, 11: 5027–5049. doi: 10.5194/gmd-11-5027-2018.
  17. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d). *Journ. of Hydrometeorology.* 2001, 2 (1): 7–25.
  18. Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology.* 2004, 38: 150–158.

18. *Etchevers P., Martin E., Brown R.* Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 38. P. 150–158.
19. *Snow and Climate / Eds. R.L. Armstrong, E. Brun.* Cambridge University Press, 2008, 222 p.
20. *Турков Д.В., Сократов В.С.* Расчёты характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380. [In Russian].
21. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-401.
22. Электронный ресурс: [https://esg.pik-potsdam.de/search/isimip/?model=WFDEI&dataset\\_type](https://esg.pik-potsdam.de/search/isimip/?model=WFDEI&dataset_type).
23. Электронный ресурс: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcc-global-precipitation-climatology-centre>.
24. Электронный ресурс: <http://www.cru.uea.ac.uk/data>.
25. Электронный ресурс: <https://rims.unh.edu/data/station>.
26. Национальный Атлас Арктики / Ред. В.В. Абрамченко. М.: Роскартография, 2017. 480 с.
27. *Попова В.В., Георгиади А.Г.* Спектральные оценки связи изменчивости стока Волги и Североатлантического колебания в 1882–2007 гг. // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 2. С. 47–59. doi: 10.15356/0373-2444-2017-2-47-59.
28. *Шмакин А.Б.* Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 43–58.
29. *Gelfan A., Semenov V.A., Gusev E., Motovilov Y., Nasanova O., Krylenko I., Kovalev E.* Largebasin hydrological response to climate model outputs: uncertainty caused by the internal atmospheric variability // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2015. № 19. Р. 2737–2754. doi: 10.5194/hessd-12-2305-2015.
30. Руководство по гидрологической практике (ВМО-№ 168). Шестое издание. Т. I. Г. 3. Женева: Всемирная Метеорологическая Организация, 2011. 33 с.
31. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М.: Росгидромет, 2017. 70 с.
32. *Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А.* Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 4. С. 65–75. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(65-75)
19. *Snow and Climate / Eds. R.L. Armstrong, E. Brun.* Cambridge University Press. 2008: 222 p.
20. *Turkov D.V., Sokratov V.S.* Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (3): 369–380. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380. [In Russian].
21. *Gusev E.M., Nasonova O.N.* Simulating of snow cover formation by the model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (2): 167–181. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-401. [In Russian].
22. [https://esg.pik-potsdam.de/search/isimip/?model=WFDEI&dataset\\_type](https://esg.pik-potsdam.de/search/isimip/?model=WFDEI&dataset_type).
23. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcc-global-precipitation-climatology-centre>.
24. <http://www.cru.uea.ac.uk/data>.
25. <https://rims.unh.edu/data/station>.
26. *Natsionalnyy Atlas Arktiki.* National Atlas of the Arctic. Ed. V.V. Abrumchenko. Moscow: Roskartografiya, 2017: 480 p. [In Russian].
27. *Popova V.V., Georgiadis A.G.* Spectral evaluations of the link between of Volga-river runoff and North Atlantic oscillation variability in 1882–2007. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geography Series. 2017, 2: 47–59. doi: 10.15356/0373-2444-2017-2-47-59. [In Russian].
28. *Shmakin A.B.* Climate characteristics of snow cover in Northern Eurasia and their changes in recent decades. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2010, 1: 43–58. [In Russian].
29. *Gelfan A., Semenov V.A., Gusev E., Motovilov Y., Nasanova O., Krylenko I., Kovalev E.* Largebasin hydrological response to climate model outputs: uncertainty caused by the internal atmospheric variability. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2015, 19: 2737–2754. doi: 10.5194/hessd-12-2305-2015.
30. *Rukovodstvo po gidrologicheskoi praktike (VMO-№ 168), shestoe izdanie.* Guide to hydrological practice (WMO-№ 168), sixth edition. V. I. Ch. 3. Geneva: World Meteorological Organization, 2011: 33 p. [In Russian].
31. *Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiyskoy Federatsii za 2016 god.* Report on climate features in the Russian Federation for 2016. Moscow: Rosgidromet, 2017: 70 p. [In Russian].
32. *Popova V.V., Shiryaeva A.V., Morozova P.A.* Changes in the snow depth characteristics in the territory of Russia in 1950–2013: the regional features and connection with the global warming *Kriosfera Zemli*. *Earth Cryosphere*. 2018, XXII (4): 65–75. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(65-75). [In Russian].

## Визуализация структурно-текстурных изменений в новообразующемся снежном слое при длительном снегопаде

© 2021 г. М.П. Тентюков

Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия;  
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия  
tentukov@yandex.ru

### Visualization of structural and textural changes in the newly formed snow layer during prolonged snowfall

M.P. Tentyukov

Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia;  
V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Science, Tomsk, Russia  
tentukov@yandex.ru

Received September 11, 2020 / Revised January 24, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *snow structure, snow texture, snow micromorphology, snow stratigraphy, optical anisotropy, diffuse light reflection.*

#### Summary

Observations were made on the dynamics of structural and textural transformations in the newly fallen snow layer during its transition to a stratigraphically significant snow accumulation layer. To visualize the structural and textural transformations during a prolonged snowfall and post-sedimentation changes in it after the snowfall stopped, a reflective screen was used in combination with photomicrography of solid precipitation and snow grains. Observations were made for seven days. Already on the third day, with the thickness of the newly formed snow layer of 12 cm, the primary texture in the form of internal layering, due to the microstructure of freshly fallen snow, began to differ in it. In the process of post-sedimentation transformations, the primary stratification in the newly formed stratigraphically significant snow layer was preserved, but became less noticeable. Micrographs showed that the deposited snowflakes were transformed by sublimation metamorphism to form small rounded *RGsr* particles, which differed little from the snow grains in the underlying layer. It is assumed that the structural and textural post-sedimentation transformations of solid precipitation in the upper part of the snow thickness are more controlled by the depth of penetration of the air temperature gradient. Lower boundary of this upper part is well distinguished in the snow profile owing to the optical anisotropy of the snow horizons composed of *RGsr* snow grains and *FCso* and *DHla* facet crystals. The performed studies demonstrated that the light-reflecting screen can be used in snow science as a simple tool for optical monitoring of structural heterogeneities of seasonal snow cover and visualization of post-sedimentation processes that occur during its growth.

**Citation:** Tentyukov M.P. Visualization of structural and textural changes in the newly formed snow layer during prolonged snowfall. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 222–231. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020083.

Поступила 11 сентября 2020 г. / После доработки 24 января 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** *структуре снега, текстура снега, микроморфология снега, стратиграфия снега, оптическая анизотропия, диффузное отражение света.*

На примере наблюдений нарастания снежной толщи во время длительного снегопада охарактеризованы особенности проявления структурно-текстурных неоднородностей в новообразующемся снежном слое по диффузному отражению света в оптическом диапазоне спектра. Показана область практического приложения оптической диагностики в видимом диапазоне спектра при изучении стратиграфии снежного покрова.

#### Введение

Текстура снежного слоя — важный структурный признак снежного покрова. Структурно-текстурные особенности строения снежной толщи представляют собой весомую компоненту при моделировании стратиграфии снежного покрова [1], а также при различных классифи-

кационных построениях [2, 3]. Современное состояние структурных исследований в России и за рубежом детально описано в обзоре С.А. Сократова и Е.С. Трошкиной [4]. Структура и текстура обычно тесно взаимосвязаны. К структурным признакам относятся форма и размер снежных зёрен, слагающих снежный слой, а также межслоевые различия (мелко-, средне- и

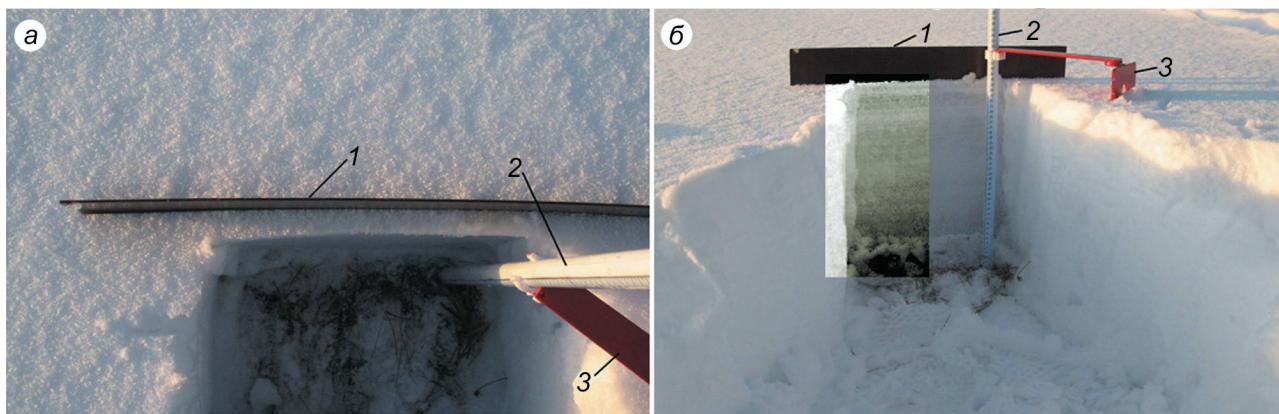
крупнозернистый). Текстура снежного слоя характеризует черты его внутреннего строения, которые обусловлены пространственным взаимоотношением элементарных единиц (снежные зёрна, ледяные кристаллы) и их ориентировкой по отношению к поверхности наслоения. Главный текстурный признак снежной толщи — слоистость, а элементарная стратиграфическая единица — слой снегонакопления, который образуется при интенсивности снегопада более  $0,01 \text{ г}/\text{см}^2$  в сутки. При меньшей интенсивности выпадения твёрдых осадков формирование отдельного слоя едва ли возможно, так как в зоне с холодным климатом указанное количество свежевыпавшего снега испаряется менее чем за сутки [5, 6]. Текстура снежного слоя определяет устойчивость снежного покрова [7], поэтому наблюдения за динамикой структурно-текстурных преобразований в свежевыпавшем слое снега при его переходе в стратиграфически значимый слой снегонакопления представляют собой определённый интерес.

## Методика

**Характеристика района и объекта исследования.** Исследования проводились на северо-востоке Европейской части России в пределах Мезенско-Вычегодской равнины. Ключевой участок выбран на засеянном многолетними

травами поле, расположенном на высокой террасе в долине р. Сысола в 4 км к западу от г. Сыктывкар. Наблюдения проводили с 9 января 2013 г. по 18 января 2013 г. Толщина снежного покрова на момент начала продолжительного слабого снегопада составляла 42 см (09.01.2013 г.), которая затем увеличилась до 53 см (15.01.2013 г.), но к концу наблюдений (16.01.2013 г.) она просела до 50 см.

**Полевой этап.** Наблюдения за изменением структуры снежной толщи в период длительного снегопада предусматривали проходку шурфов (10–11.2013 г., 14–18.01.2013 г.). Для этого каждый раз выбирался целинный участок поля, отстоящий от предыдущего не менее чем на 1 м. Ключевой участок был отделён от нежилых построек широким участком чистого поля. Для визуализации структуры снежной толщи в снежном шурфе с помощью прямоугольной тёмной пластины-экрана от фронтальной стенки отделяли снежный блок толщиной 4–6 см (рис. 1, а). После этого его толщину уменьшали до размера, при котором становятся визуально различимы структурные слои. Для сухого снега такая оптимальная толщина составляла 2–2,5 см. Данный размер выдерживали по всей высоте фронтальной стенки снежного блока, которую затем фотографировали (см. рис. 1, б). Микросъёмку твёрдых осадков, снежных зёрен и ледяных кристаллов проводили в полевых условиях. Сбор снежинок и их микросъёмку вели с помощью



**Рис. 1.** Фронтальная стенка снежного блока, отделённая в снежном шурфе светоотражательным экраном (а), и фронтальная стенка снежного блока с фрагментом после обработки в графическом редакторе (б).

1 — светоотражательный экран; 2 — снегомерная рейка с ценой деления 1 мм; 3 — фиксатор снегомерной рейки в снежном шурфе

**Fig. 1.** The snow block front wall, separated in the snow pit by a light reflecting screen (a), the snow block front wall with a fragment after processing in a graphical editor (б).

1 — reflective screen; 2 — snow stake with a scale of 1 mm; 3 — snow stake clamp in a snow pit

деревянного планшета, обтянутого чёрным бархатом. Этот же планшет использовался и при микросъёмке снежных зёрен и ледяных кристаллов глубинной изморози. Ледяные кристаллы и агрегаты снежных зёрен помещали на планшет и фотографировали. Микрофотографирование твёрдых гидрометеоров выполняли при дневном освещении с помощью мобильного цифрового микроскопа JJ-Optics Digital Lab Mobil с ЖК-дисплеем (производство КНР). В микроскопе предусмотрена возможность подключения к компьютеру через USB-разъём.

**Камеральный этап.** Для усиления контрастности изображения снежных слоёв полученную цифровую цветную фотографию снежного разреза обрабатывали в графическом редакторе Adobe Photoshop CS (см. рис. 1, б) путём усиления контрастности цифрового снимка.

Для визуализации структурно-текстурных преобразований в новообразованном слое, а также постседиментационных изменений в нём использовали светоотражающий экран. Снежный покров представляет собой совокупность огромного числа снежных кристалликов. Каждый такой кристаллик, если одна его грань ориентирована параллельно поверхности, отражает световой луч зеркально, а если нет, то луч рассеивается (диффузное отражение). Множество таких кристалликов с разнонаправленными гранями рассеивают световой поток более или менее равномерно во все стороны, образуя матовую поверхность [8, 9], поэтому и поверхность снежного покрова, и поверхность фронтальной стенки снежной толщи выглядят матовыми и имеют белый цвет.

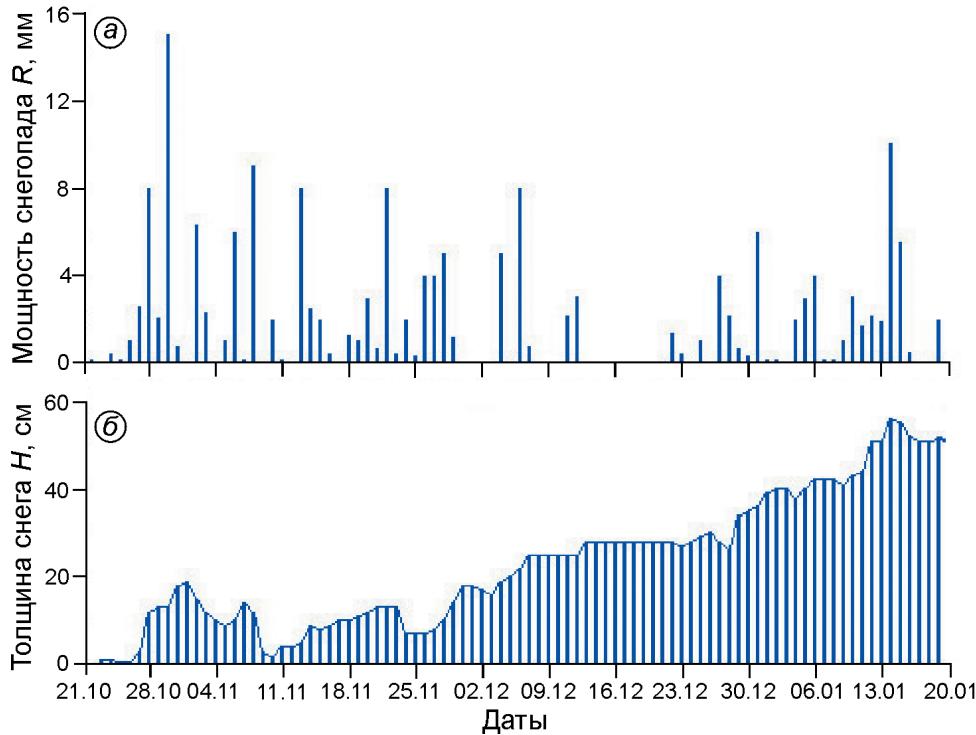
Вместе с тем снежный покров характеризуется и определённой оптической прозрачностью. Если от снежного массива с помощью тёмной пластины отделить небольшой снежный блок и постепенно уменьшать его толщину, то можно увидеть, как на его фронтальной стенке понемногу начнут проступать снежные слои, различающиеся светлыми оттенками серого цвета. Эти индивидуальные особенности снежных слоёв обусловлены тем, что между количеством (ослаблением) проходящего сквозь снежный кристалл света, плотностью снега и размером снежных кристаллов существует определённая связь [10]. Из этого следует, что при равной толщине снежного блока мелко-, средне- и крупнозернистые

снежные слои визуально будут отличаться друг от друга по цветовым оттенкам. Возможность такой визуальной диагностики слоистого строения снежного профиля основывается на существующих представлениях о слоистой структуре снежного покрова [11–13]. Следовательно, сравнивая только цветовые оттенки снежных слоёв, можно более точно проводить границу между ними.

Известно [14], что все цвета, которые воспринимает зрение, разделяют на хроматические (радужные цвета спектра) и ахроматические (белый, чёрный и серый цвета). Хроматические цвета характеризуются избирательным поглощением/отражением света. Так, поверхность, окрашенная цветной краской, одну часть лучей спектра будет поглощать, а другую – отражать. Однако поверхности с ахроматической окраской одинаково отражают и поглощают все цвета спектра. Другими словами: если проходящий сквозь призму луч света спроектировать на белый, чёрный или серый экраны, то на всех трёх экранах будет отражаться полный спектр, но на чёрном и сером они будут выглядеть темнее, особенно на чёрном. Поэтому ахроматические цвета в отличие от хроматических имеют лишь одно свойство – светлоту. Насыщенность цвета и цветовой тон, которые присущи хроматическим цветам, у них отсутствуют. Расположенные в порядке убывающей светлоты ахроматические цвета образуют следующий ряд: белый > светло-серый > серый > тёмно-серый > чёрный. Очевидно, что диапазон светлот серого цвета в этом ряду – основной. Отмечается [14], что индивидуальные особенности сочетания диффузного рассеивания и прямого отражения света поверхностью лучше передаются оттенками серого цвета. Следовательно, используя только одну характеристику серого цвета – его светлоту (английское соответствие – Brightness), можно визуализировать структурные неоднородности снежной толщи по убывающей/возрастающей градации светлоты серого цвета.

## Результаты и их обсуждение

Рассмотрим особенности формирования снежного покрова зимой 2012/13 г. Начало формирования снежного покрова зимой 2012/13 г. было интенсивным. Обильные снегопады обе-



**Рис. 2.** Особенности формирования снежного покрова:

*a – суточное выпадение осадков в водном эквиваленте  $R$ , мм; б – динамика нарастания толщины снежного покрова  $H$ , см (при построении графиков использован источник [16])*

**Fig. 2.** Features of the snow cover formation:

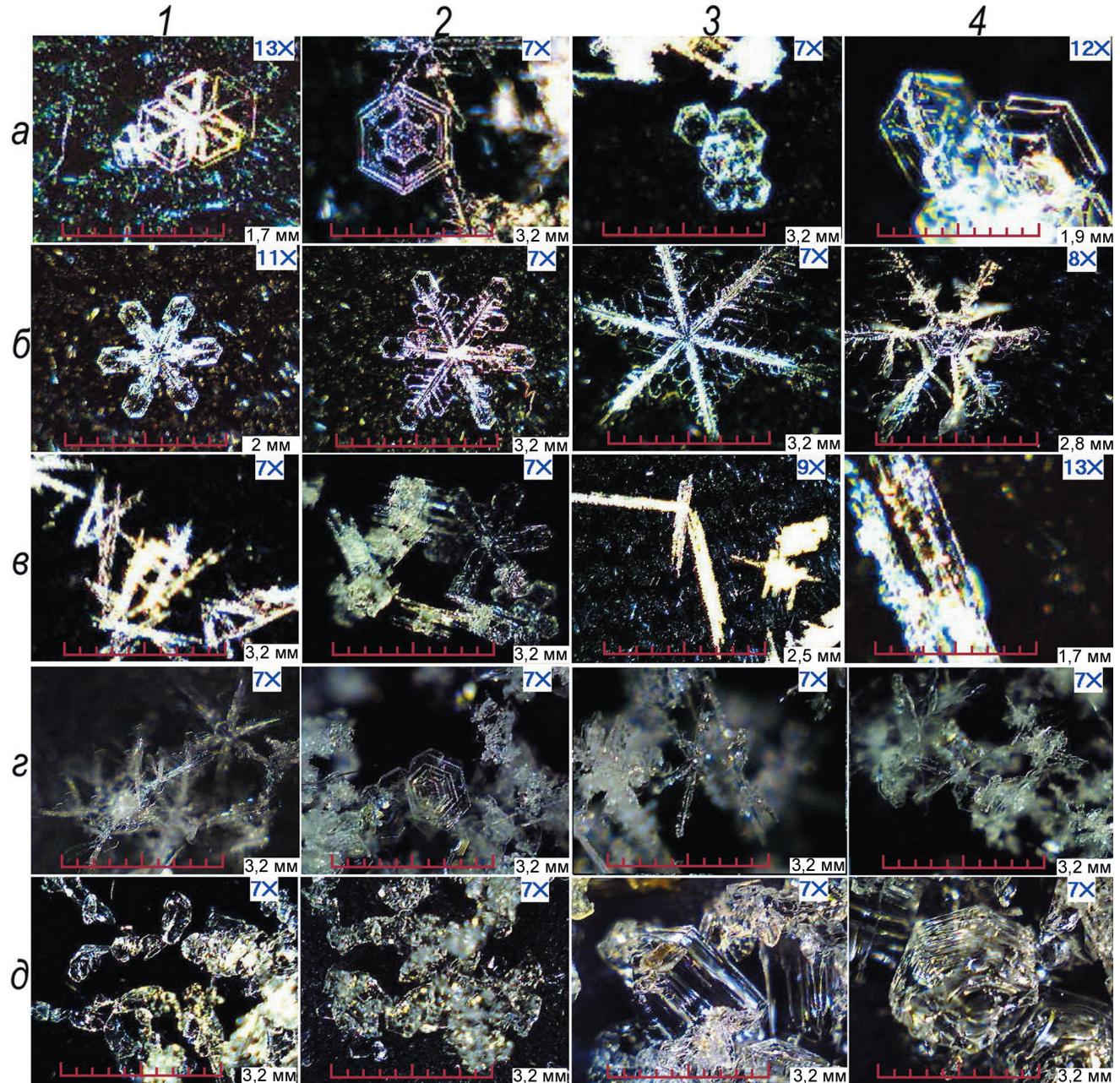
*a – daily precipitation in water equivalent  $R$ , mm; б – dynamics of the snow cover height increasing  $H$ , cm (the following source was used for plotting [16])*

спечили его быстрый прирост (рис. 2, *a*), но затем две оттепели в первой и третьей декадах ноября существенно уменьшили толщину снежного покрова (см. рис. 2, *б*). Кроме того, из-за бесснежной второй половины декабря и оттепели в конце месяца динамика накопления снежной толщи оказалась ниже многолетних данных. В итоге устойчивый снежный покров установился на четыре недели позже обычного [15, 16]. Однако, поскольку начало января и особенно его вторая декада оказались многоснежными, к середине зимы толщина снежного покрова достигла своих среднемноголетних значений.

**Визуализация структурных изменений в слое свежевыпавшего снега после длительного снегопада по диффузному отражению света.** На момент начала наблюдений толщина новообразующегося слоя уже составляла 2 см. На второй день наблюдений (10 января) его толщина увеличилась до 5 см, при этом слабый снегопад не прекращался. На фототаблице (рис. 3) показаны формы снежинок, с которыми связана текстур-

ная неоднородность свежевыпавшего слоя снега (морфологическая классификация дана по работе [17]). В третий день наблюдений (11 января) синоптические условия не изменились: была морозная погода и шёл непрерывный слабый снегопад. Толщина новообразующегося снежного слоя составила 12 см. В нём заметно увеличилась толщина рыхлого прослоя за счёт выпадения снежинок-звездочек (см. рис. 3, *б*, *г*) и появился четвёртый тонкий светлый прослой из игольчатых агрегатов (см. рис. 3, *в*), который перекрывал нижележащий рыхлый слой, образовавшийся за прошедшие сутки.

Таким образом, на третий день наблюдений в новообразующемся слое стала проявляться текстура в виде внутренней слоистости – слойков, которые можно считать элементарными единицами новообразующейся слоистой структуры в слое свежевыпавшего снега. Текстурно эта слойчатость связана со снежинками-звездочками (см. рис. 3, *б*, *г*) и игольчатыми агрегатами (см. рис. 3, *в*). Следующие наблюдения (14 ян-



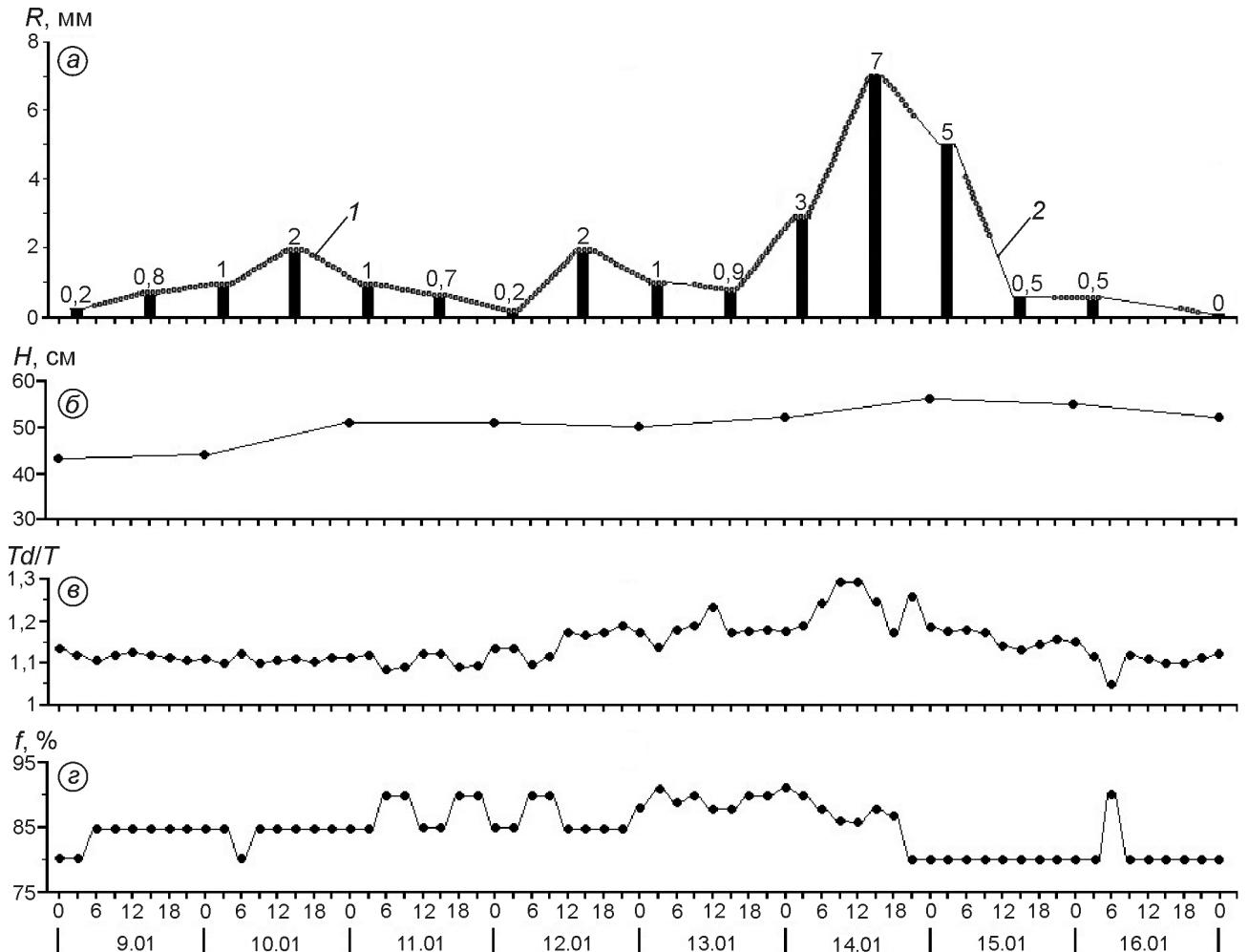
**Рис. 3.** Микрофотографии наиболее распространённых типов твёрдых осадков: пластинки *PPpl* – а1–а4; звёздочки *PPsd* – б1–б4, г1–г4; иглы *PPnd* – в1–в4; рыхлое строение свежевыпавшего снега с частичным сохранением первичной кристаллической структуры снежинок *DFdc* – д1–д4. 7× и др. – режим увеличения; 3,2 мм и др. – обозначение длины линейки, которая изменяется в зависимости от увеличения. Микросъёмка выполнена автором во время пробоотбора в период с 9 по 18 января 2013 г.

**Fig. 3.** Micrographs of the most common frozen precipitation types:

plates (plate-like) *PPpl* – а1–а4; dendrites (six-fold star-like) *PPsd* – б1–б4, г1–г4; needles (needle-like) *PPnd* – в1–в4; loose structure of recently deposited snow with partly decomposed precipitation particles *DFdc* – д1–д4. 7× – zoom mode et al.; 3,2 mm et al. – ruler length designation. Micrographs were taken by the author during sampling from 01/09/2013 to 01/18/2013

варя) возобновились после двухдневного перерыва. За это время новообразующийся снежный слой увеличился до 15 см. На рис. 4 приведены сопряжённые графики, характеризующие дина-

мику изменений основных метеорологических параметров в условиях непрерывного снегопада и морозной погоды: прирост твёрдых осадков в водном эквиваленте  $R$ , мм; увеличение толщины



**Рис. 4.** Изменение основных метеопараметров, характеризующих погодные условия во время продолжительного снегопада:

*a* – прирост твёрдых осадков в водном эквиваленте  $R$ , мм, где кривая линия отражает периоды непрерывности (1) и прерывности (2) снегопада; *б* – увеличение толщины снежного покрова  $H$ , мм; *в* – отношение температуры точки росы  $Td$  к температуре воздуха  $T$ ; *г* – относительная влажность воздуха  $f$ , %

**Fig. 4.** Changes in the main meteorological parameters characterizing weather conditions during a prolonged snowfall: *a* – solid precipitation increasing in water equivalent  $R$ , mm, where the curved line reflects the periods of continuity (1) and discontinuity (2) snowfall; *b* – the snow cover height increasing  $H$ , mm; *c* – the dew point temperature  $Td$  to the air temperature ratio  $T$ ; *d* – relative humidity  $f$ , %

снежного покрова  $H$ , см; отношение температуры точки росы  $Td$  к температуре воздуха  $T$ ; относительную влажность воздуха  $f$ , %. На графиках их значения показаны для каждого срока наблюдений с 9 по 16 января.

Отметим, что в условиях малой контрастности суточных значений температуры и влажности воздуха (см. рис. 4, *в*), которая наблюдалась с 9 по 11 января, в снежных осадках доминировали снежинки-звездочки (см. рис. 3, *г*), что обеспечило преобладающее нарастание рыхлого слойка. Усиление контрастности данных пока-

зателей в период 12–14 января определили чередование снежинок-игл и снежинок-звездочек, что обусловило заметность внутренней текстуры новообразующегося слоя. Она стала заметной благодаря чередованию тёмных и светлых слойков. Светлые слойки сложены преимущественно снежинками-иглами (см. рис. 3, *в*), а тёмные – снежинками-звездочками (см. рис. 3, *б*, *г*) и снежинками-пластинками (см. рис. 3, *а*). Предполагается, что снежинки-иглы и игольчатые агрегаты образуют более плотные слойки, чем снежинки-звездочки, поэтому в них

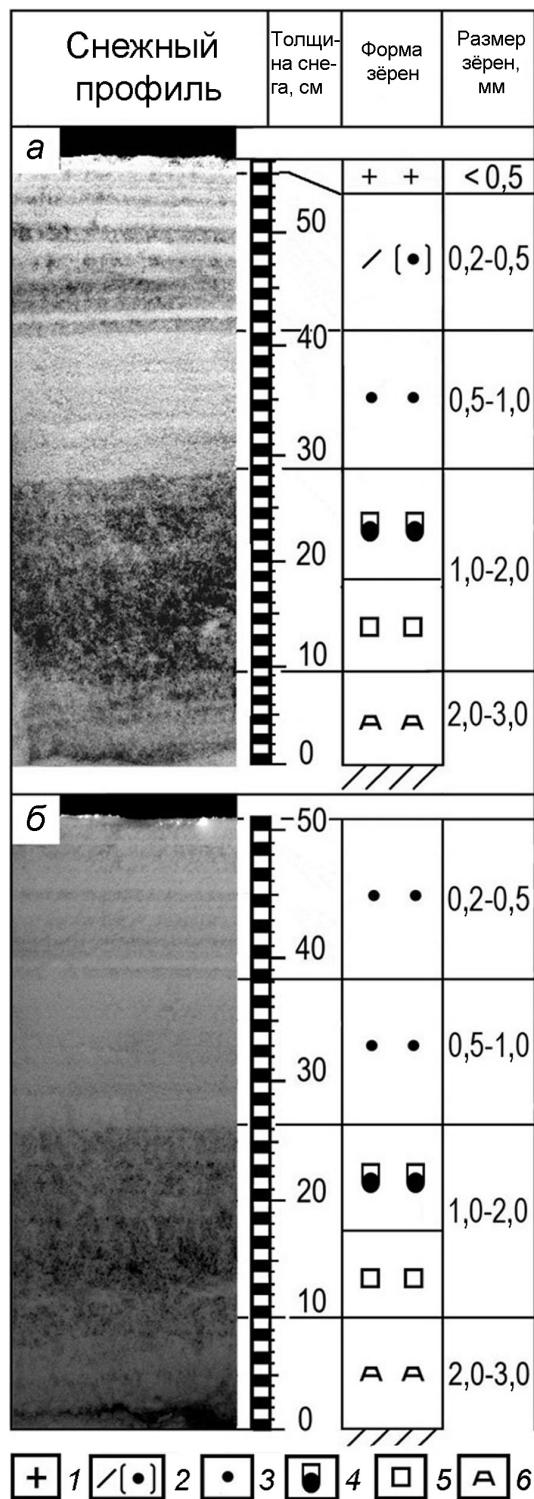
световой поток рассеивается сильнее и выглядят такие слойки светлее. Вместе с тем снежинки-звёздочки образуют очень рыхлые агрегаты. В них частично сохраняются характерные признаки кристаллического строения (см. рис. 3, *г*), за счёт чего слойки из снежинок-звёздочек более прозрачны для проходящего света и поэтому выглядят темнее.

На пятый день наблюдений (15 января) погодные условия изменились: средняя суточная температура воздуха понизилась с  $-16,9$  до  $-20,8$  °C; средние суточные показатели относительной влажности воздуха снизились с 88 до 80% (см. рис. 4, *г*); контраст между температурой воздуха и точкой росы уменьшился (см. рис. 4, *в*); в режиме выпадения твёрдых осадков отмечены перерывы (см. рис. 4, *а*). 16 января такая погода со снегопадом сохранялась всю первую половину дня, а во вторую снегопад прекратился. За эти два дня снег уплотнился. Сильные изменения произошли и в новообразованном слое. Если ещё 15 января в нём визуально наблюдалось чередование тёмных и светлых слойков (рис. 5, *а*), то 16 января контрастность между ними заметно снизилась, а 18 января тёмные слойки исчезли и весь новообразованный стратиграфически значимый слой снега стал мало различим от нижележащего слоя мелкозернистого снега (см. рис. 5, *б*), а его слойчатость, хотя и сохранилась, но стала менее заметной. Микрофотографии показали, что в результате суточных перепадов температур в новом слое произошла трансформация отложенных снежинок с образованием мелких округлых частиц *RGsr*. Они соединены шейками в цепочки и отдельные агрегаты (см. рис. 3, *д1*), которые мало отличаются от снежных зёрен из подстилающего слоя (см. рис. 3, *д2*). Такие скоротечные текстурные преобразования в новообразованном снежном слое произошли на фоне быстрого снижения относительной влажности воздуха и усиления мороза. Визуально контрастность слоистой структуры в новом слое снизилась, но не исчезла полностью. Новый стратиграфически значимый слой сохранил слоеватую структуру, но текстурно она стала менее выраженной.

**Оптическая анизотропия снежных слоёв и визуализация стратиграфии снежного покрова.** Использование экрана позволило установить оптическую анизотропию, связанную со структурной

неоднородностью снежной толщи. Установлено двухслойное строение снежной толщи. Верхний светлый горизонт сложен мелкими округлыми частицами *RGsr* (см. рис. 3, *д1–2*), а нижний тёмный – ограниченными кристаллами *FCso* (см. рис. 3, *д3*) и кристаллами глубинной изморози *DHla* (см. рис. 3, *д4*). Толщина светлого горизонта с учётом новообразованного слоя – 24 см, а тёмного – 26 см. Граница резкая, что обусловлено проявлением оптической неоднородности указанных снежных горизонтов, которая, вероятно, связана с различиями проявления термо-метаморфизма. Известно, что в сухом снеге при средней плотности 0,28 г/см<sup>3</sup> суточные колебания температуры воздуха проникают до глубины 50 см, ниже которой они полностью затухают [8]. В нашем случае толщина светлого слоя всего 24 см. Предполагается, что глубина проникновения суточных температурных колебаний воздуха и связанные с ними постседиментационные преобразования твёрдых осадков в светлом слое будут ограничиваться встречным диффузионным массопереносом паров почвенной влаги. Этот процесс возникает в нижней части снежного профиля в результате внутриснежной температурной инверсии (в подошве снежной толщи температура всегда выше, чем в её средней части). Возможность развития таких процессов в снежной толще показана в работах [18–21]. Следовательно, в нижней части снежной толщи кристаллообразование глубинной изморози контролируется как градиентом концентрации паров почвенной влаги, так и внутриснежной температурной инверсией.

Учитывая, как меняются размер кристаллов глубинной изморози, их форма, взаимное расположение и характер связей между ними (размер кристаллов изморози увеличивается к низу, столбчатые гранные кристаллы меняются на плоские пирамидальные призмы; см. рис. 5 и рис. 3, *д3–4*), можно предположить, что рост кристаллов больше контролируется градиентом концентрации водяного пара, благодаря которому обеспечивается постоянный приток паров почвенной влаги в зону кристаллизации. Внутриснежная температурная инверсия выступает своеобразным триггером, запускающим механизм вертикального массопереноса паров почвенной влаги в нижнюю часть снежной толщи. Заметим, что температурный градиент в припочвен-

**Рис. 5.** Строение снежного профиля по состоянию:

*a* – на 15.01.2013 г.; *б* – на 18.01.2013 г. (пояснения см. в тексте); 1 – свежевыпавший снег *PP*; 2 – частично разрушенные снежинки и мелкие округлые зерна *DF/RGsr*; 3 – мелкие округлые зёрна *RGsr*; 4 – окружные частицы с гранями *RGxf*; 5 – сплошные огранённые частицы *FCso*; 6 – крупные бороздчатые кристаллы *DHla*. Съёмка и обработка фотографий выполнены автором

**Fig. 5.** The snow profile structure as of:

*a* – 15.01.2013; *б* – 18.01.2013 (explanations in the text); 1 – new-fallen snow (*PP*); 2 – partially destroyed snowflakes and small rounded grains *DF/RGsr*; 3 – small rounded grains *RGsr*; 4 – rounded particles with edges *RGxf*; 5 – solid faceted particles *FCso*; 6 – large grooved crystals *DHla*. Shooting and processing of photographs are done by the author

ной части снежной толщи может быть значительным. Наши измерения показали, что при толщине снега 50 см температура снега на поверхности почвы составляла  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , тогда как на высоте 20 см от её поверхности она понизилась до  $-13^{\circ}\text{C}$ . Предполагается, что в период наблюдений структурно-текстурные постседиментационные преобразования твёрдых осадков в верхней части снежной толщи в большей степени контролировались глубиной проникновения градиента температур воздуха и в меньшей степени – относительной влажностью воздуха. В то же время для нижней части снежной толщи структурно-текстурные преобразования гранных кристаллов и их рост обусловлены вертикальным диффузионным массопереносом паров почвенной влаги, обеспечивающим активный рост кристаллов глубинной изморози. Внутриснежная температурная инверсии в данном процессе играет вспомогательную роль.

### Заключение

Описаны практические приёмы работы со светоотражательным экраном при визуализации структуры снежного профиля покрова по диффузному отражению света в оптическом диапа-

зоне спектра. Показана возможность выявления в снежной толще структурных неоднородностей на основе анализа цифровых фотографий, обработанных в графическом редакторе. Охарактеризованы особенности структурных изменений в новообразующемся снежном слое во время длительного снегопада и его эволюция после прекращения снегопада. Приведены микроморфологические признаки ледяных кристаллов, характеризующие оптическую анизотропию снежных слоёв. Выполненные исследования показали, что светоотражательный экран можно использовать в снеговедении в качестве инструмента для оптического мониторинга структурных неоднородностей сезонного снежного покрова и визуализации постседиментационных процессов, возникающих при его нарастании.

**Благодарности.** Работа выполнена по Государственному заданию Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН в рамках проекта II.10.3.2, регистрационный № AAAA-A17-117021310142-5.

**Acknowledgment.** The work was carried out under the state assignment of the V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS in the framework of project II.10.3.2, registration № AAAA-A17- 117021310142-5.

### Литература

- Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Межгодовые вариации строения снежного покрова на территории России // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 3. С. 16–25.
- Sturm M., Holmgren J., Liston G.E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications // Journ. of Climate. 1995. V. 8. № 5. P. 1261–1283.
- Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The Intern. Classification for Seasonal Snow on the Ground (UNESCO, IHP–VII, Technical Documents in Hydrology, N 83). Paris, IACS, 2009. 67 p.
- Сократов С.А., Трошкина Е.С. Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 103–109.
- Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: Издво СО АН СССР, 1963. 380 с.
- Голубев В.Н., Сократов С.А. Испарение снега в изотермических условиях // МГИ. 1992. Вып. 72. С. 205–214.

### References

- Golubev V.N., Petrushina M.N., Frolov D.M. Mezhgodovyye variatsii stroyeniya snezhnogo pokrova na teritorii Rossii. Interannual variations in the structure of snow cover on the territory of Russia. Vestnik MGU. Seria 5. Geografija. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2009, 3: 16–25. [In Russian].
- Sturm M., Holmgren J., Liston G.E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications. Journ. of Climate. 1995. V. 8 (5): 1261–1283.
- Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground (UNESCO, IHP–VII, Technical Documents in Hydrology, N 83). Paris: IACS. 2009: 67 p.
- Sokratov S.A., Troshkina Ye.S. Development of structural and stratigraphic studies of snow cover. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2009. 107: 103–109. [In Russian].
- Dyunin A.K. Mekhanika metelej. Blizzard mechanics. Novosibirsk: Publishing house of SO AN SSSR, 1963: 380 p. [In Russian].
- Golubev V.N., Sokratov S.A. Evaporation of snow in isothermal conditions. Materialy Glyatsiologicheskikh

7. Казаков Н.А. Текстура снежной толщи как детерминированный фрактал // МГИ. 2007. Вып. 101. С. 183–187.
8. Кузьмин П.П. Физические свойства снега. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.
9. Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use / Eds.: D.M. Gray, D.H. Male. Canada, Toronto: Pergamon Press., 1981. 776 p.
10. Bohren C.F., Barkstrom B.R. Theory of the optical properties of snow // Journ. of Geophys. Research. Oceans and Atmospheres. 1974. V. 79 (30). P. 4527–4535. <https://doi.org/10.1029/JC079i030p04527>.
11. Colbeck S.C. The layered character of snow cover // Reviews of Geophysics. 1991. V. 29 (1). P. 81–96. <https://doi.org/10.1029/90RG02351>.
12. Harper J.T., Bradford J.H. Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools // Cold Regions Science and Technology. 2003. V. 37 (3). P. 289–298. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(03\)00071-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(03)00071-5).
13. Schweizer J., Kronholm K. Snow cover spatial variability at multiple scales: Characteristics of a layer of buried surface hoar // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 47 (3). P. 207–223. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.09.002>.
14. Зайцев А.С. Наука о цвете и живопись. М.: Искусство, 1986. 147 с.
15. Электронный ресурс: <http://meteork.ru/obzor.shtml> (дата обращения 11.06.2020).
16. Электронный ресурс: <http://www.pogodaiklimat.ru/monitor.php?id=23804> (дата обращения 07.05.2020).
17. Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // МГИ. 2012. № 2. 80 с.
18. Гуртовая Е.Е. Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова // Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 121–131.
19. Sokratov S.A., Maeno N. Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient // Water Resour. Res. 2000. V. 36. P. 1269–1276. <https://doi.org/10.1029/2000WR900014>.
20. Sokratov S.A. Parameters influencing the recrystallization rate of snow // Cold Regions Science and Technology. 2001. V. 33 (2–3). P. 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(01\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00053-2).
21. Pinzer B. R., Schneebeli M., Kaempfer T.U. Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 1141–1155. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012>.
- Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1992, 72: P. 205–214. [In Russian].
7. Kazakov N.A. The texture of the snow mass as a deterministic fractal. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2007, 101: 183–187. [In Russian].
8. Kuzmin P.P. Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova. Physical features of snow cover. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
9. Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use. Eds.: D.M. Gray, D.H. Male. Canada, Toronto: Pergamon Press., 1981: 776 p.
10. Bohren C.F., Barkstrom B.R. Theory of the optical properties of snow. Journ. of Geophys. Research. Oceans and Atmospheres. 1974, 79 (30): 4527–4535. <https://doi.org/10.1029/JC079i030p04527>.
11. Colbeck S.C. The layered character of snow cover. Reviews of Geophysics. 1991, 29 (1): 81–96. <https://doi.org/10.1029/90RG02351>.
12. Harper J.T., Bradford J.H. Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools. Cold Regions Science and Technology. 2003, 37 (3): 289–298. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(03\)00071-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(03)00071-5).
13. Schweizer J., Kronholm K. Snow cover spatial variability at multiple scales: Characteristics of a layer of buried surface hoar. Cold Regions Science and Technology. 2007, 47 (3): 207–223. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.09.002>.
14. Zaytsev A.S. Nauka o tsvete i zhivopis'. Color science and painting. Moscow: Art, 1986: 147 p. [In Russian].
15. <http://meteork.ru/obzor.shtml> (reference date 11 June 2020). [In Russian].
16. <http://www.pogodaiklimat.ru/monitor.php?id=23804> (date of treatment May 7, 2020). [In Russian].
17. Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. Mezhdunarodnaya klassifikatsiya dlya sezonnno-vypadayushchego snega (rukovodstvo k opisaniyu snezhnoy tolshchi i snezhnogo pokrova). Intern. classification for seasonally falling snow (a guide to the description of the snow mass and snow cover). Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2012, 2: 80 p. [In Russian].
18. Gurtovaya Ye. Ye. Some questions of the temperature regime of snow cover. Rol' snezhnogo pokrova v prirodnyh processah. The role of snow cover in natural processes. M.: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1961: 121–131. [In Russian].
19. Sokratov S.A., Maeno N. Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient. Water Resour. Res. 2000, 36: 1269–1276. <https://doi.org/10.1029/2000WR900014>.
20. Sokratov S.A. Parameters influencing the recrystallization rate of snow. Cold Regions Science and Technology. 2001, 33 (2–3): 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(01\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00053-2).
21. Pinzer B.R., Schneebeli M., Kaempfer T.U. Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography. The Cryosphere. 2012, 6: 1141–1155. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012>.

## Возникновение термической конвекции в мохово-снежном покрове побережья залива Грёнфьорд (Западный Шпицберген)

© 2021 г. П.В. Богородский<sup>1\*</sup>, В.Ю. Кустов<sup>1</sup>, В.В. Мовчан<sup>1</sup>, К.А. Ермохина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>2</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

\*bogorodski@aari.ru

## Generation of thermal convection in the moss-snow layer on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Svalbard)

P.V. Bogorodskiy<sup>1\*</sup>, V.Yu. Kustov<sup>1</sup>, V.V. Movchan<sup>1</sup>, K.A. Ermokhina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*bogorodski@aari.ru

Received August 12, 2020 / Revised February 16, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** convective instability, critical Rayleigh number, vegetation and snow cover, Svalbard.

### Summary

The significant part of the Arctic soils is covered by vegetation all year round, to which a layer of snow is added in winter. Both layers have a similar structure, consisting of a skeleton (organic and ice, respectively) and air-saturated pores, and, thus, form a unified system with high heat-insulating properties. But, with the temperature gradient within the layers, convection can arise, which significantly reduces the thermal resistance of the layers and affects the heat, mass and gas exchange of the atmospheric boundary layer with the ground. In this connection, the role of convective transport in the formation of the thermodynamic and biogeochemical regime of polar ecosystems becomes obvious. Note that the role of convection in the snow cover is discussed in literature, but similar studies for vegetation are absent. This is one of the reasons why the processes of heat and mass transfer in the moss-snow layer above the ground in high latitudes are reproduced in a very simplified way, even in the most advanced models of the Earth system. In this paper, we study the occurrence of instability in a system of two porous layers with heat-insulated boundaries for conditions that approximate the snow and vegetation cover of the Arctic tundra on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Spitsbergen). The analytical solution of the Rayleigh-Darcy problem is obtained by means of expansion of the amplitudes of perturbations of vertical velocity and air temperature into series. The dependence of the convective instability threshold on the variations of the thermal physical properties of the vegetation and snow cover of the studied region, parameterized according to measurement data and literature sources, is estimated. It has been found that the stability threshold increases with growth of snow thickness and density. It was also shown that the non-Rayleigh instability becomes impossible when heated from above (meaning the long-wave mode), which occurs in a similar system of two layers of homogeneous immiscible liquids due to the difference in their thermal physical properties.

**Citation:** Bogorodskiy P.V., Kustov V.Yu., Movchan V.V., Ermokhina K.A. Generation of thermal convection in the moss-snow layer on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 232–240. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020084.

Поступила 12 августа 2020 г. / После доработки 16 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** конвективная неустойчивость, критические числа Рэлея, растительный и снежный покровы, Западный Шпицберген.

С использованием метода малого параметра получено аналитическое решение задачи Рэлея–Дарси для двухслойного мохово-снежного покрова арктической тундры побережья Западного Шпицбергена. Оценена зависимость порога длинноволновой конвективной неустойчивости от теплофизических свойств слоёв, показаны качественные отличия рассмотренной задачи от аналогичной задачи для однородных жидкостей.

### Введение

Значительная часть арктических грунтов круглогодично находится под поверхностным покровом – около трёх месяцев под одинарным, растительным, и около девяти под двойным –

растительным и снежным. Оба состоят из скелета (соответственно органического и ледяного) и насыщенных паровоздушной смесью пор, составляя единую передаточную систему между атмосферой и грунтом [1]. При неравномерном охлаждении в ней может возникнуть конвекция, интенсифици-

рующая энерго- и массообмен между обеими средами и, в частности, перенос парниковых газов, образующихся при разложении органического вещества в оттаявшем мёрзлом грунте [2]. (Причиной макроскопического движения воздуха в порах, безусловно, может стать ветер, но для этого его скорость у поверхности должна превышать 10 м/с [3].) Изучение конвективного тепломассопереноса в снежном покрове, начатое экспериментальными [4, 5] и теоретическими исследованиями [6, 7], активно продолжается [8, 9], однако для полярной растительности, слагаемой главным образом мохобразными (бриофитами), они пока отсутствуют. Во многом это объясняется недостаточной изученностью бриофлоры, различные представители которой имеют разную мощность и теплофизические характеристики. Ситуацию осложняет разброс их значений даже в пределах одного вида, обусловленный как широкой экологической амплитудой большинства видов, так и погрешностями инструментального и постановочного характера экспериментов [10]. Как следствие – даже в наиболее современных моделях Земной системы для описания тепловлагопереноса в растительности используют параметризации процессов, разработанные для почвогрунтов, только с другими константами, а эффекты конвекции не учитывают вообще [2].

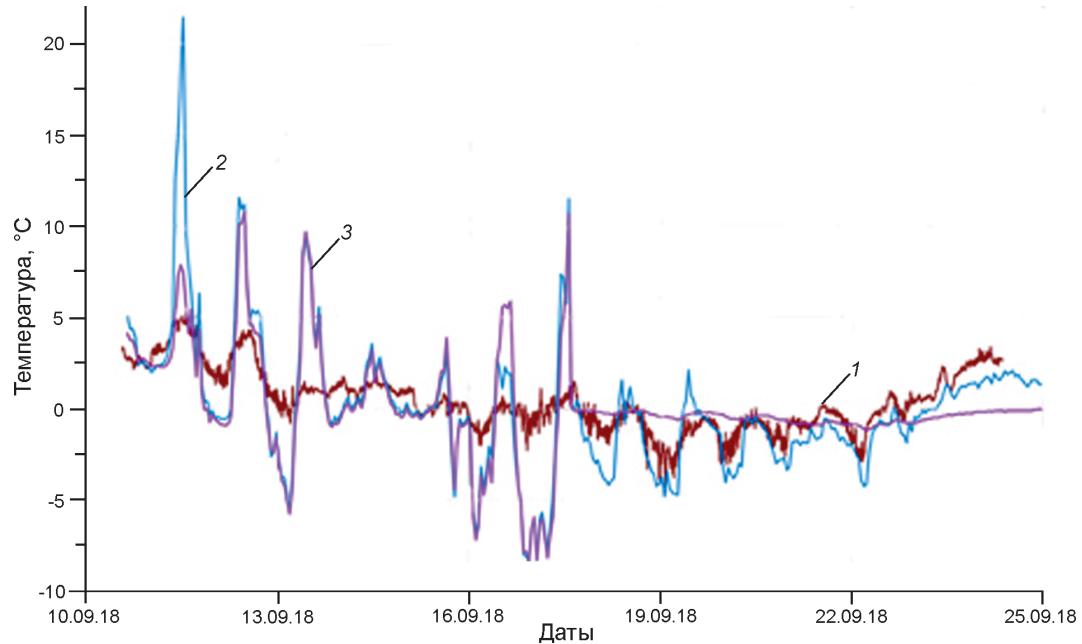
Задача настоящей работы – выяснение условий возникновения конвективной неустойчивости в двухслойной мохово-снежной системе с параметрами типичной арктической тундры. Аналитическое решение задачи устойчивости для теплоизолированных внешних границ получено путём разложения амплитуд возмущений вертикальной скорости и температуры воздуха в ряды по чётным степеням волнового числа. На примере напочвенного покрова метеоплощадки Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) рассчитана зависимость порога конвективной неустойчивости от геометрических и теплофизических параметров слоёв – толщины, пористости, проницаемости и теплопроводности, параметризованных по данным измерений и литературных источников. Установлено своеобразие условий возникновения конвективного режима теплопередачи в системе растительного и снежного слоёв, показаны его качественные отличия от неустойчивости в одном слое, а также в аналогичной системе двух несмешивающихся жидкостей.

## Природные условия

В качестве объекта исследований выбран участок пологого склона аккумулятивной террасы на восточном побережье залива Грёнфьорд на высоте около 70 м над ур. моря с расположенной на нём с сентября 2018 г. метеоплощадкой РНЦШ. Площадка оснащена градиентным метеокомплексом «Кэмпбелл Сайентифик» (США), в состав которого, кроме аппаратуры для измерения параметров атмосферного пограничного слоя, входят многочисленные датчики для измерения термического режима растительного и снежного покрова, а также верхнего слоя грунта (контактные и радиационные термометры, теплобалансовые пластины, измерители влажности, акустический дальномер, осадкомер).

По типу растительности район относится к арктической пятнисто-буторковатой тундре ассоциации *Luzulo confusae* – *Salicetum polaris* Hadač 1989 [11]. Особенности климата и наличие многолетней мерзлоты обуславливают её структуру, слагаемую, в основном, мохово-лишайниковыми сообществами, видовой состав которой визуально уточнялся в рамках настоящего исследования в сентябре 2018 г. с помощью известных методик геоботаники [12]. Среди 24-х видов бриофитов, выявленных на метеоплощадке, преобладают следующие: *Sanionia uncinata* (20%); *Salix polaris* (10%); *Luzula confusa* (10%); *Aulacomnium turgidum* (5%); *Dicranum elongatum* (5%); *Ptilidium ciliare* (5%) и др.; ярус сосудистых растений разрежен (табл. 1).

По многолетним данным метеостанции посёлка Баренцбург, расположенной на 3 км южнее метеоплощадки РНЦШ, твёрдые осадки выпадают здесь в среднем 170 дней в году, в основном в виде слабых, но продолжительных снегопадов, которые возможны в любое время, в том числе и летом [13]. Наибольшее их количество приходится на декабрь (62,2 мм) и январь (59,5 мм); снежный покров устанавливается в октябре. Снег из-за неоднородностей рельефа и постоянных ветров аккумулируется крайне неравномерно: открытые участки, расположенные на возвышенностях, могут оставаться практически бесснежными, в то время как в низинах мощность снежного покрова может превышать 1 м. Средняя многолетняя скорость ветров с максимумом в первой половине зимы близка к 3,1 м/с, для второй половины характерны периодические штили. Температура



**Рис. 1.** Временной ход температур – воздуха на высоте 2 м (1), на поверхности грунта (2) и на глубине грунта 10 см (3)

**Fig. 1.** Temperature variability – at a height of 2 m (1), ground surface (2) and a depth of 10 cm (3)

Таблица 1. Структура растительности метеоплощадки РНЦШ

Характеристика	Значение
Общее проективное покрытие растительного сообщества	45%
Проективное покрытие сосудистых растений	25%
Проективное покрытие бриофитов:	
мхов	40%
печёночников	5%
Проективное покрытие лишайников:	
кустистых	2%
талломных	1%
Высота сосудистых растений*	4–12 см
Высота мохово-лишайникового яруса	4 см
Мощность очёса	2 см

\*Основная масса сосудистых растений располагается на высотах от 0 до 7 см.

воздуха варьирует от  $-25$  до  $-30$  °C во второй половине зимы и от 5 до 8 °C летом, в течение которого возможны заморозки; среднегодовое значение температуры составляет  $-6,4$  °C.

Приведённые сведения показывают, что развитие неустойчивости воздуха в порах напочвенных покровов на побережье Грёнфьорда возможно круглый год, однако наиболее благоприятные условия для её возникновения создаются с началом осенних холодов, когда оттаявший за лето на глубину в пределах 1 м [14] слой грунта имеет макси-

мальный теплозапас. Соответствующая этому периоду динамика температуры в приповерхностных слоях атмосферы и грунта под слоем растительности, измеренная на метеоплощадке, указывает на частую смену знака градиента температуры (рис. 1), а также на перемежающийся характер теплообмена внутри напочвенного покрова в зависимости от атмосферных условий и его разнонаправленного влияния на температурный режим грунта.

### Постановка и решение задачи

Рассматривается подогреваемая снизу система, состоящая двух горизонтальных пористых слоёв: нижнего растительного (индекс «1») и верхнего снежного (индекс «2»), лежащих на поверхности грунта (рис. 2). При отношении толщины нижнего слоя  $h$  к общей толщине системы  $H$  мощности растительного и снежного слоёв составляют  $hH$  и  $(1-h)H$  соответственно. Начало координат расположено на нижней границе, ось  $z$  направлена вертикально вверх. Верхняя граница системы может быть как открытой, так и закрытой для прохождения воздуха (при смерзании увлажнённой поверхности или кристаллов льда) в отличие от нижней, всегда закрытой для воздухообмена. Граница раз-

дела слоёв открыта, среды характеризуются вертикальными градиентами температуры  $A_j$ , плотностями  $\rho_j$ , пористостями  $\varepsilon_j$ , коэффициентами проницаемости  $K_j$ , теплопроводности  $\lambda_j$ , удельной теплоёмкости  $c_j$  и эффективной температуропроводности  $\chi_j$  ( $j=1,2$ ) и заполнены насыщенным воздухом с плотностью  $\rho_0$ , коэффициентами динамической вязкости  $\nu$ , тепловым расширением  $\beta$  и удельной теплоёмкостью  $c_a$ . В состоянии теплофизического равновесия температура в слоях линейно меняется с высотой, градиенты постоянны, вертикальны и связаны условием непрерывности потоков на границе раздела  $\lambda_1 A_1 = \lambda_2 A_2$ , а суммарный поток тепла имеет две составляющие, обусловленные молекулярными механизмами переноса.

Если неоднородность температуры возрастает, то равновесие становится неустойчивым и в результате развития возмущений сменяется конвективным движением. При этом возникновение конвекции по отдельности в каждом из слоёв, только нижнем или только верхнем из-за их теплового и динамического взаимодействия исключено. Полагая, как и в случае двух слоёв снега [15], что кризис равновесия обусловлен монотонными возмущениями, линеаризованная задача устойчивости в приближении Дарси–Буссинеска в терминах безразмерных амплитуд вертикальных компонент скоростей  $u_j(z)$  и температур  $\theta_j(z)$  может быть записана в следующем виде:

$$u_1'' - k^2 u_1 = -k^2 R_1 \theta_1; \quad (1a)$$

$$\theta_1'' - k^2 \theta_1 = -u_1; \quad (1b)$$

$$\varepsilon K(u_2'' - k^2 u_2) = -R_1 k^2 \theta_2; \quad (1c)$$

$$\lambda(\theta_2'' - k^2 \theta_2) = -u_2. \quad (1d)$$

Следуя постановке задачи, на верхней границе системы ставятся условия равенства давления, если она открыта для прохождения воздуха (вариант динамических граничных условий «а») или прилипания, если закрыта (вариант динамических граничных условий «б»), а также отсутствия возмущения теплового потока. Два последних условия ставятся и на её нижней границе. На границе раздела слоёв непрерывны нормальные компоненты скорости, давления, температуры и теплового потока. В этом случае

$$u_2'(1) = 0 \text{ («а»)} \text{ или } u_2(1) = 0, \theta_2'(1) = 0 \text{ («б»)}; \quad (2a)$$

$$u_1(h) = u_2(h), \quad (2b)$$

$$Ku_1'(h) = u_2'(h), \theta_1(h) = \theta_2(h), \lambda\theta_1'(h) = \theta_2'(h); \quad (2c)$$

$$u_1(0) = 0, \theta_1'(0) = 0. \quad (2d)$$



Рис. 2. Схематическое изображение двухслойной системы

Fig. 2. Schematic representation of a two-layer system

В формулах (1)–(2)  $R_1 = g\beta\varepsilon_1 H^2 M_1 K_1 A_1 / \nu \chi_1$  – фильтрационное число Рэлея, выраженное через общую толщину и параметры первого (растительного) слоя;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $M_1 = (\varepsilon_1 \rho_0 c_a / \rho_1 c_1)(1 + L^2 \rho_{w0} / R_w T_0 \rho_0 c_a)$  – коэффициент, учитывающий процессы конденсации и испарения пара при движении воздуха в среде;  $\rho_{w0}$  – насыщающая плотность пара при  $0^\circ\text{C}$ ;  $R_w$  – газовая постоянная водяного пара;  $L$  – удельная теплота сублимации пара;  $T_0 = 273,15 \text{ K}$ ;  $k$  – волновое число; введены следующие обозначения:  $\varepsilon = \varepsilon_1/\varepsilon_2$ ,  $K = K_1/K_2$ ,  $\lambda = \lambda_1/\lambda_2$ ; штрихи обозначают дифференцирование по  $z$ .

Линейная однородная краевая задача (1)–(2) – это задача о собственных значениях, где собственные числа – критические числа Рэлея  $R_1$ , а функции – амплитуды скоростей и температур. Условие существования нетривиального решения задачи (1)–(2) определяют числа  $R_1$ , при которых теряется устойчивость равновесия (при подогреве снизу  $R_1 > 0$ ). Именно их значения (критических градиентов температуры) определяют порог конвекции, поэтому нахождение  $R_1$  представляет собой основной интерес при изучении начальной неустойчивости. В рассматриваемом случае теплоизолированных границ критическое волновое число стремится к нулю [16] и можно воспользоваться разложением амплитуд  $u_j$  и  $\theta_j$  в ряды по его чётным степеням:

$$u_j = u_{j(0)} + k^2 u_{j(1)} + o(k^2); \quad (3a)$$

$$\theta_j = \theta_{j(0)} + k^2 \theta_{j(1)} + o(k^2), \quad (j=1,2). \quad (3b)$$

Подставляя разложения (3) в (1) с учётом (2), одинаковых для всех приближений, в нулевом по-

рядке получается  $u_{j(0)} = 0$ ,  $\theta_{j(0)} = \text{const} = 1$ , во втором (математический формализм описан в [17]) –

$$u''_{1(1)} = -R_1, \quad \theta''_{1(1)} - 1 = -u_{1(1)}; \quad (4a)$$

$$\varepsilon K u''_{2(1)} = -R_1, \quad \lambda(\theta''_{2(1)} - 1) = -u_{2(1)}. \quad (4b)$$

Интегрирование (4) позволяет определить критические числа  $R_1(h, \varepsilon, K, \lambda)$ :

для варианта «а» –

$$R_1 = \{6\varepsilon K^2 \lambda [1 + h(\lambda - 1)]\} / \{6h(1 - K) + 2K + 3h^2(2K - 4 + \varepsilon K^2 + \lambda^2) + h^3[6 - 2K - 3\lambda^2 + \varepsilon K^2(2\lambda^2 - 3)]\}; \quad (5a)$$

для варианта «б» –

$$R_1 = \{12\varepsilon K \lambda [h(K - 1) - K][1 + h(\lambda - 1)]\} / \{4h(K - 1) - K - 3h^2(2K + \varepsilon K^2 + \lambda^2 - 4) + h^3[4K + 2\varepsilon K^2(3 - 2\lambda^2) + 6(\lambda^2 - 2)] + h^4[4 - 3\lambda^2 + \varepsilon K^2(4\lambda^2 - 3) - K(1 + \varepsilon\lambda^2)]\}. \quad (5b)$$

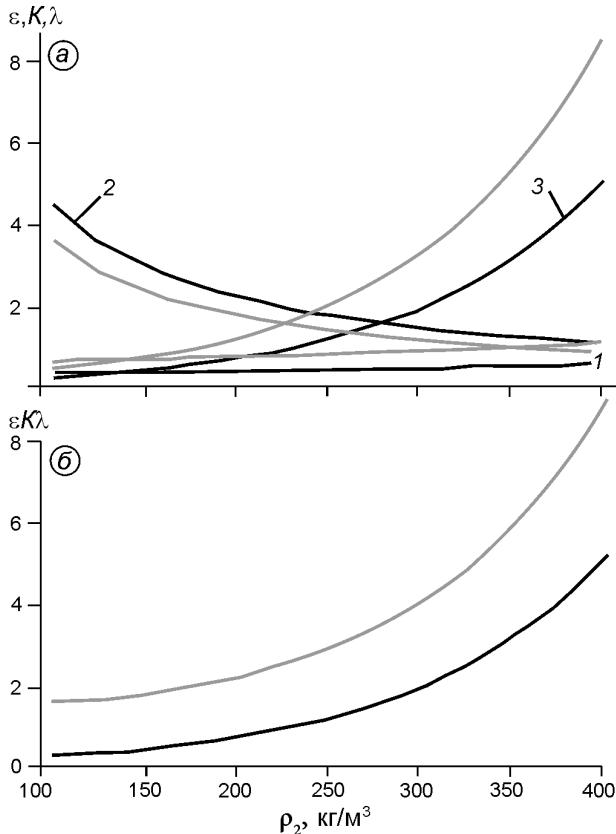
## Параметризации

Вид функций (5) в промежутке  $0 < h < 1$  зависит от комбинации параметров системы  $\varepsilon$ ,  $K$ ,  $\lambda$  и  $h$ , первые три из которых не относятся к независимым, а определяются главным образом плотностью, влажностью и структурными особенностями каждой среды. Расчёт параметров отложенного снега не представляет затруднений и может быть выполнен по многочисленным эмпирическим соотношениям, которые непрерывно совершенствуются. Для расчёта пористости использовалась зависимость  $\varepsilon_2 = 1 - \rho_2/\rho_i$ , теплопроводности – упрощённое соотношение  $\lambda_2 = 10^{-3}\rho_2$  [18]. Проницаемость снега рассчитывалась по формуле  $K_2 = 1,096 \cdot 10^{-8} \exp(-9,57 \cdot 10^{-3}\rho_2)$  [19], преимущество которой перед аналогичными соотношениями [20] состоит в зависимости от одного параметра – плотности снега (вместо двух – ещё и удельной поверхности зёрен снега, определение которой представляет собой самостоятельную задачу [21]). При изменениях её плотности в интервале типичных для побережья Грёнфьорда значений от 100 до 400 кг/м<sup>3</sup> [1] и  $\rho_i = 917$  кг/м<sup>3</sup> принятые соотношения дают значения пористости от 0,89 до 0,56, теплопроводности – от 0,1 до 0,4 Вт/(м °C) и проницаемости – от  $4,21 \cdot 10^{-7}$  до  $2,38 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>, что примерно соответствует её промежуточному значению между  $1 \cdot 10^{-10}$  для ледяных слоёв и  $800 \cdot 10^{-10}$  м<sup>2</sup> для глубинной изморози [20]. Отметим, что величина  $\rho_2$  может из-

меняться почти на два порядка: от 10 кг/м<sup>3</sup> (свежевыпавший крупнозвёздчатый снег в безветренную погоду) до 700 кг/м<sup>3</sup> (сильно промокший и смёрзшийся снег) [22].

Преобладание мохообразных позволяет считать свойства растительности, близкими к свойствам бриофитов, как наиболее значимого по обилию и массе компоненту растительных сообществ. Параметризации их теплофизических свойств значительно малочисленнее своих аналогов для снега [10] и имеются лишь для нескольких представителей бриофлоры, однако, благодаря работе [11], в их число входят синузии мохообразных с террас Грёнфьорда: *Sanionia uncinata* (наиболее распространённая на метеоплощадке РНЦШ) и *Hylocomium splendens* var. *Alaskanum*. Нахождение под снегом позволяет полагать их мёрзлыми, а величины пористости, теплопроводности и плотности постоянными и равными 0,34, 0,45 Вт/(м °C) и 231 кг/м<sup>3</sup> соответственно для первой и 0,61, 0,36 Вт/(м °C) и 176 кг/м<sup>3</sup> – для второй [11] (система «снег–таль мх» в арктической тундре существует лишь достаточно короткое время и преимущественно в условиях аномально тёплых зим). Вопрос об их изменении под действием возрастающей снеговой нагрузки из-за прочности проморожденного органического каркаса не затрагивался, хотя и заслуживает рассмотрения.

Из-за незнания авторами соотношений для расчёта проницаемости мхов её оценка выполнялась по той же экспоненциальной зависимости, что и для снега. Основанием для этого послужило известное сходство структуры обеих сред, каждая из которых может быть представлена совокупностью повторяющихся элементов (зёрен), соизмеримых по линейным масштабам [10]. Как и в снеге, пространство между структурообразующими элементами мха, характеризующееся сходной величиной пористости, образует систему поровых каналов, по которым движется паровоздушная смесь. Укладка элементов обеих сред близка к плотной упаковке шаров со сосредоточением материала основы в матричном каркасе. Замена  $\rho_2$  на  $\rho_1$  позволила оценить  $K_1$  величинами  $1,202 \cdot 10^{-7}$  (*S. uncinata*) и  $2,034 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup> (*Hylocomium* sp.), отличающимися друг от друга почти в два раза. Таким образом, при возрастании плотности снега (представляет собой интегральный параметр всей системы) в 4 раза значения коэффициентов  $\varepsilon$ ,  $K$  и 1 в зависимости от



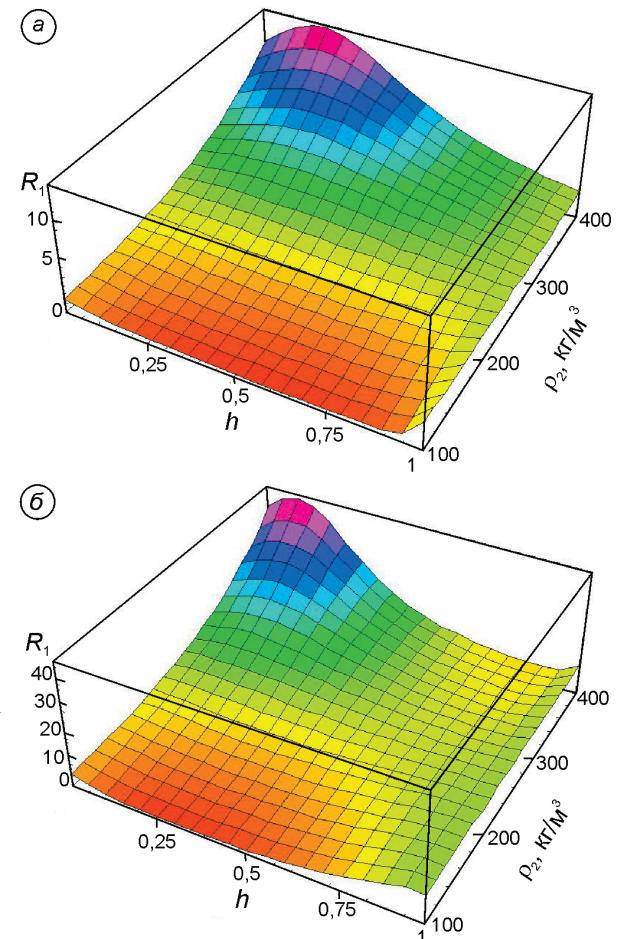
**Рис. 3.** Зависимости коэффициентов  $\varepsilon$  (1),  $K$  (2),  $\lambda$  (3) – (а) и их произведений  $\varepsilon K \lambda$  – (б) от плотности снега  $\rho_2$  для синузий  $S. uncinata$  (чёрные кривые) и  $Hylocomium$  sp. (серые)

**Fig. 3.** Dependences of coefficients  $\varepsilon$  (1),  $K$  (2),  $\lambda$  (3) – (a) and its productions  $\varepsilon K \lambda$  – (b) from the snow density  $\rho_2$  for synusia  $S. uncinata$  (black curves) and  $Hylocomium$  sp. (grey ones)

синузии изменяются примерно в 1,5–5 раз, а их произведения  $\varepsilon K \lambda$  – в 4–5 раз (рис. 3).

### Длинноволновая неустойчивость

Расчёты по общим формулам (5) в интервале  $0 < h < 1$  показали, что при более низком пороге устойчивости для варианта «а» по сравнению с вариантом «б», закономерно обусловленном стабилизирующим действием вязких сил вблизи непроницаемой границы, качественный характер распределения  $R_1$  в типичном интервале изменений  $\rho_2$  сходен (рис. 4). Предельные случаи  $h \rightarrow 0$  и  $h \rightarrow 1$  соответствуют переходу к однослоиной системе со свойствами верхнего (снежного) и нижнего (мохового) слоёв, при которых



**Рис. 4.** Зависимости критического числа Рэлея  $R_1$  от относительной толщины мха  $h$  и размерной плотности снега  $\rho_2$  для мёрзлого мха  $S. uncinata$  ( $\varepsilon_1 = 0,61$ ;  $K_1 = 2,034 \times 10^{-7} \text{ м}^2$  и  $\lambda_1 = 0,36 \text{ Вт}/(\text{м} \text{°C})$ ) для вариантов граничных условий «а» (а) и «б» (б)

**Fig. 4.** Dependences of  $R_1$  on  $h$  and dimensional snow density  $\rho_2$  for the frozen moss  $S. uncinata$  ( $\varepsilon_1 = 0,61$ ;  $K_1 = 2,034 \times 10^{-7} \text{ м}^2$  and  $\lambda_1 = 0,36 \text{ Wt}/(\text{m} \text{°C})$ ) for the variants of the boundary conditions «а» (a) and «б» (b)

значения критериев устойчивости стремятся к своим известным значениям:  $R_1 \rightarrow 3\varepsilon K \lambda$  и  $R_1 \rightarrow 3$  для открытой верхней границы и  $R_1 \rightarrow 12\varepsilon K \lambda$  и  $R_1 \rightarrow 12$  для закрытой [16]. Рост  $\rho_2$  способствует увеличению произведения  $\varepsilon K \lambda$ , которое в основном превышает единицу в обоих случаях, что означает меньший порог устойчивости при  $h \rightarrow 0$  по сравнению с  $h \rightarrow 1$  за исключением интервала  $100 < \rho_2 < 247 \text{ кг/м}^3$  для  $S. uncinata$  (см. рис. 3, б).

Как и следовало ожидать, порог устойчивости для  $Hylocomium$  sp. из-за существенно большей плотности примерно в 2 раза выше, чем для  $S. uncinata$ . С ростом плотности снега  $\rho_2$  в обыч-

Таблица 2. Максимальные значения  $R_1$  для различных величин  $\rho_2$

Плотность снега, кг/м <sup>3</sup>	$R_1$	
	S. uncinata	Hylocomium sp.
10	5,6*/22,5	13,8/54,8
100	1,6/6,0	3,6/14,3
350	9,4/31,7	19,0/70,2
400	14,2/49,8	27,83/105,4
500	31,3/118,5	66,8/262,3
600	82,8/325,7	185,7/739,1
700	248,9/991,2	601/2004,8

\*Вариант граничных условий: числитель – «а», знаменатель – «б».

ных пределах (100–400 кг/м<sup>3</sup>) различие максимальных величин  $R_1$  увеличивается в 8–9 раз для вида *S. uncinata* и в 7–8 раз для *Hylocomium sp.* для обоих вариантов граничных условий. При этом рост  $R_1$  происходит при превышении плотностью снега плотности мха. Если принять, что для побережья Грёнфьорда плотность снега  $\rho_2 = 250(1 - h)H + 100$  [1], то для вида *S. uncinata* плотности  $\rho_1$  и  $\rho_2$  сравняются при мощности снега  $(1 - h)H \approx 52$  см, что примерно на порядок превышает типичную толщину мха  $hH$  и соответствует  $h \approx 0,09$ . Для *Hylocomium sp.* эти значения близки к 30 см и 0,14. Поскольку плотность снежного покрова, претерпевающего метаморфические преобразования в течение зимы, повышается за счёт сближения кристаллов льда (уменьшения пористости), затрудняющего циркуляцию воздуха внутри пор, можно сделать вывод о неблагоприятном влиянии уплотнения снега на возникновение конвекции.

Наличие полиномов третьей и четвёртой степени по  $h$  в знаменателе функций (5) ставит вопрос о существовании определённого соотношения толщин слоёв, исключающих возникновение неустойчивости ( $R_1 \rightarrow \infty$ ). Расчёты показали, что для принятых значений коэффициентов  $\varepsilon_1$ ,  $K_1$  и  $l_1$  в расширенном интервале изменений плотности снега ( $10 < \rho_2 < 700$  кг/м<sup>3</sup>) их корни могут быть как комплексно-сопряжёнными, так и вещественными, однако последние для  $0 < h < 1$  отсутствуют. При этом с ростом плотности снега для обоих вариантов верхней границы характерно существенное увеличение порога устойчивости до величин порядка  $10^2$ – $10^3$  для экстремально плотного и относительно толстого слоя снега  $h$  порядка  $10^{-1}$ – $10^{-3}$  (табл. 2). Известно [16], что разрывы второго рода на кривой  $R_1(h)$ , сопровождаемые изменением знака числа Рэлея (возникновением неустой-

чивости при нагреве сверху;  $R_1 < 0$ ), возможны в системе двух несмешивающихся жидкостей, более плотная из которых располагается снизу. Как показано в работе [17], физическая природа такой нерэлеевской неустойчивости обусловлена существенным различием теплофизических свойств слоёв, прежде всего вязкости. В системе слоёв мха и снега, насыщенных одной и той же жидкостью, где аналогом вязкости выступает проницаемость – величина, характеризующая гидравлическую проводимость сред, такая неустойчивость, вероятно, невозможна даже в гипотетическом диапазоне изменения плотности снега (при условии адекватности принятых параметризаций его теплофизических свойств при экстремальных значениях плотности). Здесь возникает лишь обычная (рэлеевская) неустойчивость при подогреве снизу ( $R_1 > 0$ ), а изменения  $\varepsilon$ ,  $K$  и  $l$  приводят к различным количественным, но сходным качественным результатам. Физически новых результатов не получается, хотя факт существенного изменения порога неустойчивости в зависимости от изменений свойств слоёв и их толщин бесспорен.

## Заключение

Несмотря на общеизвестность тепло- и влагозолижающей роли мохово-снежного покрова в функционировании экосистем полярных широт, параметризации процессов энерго- и массопереноса в нём нуждаются в уточнениях на основе теории конвекции в пористых средах. Расчёты показали, что при более низком пороге конвективной устойчивости для воздухопроницаемой верхней границы покрова по сравнению с непроницаемой (3–4 раза) качественный характер распределения  $R_1$  остаётся одинаковым. С ростом толщины и плотности снега в типичных пределах в зависимости от вида синузий он увеличивается в 7–9 раз. Вариации свойств мохообразных, хотя и не меняют качественного характера решения, сказываются на величинах критических чисел Рэлея, изменяя их примерно в 2 раза.

При теоретически вероятном увеличении числа Рэлея почти на три порядка возникновение нерэлеевской неустойчивости (имеется в виду длиноволновая мода), возможной в системе двух слоёв жидкости, выявить не удалось. Тем не менее, этот вопрос не может считаться оконча-

тельно закрытым до получения новых параметризаций свойств бриофитов (прежде всего проницаемости), учитывающих их видовое разнообразие. Использованный подход вызывает интерес для изучения энерго-, массо- и газообмена в природных экосистемах, характеризующихся слоистой пористой структурой. Это – мохово-лишайниковая растительность, органогенные горизонты почвогрунтов, стратифицированный снежный и снежно-ледяной покровы и др.

Важный вопрос о вкладе конвективного механизма в интенсификацию теплообмена атмосфера с грунтом пока остаётся без ответа. Прогресс в этом направлении может быть связан, прежде всего, с использованием физически обоснованных функциональных зависимостей между критериями подобия. Трёхлетний опыт наблюдений метеокомплекса «Кэмпбелл Сайентифик» показал, что перспектива экспериментальной оценки чисел Рэлея и Нуссельта вполне реальна, несмо-

тря на сложность и трудоёмкость измерений термического режима снежно-мохового покрова и верхнего слоя грунта, связанных с размещением большого числа датчиков на границах и в толще пористых сред. Однако может потребоваться уточнение модели теплообмена [4] путём учёта шероховатости подстилающей поверхности, а также постановки лабораторных экспериментов для исследования внутренней структуры мохобразных и выяснения констант параметризаций.

**Благодарность.** Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (проект № 2017-14-588-0005-003 «Изменчивость Арктической трансполярной системы»).

**Acknowledgements.** This study was supported by the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (Project «Changing Arctic Transpolar System» № 2017-14-588-0005-003).

## Литература

- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вестн. КНЦ РАН. 2018. № 3 (10). С. 178–184.
- Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилинкевич С.С., Лыкосов В.Н. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей Земной системы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138. doi: 10.31857/S0002351520020133.
- Colbeck S.C. Air movement in snow due to windpumping // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 120. P. 209–213.
- Trabant D., Benson C. Field experiments on the development of depth hoar // Mem. Geol. Soc. Am. 1972. № 135. P. 309–322.
- Powers D.J., Colbeck S.C., O'Neill K. Experiments on thermal convection in snow // Annals of Glaciology. 1985. V. 6. P. 43–47.
- Palm E., Tveitrehid M. On heat and mass flux through dry snow// Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84 (C2). P. 745–749.
- Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C. Theory of natural convection in snow // Journ. of Geophys. Research. 1985. V. 90. № D6. P. 10641–10649.
- Богородский П.В., Бородкин В.А., Кустов В.Ю., Сумкина А.А. Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 557–566. doi: 10.31857/S2076673420040060.

## References

- Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climate change. *Vestnik Kol'skogo Nauchnogo Tsentr RAN*. Herald of the Kola Science Centre RAS. 2018, 3 (10): 178–184. [In Russian].
- Stepanenko V.M., Repina I.A., Fedosov V.E., Zilitinkevich S.S., Lykossov V.N. An Overview of a parameterization method of heat transfer over moss-covered surfaces in models of Earth System. *Izv. RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2020, 56 (2). 127–138. doi: 10.31857/S0002351520020133. [In Russian].
- Colbeck S.C. Air movement in snow due to windpumping. *Journ. Glaciology*. 1989, 35 (120): 209–213.
- Trabant D., Benson C. Field experiments on the development of depth hoar. *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972, 135: 309–322.
- Powers D.J., Colbeck S.C., O'Neill K. Experiments on thermal convection in snow. *Annals of Glaciology*. 1985, 6: 43–47.
- Palm E., Tveitrehid M. On heat and mass flux through dry snow. *Journ. of Geophys. Research*. 1979, 84 (C2): 745–749.
- Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C. Theory of natural convection in snow. *Journ. of Geophys. Research*. 1985, 90 (D6): 10641–10649.
- Bogorodskiy P.V., Borodkin V.A., Kustov V.Yu., Sumkina A.A. Air convection in a snow cover of sea ice. *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (4): 557–566. doi: 10.31857/S2076673420040060. [In Russian].
- Bartlett S.J., Lehning M. A theoretical assessment of heat transfer by ventilation in homogeneous snow-

9. Bartlett S.J., Lehning M. A theoretical assessment of heat transfer by ventilation in homogeneous snow-packs // Water Resources Res. 2011. V. 47. W04503. doi:10.1029/2010WR010008.
10. Гаврильев Р.И. Термофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Новосибирск: изд. СО РАН, 2004. 145 с.
11. Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузий мохобразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № 3. С. 39–46.
12. Понятовская М.Н. Учет обилия и особенности размещения видов в естественных растительных сообществах // Полевая геоботаника. Т. 1. Ред. Е.М. Лавренко и А.А. Корчагина. Л.: Наука, 1964. С. 209–299.
13. Демешкин А.С. Геоэкологическая оценка состояния природной среды в районе расположения российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: РГГМУ, 2015. 181 с.
14. Humlum O., Instanes A., Sollid J. Permafrost in Svalbard: review and research history, climatic background and engineering challenges // Polar Research. 2003. V. 22 (2). P. 191–215.
15. Жекамухов М. К., Жекамухова И. М. Конвективная устойчивость воздуха в двухслойном снежном покрове. I. Линеаризованная система уравнений термической конвекции воздуха // Инж.-фiz. журнал. 2007. Т. 80. № 1. С. 107–112.
16. Дементьев О.Н., Любимов Д.В. Возникновение конвекции в горизонтальном плоском слое пористой среды // Вестн. Челябинского гос. ун-та. 2008. № 6. С. 130–135.
17. Гершун Г.З., Жуховицкий Е.М. О неустойчивости равновесия системы горизонтальных слоев несмешивающихся жидкостей при нагреве сверху // Изв. АН СССР. Мех. жидкости и газа. 1986. № 2. С. 22–28.
18. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: «Гео», 2008. 229 с.
19. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow // Water Resources Res. 1993. V. 29. № 8. P. 2485–2490.
20. Domine F., Morin S., Brun E., Lafaysse M., Carmagnola C.M. Seasonal evolution of snow permeability under equi-temperature and temperature-gradient conditions // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 1915–1929. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1915-2013>.
21. Calonne N., Geindreau C., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Charrier P. 3-D image-based numerical computations of snow permeability: links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 939–951. <https://doi.org/10.5194/tc-6-939-2012>.
22. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 178 с.
- packs. Water Resources Res. 2011, 47: W04503. doi:10.1029/2010WR010008.
10. Gavriliev R.I. *Teplofizicheskie svoystva komponentov prirodnoy sredy v kriolitzone*. Thermophysical properties of components of the natural environment in the cryolithozone. Reference manual. Novosibirsk: Siberian Branch Russian Academy of Science, 2004: 145 p. [In Russian].
11. Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. The impact of moss synusia on the active layer of Arctic soil and subsoil. *Izv. RAN. Ser. Geograficheskaya. Bull. RAS. Geograph. Ser.* 2013, 3: 39–46. [In Russian].
12. Ponyatovskaya M.N. Records for species abundance and distribution in natural plant communities. *Polevaya geobotanika*. Field Geobotany. V. 1. Eds. E.M. Lavrenko and A.A. Korchagin. Leningrad: Nauka, 1964: 209–299 [In Russian].
13. Demeshkin A.S. *Geoekologicheskaya otsenka sostoyaniya prirodnoi sredy v rayone raspolozheniya rossiiskogo ugledobivayushchego rudnika Barentsburg na arkhipelage Spitsbergen*. Geoeccological assessment of the environment in the area of the Russian coal mine Barentsburg (Spitsbergen archipelago). PhD. St.Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2015: 181 p. [In Russian].
14. Humlum O., Instanes A., Sollid J. Permafrost in Svalbard: review and research history, climatic background and engineering challenges. Polar Research. 2003, 22 (2): 191–215.
15. Zhekamukhov M.K., Zhekamukhova I.M. Stability of the air convection in a two-layer cover of snow. I. System of linearized equations for thermal air convection. *Inzhenerno-Fizicheskiy Zhurnal*. Journ. of Eng. Physics and Thermophysics. 2007, 80 (1): 107–112. [In Russian].
16. Dement'ev O.N., Lyubimov D.V. Onset of convection in porous horizontal plane layer. *Vestnik Chelyabinskogo Gosudarstvennogo Universiteta*. Herald of the Chelyabinsk State University. 2008, 6: 130–135. [In Russian].
17. Gershuni G.Z., Zhukhovitsky E.M. On the instability of the equilibrium of a system of horizontal layers of immiscible liquids upon heating from above. *Izv. AN SSSR. Mech. zhidkosti i gaza*. Rep. Acad. Sci. USSR, Fluid Mech. 1986, 2: 22–28. [In Russian].
18. Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony. Cryolithozone monitoring. Novosibirsk: «Geo», 2008: 229 p. [In Russian].
19. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow. Water Resources Res. 1993, 29 (8): 2485–2490.
20. Domine F., Morin S., Brun E., Lafaysse M., Carmagnola C.M. Seasonal evolution of snow permeability under equi-temperature and temperature-gradient conditions. The Cryosphere. 2013, 7: 1915–1929. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1915-2013>.
21. Calonne N., Geindreau C., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Charrier P. 3-D image-based numerical computations of snow permeability: links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. The Cryosphere. 2012, 6: 939–951. <https://doi.org/10.5194/tc-6-939-2012>.
22. Kuz'min P. *Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova*. Physical properties of snow cover. Leningrad: Gydrometeoizdat, 1957: 178 p. [In Russian].

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 502.6. 910.3

doi: 10.31857/S2076673421020085

## Manifestation of climatic change in the ice phenology of Lake Ladoga over the past 55 years

S.G. Karetnikov

Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia  
karetser@gmail.com

### Проявление климатических изменений в ледовом режиме Ладожского озера за последние 55 лет

© 2021 г. С.Г. Каретников

Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия  
karetser@gmail.com

Received July 16, 2020 / Revised December 20, 2020 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *Lake Ladoga, ice coverage, spatial patterns of ice, duration of fast ice coverage, climatic change, air temperature.*

#### Summary

The article presents results of monitoring changes in some phenological characteristics of the ice cover of Lake Ladoga over the past 55 years. A steady tendency has been observed for a decrease in the duration of ice formation and the area of fast ice since the beginning of the 90s. A comparison is made of the average spatial patterns of ice formation dynamics between the periods 1964–1994 and 1993–2019. Since the beginning of the 90s, there has been a change in the ice characteristics of Lake Ladoga, directly related to a reduction in the duration of the cold period. The duration of ice events averaged over the past 30 years has decreased by about a month compared with the previous thirty-year period. Fast ice began to cover only 30% of the lake surface compared to 80% in previous years. The frequency of winters with incomplete freeze-up (remaining ice free areas) increased from two to six years per decade. The warming effect is most clearly seen in the central part of the lake. Such significant changes in the dynamics of ice phenology cannot but affect the functioning of the entire ecosystem of Lake Ladoga.

**Citation:** Karetnikov S.G. Manifestation of climatic change in the ice phenology of Lake Ladoga over the past 55 years. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 241–247. doi: 10.31857/S2076673421020085.

Поступила 16 июля 2020 г. / После доработки 20 декабря 2020 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** *Ладожское озеро, покрытость льдом, пространственное распределение льда, продолжительность ледового покрытия, изменение климата, температура воздуха.*

Представлены изменения некоторых фенологических характеристик ледяного покрова Ладожского озера за последние 55 лет. Установлена устойчивая тенденция уменьшения продолжительности ледообразования и площади припая с начала 1990-х годов, что связано с сокращением продолжительности холодного периода. Выполненное сравнение осредненных пространственных закономерностей динамики ледообразования за периоды 1964–1994 и 1993–2019 гг. с перекрытием в один год позволило выявить уменьшение во второй период примерно на месяц по сравнению с первым 30-летним периодом средней продолжительности сплошного ледостава.

#### Introduction

Lakes and their shores are the habitat of aquatic organisms, fish, wildlife and humans. Each lake differs in terms of such characteristics as geographical location, the influence of the catchment basin, the morphology of the basin, the chemical composition of the water and the biota inhabiting it, hydrological parameters, including thermal and ice regimes. Depending on the size of the lake, there is a limited range of external influences which allows its ecological state to remain stable. Noticeable changes in the environ-

ment to varying degrees can lead to a change in limnic characteristics. Such characteristics include the ice regime of large lakes. Over the past 30 years, significant changes in ice characteristics for lakes in the Northern Hemisphere have been recorded [1], in particular, a decrease in the total duration of ice formation [2].

The consequences of these ongoing changes due to winter warming in the phenology of ice cover can significantly affect the functioning of the Ladoga Lake ecosystem, as has already been noted for Lake Peipsi located nearby [3]. A change in lake ice cover cannot but affect its thermal regime, its vertical oxygen

exchange, the development of phytoplankton, during the period of spring heating, which begins earlier. In the absence of ice, the aquatic mammals feeding cubs on ice [4] have problems. The supply of monastery on the Valaam Island when stable freeze-up in the northern part of the lake was carried out along the ice route. Recent years, shipping to the island has been carried out all year round. This paper shows how climate warming, observed over the past 30 years, has affected the average spatial pattern of freeze-up, break-up, and the duration of fast ice cover on Lake Ladoga.

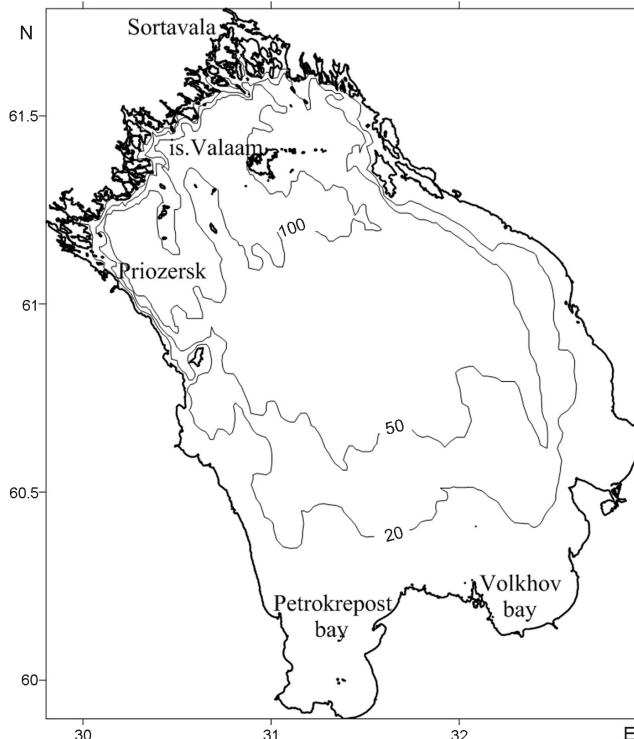
### Materials and methods

Europe's largest freshwater dimictic Lake Ladoga is located in northeastern Europe. Its area is 17.765 km<sup>2</sup>, its average depth is 48.3 m, the maximum depth is 233 m in the northern part of the lake, and the water volume is 858 km<sup>3</sup> (Fig. 1). Meteorological data from the Sortavala weather station, located on the northern shore of the lake, were used to assess the meteorology of the Lake Ladoga region. This meteorological station was chosen among others located on the coast and islands of Lake Ladoga as the most filled with data. Data

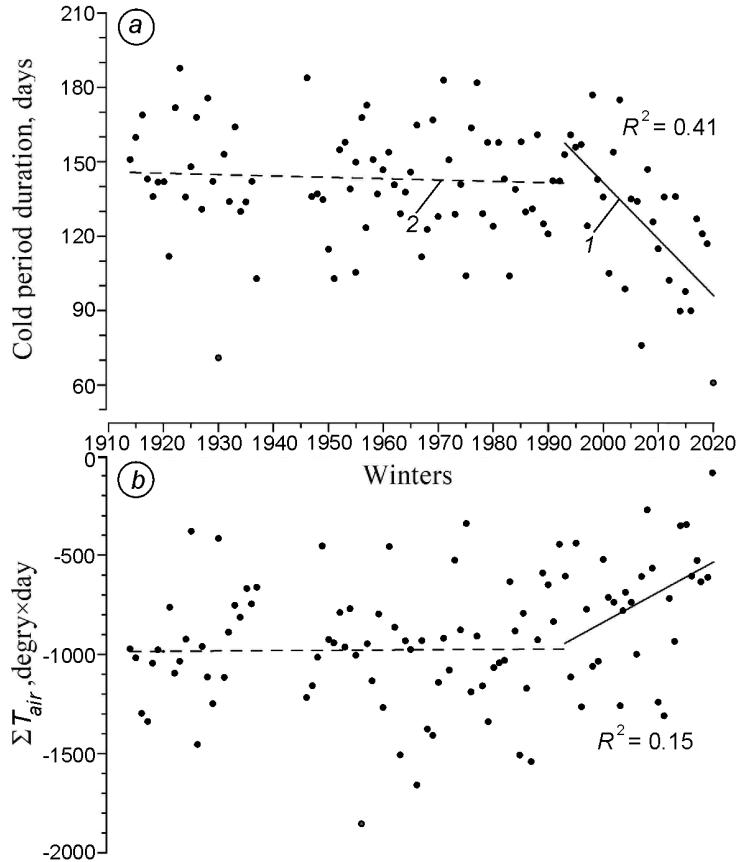
on average daily air temperature for the years from 1913 to 1936, when the weather station was in Finland, allowed [5] to reconstruct ice conditions on Lake Ladoga in the absence of observations on the degree of ice coverage of the lake. A sum of the average daily air temperatures during the entire cold period, including seasonal thaws, was used as an integral winter characteristic associated with the ice events. The duration of a cold period was calculated between the dates of steady transition of average daily air temperatures through 0 °C in the fall and spring. The changes in the duration of the cold period and the sums of average daily air temperatures during this period are shown in Fig. 2. A statistically significant at *p*-level 0.05 trend is shown by solid line.

Over the past 30 years, these changes have become statistically significant and indicate a decrease in the severity of winters. In 2020, the shortest winter over the entire period of monitoring was recorded with the smallest sum of average daily air temperatures during the cold period. The reduction in the duration of the cold period occurs mainly due to a statistically significant five days shift of a stable transition of the daily average air temperatures through 0°C in autumn to later dates [6]. It should be noted that the article considers only the spatial distribution of ice cover by various remote sensing methods, the data on ice by coastal stations being of a fundamentally different nature. Regular observations of the spatial distribution of ice on Lake Ladoga have been made since 1943. Until 1992, aerial reconnaissance of the ice was carried out by the Hydrometeorological Service about two times a month, and maps of Lake Ladoga's ice cover indicating its cohesion were published [7]. Starting from 1971, space images were added to data obtained by airborne reconnaissance, which made it possible to make schemes of the freeze-up and break-up of the lake depending on the different direction of the prevailing winds [8]. Recently satellite imagery has become the main source for studying the lake ice cover. Over the past 20 years, data from the NOAA series of satellites with kilometer-resolution AVHRR instruments has been supplemented with MODIS satellites with 250-meter resolution and from 2015 Synthesized Aperture Radar (SAR) data from the European Sentinel-1 satellite with 100 m resolution have become freely available.

The annual monitoring of the ice cover starts from the moment its detected by remote sensors. Then, for each suitable image, ice lake coverage is calculated with an accuracy of 10%, taking into account its cohesion. The end of the ice phenomena on the lake is consid-



**Fig. 1.** Lake Ladoga with its depths in meters  
**Рис. 1.** Ладожское озеро с указанием его глубин в метрах



**Fig. 2.** The duration (a) and the sums of the average daily air temperatures (b) of the cold period for the years of 1913–2020.

The year number is the end of the winter; the trend is at p-level 0.05 and its determination coefficient  $R^2$ : 1 – a statistically significant; 2 – an insignificant trend

**Рис. 2.** Межгодовая изменчивость продолжительности (а) и максимальных алгебраических сумм среднесуточных температур воздуха (б) холодного периода для 1913–2020 гг.

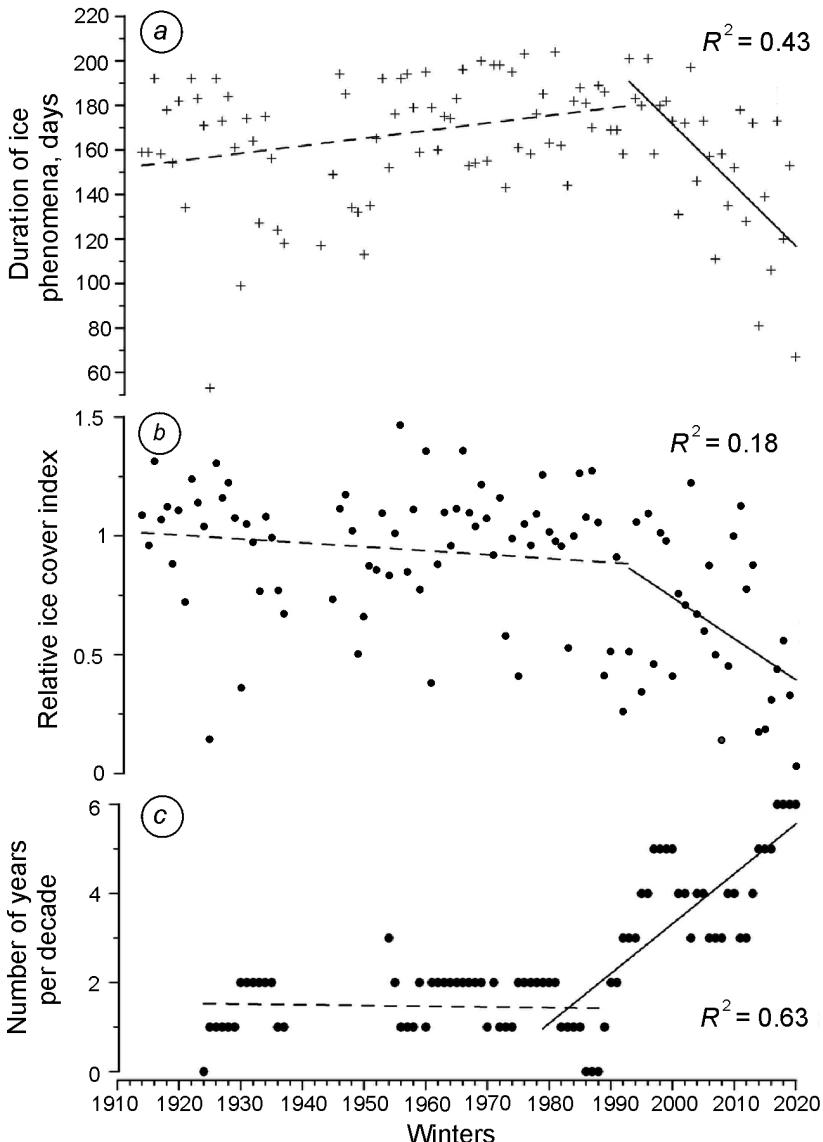
Номер года относится к году окончания зимы; тренд при уровне значимости 0,05 и его коэффициент детерминации  $R^2$ : 1 – статистически значимый; 2 – незначимый

ered the date when the observed ice occupies less than 5% of the lake. The duration of ice on Lake Ladoga remained at a stable level of about 170 days before the beginning of the 90s, after that the duration shows a clear tendency to decrease (Fig. 3, a), mainly due to a shift to a later date of the onset of ice. Lake Ladoga is not completely covered by ice every year. Years with remaining open water areas occur. Fig. 3, c shows the number of years with incomplete ice cover per decade. Before the beginning of the 1990s, one to two winters with incomplete ice cover were observed per decade. In recent years this number has increased to six.

From constant observations of lake ice cover by remote sensing, it is possible to calculate the ice cover index each winter. The ice cover index [9] is the integral of lake ice cover over the winter, normalized to the integral of average lake ice cover over the period from 1945 to 1994. This period was chosen for normalization since it is characterized by the absence of a significant trend in the lake ice cover index. From 1945 to 2020 ice cover indices were calculated from field data. At the same time, the linear dependence of the dates of ice cover freeze-up and break-up on the sums of the average daily air temperatures, accumulated to these dates were ob-

tained [5]. This dependence was used to reconstruct the seasonal change in the ice cover and to calculate the ice cover indices for the years from 1913 to 1936, since observations of the ice distribution over Lake Ladoga were not carried out during those years. Fig. 3, b shows the change in ice cover index over the past 100 years and its trend [5], extended now up to 2020. The last period has a statistically significant decrease in the ice cover index.

In the process of preparing data on the lake ice cover, a digital file was compiled with more than 1000 aerial and satellite images from 1964 to 2020. Based on linear relationships [10], a way was proposed for calculating the increase and decrease in the average value of ice cover in each of 180 fixed ten-kilometer cells. To construct a smooth seasonal course of ice cover for each cell, the data were averaged by 10 days with 5-day shifts. The course of ice cover for each cell was approximated by two linear equations: for ice percentage increasing and decreasing. In some cells according to the long-term average data, a complete ice cover can be observed for a very short time, in other cells the complete ice cover may last up to several months, or the area may never be completely covered with ice. To analyze the impact of climate change on the ice characteristics of the lake, the



**Fig. 3.** Annual variability in the ice characteristics of Lake Ladoga:

a – duration of ice phenomena; b – trends in the ice cover index of Lake Ladoga; c – the number of years with incomplete freezing per ten year running average; see Fig. 2 for symbols

**Рис. 3.** Межгодовая изменчивость ледовых характеристик Ладожского озера:

a – продолжительность ледовых явлений;

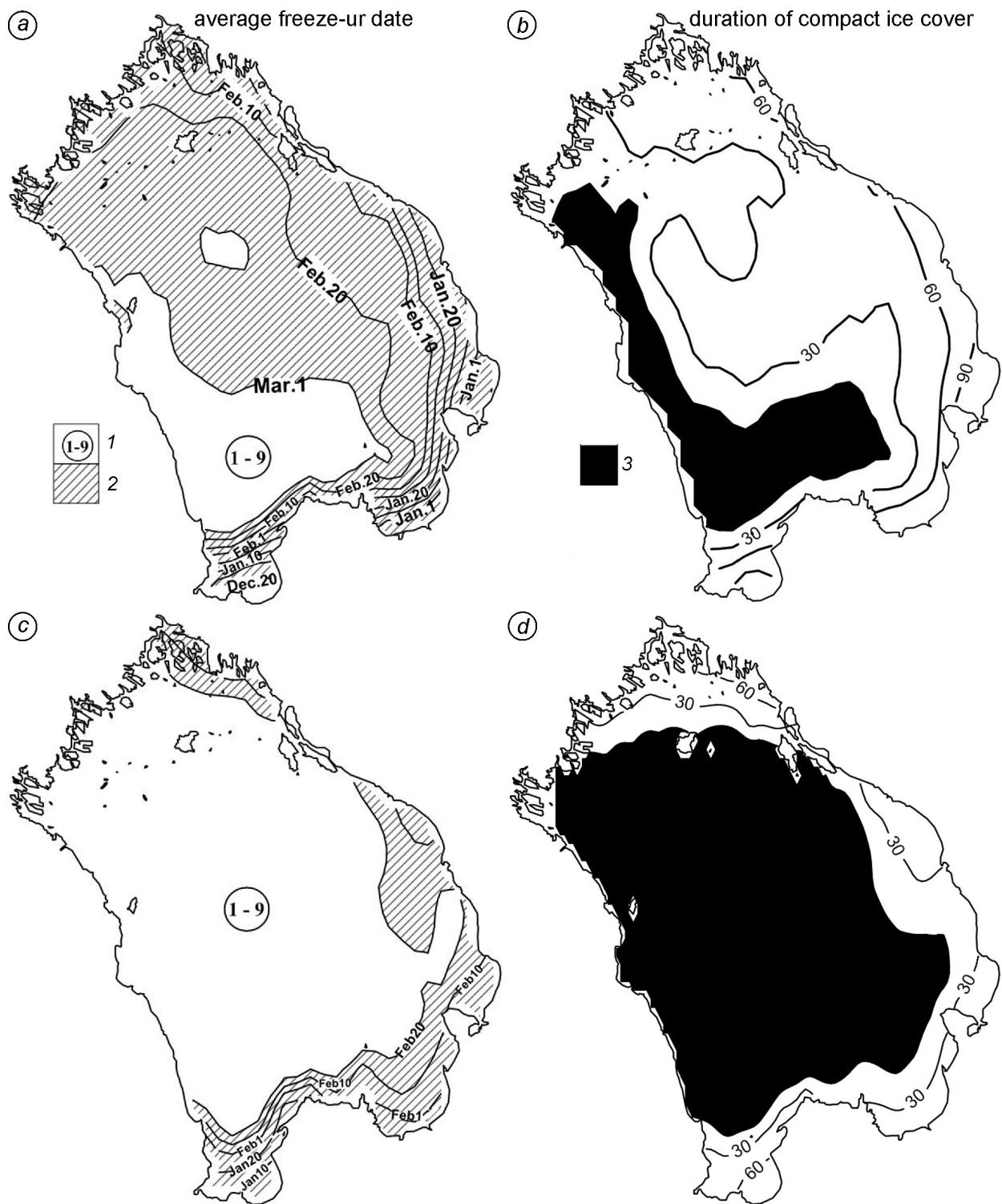
b – тенденции изменения индекса ледовитости; c – число лет с неполным ледоставом из 10 скользящих; усл. обозначения см. на рис. 2

period from 1964 to 2019 was divided into two with one year overlap: from 1964 to 1994 and from 1993 to 2019 years. For each period, the areas of increasing and decreasing of fast ice cover and the duration of the period with fast ice cover were calculated (Fig. 4).

### Results and discussions

When constructing average schemes of increasing and decreasing of fast ice cover of Lake Ladoga, data were obtained on the average rates of freeze-up and spring break-up of each cell. These data made it possible to assess the correctness of data processing on the smoothness of their distribution over the lake, and to obtain average schemes of the rates of freeze-

up and break-up of the lake for subsequent analysis. The formation of fixed cohesive ice in the first period began at the end of December in shallow Petrokrest Bay. The ice growth rate of each fixed cell increased from 0.3% to 1.5% per day as the location of the cell off the shore and sum of negative average daily air temperatures accumulated. The results obtained are in a good agreement with data from neighboring Lake Onega [11], where the average value of the increase in the lake ice cover per day is 1.55%. Over the last ten days of February, the area of the lake covered by fast ice increased sharply. By the beginning of March, the formation of fast ice stopped, leaving 20% of the lake surface occupied by floating ice of various cohesion. In the second period, ice formation usually started twenty days later, proceeded at



**Fig. 4.** Spatial distribution of the average characteristics of the complete freezing of the Lake Ladoga:  
 a – freeze-up date (isoclines show the dates of fast ice spread; 1 – floating ice of varying concentration in tenths, 2 – Fast ice); b – the duration in days of fast ice cover (3 – area without complete ice cover during all the winter) in the first period 1964–1994; c and d – the same in the second period – 1993–2019

**Рис. 4.** Пространственное распределение средних для двух периодов характеристик припая на озере:  
 a – замерзание (изолиниями показаны даты распространения припая; 1 – плавающий лёд различной сплошённости в баллах, 2 – припай); b – продолжительность полного ледостава в сутках (3 – отсутствие полного ледостава на протяжении всей зимы) в первый период 1964–1994 гг.; c и d – то же самое во второй период – 1993–2019 гг.

about the same rate, but ended ten days earlier than in the first period, while 70% of the lake surface remained occupied by floating ice of various cohesion.

The spring break-up of fast ice cover on Lake Ladoga is faster than its freeze-up due to the significant wind activity in this region. The wind prevents the formation of motionless ice and contributes to its destruction. In the first period, spring ice break-up began in the central part of the lake in early March at a rate of 1% and then up to 2% per day near the shore. The last formations of fast ice were observed along the northeastern coast in early April. In the second period, the process of break-up of fast ice cover usually began ten days earlier, ended also along the northeastern coast, and continued as in the first period for a whole month, despite much less initial ice. The destruction of ice in the second period occurs slower than in the first period at an average rate of 1% per day. However, significant differences in the rate of rise of spring air temperatures between the two periods were not found. One of the possible explanations for such an unexpected result is statistically significant increase in the frequency of calm conditions on Ladoga in the spring that has been observed in recent years. Indeed, according to the data at the Sortavala weather station, in March during the first period wind speeds less than 3 m/s was observed in 66% of the time and in the second period 76% of the time, which weakened the influence of wind as a factor accelerating the break-up of ice.

For more than three months, fast ice cover during the first period was observed in fixed cells along the northeast coast. The central part of the lake remained under the fast ice for about one month. On 20% of the lake surface near the southwestern shore floating ice of various concentrations was usually located. This ice can move freely around the lake depending on the wind. According to data averaged for the second period, fast ice cover was recorded during a month or less only in shallow water. In some winters the central part of the lake was completely ice free. Averaging the second period data showed that usually 70% of the surface of the lake was not covered by compact ice. Such significant changes in the degree of ice coverage of the lake during the winter are manifested in an earlier beginning of the spring warming of the lake, in an increase in the period of vertical oxygen exchange, in a lengthening of the period of development of cold-water forms of phytoplankton during spring heating, which begins earlier. In the absence of ice, aquatic mammals feeding cubs on ice have problems.

## Conclusion

Since the beginning of the 1990s, there has been a change in the ice characteristics of Lake Ladoga, directly related to 12 days reduction in the duration of the cold period. The average winter air temperature at the same time statistically insignificantly increased by 1 °C. The duration of ice events averaged over the past 30 years has decreased by about a month compared with the previous thirty-year period. Fast ice began to cover only 30% of the lake surface compared to 80% in previous years. The frequency of winters with incomplete freeze-up (remaining ice free areas) increased from two to six years per decade. The warming effect is most clearly seen in the central part of the lake. Such significant changes in the dynamics of ice phenology cannot but affect the functioning of the entire ecosystem of Lake Ladoga.

**Acknowledgments.** The work was performed on the topic of research work № 0154-2020-0001. The author expresses his gratitude and deep appreciation to meteorologist and glaciologist of Moscow State University Sidorova Tatyana for discussion and valuable comments during the work on this article.

**Благодарности.** Работа выполнена по теме НИР № 0154-2020-0001. Автор выражает глубокую признательность метеорологу и гляциологу МГУ имени М.В. Ломоносова Татьяне Львовне Сидоровой за обсуждение и полезные советы при подготовке статьи.

## Расширенный реферат

Озёра и их берега – местообитание водных организмов, рыб, диких животных и людей. Каждое озеро специфично по таким характеристикам, как географическое положение, влияние водосборного бассейна, морфология котловины, химический состав воды и населяющей её биоты, гидрологические параметры, в том числе термический и ледовый режимы. В зависимости от размера озера существует предельный диапазон внешних воздействий, при котором его экологическое состояние остаётся достаточно стабильным. Заметные реформации окружающей среды в той или иной степени могут приводить к изменению лимнических характеристик, к которым относится и ледовый режим крупных озёр.

Для озёр Северного полушария за последние 30 лет были зафиксированы более интенсивные темпы изменения ледовых явлений. Ожидается, что последствия продолжающегося зимнего потепления и изменения фенологии ледяного покрова будут иметь решающее значение для функционирования экосистемы Ладожского озера, а также для расположенного рядом Чудского озера. Задача настоящей работы – выяснить, как повлияло потепление климата на изменение средних пространственных схем замерзания, вскрытия и продолжительности полного ледостава Ладожского озера. Представлены результаты наблюдений за тенденцией межгодовых изменений зимних температур воздуха и некоторых фенологических характеристик ледового покрытия Ладожского озера. Сравнение схем сезонного увеличения и уменьшения распределения площадей припая, построенных для двух периодов – 1964–1994 и 1993–2019 гг. с перекрытием в один год, позволило оценить их изменения за последние 55 лет.

По данным метеостанции Сортавала, для региона Ладожского озера в последние 30–40 лет статистически значимо сократились продолжительность холодного периода (на 12 дней) и суммы среднесуточных температур воздуха. Это

привело к изменениям и характеристик ледового режима озера. Самое веское изменение установлено в продолжительности существования ледовых явлений на поверхности озера. К аналогичным результатам пришли и исследователи озёр Финляндии. Сравнение средних для двух периодов схем нарастания и разрушения припайного льда позволило определить центральный район озера как наиболее подверженный изменениям. За более короткое для второго периода холодное время года неподвижным льдом покрывалось всего 30% поверхности озера вместо 80% в первый период. В свою очередь столь существенные изменения степени покрытости озера льдом за зиму проявляются в более раннем начале весеннего прогрева озера в увеличении периода вертикального кислородного обмена, в удлинении периода развития холодноводных форм фитопланктона в период весеннего нагревания, который начинается раньше. Испытывают проблемы при отсутствии льда водные млекопитающие, вскармливающие детёнышей на льду озера. Грузы в монастырь на острове Валаам при устойчивом ледоставе в северной части озера доставляли по ледовой трассе. В последние годы судоходство на остров ведётся круглогодично.

## References

- Benson B.J., Magnuson J.J., Jensen O.P., Card V.M., Card V.M. Hodgkins G., Korhonen J., Livingstone D.M., Stewart K.M., Weyhenmeyer G.A., Granin N.G. Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855–2005). *Climatic Change*. 2012, 112: 299–323. doi: 10.1007/s10584-011-0212-8.
- Korhonen J. Long-term changes in lake ice cover in Finland. *Water Policy*. 2006, 37 (4–5): 347–363. doi: 10.2166/nh.2006.019.
- Öglü B., Möls T., Kaart T., Cremona F., Kangur K. Parameterization of surface water temperature and long-term trends in Europe's fourth largest lake shows recent and rapid warming in winter. *Limnologica*, 2020, 82. doi: org/10.1016/j.limno.2020.125777.
- Trukhanova I.S. The Ladoga ringed seal (*Pusa hispida ladogensis*) under changing climatic conditions. *Russian Journ. of Theriology*. 2013, 12 (1): 41–48. doi: 10.15298/rusjtheriol.12.1.05.
- Karetnikov S., Leppäranta M., Montonen A. A time series of over 100 years of ice seasons on Lake Ladoga. *Journ. of Great Lakes Research*. 2017, 43 (6): 979–988. <https://doi.org/10.1016/j.jglr>.
- Naumenko M.A., Karetnikov S.G. Features of long-term changes in air temperature in the northern part of Lake Ladoga. *Uspekhi sovremennoego yestestvoznaniya. Advances in current natural sciences*. 2017, 5: 114–122. [In Russian]. <http://www.natural-sciences.ru/ru/article/view?id=36465>.
- Lebedev V.V., Medres P.L. Ice regime of Lake Ladoga on the basis of air reconnaissance materials. *Sbornik rabot GGO*. Proc. of the Main Geophysical Observatory. 1966, 3: 135–182. [In Russian].
- Usachev V.F., Prokacheva V.G., Borodulin V.V. The lake ice dynamics, snow covering and river floods estimation by remote sensing. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 103 p. [In Russian].
- Karetnikov S., Naumenko M. Recent trends in Lake Ladoga ice cover. *Hydrobiologia*. 2008, 599 (1): 41–48.
- Karetnikov S.G. Lake Ladoga Freezing and Break-up Analysis. The 20<sup>th</sup> IAHR Intern. Symposium On Ice 14–17 June, 2010. Lahti, Finland. CD ISBN 978-952-10-5979-7. 2010, 21: 8 p.
- Baklagin V.N. Variability of the Lake Onega ice coverage in the period 2000–2018 according to the satellite data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 552–558. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-552-558>.

## Ледовый режим рек бассейна Дебед, Армения

© 2021 г. В.Г. Маргарян

Ереванский государственный университет, Ереван, Армения  
vmargaryan@ysu.am

## Ice regime of the rivers of the Debed basin, Armenia

V.G. Margaryan

Yerevan State University, Yerevan, Armenia  
vmargaryan@ysu.am

Received January 29, 2020 / Revised January 19, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** Armenia, the river Debed basin, ice regime of rivers, climate change and periods of freezing.

### Summary

For the first time, the ice regime and its changes in 1939–2018 was analyzed for one of the largest river basins in Armenia – the Debed River. The main material for the analysis was data from observations at six weather stations and 15 river posts of the Hydrometeorological Service of Armenia, which are located at different altitude levels – from the upper reaches of the tributaries at 1600–1900 m down to 450 m at the lower section. Ice phenomena on the rivers of the basin are diverse. More often these are shore ices, shuga (frazil), freeze-up, less often – ice dams and ice-drift, but everywhere they are poorly developed. The reason is the positive average monthly water temperature in winter in almost all the rivers of the basin. In most catchments, all ice formations exist for a short period – usually no longer than 50–100 days; a freeze-up is not formed everywhere and not every year, although on some of the highest tributaries it can last up to 40 days. An analysis of the long-term course of air temperature in the basin showed that against the background of its significant interannual fluctuations, a clear change took place in the early – mid-1990s. Over the 30-year period from the early 1960s, temperature trends in all seasons of the year had only a small positive trend, but after the mid-1990s and until 2018, the temperature rise was accelerated significantly and steadily. The ice regime of the rivers at the beginning of the XXI century was affected not only by the warming of winters by almost 0.7 °C. A significant rise of the spring temperatures by 1.4 °C noticeably displaced the dates of the end of the ice phenomena and decreased duration of them. During the 80-year observation period, the beginning of the ice regime in the middle course of the basin rivers (at altitudes of 1000–2000 m) shifted to a later date by 10–15 days, and its end is observed 15–20 days earlier, the total duration of the ice regime decreased by 25–35 days.

**Citation:** Margaryan V.G. Ice regime of the rivers of the Debed basin, Armenia. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 248–261. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020086.

Поступила 29 января 2020 г. / После доработки 19 января 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** Армения, бассейн р. Дебед, ледовый режим рек, изменения климата и сроков ледостава.

На основе многолетних ежегодных наблюдений (1939–2018 гг.) на 15 гидропостах и шести гидрометеостанциях в крупном горном бассейне р. Дебед (Армения) рассматриваются особенности ледового режима рек на разных высотах. На всём водосборе ледовые явления развиты слабо, что объясняется положительной среднемесячной температурой воды в реках в зимний период. Показано, что влияние общего потепления климата в течение периода наблюдений, которое значительно ускорилось на данной территории с начала 1990-х годов, и особенно повышение зимних и весенних температур воздуха в начале XXI в. привели к смещению всех сроков ледовых явлений на реках и сокращению средней их продолжительности на 30 дней.

### Введение

Исследование ледового режима рек становится особенно актуальным в связи с современным потеплением климата. Бассейн р. Дебед – один из крупнейших водосборов Армении, поэтому изучение пространственных особенностей зимнего режима рек в его пределах, а также изменений режима за длительный период времени необходимы при

планировании и реализации водохозяйственных мероприятий, разработке стратегий рационального использования и защиты водных ресурсов на всей территории республики. Ледовый режим рек Армении, в том числе изучаемого водосбора, изучен мало. В последние 40–50 лет этому вопросу уделялось недостаточно внимания. Большой вклад в изучение ледового режима рек внесли С.Я. Варзазаров [1] и М.В. Шагинян [2]. До сих пор рабо-

Таблица 1. Основные сведения о гидрологических постах в бассейне р. Дебед и среднем стоке за период наблюдений

Река—пост. 1–13 – номера постов на рис. 1	Рассто- яние от устья, км	Высота над ур. моря, м	Водосборный бассейн			Модуль стока, л/с км <sup>2</sup>	Распределение стока по сезонам, %			
			пло- щадь, км <sup>2</sup>	средняя высота, м над ур. моря	средний уклон, %		за декабрь– март	за год		
1. Памбак–Ширакамут	148	1606	359	2050	178	4,47	6,96	63	17	20
2. Памбак–Ванадзор	117	1318	886	—	—	4,30	6,68	61	19	20
3. Памбак–Гугарк	111	1254	1070	1980	195	4,26	7,57	62	20	18
4. Памбак–Туманян	92	897	1370	1920	223	4,44	8,24	62	22	16
5. Дебед–Айрум	40	476	3740	1770	188	5,02	8,92	60	23	17
6. Лернадзур–Лернапат	3,3	1442	128	—	—	5,08	10,8	64	22	14
7. Тандзумт–Ванадзор	0,3	1314	155	2080	319	4,77	13,2	69	21	10
8. Алатекс–Дебет	2,1	992	106	2010	323	6,55	15,4	65	24	11
9. Дзорагет–Степанаван	27	1328	1000	1930	134	6,66	11,9	57	25	18
10. Дзорагет–Гаргар	4,4	973	1450	1860	97	5,97	10,6	57	25	18
11. Ташир–Саратовка	8,7	1464	439	1810	77,9	3,09	5,98	61	24	15
12. Гаргар–Курткан	4,0	1232	123	1680	210	4,38	10,3	66	20	14
13. Марц–Туманян	0,1	826	251	1720	288	3,93	9,45	68	22	10

та С.Я. Вартазарова «Ледовый режим рек Армении», опубликованная в 1946 г., – единственная, полностью посвящённая этой теме. По результатам многолетних исследований опубликованы работы [2–4], в которых также обсуждаются отдельные характеристики ледовых явлений на реках Армении.

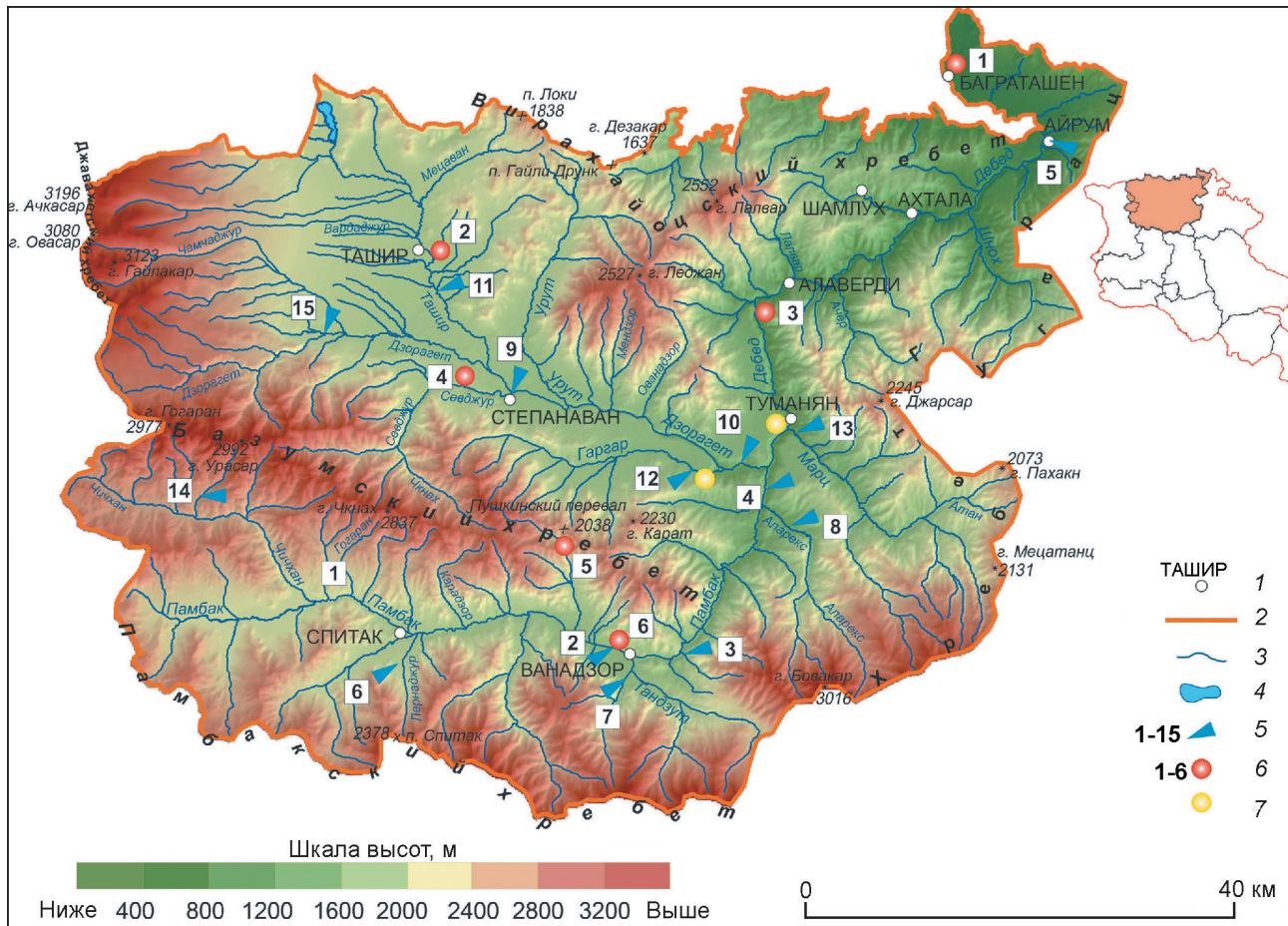
В настоящей работе впервые предпринята попытка оценить ледовый режим рек всего бассейна р. Дебед с помощью длительного ряда инструментальных наблюдений на гидрологических постах (п.) и метеостанциях (МС) (1939–2018 гг.), работающих и сейчас в пределах его территории. Задачи работы заключаются в том, чтобы собрать, обработать и проанализировать результаты фактических наблюдений за ледовым режимом рек бассейна; определить и проанализировать особенности пространственного распределения ледовых явлений на реках; оценить изменения температуры воздуха за период наблюдений и их влияние на ледовый режим рек.

## Материалы и методы исследования

В качестве исходного материала использованы данные наблюдений на метеостанциях и гидрологических постах за температурой воздуха и ледовым режимом рек, проводимые Гидрометеослужбой Армении в бассейне Дебеда (в пределах территории республики). Проанализированы соответствующие справочные и научные источни-

ки. Сведения о ледовых явлениях, опубликованные в Гидрологических ежегодниках, включены в программу наблюдений на гидрологических постах с 1939 г., хотя некоторые отмечались и раньше – с 1936 г. Наиболее продолжительные периоды наблюдений – по гидрологическим постам на р. Памбак. На большинстве постов учёт ледовых явлений начался одновременно с измерениями уровней воды. Со временем изменилось как число исследуемых рек, так и количество расположенных на них гидрологических постов. На территории всего бассейна в разные годы действовали 31 МС и метеопост, а также около 50 гидрологических постов. В настоящее время работают всего шесть МС и 13 водомерных постов (рис. 1, табл. 1), но только на шести из гидрологических постов ведутся наблюдения за ледовыми явлениями. Именно поэтому в работе дополнительно использованы данные ещё двух постов – Дзорашен на р. Чичхан и Катнарат на р. Дзорагет, хотя ряды наблюдений на них короче (табл. 2).

Все посты находятся вне зоны влияния водохранилищ, сбросов тёплых сточных вод и т.д. В работе не анализировали ряды наблюдений менее 20 лет. Восемь постов, данные по которым рассматриваются, распределены в пределах бассейна Дебеда неравномерно: пять из них – в бассейне р. Памбак, два – в бассейне р. Дзорагет и один – в самом нижнем изучаемой территории, непосредственно на р. Дебед. Площади водосборов, относящиеся к указанным восьми гидрологическим постам, находятся



**Рис. 1.** Сеть метеорологических станций и гидрологических постов в бассейне р. Дебед.

1 – населённые пункты; 2 – граница бассейна р. Дебед; 3 – реки; 4 – озеро; 5 – гидрологические посты (п.): 1 – р. Памбак–п. Ширакамут, 2 – р. Памбак–п. Ванадзор, 3 – р. Памбак–п. Гугарк, 4 – р. Памбак–п. Туманян, 5 – р. Дебед–п. Айрум, 6 – р. Лернадзур–п. Лернапат, 7 – р. Тандзут–п. Ванадзор, 8 – р. Аларекс–п. Дебед, 9 – р. Дзорагет–п. Степанаван, 10 – р. Дзорагет–п. Гаргар, 11 – р. Ташир–п. Саратовка, 12 – р. Гаргар–п. Куртан, 13 – р. Марц–п. Туманян, 14 – р. Чичхан–п. Дзорашен, 15 – р. Дзорагет–п. Катнарат; 6 – метеорологические станции: 1 – Баграташен, 2 – Ташир, 3 – Одзун, 4 – Степанаван, 5 – Пушкинский перевал, 6 – Ванадзор; 7 – метеорологические посты.

На врезке приведено положение бассейна р. Дебед среди основных речных бассейнов на территории Армении

**Fig. 1.** Network of meteorological stations and hydrological posts in the Debed basin.

1 – settlements; 2 – boundary of Debed river basin; 3 – rivers; 4 – lake; 5 – hydrological posts (p.): 1 – r. Pambak–p. Shirakamut, 2 – r. Pambak–p. Vanadzor, 3 – r. Pambak–p. Gugarq, 4 – r. Pambak–p. Tumanyan, 5 – r. Debed–p. Aytum, 6 – r. Lernajur–p. Lernapat, 7 – r. Tanzut–p. Vanadzor, 8 – r. Alarex–p. Debet, 9 – r. Dzoraget–p. Stepanavan, 10 – r. Dzoraget–p. Gargar, 11 – r. Tashir–p. Saratovka, 12 – r. Gargar–p. Kurtan, 13 – r. Marts–p. Tumanyan, 14 – r. Chichkhan–p. Dzorashen, 15 – r. Dzoraget–p. Katnarat; 6 – meteorological stations: 1 – Bagratashen; 2 – Tashir; 3 – Odzun; 4 – Stepanavan; 5 – Pushkin Pass; 6 – Vanadzor; 7 – meteorological points.

Inset: The position of the Debed river basin among the main river basins in Armenia

в пределах от 100 до 900 км<sup>2</sup>, а средние взвешенные высоты – от 1700 до 2100 м. Результаты получились бы намного полнее, если бы на территории действовали посты с высотой водосбора более 2300 м, т.е. бассейн Дебеда, особенно его высотная зона, не полностью охвачен данными наблюдений.

За дату начала ледовых явлений принималась день появления их первичных форм (забереги, шугоход, ледоход, затем ледостав), а за дату окон-

чания – полное очищение реки ото льда. Случаи, когда первые ледяные образования наблюдались всего 2–3 сут., а после этого наступал длительный (10 сут. и более) период с отсутствием ледовых явлений, во внимание не принимались. Число суток с ледовыми явлениями и продолжительность ледостава подсчитаны для каждого года только по фактическому числу суток, в течение которых наблюдались ледовые явления, исключ-

Таблица 2. Даты образования, окончания и продолжительность ледовых явлений в среднем за годы наблюдений

Река—пост. 1, 2, 6, 8, 12–15 – номера постов на рис. 1	Высота над ур. моря, м	Период наблюдений	Дата ледовых явлений, средняя/ранняя/поздняя		Средняя продолжительность, дни (в скобках в %)*	
			начало	окончание	ледовых явлений	ледостава
1. <i>Памбак</i> —Ширакамут	1606	1939–1988 1990–2018	14.12/03.11/06.02	15.03/01.02/17.04	66	0 (100%)
2. <i>Памбак</i> —Ванадзор	1318	1975–2018	—/13.11/07.02	—/14.01/21.03	—	0 (100%)
6. <i>Лернадзур</i> —Лернапат	1442	1965–1988 1996–2018	18.12/19.11/20.01	28.02/17.01/17.04	57	0 (98%)
8. <i>Аларекс</i> —Дебет	992	1960–1965 1972–2018	18.02/27.11/27.01	05.03/18.01/06.04	69	41 (32%)
12. <i>Гаргар</i> —Куртан	1232	1961–2018	08.12/07.11/21.01	12.03/11.02/06.04	76	54 (40%)
13. <i>Марц</i> —Туманян	826	1939–1944 1946–2018	11.12/10.11/17.01	02.03/28.01/30.03	63	33 (69%)
14. <i>Чичхан</i> —Дзорашен	1877	1979–1988 1990–1999	18.11/01.11/19.12	23.03/08.03/15.04	115	18 (43%)
15. <i>Дзорагет</i> —Катнарат	1593	1949–198	04.12/22.10/19.12	30.03/14.02/17.04	97	40 (62%)

\*В процентах показано число лет с данной продолжительностью явлений от общего периода наблюдений. Прочерки (п. Ванадзор) означают, что средние значения не рассчитаны, так как в этом пункте явление наблюдалось менее чем в 50% случаев.

чая сутки с полностью чистой водой. Кратковременные периоды с ледовыми явлениями (менее 10 дней) не учитывались. Так как на изучаемой территории ледовые явления иногда зафиксированы и в марте, при исследовании этих явлений использовались данные наблюдений за декабрь–март. Средние даты начала, окончания и средняя продолжительность ледовых явлений включались в расчёт, когда наблюдения за ними проводились в 50% исследуемых лет и более от общего ряда наблюдений (см. табл. 2). Если явление наблюдалось менее чем в 50% случаев (пост Ванадзор), то в строке «средняя» ставился прочерк [5].

### Физико-географическая характеристика бассейна р. Дебед

Бассейн р. Дебед находится на севере Армении, между  $40^{\circ}41'$  –  $41^{\circ}18'$  с.ш. и  $43^{\circ}55'$  –  $44^{\circ}57'$  в.д., и занимает территорию площадью  $3790 \text{ км}^2$  в пределах республики, т.е. около 13% общей площади. В нижнем течении р. Дебед находится самая низкая точка (375 м) территории республики, но разница в высотах в её пределах превышает 2800 м [6]. Бассейн отличается расчленённостью рельефа, имеются каньоны, достигающие 300 м глубины (каньон р. Дебед), и отдельные массивы высотой более 3000 м. На западе он отделяется от Ширакского марза Джавахским хребтом, с южной стороны ограничен Памбакским хребтом. Восточную границу условно можно провести по водораздель-

ной линии между правыми притоками р. Дебет и бассейном р. Агстев. С запада и юго-запада по направлению к востоку и северо-востоку высоты территории постепенно поникаются по направлению к долине р. Кура. В пределах бассейна р. Дебед, между Вирахайоцким хребтом на севере и Базумским хребтом, расположена Лорийская нагорная равнина со средней высотой 1500 м, а между Базумским и Памбакским хребтами – Памбакская котловина. Равнинные части бассейна покрыты разнотравной степной растительностью, а значительная часть склонов гор – лиственными лесами [7]. Климат бассейна отличается значительной умеренностью: среднегодовые амплитуды температуры воздуха составляют  $20$ – $22$  °C. Зима мягкая, особенно часто повторяется погода с оттепелью (40–60% дней зимнего сезона). На территории изучаемого водосбора можно выделить горно-лесной, горно-степной и альпийский климатические пояса, только в глубоких ущельях крайней северо-восточной части формируется умеренно-тёплый климат сухих степей.

Гидрографическая сеть здесь весьма развита – средняя её густота составляет  $0,92 \text{ км}/\text{км}^2$  [4]. Водные ресурсы в первую очередь представлены поверхностными водами. Основная водная артерия – р. Дебед с многочисленными притоками. Это – самая полноводная река Армении. На за jakiющем створе в пределах изучаемой территории (р. Дебед–п. Айрум) годовой сток в среднем составляет  $1053,4 \text{ млн м}^3$ . Бассейн р. Дебед почти полностью занимает Лорийский марз, а в широком

орографическом плане – центральную часть Малого Кавказа [8]. Река Дебед впадает в р. Храми – приток р. Кура за пределами республики. Дебед получает своё название после слияния двух крупных притоков – рек Памбак и Дзорагет (см. рис. 1). Река Памбак (длина 84 км, площадь водосборного бассейна 1370 км<sup>2</sup>) считается верхним течением р. Дебед. Длина р. Дебед с этим притоком – 178 км (в пределах изучаемой территории 152 км), площадь водосборного бассейна – 4080 км<sup>2</sup> (в пределах территории 3790 км<sup>2</sup>). Река Дзорагет имеет длину 67 км, а площадь водосборного бассейна – 1460 км<sup>2</sup>. Реки Дзорагет и Памбак соединяются на высоте 870 м. Ниже их слияния к крупным притокам р. Дебед относятся реки Марц и Шнох.

Речной сток в связи со сложным геолого-гидрологическим строением территории и сложным составом почвогрунтов имеет неравномерное пространственное распределение. Водоупорные породы складчатых и складчато-глыбовых хребтов Малого Кавказа – причина преобладания поверхностного стока. Только в нижнем течении рек, где распространены слабосвязанные хрупкие породы, формируются водоносные горизонты; иногда накапливающиеся воды образуют артезианские бассейны. Водопроницаемые горные породы вулканического происхождения в основном распространены в бассейне р. Дзорагет. Из-за их пористости и сильной трещиноватости большая часть атмосферных осадков просачивается и разгружается в основном в виде крупных источников в верхнем и среднем течениях р. Дзорагет, где этим обусловлен более слабый поверхностный сток. Так, многолетние показатели модуля стока за год в районах складчато-глыбовых хребтов колеблются от 7 л/с км<sup>2</sup> (р. Памбак – п. Туманян) до 15,4 л/с км<sup>2</sup> (р. Аларекс – п. Дебет), а в районе распространения вулканических горных пород – от 6 л/с км<sup>2</sup> (р. Ташир – п. Саратовка) до 11,9 л/с·км<sup>2</sup> (р. Дзорагет – п. Степанаван) (см. табл. 1). В период зимнего маловодья на реках проходит от 10 до 20–30% годового стока.

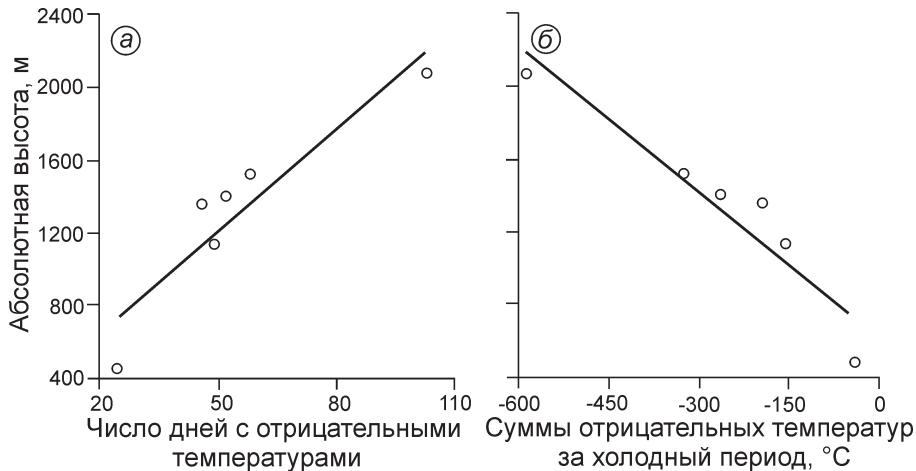
## Результаты и обсуждение

**Основные особенности ледового режима рек бассейна Дебед.** Процесс замерзания и характер ледового режима рек бассейна весьма сложен и разнообразен и зависит от большого числа факторов.

Наибольшее значение имеют климатические различия, особенности теплового баланса рек, водность и скорость течения, гидравлические свойства потоков, морфологические характеристики русел, величина грунтового питания и т.д. [2, 3, 9, 10]. Таким образом, формирование ледовых явлений определяется общими природными условиями, а различия по годам обусловлены сезонными особенностями погоды и её изменениями. Например, осенью в горном бассейне Дебеда погода имеет весьма неустойчивый характер и в течение зимы могут быть значительные колебания температуры воздуха и даже оттепели. Ледостав на многих реках устанавливается здесь не ежегодно. Кроме того, особую актуальность приобретают различные виды антропогенного воздействия. В горных странах, в том числе и в бассейне Дебеда, местные факторы формирования ледовых явлений пока изучены слабо. Этот вопрос в настоящей статье автором не рассматривается, но ему будут посвящены дальнейшие исследования.

На реках бассейна наблюдаются ледовые явления разных масштабов и продолжительности: забереги, шуга, ледостав, ледоход, шугоход и т.д. Часто они бывают одновременно, иногда сменяя друг друга в течение зимнего периода на разных участках. На большинстве рек отсутствуют весенний и осенний ледоход, заторы и зажоры, а преобладают забереги и шугоход. Забереги распространены почти повсеместно. Если образуется ледостав, то нередко он прерывается днями, свободными от льда. Отметим, что в бассейне Дебеда ледовые явления носят достаточно случайный характер, за исключением высоких маленьких притоков в верхнем течении рек.

По характеру ледового режима реки горного района в зависимости от высотного положения и особенностей питания можно разделить на три группы [3]: 1) с устойчивым ледоставом; 2) с неустойчивым ледоставом; 3) реки, на которых не наблюдается ледовых явлений. Как правило, к первой группе относятся реки или участки рек со сравнительно спокойным течением. Их водосборы в основном расположены в средневысотной и высокогорной зонах. В эту группу входит, например, р. Гаргар (п. Куртан). Во вторую, наиболее многочисленную группу, входят истоки горных рек со значительными скоростями течения или участки водотоков, в питании которых отмечается роль сравнительно тёплых грунтовых вод. Сюда относятся почти все остальные реки бассейна.



**Рис. 2.** Зависимость числа дней с отрицательными температурами (а) и сумм отрицательных температур воздуха (б) от абсолютной высоты местности в 1964–2018 гг.

**Fig. 2.** The dependence of the number of days with negative temperatures (a) and the sum of negative temperatures (b) on the absolute height of the area for 1964–2018

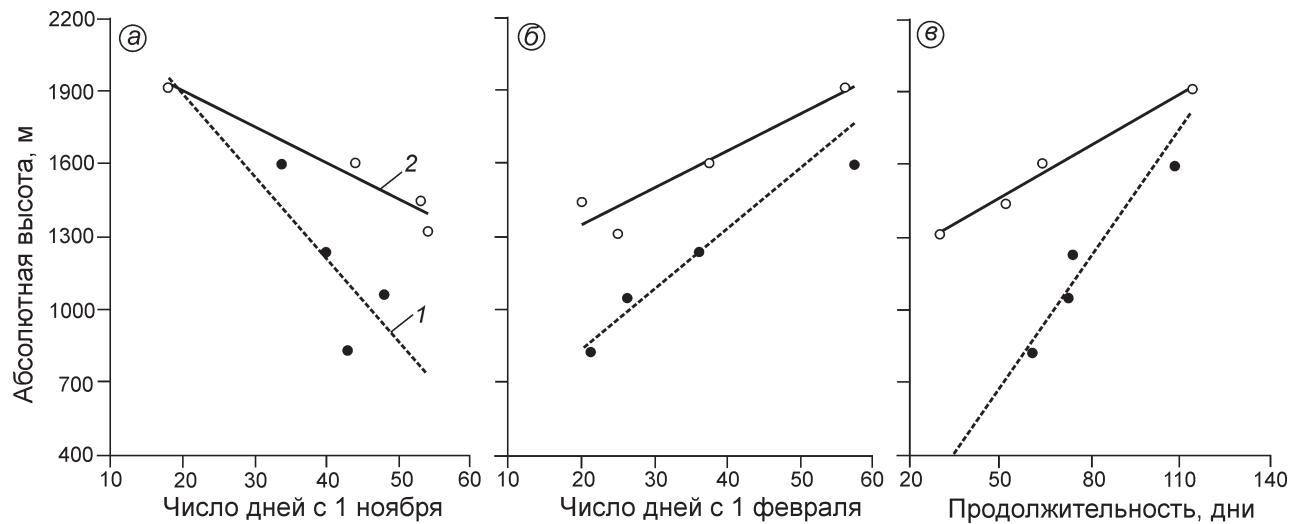
Причём на некоторых из них ледовые явления наблюдаются только в очень холодные зимы (р. Памбак—посты Гугарк и Туманян, р. Дебед—п. Айрум, р. Тандзут—п. Ванадзор, р. Дзорагет—посты Степанаван и Гаргар, р. Ташир—п. Саратовка). Третья группа в данном бассейне до последних двух десятилетий отсутствовала.

Табл. 2 содержит сведения о средних, ранних и поздних сроках наступления и окончания ледовых явлений за период наблюдений на гидропостах, а также о числе дней со всеми ледовыми явлениями в целом. В среднем, в речных бассейнах ледовые явления обычно начинают формироваться со второй декады ноября по третью декаду декабря и заканчиваются с третьей декады февраля по третью декаду марта — с наступлением холодов и уменьшением питания поверхностными водами. Однако в зависимости от зимней погоды и условий орографии начало и конец ледовых явлений могут сильно изменяться. Так, ледовые явления на высотах более 2000 м начинаются с первой декады ноября по вторую декаду декабря, а на высотах менее 2000 м — с первой декады декабря по первую декаду февраля, а заканчиваются соответственно с третьей декады марта по вторую декаду апреля и с третьей декады января по третью декаду марта.

Число дней с ледовыми явлениями в реках бассейна Дебеда колеблется от 0 до 100 и более, максимально — от 55 до 140. Ледостав на реках региона сохраняется от 0 до 50 дней и более. Максимальное число дней с ледовыми явлениями — около 140

(р. Чичхан—п. Дзорашен, р. Дзорагет—п. Катнарат), а максимальное число дней с ледоставом — 95–100 (р. Дзорагет—п. Катнарат, р. Гаргар—п. Куртан). Чичхан — наиболее высокий левый исток р. Памбак. Площадь его водосборного бассейна до гидроузла Дзорашен (№ 14 на рис. 1) составляет 108 км<sup>2</sup>, средняя высота — 2250 м. Бассейн истоков р. Дзорагет до гидроузла Катнарат (№ 15) занимает 140 км<sup>2</sup>, средняя высота — 2320 м. В обоих случаях питание в основном происходит за счёт талых и дождевых вод — 64–65%.

Ледовый режим рек бассейна Дебед, как и многие другие элементы гидрологического режима рек на изучаемой территории, в значительной степени зависят от высотного положения их водосборов (рис. 2). В зимний период число дней с отрицательными температурами воздуха увеличивается с высотой местности — от 25–50 дней ниже высот 1000–1100 м и более 100 дней выше 2100 м. Сумма отрицательных температур воздуха с высотой также нарастает: на высотах до 1000–1100 м — от −50 до −150 °С, а на высотах 2100 м и более она достигает почти −600 °С. На рис. 3 показано изменение начала, конца и продолжительности ледовых явлений на реках по мере увеличения абсолютной высоты расположения водомерных постов. Выделены два района — бассейн р. Памбак и бассейн рек Дзорагет—Дебед. Это обусловлено особенностями физико-географических (в частности, гидрогеологических) условий бассейнов, о чём уже отмечалось в настоящей работе.



**Рис. 3.** Связь начала (а), конца (б) и продолжительности (в) дней с ледовыми явлениями с абсолютной высотой по наблюдениям на гидрологических постах на реках:

1 – бассейна рек Дзорагет–Дебед; 2 – бассейна р. Памбак

**Fig. 3.** Relationship between the beginning (a), end (b) and duration (c) of ice phenomena with absolute height of the hydrological posts on rivers:

1 – Dzoraget–Debed basin; 2 – Pambak basin

В бассейнах рек Дзорагет–Дебед на высотах 1500–1900 м ледяные образования появляются в ноябре, на высотах 1600–800 м – в декабре–январе. В бассейне р. Памбак на высотах более 1900–2000 м они появляются в ноябре, на высотах 1900–1200 м – в декабре. В бассейнах рек Дзорагет–Дебед реки полностью очищаются ото льда до высоты 800–900 м феврале, на высотах 800–1800 м – в марте. В бассейне р. Памбак реки очищаются ото льда в феврале до высоты 1200–1300 м, в марте – на высотах 1300–1900 м, а в апреле – выше 1900 м. В бассейнах рек Дзорагет–Дебед продолжительность ледовых явлений на водотоках, расположенных на высотах до 1000 м, составляет 50–60 сут., а на высотах 1000–2000 м – 60–80 сут. В бассейне р. Памбак продолжительность ледовых явлений на водотоках, расположенных на высотах до 1300 м, составляет 25 сут., на высотах 1600–1900 м – 80–100 сут., а выше 1900 м – более 110 сут. По данным наблюдений, максимальной продолжительностью ледовых явлений характеризуются р. Чичхан–п. Дзорашен и р. Дзорагет–п. Катнарат – до 135–140 сут. Таким образом, с высотой ледяные образования (забереги, шуга, сало, ледостав и т.д.) и появляются, и заканчиваются в более поздние сроки, что повышает продолжительность ледяного образования. В целом, в наиболее высоких горных районах ле-

дяные образования на реках нередко появляются уже в октябре, в средневысотных зонах они почти повсеместно наблюдаются в ноябре, а на водосбоях, расположенных наиболее низко, – в декабре.

**Температура воды и ледовый режим рек.** Проанализированы данные о температуре воды в реках за весь период наблюдений на гидропостах. В течение года хорошо выражен ход средних месячных значений температуры воздуха и воды (табл. 3). Обычно максимальные значения температуры воды (как и воздуха) наблюдаются в июле–августе, а минимальные – в декабре–январе (температура воздуха) и в январе (температура воды). Средние месячные температуры воды в зимний сезон (декабрь–март) на всех действующих створах рек бассейна Дебеда положительны, отрицательные наблюдаются редко, на отдельных постах и только в единичные зимы с сильными морозами. Отрицательные значения температуры воздуха регистрируются почти на всех метеостанциях уже с ноября, а в декабре–январе исключением остается лишь наиболее низко расположенная в бассейне МС Баграташен (451 м). Амплитуда средних температур воздуха в отдельные зимние месяцы (с декабря по март) в бассейне Дебеда значительна: от  $-6,4^{\circ}\text{C}$  в январе (Пушкинский перевал, 2066 м) до  $+6,4^{\circ}\text{C}$  уже в феврале на МС Баграташен, где в марте она повышается до  $12^{\circ}\text{C}$ . Различия в тем-

Таблица 3. Значения средней месячной температуры воды на гидропостах и температуры воздуха на метеостанциях в среднем за период 1964–2018 гг. (начиная с зимних месяцев)

1, 4–7, 10 – река–пост. метеорологические станции (номера приведены на рис. 1) *1–6	Высота над ур. моря, м	Месяцы											
		XII	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
<i>Температура воды, °C</i>													
1. Памбак–Ширакамут	1606	1,7	1,0	1,4	2,6	5,6	9,1	12,5	15,3	14,9	10,8	6,5	3,2
6. Лернадзур–Лернапат	1442	1,8	1,1	1,5	3,2	6,1	8,7	12,3	15,4	15,7	12,6	8,2	4,2
7. Тандзумт–Ванадзор	1314	2,6	2,0	2,2	3,3	5,5	8,6	12,5	15,6	15,8	13,5	9,2	4,8
10. Дзорагет–Гаргар	973	3,0	2,2	2,8	4,8	7,8	11,0	14,7	16,7	16,5	13,7	9,7	5,5
4. Памбак–Туманян	897	3,3	2,2	2,8	5,2	8,1	11,3	14,8	17,6	17,9	14,9	10,8	6,4
5. Дебед–Айрум	476	3,8	2,8	3,8	6,5	9,6	13,2	17,2	20,0	19,9	16,9	12,2	7,1
<i>Температура воздуха, °C</i>													
5. Пушкинский перевал	2066	-6,4	-5,9	-2,2	3,0	7,0	10,7	13,2	13,1	10,1	5,8	0,6	-4,0
2. Ташир	1507	-4,7	-4,0	0,3	6,1	10,3	13,8	16,6	16,3	12,5	7,6	2,3	-2,3
4. Степанаван	1398	-3,6	-2,9	1,5	7,2	11,2	14,7	17,6	17,4	13,7	8,6	3,3	-1,4
6. Ванадзор	1376	-2,7	-1,9	2,5	8,1	12,2	15,8	18,7	18,5	15,0	9,5	4,1	-0,5
3. Одзун	1105	-0,9	-0,1	3,6	8,9	13,0	16,8	19,9	19,7	15,8	10,5	5,3	1,1
1. Баграташен	451	0,7	2,0	6,4	12,0	16,6	20,9	24,0	23,6	19,3	13,1	7,1	2,4

\*Номера постов и метеорологических станций приведены в порядке снижения высоты местности.

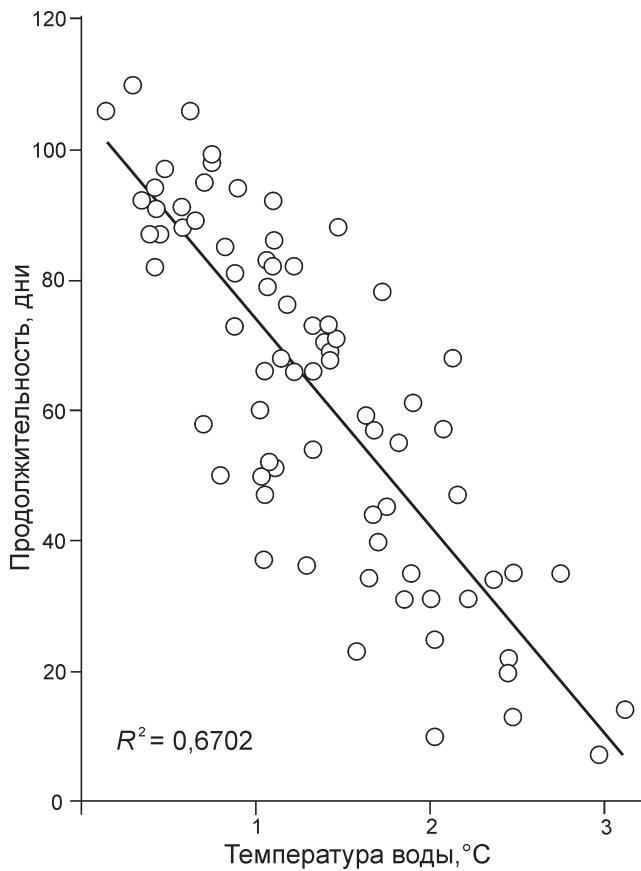
пературе воды намного меньше. В наиболее характерных пунктах, приведённых в табл. 3, этот диапазон составляет от 1,0 °C в январе на высокогорном посту Ширакамут (№ 1) до 3,8 °C в феврале на посту Айрум (№ 5), в низовьях бассейна, где в этом месяце ледовых явлений уже не бывает. С марта на всех пунктах наблюдений начинается устойчивое повышение средней месячной температуры воды, и воздуха.

С положительными температурами воды в холодный период связано также относительно короткое появление ледостава на реках, в основном в наиболее высокогорных водосборах. Чаще всего ледостав фиксируется на гидропостах с высотами порядка 1600–1900 м, например, п. Дзорашен–р. Чичхан или п. Катнарат–р. Дзорагет. В нижнем створе р. Дебед крайне редко наблюдаются даже отдельные ледовые явления (за весь многолетний период – только в 1–2 зимы). С высотой температура воды в реках зимой понижается медленнее, чем воздуха (см. табл. 3), неоднозначно понижение температуры и для множества притоков.

На термический режим и тепловые процессы в водотоках дополнительно влияет множество факторов: рельеф долины и морфология русла, источники питания, гидрогеологические особенности, например, выходы подземных вод, изменение водности и пр. Всё это особенно заметно проявляется именно в холодный период. На рис. 4 показан

пример соотношения продолжительности ледовых явлений в отдельные зимы и средней температуры воды, измеренной в те же сезоны (р. Марц–п. Туманян). Годы со значительной продолжительностью ледовых явлений (в среднем больше 80 дней) характеризуются наиболее низкой температурой воды – от 0 до 1,0 °C. В зимы с более коротким периодом льда на реках (40–70 дней) температура воды, как правило, выше – 1,0–2,0 °C, а продолжительности ледовых явлений 10–30 дней обычно соответствует температура воды 2,0–3,0 °C.

**Изменения ледового режима рек и температуры воздуха за период наблюдений.** Межгодовая динамика сроков ледовых явлений на реках бассейна Дебед в течение всего периода наблюдений рассмотрена на примере р. Марц (рис. 5) – водомерный п. Туманян (средневзвешенная высота бассейна 1720 м). Линии трендов показывают смещение за 80 лет начала ледовых явлений на более поздние сроки, а их окончания – на более ранние, уменьшилась и продолжительность ледостава. Отметим, что число дней с полным ледоставом (см. рис. 5, г) снижается медленнее, т.е. оно более стабильно по сравнению с сокращением общего периода с ледовыми явлениями (см. рис. 5, в). За период 1939–2018 гг. на гидропостах бассейна до высоты 1000 м наблюдается запаздывание сроков появления льда на реках в среднем на 5–10 дней, а весной ледовые явления исчезают на 15–20 дней раньше, их общая



**Рис. 4.** Корреляционная связь между средней зимней температурой воды и продолжительностью ледовых явлений на р. Марц–п. Туманян за 1939–2018 гг.

**Fig. 4.** Correlation between the average winter water temperature and the duration of ice phenomena on Marts river–p. Tumanyan for 1939–2018

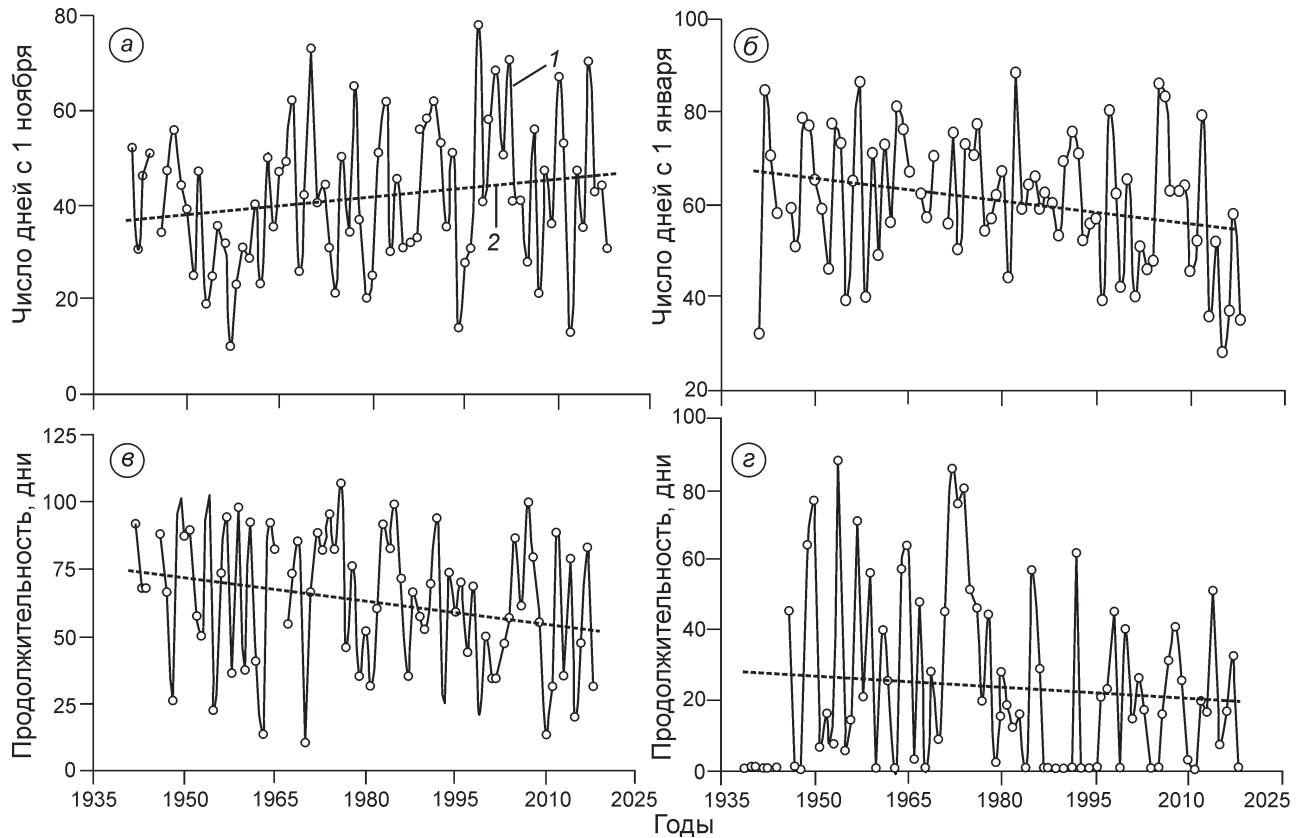
продолжительность сократилась на 20–30 дней. На реках выше 1000–2000 м эти смещения составляют соответственно 10–15, 15–20 и 25–35 дней. Подобная тенденция к сокращению ледового покрытия свойственна также и рекам на территории России и Северного полушария в целом, что отражено во многих публикациях [11–15]. Вместе с тем на реках арктической зоны Европейской части России отмечалось увеличение продолжительности замерзания и шугохода [16].

Изменения ледовых явлений на реках находятся в прямой связи с динамикой климатических условий, главным образом с температурой воздуха в регионе. Для всей территории бассейна Дебеда были проанализированы колебания зимней (декабрь–февраль) и средней годовой температуры (рис. 6, *a*, *b*), а также учтены изменения средних весенних (март–май) и средних летних (июнь–

август) температур (см. рис. 6, *v*, *g*). Данные рис. 6 рассчитаны по общепринятым градациям сезонов. Так как метеорологические станции начинали работать в разное время (например, станция Пушкинский перевал действует с 1963 г.), температуры воздуха представлены за более общий для всех станций ряд – начиная с 1960-х годов.

В течение многолетнего периода зимы в регионе были холодные, очень холодные, тёплые и весьма тёплые [2]. И в каждом случае ледовый режим рек имел собственные черты. Среди холодных зим особенно выделялись 1948/49, 1953/54, 1968/69, 1971/72, 1992/93, 2001/02 гг., когда почти на всех гидропостах р. Дебед в декабре–феврале отмечали ледовые явления. Наиболее холодной была зима 1971/72 г.; средняя температура за декабрь–март составила  $-4,9^{\circ}\text{C}$ . Особенным был и весь 1992 г., когда среднегодовая температура воздуха была всего  $6,5^{\circ}\text{C}$ . Наиболее существенное понижение температуры в зимнее время отмечалось в 1971–1975 гг. Подобная ситуация наблюдалась и на Северном Кавказе. В этом регионе, согласно А.А. Абдулжалимову и др. [17], в пределах высокогорных ландшафтов те же пять лет отличались сильным снижением температуры именно в холодное время года, тогда как в летние месяцы оно было незначительным. Очень тёплыми были зимы 1965/66, 1998/99, 2009/10, 2017/18 гг., когда на многих реках бассейна Дебеда не было никаких ледовых явлений или они носили очень кратковременный характер. Самая тёплая из них – зима 1965/66 г. с температурой за декабрь–март  $2,94^{\circ}\text{C}$ . При этом в ряду среднегодовой температуры воздуха в целом выделялся 2010 г. –  $9,99^{\circ}\text{C}$ , с особенно жарким летом.

На рис. 6 видно, что тренды температуры воздуха в целом за время наблюдений положительны. Однако для всей территории бассейна при значительном диапазоне межгодовых колебаний чётко виден перелом в ходе температур в начале – середине 1990-х годов (см. рис. 6, *a*–*g*), после которого начался период их существенного и устойчивого повышения. Ход температур на графиках показывает, что, начиная с 1960-х годов, можно выделить два отличающихся периода: *в первый из них, до начала 1990-х годов*, температуры в зимнее, весеннее время и в среднем за год не проявили заметной положительной тенденции (в пределах лишь первых десятых долей градуса) и только летняя температура повысилась на  $0,8^{\circ}\text{C}$ ; *во второй, после середины 1990-х годов*, наблюдается



**Рис. 5.** Пример межгодовых изменений начала (а), окончания (б) и продолжительности ледовых явлений (в) и ледостава (г) на р. Марц–п. Туманяна за 1939–2018 гг.

1 – межгодовые колебания; 2 – линии трендов

**Fig. 5.** An example of interannual changes in the beginning (a), end (б), and duration of ice phenomena (в) and freeze-up (г) on the r. Marts–p. Tumanyan for 1939–2018.

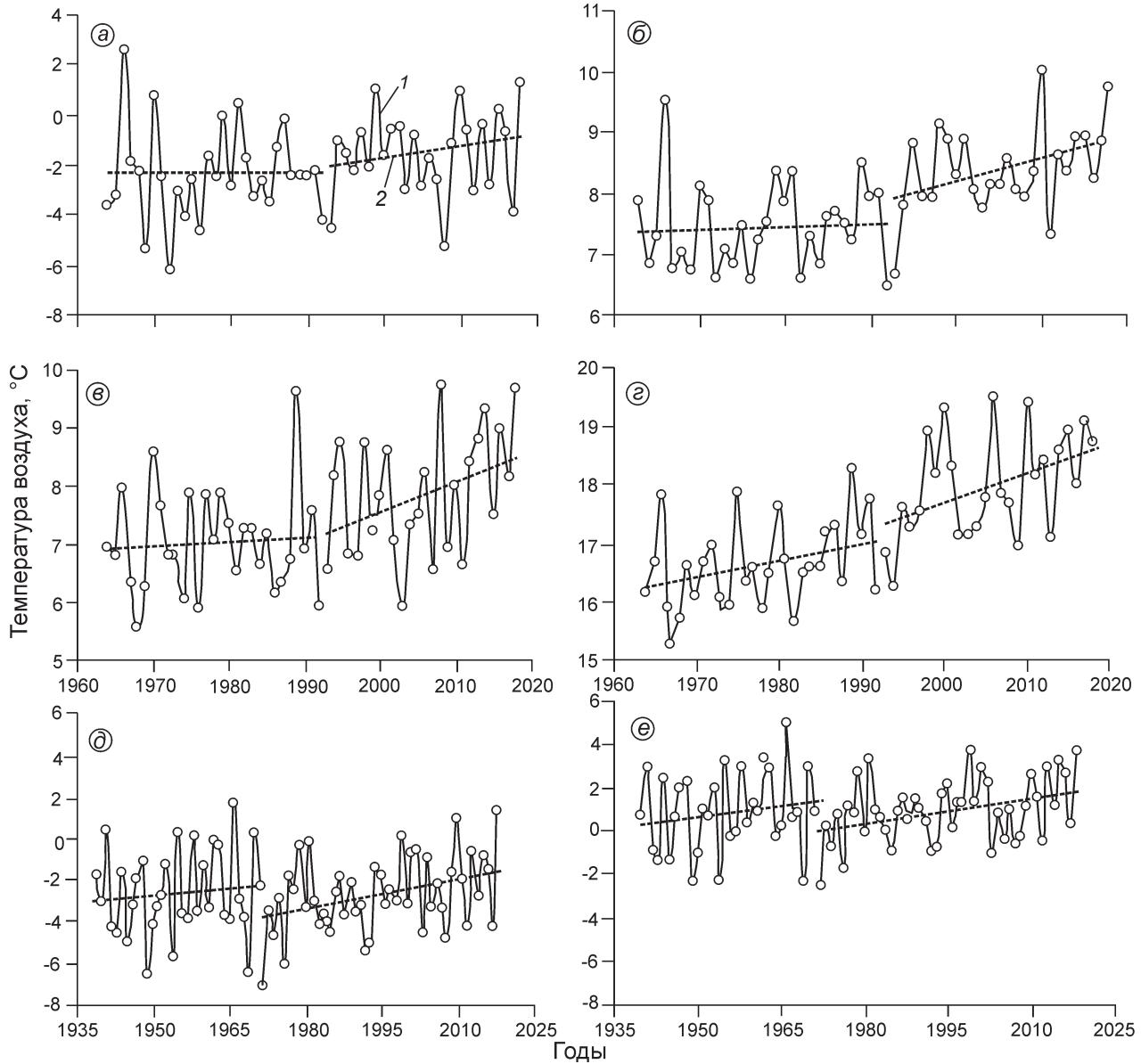
1 – interannual fluctuations; 2 – trend lines

устойчивое потепление во все сезоны, при этом наиболее значительно весной и летом (см. рис. 6, в, г). Общее годовое потепление на протяжении всего времени, начиная уже с 1960-х годов, происходило прежде всего за счёт повышения летних температур и резко усилилось с середины 1990-х годов. Рост годовых и особенно летних температур воздуха в первые два десятилетия XXI в. наблюдается на всей территории Кавказа [18–21].

В бассейне р. Дебед скорость изменения летней температуры в первом периоде составляла  $+0,28^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, а во втором – в весенний и летний сезоны соответственно  $+0,53$  и  $+0,51^{\circ}\text{C}$  за /10 лет. Зимняя и среднегодовая температура воздуха во втором периоде также повысилась. В 1960–80-х годах зимы были самыми холодными, поэтому зимнее потепление в течение последних двух десятилетий особенно заметно – температура поднялась почти на  $0,7^{\circ}\text{C}$ . Летние температуры и в первый период

были высоки (см. рис. 6, г), но в течение второго и весенние, и летние температуры увеличились ещё на  $1,3$ – $1,4^{\circ}\text{C}$ . Разница в средних годовых температурах не так велика из-за достаточно тёплых лет первого периода, но после середины 1990-х их значения повысились ещё на  $1^{\circ}\text{C}$  (табл. 4).

С потеплением зим связано общее сокращение периодов с ледовыми явлениями на реках бассейна. При этом относительно быстрое повышение температуры воздуха в весенние сезоны привело к наиболее заметному смещению именно дат окончания этих явлений и в итоге – к снижению общей их продолжительности (см. рис. 5). Расчёты для отдельных действующих в настоящее время метеостанций на территории бассейна Дебеда показали, что выделенные общие закономерности в ходе колебаний температуры воздуха проявляются и на всех более мелких бассейнах притоков, независимо от высоты водосборов.



**Рис. 6.** Многолетние изменения средней температуры воздуха в бассейне р. Дебед:  
а – за декабрь–февраль; б – за год; в – за март–май; г – за июнь–август; то же за декабрь–март для МС на разных высотах: д – Ташир, 1507 м; е – Одзун, 1105 м. 1 – межгодовые колебания температур; 2 – линии трендов

**Fig. 6.** Long-term changes of average air temperature in the Debed basin:  
a – for December–February; б – for year; в – for March–May; г – for June–August; the same for December–March for stations at different heights: д – Tashir, 1507 m; е – Odzun, 1105 m. 1 – interannual fluctuations; 2 – trend lines

В качестве примера изменений зимних температур на разных высотах выбраны две станции – высокогорная МС Ташир (1507 м) в верховьях р. Дзограгет с температурой зим регулярно ниже 0 °C (см. рис. 6, д) и более низкогорная МС Одзун на самой р. Дебед (1105 м) с преимущественно положительной зимней температурой (см. рис. 6, е). На графиках выделено несколько периодов и видно, что на этих МС тенденции изменения температур почти

одинаковы. Например, с 1970-х – до начала 1990-х годов на обеих МС зафиксированы относительно низкие средние значения зимней температуры (соответственно  $-3,4$  и  $+0,4$  °C). Причина этого – самые холодные зимы в данном периоде – 1968/69, 1971/72 гг. и др. При этом скорость повышения зимней температуры на станциях различалась. В более холодные первый и второй периоды температура на высокогорной МС повышалась медленнее,

Таблица 4. Характеристики изменений температуры воздуха в бассейне р. Дебед в разные сезоны и периоды наблюдений

Метеостанции	Период, годы	Средняя температура, °C	Скорость изменения температуры, °C/10 лет	Изменение температуры, °C	Средние квадратические отклонения $\sigma$	Коэффициент вариации $C_v$
<i>Температуры воздуха за декабрь–февраль</i>						
Все	1964–1992	−2,36	+0,020	+0,1	1,81	0,75
	1993–2018	−1,52	+0,287	+0,7	1,62	1,08
<i>Температуры воздуха за март–май</i>						
Все	1964–1992	+7,0	+0,070	+0,2	0,87	0,12
	1993–2018	+7,8	+0,529	+1,4	1,03	0,13
<i>Температуры воздуха за июнь–август</i>						
Все	1964–1992	+16,7	+0,279	+0,8	0,71	0,04
	1993–2018	+18,0	+0,510	+1,3	0,86	0,05
<i>Температуры воздуха за год</i>						
Все	1964–1992	+7,5	+0,043	+0,1	0,70	0,09
	1993–2018	+8,4	+0,389	+1,0	0,69	0,08
<i>Температуры воздуха за декабрь–март</i>						
Ташир, 1507 м над ур. моря	1939–1972	−2,7	+0,255	+0,8	2,05	0,76
	1973–1992	−3,4	+0,384	+0,8	1,65	0,49
	1993–2018	−2,2	+0,447	+1,2	1,70	0,77
Одзун, 1105 м над ур. моря	1939–1972	+0,8	+0,313	+1,0	1,80	2,25
	1973–1992	+0,4	+0,502	+1,1	1,32	3,31
	1993–2018	+1,3	+0,385	+1,0	1,39	1,07

чем в долине, но в наиболее тёплые зимы последнего периода температура на этой станции повышалась быстрее (см. табл. 4). После середины 1990-х годов температура воздуха на МС Ташир и Одзун повысилась соответственно на 1,2 и 1,0 °C.

**Межгодовая изменчивость температур воздуха** в бассейне р. Дебед в разные периоды времени и для разных сезонов неодинакова (см. табл. 4). Наибольшие значения среднего квадратического отклонения характерны для рядов температур зимнего сезона. Из двух рассмотренных ранее периодов колебания значительны в более холодный, первый, – в 1964–1992 гг. их величина  $\sigma = 1,81$ . При этом колебания оказались ещё сильнее при дополнительном расчёте для отдельных МС за самые холодные годы – 1939–1972 гг., которые включали в себя все экстремальные зимы за 80 лет наблюдений с температурой до  $-6 \div -7^{\circ}\text{C}$  на МС на высоте 1507 м и порядка  $-2 \div -3^{\circ}\text{C}$  на МС на высоте 1105 м (см. рис. 6, *d, e*). Изменчивость температур воздуха в целом постепенно уменьшается от зимних сезонов к весне, а затем к лету, это характерно для обоих периодов.

Во второй, тёплый период 1993–2018 гг. колебания зимних температур вслед за потеплением зим уменьшились. В то же время весенний и летний сезоны отличались не только наибольшим

общим ростом температуры, но и увеличением её изменчивости. В эти тёплые месяцы средние квадратические отклонения повысились от 0,87–0,71 в первом периоде до 1,03–0,86 во втором, несколько выросли и коэффициенты вариации (см. табл. 4). Для ряда средних годовых температур воздуха значения изменчивости – наименьшие в оба периода, хотя во втором заметно некоторое их снижение, а это такая же тенденция, как и для зимних показателей. Исходя из этого, можно предположить, что, хотя общее годовое потепление в начале XXI в. определялось прежде всего жаркими летними сезонами, межгодовая изменчивость среднегодовых температур регулировалась более значительными колебаниями в зимние сезоны, а температурный фон тёплого времени года был относительно ровнее.

## Заключение

Впервые после обзора ледового режима рек 1946 г. [1] выполнено комплексное исследование ледовых явлений на реках Армении на примере одного из крупнейших её водосборов – в бассейне р. Дебед. Подобные явления в этом бассейне развиты слабо, в основном в верхнем и среднем

течении рек. Это связано с тем, что средняя температура воды почти всех рек в зимние месяцы положительная. Ледостав на реках наблюдается не ежегодно, обычно в их верховьях, на высотах 1500–1900 м, в то время как на нижнем створе основной реки (450 м) появление ледяных образований – исключительная редкость. Согласно многолетним наблюдениям, ледовые явления на реках в наиболее высоких горных зонах появляются уже в октябре, в средневысотных – почти повсеместно в ноябре; число дней с ледовыми явлениями колеблется в среднем от 60 до 100. Значительные различия в их продолжительности определяются большим диапазоном высот горного бассейна и морфологией речных долин, а также локальными особенностями, влияющими на режим поверхностного стока, например, выходами подземных вод, пористостью или сильной трещиноватостью горных пород и др.

Изменения климата, наблюдавшиеся в последние десятилетия на территории бассейна, повлияли на ледовый режим рек. С начала – середины 1990-х годов началось значительное и устойчивое повышение температуры воздуха. Если за предыдущий 30-летний период, с начала 1960-х годов,

потепление в зимние, весенние, летние сезоны и в среднем за год выразилось соответственно величинами 0,1, 0,2, 0,8 и 0,1 °C, то с начала 1990-х до 2018 г. эти значения составили 0,7, 1,4, 1,3 и 1,0 °C. Повышение зимних и особенно весенних температур воздуха ускорило сокращение всех сроков ледовых явлений на реках. За весь 80-летний период наблюдений продолжительность ледяных образований на реках бассейна Дебеда выше 1000–2000 м сократилась на 25–35 дней. Полученные результаты могут быть использованы для планирования и реализации водохозяйственных мероприятий, изучения и прогнозов термического режима рек, оценки гидроэкологической безопасности, разработки стратегий рационального использования и защиты водных ресурсов горных территорий Республики Армения.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность Оксане Васильевне Рототаевой за большую помощь в анализе материалов и редактировании работы.

**Acknowledgments** The author is grateful to Oksana Vasilievna Rototaeva for the great help in analyzing materials and editing work.

## Литература

1. Вартазаров С.Я. Ледовый режим рек Армении // Изв. АН АрмССР. 1946. № 8. С. 3–24.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 9. Бассейн р. Аракса. Вып. 2 / Ред. А.П. Муранова. М.: Гидрометеоиздат, 1973. 472 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье / Ред. Г.И. Хмаладзе. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 312 с.
4. Гидрография Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981. 177 с. (На армянском яз.).
5. Методические указания по ведению Государственного водного кадастра. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Раздел 1. Вып. 4. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 80 с.
6. Маргарян В.Г. Геолого-гидрогеологическое строение и состав почвогрунта речных бассейнов как важный фактор формирования речного стока территории (на примере речного бассейна р. Дебед) // Горные науки и технологии. 2018. № 4. С. 3–9. doi: 10.17073/2500–0632–2018–4–3–9.
7. Багдасарян А.Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958. 151 с.
8. Маргарян В.Г. Эффективность использования и охраны водных ресурсов в Лорийском марзе // Во-

## References

1. Vartazarov S.Ya. Ice regime of the rivers of Armenia. *Izvestiya Akademii nauk Armyanskoy SSR*. Proc. of National Academy of Sciences of Armenia. 1946, 8: 3–24. [In Russian].
2. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Surface-Water Resources of the USSR. V. 9. Is. 2. Moscow: Hydrometeoizdat, 1973: 472 p. [In Russian].
3. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Surface-Water Resources of the USSR. V. 9. Is. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 312 p. [In Russian].
4. Gidrografiya Armyanskoy SSR. Hydrography of ASSR. Yerevan: Academy of Sciences of ASSR, 1981: 177 p. [In Armenian].
5. Metodicheskiye ukazaniya po vedeniyu Gosudarstvennogo vodnogo kadastra. Guidelines for maintaining the State Water Cadastre. V. 1. Is. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 80 p. [In Russian].
6. Margaryan V.G. Geological and hydrogeological structure of river basins and soil composition as an important factor in the formation of the stream flow of the territory (on the example of the Debed river basin). *Gornyye nauki i tekhnologii. Mining science and technology*. 2018, 4: 3–9. [In Russian].
7. Baghdasaryan A.B. Klimat Armyanskoy SSR. The climate of Armenian SSR. Yerevan: Publishing House of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1958: 151 p. [In Russian].
8. Margaryan V.G. Effectiveness of the water resources use and protection in Loriya Marza. *Vodnoye khozyaystvo Rossii. Water Sector of Russia*. 2018, 5: 75–84. [In Russian].

- дное хозяйство России. 2018. № 5. С. 75–84. doi: 10.35567/1999-4508-2018-5-6.
9. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 242 с.
  10. Маргарян В.Г. Особенности ледовых явлений и динамика их изменения рек бассейна Дебед (на территории Республики Армения). Тр. V Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. С. 294–301.
  11. Агафонова С.А., Айбулатов Д.Н., Фролова Н.Л., Козлов Д.В. Современное изменение ледового режима рек бассейна Волги // Природообустройство. 2014. № 3. С. 60–62.
  12. Вуглinsky B.C. Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология. География. 2014. № 3. С. 32–45.
  13. Зуев В.В., Короткова Е.М., Уйманова В.А. Водный и ледовый режим реки Майма в условиях современных изменений климата (Горный Алтай) // Водное хозяйство России. 2019. № 5. С. 25–39. doi: 10.35567/1999-4508-2019-5-2
  14. Лобанов В.А., Горошкова Н.И. Характеристики ледового режима рек Республики Саха (Якутия) и их климатические изменения // Учен. зап. РГГМУ. 2019. № 55. С. 86–98.
  15. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere // Science. 2000. V. 289. P. 1743–1746.
  16. Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Васilenko А.Н., Широкова В.А. Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках арктической зоны Европейской Территории России // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 41–49.
  17. Абдулжалимов А.А., Атаев З.В., Братков В.В. Современные климатические изменения высокогорных ландшафтов Северо-Восточного Кавказа // Изв. Дагестанского гос. пед. ун-та. Естественные и точные науки. 2015. № 2. С. 86–94.
  18. Armenia's Third National Communication on Climate Change. Yerevan: Lusabats. 2015. 165 p.
  19. Keggenhoff I., Elizbarashvili M., King L. Recent changes in Georgia's temperature means and extremes: Annual and seasonal trends between 1961 and 2010 // Weather and Climate Extremes. 2015. № 8. 34–45.
  20. Regional assessment report of climate change and security in the South Caucasus. Organization for Security and Co-operation in Europe. 2017. 116 p. <https://www.osce.org/files/f/documents/3/1/355546.pdf>.
  21. Amiranashvili A., Matcharashvili T., Chelidze T. Climate change in Georgia: Statistical and nonlinear dynamics predictions // Journ. of Georgian Geophys. Society. Physics of Solid Earth. 2011–2012. Is. (A). V. 15a. P. 67–87.
  9. Donchenko R.V. *Ledovyy rezhim rek SSSR*. Ice regime of rivers in the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 242 p. [In Russian].
  10. Margaryan V.G. Features of ice phenomena and its dynamics change of the rivers of Debet basin (in the territory of the Republic of Armenia). Trudy V Vseross. konf. «Ledovye i termicheskie processy na vodnykh ob'ektakh Rossii». Vladimir, 11–14 october 2016. Proc. of the V All-Russian Conf. «Ice and thermal processes on water bodies of Russia». Vladimir, October 11–14, 2016: 294–301.
  11. Agafonova S.A., Aibulatov D.N., Frolova N.L., Kozlov D.V. Modern changing ice regime of rivers Volga basin. *Prirodoobustroystvo*. Environmental Engineering. 2014, 3: 60–62. [In Russian].
  12. Vuglinsky V.S. Assessment of change in water bodies ice regime characteristics for different regions of the country in modern climate conditions. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Seriya 7. Geologiya. Geografiya*. Bulletin of the St. Petersburg University. Series 7. Geology. Geography. 2014, 3: 32–45. [In Russian].
  13. Zuyev V.V., Korotkova E.M., Uymanova V.A. Water and Ice Regime of the Mayma River (the Altay Mountains) in the Context of the Current Climate Change. *Vodnoye khozyaystvo Rossii*. Water Sector of Russia. 2019, 5: 25–39. [In Russian].
  14. Lobanov V.A., Goroshkova N.I. Characteristics of ice regime of the rivers of the Sakha Republic (Yakutia) and their climate changes. *Uchenye zapiski RGGMU*. Proc. of the Russian State Hydrometeorological University. 2019, 55: 86–98. [In Russian].
  15. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. *Science*. 2000, 289: 1743–1746.
  16. Agafonova S.A., Frolova N.L., Vasilenko A.N., Shirocova V.A. Ice regime and dangerous hydrological phenomena on rivers of the arctic zone of European Russia. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Bulletin of the Moscow State University. Series 5. Geography. 2016, 6: 41–49.
  17. Abdulzhalimov A.A., Ataev Z.V., Bratkov V.V. Modern climate changes of high-mountain landscapes of the North-Eastern Caucasus. *Izvestiya Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta*. Journ. of Dagestan State Pedagogical University. Natural and Exact Sciences. 2015, 2: 86–94. [In Russian].
  18. Armenia's Third National Communication on Climate Change. Yerevan: Lusabats. 2015: 165 p.
  19. Keggenhoff I., Elizbarashvili M., King L. Recent changes in Georgia's temperature means and extremes: Annual and seasonal trends between 1961 and 2010. *Weather and Climate Extremes*. 2015, 8: 34–45.
  20. Regional assessment report of climate change and security in the South Caucasus. Organization for Security and Co-operation in Europe. 2017: 116. <https://www.osce.org/files/f/documents/3/1/355546.pdf>
  21. Amiranashvili A., Matcharashvili T., Chelidze T. Climate change in Georgia: Statistical and nonlinear dynamics predictions. *Journ. of Georgian Geophysical Society. Physics of Solid Earth*. 2011–2012, A (15a): 67–87.

## О выделении айсбергообразующих льдотрясений по сейсмоинфразвуковым данным

© 2021 г. Ю.А. Виноградов<sup>1</sup>, А.В. Федоров<sup>2\*</sup>, С.В. Баранов<sup>2</sup>, В.Э. Асминг<sup>2</sup>, И.С. Федоров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия;

<sup>2</sup>Кольский филиал Единой геофизической службы РАН, Апатиты, Россия

\*Afedorov@krsc.ru

### Identification of iceberg-forming ice quakes from seismic and infrasound data

Yu.A. Vinogradov<sup>1</sup>, A.V. Fedorov<sup>2\*</sup>, S.V. Baranov<sup>2</sup>, V.E. Asming<sup>2</sup>, I.S. Fedorov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geophysical Survey of Russian Academy of Science, Obninsk, Russia;

<sup>2</sup>Kola branch of Geophysical Survey, Russian Academy of Science, Apatity, Russia

\*Afedorov@krsc.ru

Received September 21, 2020 / Revised January 22, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *iceberg formation, Svalbard Archipelago, calving, glacier, ice quake, video recording, infrasound monitoring, seismic monitoring.*

#### Summary

The application of a joint method of recording seismic and infrasound signals generated during ice calving from the terminal part of the outlet glaciers to identify the process of iceberg formation is considered. For many years, the Kola Branch of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences has been developing technology for remote monitoring of the processes of destruction of ice sheets in the Arctic. To improve the methodology of geophysical monitoring of processes of the iceberg calving in the Arctic seas in the Svalbard archipelago, the experiment was conducted for the first time on the complex recording of the destruction of the Nordenskiöld glacier using seismometers, infrasound microphones and video cameras. The aim of the experiment was to obtain time-synchronized recordings of seismic, infrasound and video signals produced by calving of the glacier edge. The synchronized recordings obtained as a result of the experiment were used to identify specific attributes that characterize the recordings of iceberg-inducing ice quakes. Results of the experiment showed that the calving events that produce floating icebergs generate seismic and infrasonic signals of a special spectral composition and are characterized by the presence of pronounced bands in the spectral-time representation. The revealed characteristic is a distinguishing evidence of a calving event with the iceberg-inducing potential from other types of ice quakes, such as cracking and movement of the glacier body. The experimental results obtained may be used for development of a system for seismic-infrasound monitoring of processes of the iceberg formation.

**Citation:** Vinogradov Y.A., Fedorov A.V., Baranov S.V., Asming V.E., Fedorov I.S. Identification of iceberg-forming ice quakes from seismic and infrasound data. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 262–270. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020087.

Поступила 21 сентября 2020 г. / После доработки 22 января 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** *айсбергообразование, архипелаг Шпицберген, калвинг, ледник, льдотрясение, видеорегистрация, инфразвуковой мониторинг, сейсмический мониторинг.*

Рассматриваются результаты эксперимента по комплексной регистрации процессов деструкции ледника Норденшельда (архипелаг Шпицберген) при помощи сейсмометров, инфразвуковых датчиков и видеокамер. Задачи эксперимента заключаются в регистрации синхронизированных по времени сейсмических, инфразвуковых сигналов и видеозаписей, генерируемым обрушением края ледника, выявлении характерных особенностей этих сигналов, а также проверке возможности применения метода совместного сейсмического и инфразвукового мониторинга для обнаружения случаев образования айсбергов. Анализ полученных данных показал, что калвингиевые события, порождающие плавающие айсберги, генерируют сейсмические сигналы особого спектрального состава, которые характеризуются наличием ярко выраженных полос в спектрально-временной диаграмме.

#### Введение

Процессы деструкции ледниковых покровов, к которым относятся растрескивание (crevassing) тела ледника, аномально-быстрые подвижки (surging) пульсирующих ледников, краевое обрушение выводных ледников, выходящих на поверхность моря, – калвинг (glacier calving), генерируют сейсмические сигналы, называемые льдотрясения-

ми [1–6]. Вероятно, первым научно зафиксированным свидетельством того, что при разрушении ледника генерируются сейсмические и инфразвуковые колебания, является публикация известного норвежского путешественника Фритюфа Нансена [7], так описавшего это явление: «...шум, как выстрелы орудий... и дрожь Земли» [8]. Научный интерес к исследованию сейсмичности ледников начал проявляться только с серединой 1950-х годов

и к 2000 г. насчитывалось не более 50 публикаций по этой тематике [7]. Современный этап в исследовании сейсмичности ледников начался с серии статей американского сейсмолога Горона Экстрёма [9–11]. В этих работах были описаны порождённые крупными выводными ледниками побережья Гренландии низкочастотные сигналы, зарегистрированные глобальной сейсмологической сетью, установлены сезонные вариации количества льдотрясений и предложена модель очага льдотрясения, связанная с подвижкой тела ледника по ложу. После работ Экстрёма научный интерес к сейсмичности ледников резко вырос – за период с 2000 по 2016 г. опубликовано более 100 работ по этой тематике [7].

Из всех типов льдотрясений наибольший, прежде всего практический интерес вызывают обрушения края выводного ледника (кальвинг). Обрушению часто предшествует или сопутствует растрескивание ледника (*crevassing*). Образование больших трещин в ледниковых покровах также регистрируется сейсмометрами как импульсные сейсмические события, которые тоже называются льдотрясениями [12]. В работе [13] выявлена чёткая корреляционная связь между длительностью обрушения края ледника и длительностью сейсмической записи льдотрясения. Непрерывные наблюдения за состоянием ледниковых покровов в Арктике в разных временных масштабах возможны только с помощью систем удалённого мониторинга.

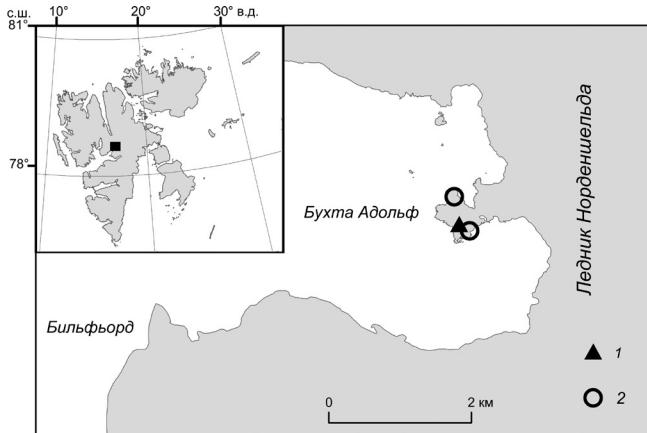
Геофизические методы удалённого мониторинга с применением сейсмических и инфразвуковых станций представляют собой относительно малозатратный, круглогодичный и всепогодный инструмент для проведения подобных работ [14]. Совместное использование сейсмических и инфразвуковых методов мониторинга позволяет надёжно отличать льдотрясения от слабых землетрясений, а также более точно определять координаты эпицентров ледниковых событий по сравнению с использованием только сейсмических или только инфразвуковых данных [15, 16]. Применение геофизических методов мониторинга ледниковых покровов Арктики даёт возможность собирать непрерывные данные и вести статистический анализ интенсивности обрушений ледников, что способствует получению новых сведений о реакции ледников на современные изменения климатических условий.

Как известно, обрушения или крупные отколы ледника с падением ледяных блоков в воду приводят к образованию айсбергов, представляющих собой реальную угрозу судоходству и шельфовой инфраструктуре арктических морей. Практическое приложение технологии непрерывного геофизического мониторинга разрушения ледников – прогноз айсберговой опасности. Задачи настоящей работы – рассмотреть результаты уникального эксперимента по одновременной сейсмической, инфразвуковой и видеoreгистрации обрушений фронта ледника Норденшельда (архипелаг Шпицберген), а также выяснить особенности сейсмограмм и инфразвуковых записей, связанных с отколом и падением ледяных блоков в воду залива, чтобы выработать критерии отличия айсбергогенных событий от других типов льдотрясений.

## Оборудование

Эксперимент по комплексному наблюдению за фронтальной частью ледника Норденшельда проходил в августе 2016 г. Для этого 17 августа 2016 г. на скальном обнажении в ближней зоне (на удалении от первых сотен метров до километра) от края ледника были установлены две видеокамеры, оснащённые GPS-приёмниками, и сейсмическая станция. Для регистрации инфразвуковых и акустических сигналов, генерируемых льдотрясениями, использовался сейсмоинфразвуковой комплекс PYR, расположенный в посёлке Пирамида на удалении 12 км от края ледника [16]. Схема размещения оборудования показана на рис. 1, координаты размещения оборудования приведены в табл. 1.

Для видеoreгистрации использовали две видеокамеры с частотой съёмки 30 кадров в секунду и разрешениями  $2569 \times 1090$  и  $1920 \times 109$ , установленные на треножные штативы. Для точной привязки ко времени видеорегистраторы оснащали GPS-приёмниками. Видеорегистраторы вели запись информации на съёмные носители (флэш карты объёмом 256 ГБ). Карты памяти в видеорегистраторах заменяли ежедневно. Для регистрации сейсмических событий в ближней зоне использовался широкополосный трёхкомпонентный цифровой сейсмометр GuralpCMG-6TD, сохраняющий данные во внутренней памя-



**Рис. 1.** Расположение сейсмической станции NRSN (1) и двух видеорегистраторов (2), оснащённых GPS-приёмниками, установленными 17.08.2016 г. вблизи фронта ледника Норденшельда (архипелаг Шпицберген)

**Fig. 1.** Location of the seismic station NRSN (1) and two video recorders (2) equipped with GPS receivers, installed on 08.17.2016, near the front of the Nordenskjold Glacier (Spitsbergen archipelago)

**Таблица 1.** Координаты аппаратуры, установленной вблизи фронта ледника Норденшельда

Аппаратура	С.ш./В.д., градусы
Сейсмостанция (NRSN)	78,6523/16,9213
Видеорегистратор 1	78,6528/16,9205
Видеорегистратор 2	78,6571 / 16,9122

ти. Временная сейсмостанция была установлена на скальный грунт, а так как она располагалась вблизи ледника Норденшельда, ей был присвоен уникальный код – NRSN. Питание временно установленного оборудования давали два аккумулятора с батареями ёмкостью 70 А/ч каждая, причём к одному из аккумуляторов были подключены сейсмодатчик и видеорегистратор, другой аккумулятор обеспечивал питание только видеорегистратора. Суммарное энергопотребление сейсмодатчика и видеорегистратора составляло 200 А/ч, следовательно, расчётное время работы системы наблюдения составляло около 15 суток.

Как уже указывалось, инфразвуковые сигналы регистрировались сейсмоинфразвуковой группой PYR, установленной в пос. Пирамида. Она состояла из трёх низкочастотных конденсаторных микрофонов MPA-201, разнесённых в пространстве, и широкополосной трехкомпонентной сейсмической станции GuralpCMG-6T. Регистрация всех

**Таблица 2.** Координаты инфразвуковых датчиков (микрофонов) и трёхкомпонентной сейсмической станции, входящих в состав сейсмоинфразвукового комплекса PYR, расположенного в пос. Пирамида (архипелаг Шпицберген)

Аппаратура	С.ш./В.д., градусы
Сейсмостанция	78,6555/16,3525
Микрофон M1	78,6560/16,3515
Микрофон M2	78,6558/16,3560
Микрофон M3	78,6552/16,3513

шести измерительных каналов велась цифровым 24-разрядным регистратором геофизических сигналов «Байкал-8». Координаты элементов сейсмоинфразвуковой группы приведены в табл. 2.

Запланированная длительность комплексных наблюдений за кромкой ледника Норденшельда составляла 10–15 дней. За это время необходимо было собрать представительную базу данных наблюдений геофизических сигналов, вызванных разрушением кромки ледника, сопровождаемых видеорядом, также точно привязанным ко времени. Однако уже на третий день эксперимента при посещении временной сейсмостанции и одного из пунктов видеонаблюдений было обнаружено, что одна из камер полностью разрушена, сейсмостанция опрокинута, а коммутационные провода разорваны. По данным видеонаблюдения, сохранившимся на карте памяти видеорегистратора, установлено, что причина разрушений на пункте мониторинга – нападение белого медведя. Сам медведь находился близко, но не проявлял признаков агрессии. В связи с реальной угрозой столкновения исследователей с белым медведем эксперимент был прекращён. Таким образом, для дальнейшего анализа в нашем распоряжении было 66 часов непрерывных наблюдений.

## Методология

Поскольку при разрушении ледниковых покровов генерируются как сейсмические, так и акустические (в том числе и в инфразвуковом диапазоне) колебания, использование сейсмических и инфразвуковых датчиков для регистрации льдотрясений представляется наиболее целесообразным. Эффективность совместного использования сейсмических и инфразвуковых данных многократно подтверждена в ходе экспериментов по мониторингу ледников Шпицбергена [15, 16].

Для наблюдений за обрушением кромок ледников сейсмоинфразвуковым методом в первую очередь необходимо отличать события, связанные с отколом от других типов льдотрясений, например расщеплением. Очевидная на первый взгляд идея в качестве дискриминационного критерия событий, связанных с обрушением кромок, использовать местоположение эпицентра, приуроченное к краевой зоне ледника, сталкивается со следующими трудностями: вступления объёмных сейсмических волн льдотрясений нечёткие [16, 17], а их поляризационная картина выражена слабо [18], в результате локация может быть недостаточно точной.

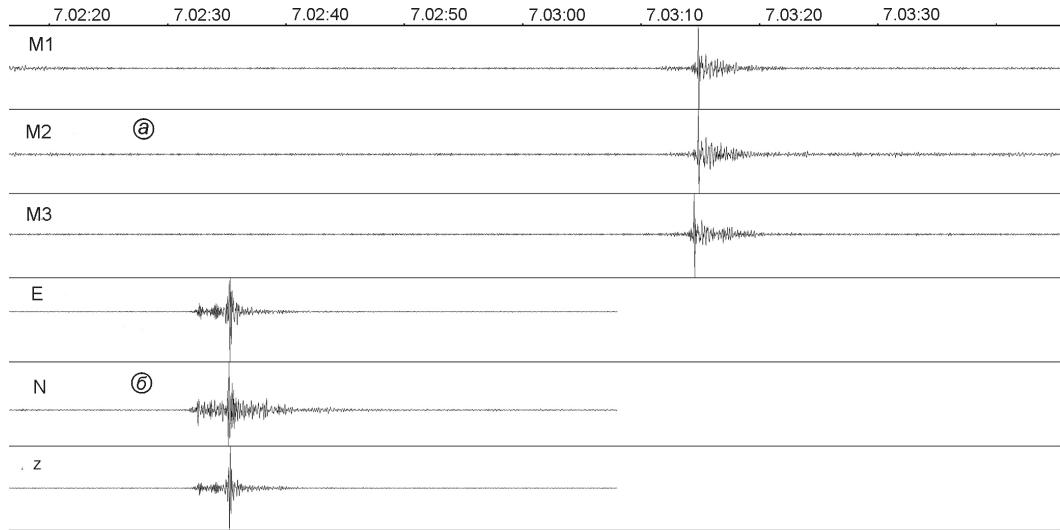
Дополнительная сложность в определении вступлений различных фаз волн обусловлена сложной волновой картиной в случае регистрации айсбергообразующих процессов, одновременно инициированных на протяжённых участках ледникового фронта [18, 19]. Частично проблему определения времени вступлений сейсмических волн, вызванных льдотрясениями, удаётся нивелировать привлечением инфразвуковых данных, используя в качестве вступления вторичной волны время прихода акустического сигнала [16]. В этом случае эпицентр события расположен в точке пересечения окружности, соответствующей  $t_A - t_P$  ( $t_A$  – время прихода инфразвуковой волны на акустический датчик;  $t_P$  – время прихода волны  $P$  на сейсмический датчик), и азимута, рассчитанного по инфразвуковой группе [20]. Совместное использование сейсмических и инфразвуковых данных повышает точность определения координат эпицентра, но не позволяет однозначно сделать вывод о природе события, поскольку фактический эпицентр может находиться на леднике в нескольких сотнях метра от его края [15, 16].

Таким образом, для надёжного отличия айсбергообразующих событий от других типов льдотрясений необходимо привлекать дополнительные критерии, основанные на анализе особенностей сейсмических и инфразвуковых записей. Источники сейсмических и акустических сигналов связаны с различными фазами айсбергообразования: отрыв (откол) льда от края ледника; осипание отколовшегося льда по фронтальной стенке ледника; ударение отколовшейся массы о воду и/или дно [2, 21, 22]. Возможность обнаружения и фиксации различных фаз айсбергообразования на сейсмических и инфразвуковых записях позволит сделать вывод о природе льдотрясения.

## Обработка данных

Выявление записей айсбергообразующих событий проводилось в два этапа. На первом этапе устанавливали возможные сейсмические события, связанные с этим явлением, с помощью детектора STA/LTA [20] по данным станции NRSN, находящейся вблизи ледника. Применение простой схемы детектирования в данном случае оправдано, так как прибор устанавливался на скальный грунт вблизи от целевого источника сигналов и в дали от источников шума. На втором этапе выполнялся поиск видеозаписей в соответствующих обнаруженным сейсмическим событиям временных рамках. Таким способом были установлены видеозаписи 20 событий, связанных с обрушением фронтальной части ледника. Отметим, что вопросы оценки магнитуды или сейсмической энергии таких событий лежат за рамками настоящей работы.

Поиск инфразвуковой пары для обнаруженных сейсмических событий выполняли по данным постоянно действующего с 2015 г. сейсмоинфразвукового комплекса PYR, установленного в пос. Пирамида [16] на расстоянии 13 км от терминальной части ледника, и временной сейсмической станции NRSN. Методика поиска инфразвуковой пары основывалась на вычислении временной задержки между обнаруженным на станции NRSN сейсмическим сигналом и сейсмоинфразвуковой группой PYR с учётом скорости распространения звуковой волны при условии, что сейсмический и акустический сигналы порождены одним источником [15, 16]. Если получившаяся временная задержка соответствовала времени пробега волны между двумя пунктами со скоростью, соответствующей скорости распространения звука в атмосфере ( $0,32 \pm 0,05$  км/с), то пара обнаруженных сигналов считалась сейсмоинфразвуковым событием. Из 20 зафиксированных за 66 часов работы видеоаппаратуры обрушений фронта ледника только одно сопровождалось сейсмоинфразвуковой парой сигналов. На рис. 2 приведены волновые формы целевого события на леднике Норденшельда, записанные сейсмической станцией NRSN и инфразвуковой микрогруппой PYR в пос. Пирамида. Временная задержка между сейсмическим и инфразвуковым сигналами (41 с) соответствует времени пробега волны от источника до сейсмоинфразвукового



**Рис. 2.** Пример инфразвукового (а) и сейсмического (б) сигналов, сгенерированных калвинговым событием на фронте ледника Норденшельда 17.08.2016 в 07:02:32.2 UTC:

а – инфразвуковая запись датчиками M1, M2, M3 сейсмоинфразвукового комплекса PYR; б – трёхкомпонентная сейсмограмма (ориентация датчиков: Е – восток, N – север, Z – вертикальный) на станции NRSH

**Fig. 2.** An example of infrasonic (a) and seismic (b) signals generated by a calving event on the front of the Norden-skjold glacier on 08.17.2016 at 07: 02: 32.2 UTC:

а – инфразвуковая запись датчиками M1, M2, M3 сейсмоинфразвукового комплекса PYR; б – трёхкомпонентная сейсмограмма (ориентация датчиков: Е – восток, N – север, Z – вертикальный) на станции NRSH

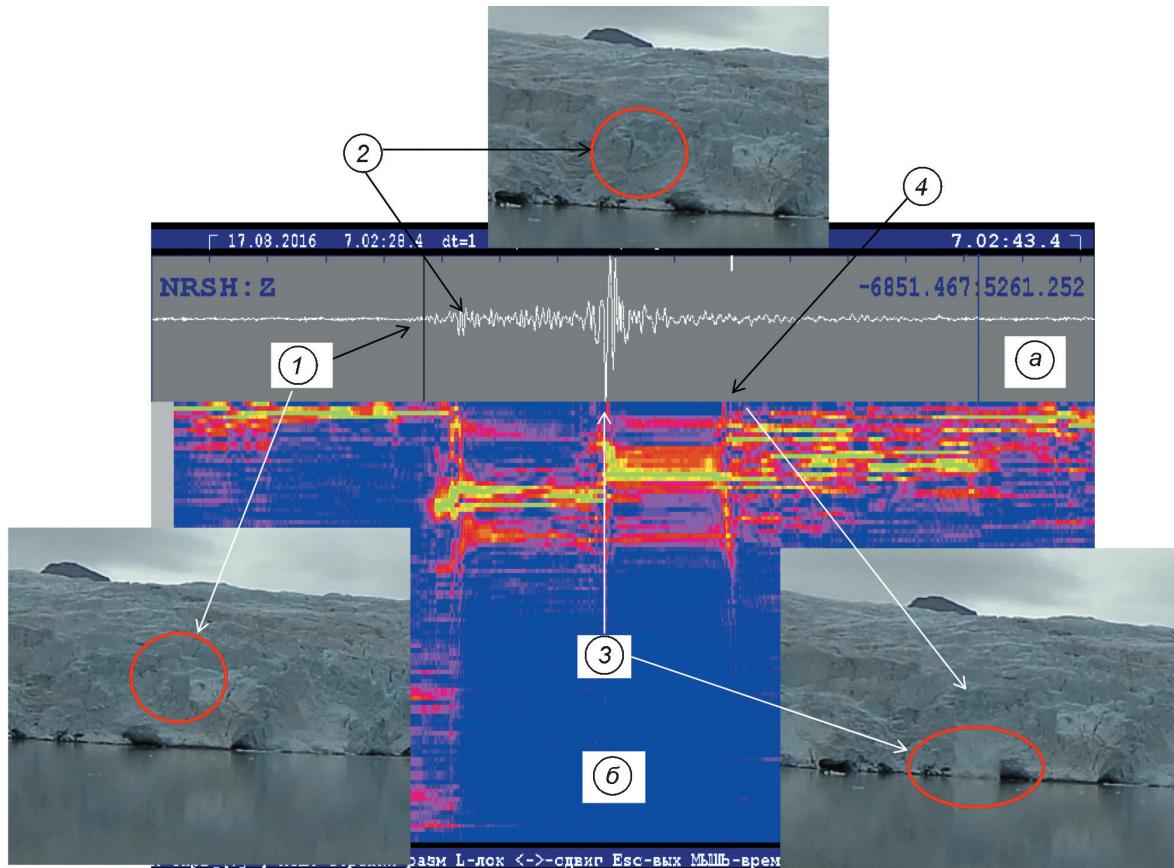
комплекса PYR, расположенного на расстоянии 13 км от фронта ледника Норденшельда.

### Особенности сейсмических и инфразвуковых записей айсбергообразующих событий

Совместный анализ синхронизированных по времени сейсмических данных и видеозаписей обнаруженных событий позволил сопоставить фазы айсбергообразования (начало отрыва глыбы льда, завершение отрыва, падение глыбы льда в воду, осыпание мелких фрагментов льда и отражение звуковой волны от морского дна и поверхности воды) с особенностями спектрально-временного представления сейсмограммы. На рис. 3 приводится совместное отображение фотофиксации моментов отрыва и падения края ледника и сейсмического сигнала, вызванного этими событиями. Начало вступления сейсмического сигнала соответствует началу отрыва глыбы льда от края ледника (см. рис. 3, а). Максимум амплитуды сейсмограммы соответствует падению отколовшегося льда в воду (см. рис. 3, а). Участок сейсмограммы, порождённый падением льда в воду, – более низкочастотный по сравнению с участком, соответ-

ствующим отрыву глыбы (см. рис. 3), поскольку при падении генерируется сильная поверхностная волна. Частотно-временное представление участка поверхностной волны (см. рис. 3, б) имеет несколько несущих частот (полос), возникающих в результате переотражений сейсмических волн от морского дна и поверхности воды.

Механизм генерации сейсмического сигнала при обрушении стенки ледника схож с механизмом обрушения консолей в карьерах горнорудных предприятий. Сравнение сейсмограмм обрушения ледовых блоков от кромки ледника и записей обрушений консолей скальной породы, регистрируемых на рудниках в Хибинском горном массиве, показало высокую степень подобия; отличие заключается в появлении нескольких полос, возникающих из-за падения отколовшейся глыбы льда в воду. Именно эта особенность спектрального представления сигнала и представляет собой отличительный признак айсбергообразующего события от других типов льдотрясений. А наличие полос в спектре записи однозначно показывает, что отколовшийся ледяной блок упал в воду залива. На рис. 4 приводятся записи инфразвукового сигнала на сейсмоинфразвуковой комплекс PYR, вызванного айсбергообразующим событием на фронте



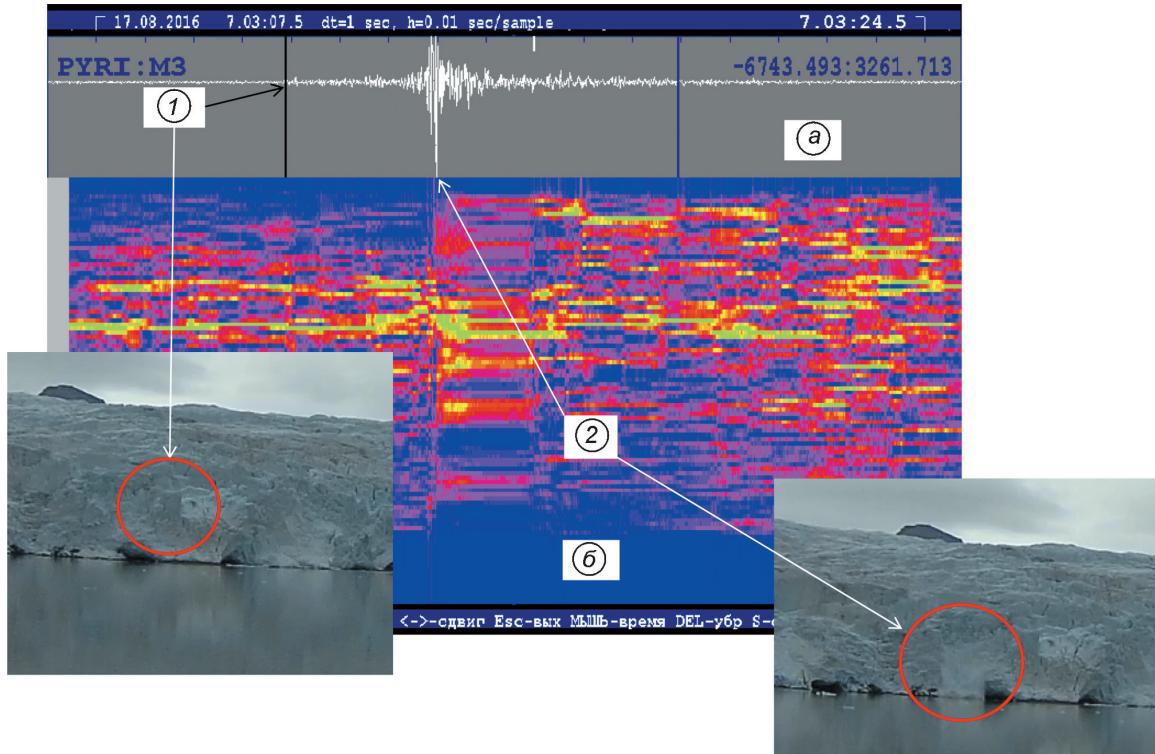
**Рис. 3.** Сопоставление частотно-временного представления сейсмической записи станцией NRSH и видео-записи типичного калвингового события на фронте леднике Норденшельда 17.08.2016 в 07:02:32.2 UTC:  
*а* – волновая форма; *б* – спектrogramма Фурье, нормированная на максимумы по частотам. Стрелками показаны соответствующие места на фрагментах видео и сейсмической записей: 1 – начало отрыва глыбы льда; 2 – отрыв глыбы льда произошёл; 3 – падение льда в воду; 4 – обрушение мелких фрагментов и отражение звуковой волны от дна и поверхности воды. На стоп-кадрах видеозаписи эти места обведены красным цветом

**Fig. 3.** Comparison of the time-frequency representation of the seismic recording by the NRSH station and the video recording of a typical calving event on the front of the Nordenskjold Glacier on 17.08.2016 at 07: 02: 32.2 UTC:  
*a* – waveform; *б* – Fourier spectrogram, normalized to maxima in frequencies. The arrows show the corresponding places on the fragments of video and seismic records: 1 – the beginning of the ice block detachment; 2 – the ice block has been detached; 3 – falling ice into the water; 4 – the collapse of small fragments and the reflection of a sound wave from the bottom and surface of the water. In the videos, these places are circled in red

ледника Норденшельда, а также сопоставление частотно-временного представления инфразвукового сигнала и видеозаписи (см. рис. 4, *б*). На частотно-временном представлении обрушения ледяного блока с фронта ледника Норденшельда (см. рис. 4, *а*) также просматриваются основные фазы (отрыв глыбы льда и падение льда в воду), генерирующие инфразвуковые колебания в атмосфере. Как и в случае сейсмограммы, инфразвуковая запись имеет несколько несущих частот (полос), возникающих из-за переотражения звуковых волн от поверхности воды. К сожалению, в нашем распоряжении имеется только одна ин-

фразвуковая запись подтверждённого откола ледяного блока, сопровождаемая видеорядом. Тем не менее мы считаем, что при расположении инфразвуковых датчиков у края ледника на участке, свободном от препятствий, мешающих прохождению звуковых волн, инфразвуковая запись всегда будет содержать несколько частотных полос.

Таким образом, сопоставление синхронизированных по времени видеозаписей айсбергообразующих событий с сейсмограммами и инфразвуковыми записями позволило обнаружить наличие характерных фаз процесса обрушения фронта ледника на сейсмических и инфразвуковых записях.



**Рис. 4.** Сопоставление частотно-временного представления инфразвуковой записи на сейсмоинфразвуковой комплекс PYR и видеозаписи типичного калвингового события на фронте ледника Норденшельда 17.08.2016 в 07:02:32.2 UTC:

*a – волновая форма; б – спектrogramma Фурье, нормированная на максимумы по частотам. Стрелками показаны соответствующие места на фрагментах видео и сейсмической записей: 1 – отрыв глыбы льда; 2 – падение льда в воду. На стоп-кадрах видеозаписи эти места обведены красным цветом*

**Fig. 4.** Comparison of the time-frequency representation of the infrasound recording of the PYR seismoinfrasound group and the video recording of a typical calving event on the Nordenskjold glacier front on August 17, 2016 at 07:02:32.2 UTC: *a – waveform; б – Fourier spectrogram, normalized to maxima in frequencies. The arrows show the corresponding places on the fragments of video and seismic records: 1 – detachment of a block of ice; 2 – ice falling into the water. These places are circled in red in the video recordings*

Установлено, что льдотрясения, порождающие плавающие айсберги, генерируют сейсмические и акустические сигналы особого спектрального состава и характеризуются наличием ярко выраженных полос в спектrogramме на участке записи, следующем за сигналом от падения ледяного блока в воду. Детальный анализ различных фаз генерации таких сигналов показал, что явные чётко выраженные признаки айсбергогенного события в спектре записи на сейсмических и инфразвуковых каналах формируются в результате отражений, генерируемых падением ледяного блока в воду, волн от дна и поверхности воды.

Описанные в настоящей статье наблюдения проводили на относительно небольшом расстоянии от источника генерации целевых сигналов – порядка 12 км. Ранее, в ходе эксперименталь-

ных наблюдений в районе ледника Эсмарка в 2012–2014 гг. [15], сейсмоинфразвуковой группой Баренцбург были зарегистрированы пары сейсмоинфразвуковых сигналов с расстояния порядка 25 км, однако их приуроченность к процессам айсбергообразования не была подтверждена видеонаблюдениями. Предложенный подход к обнаружению фактов айсбергообразования на фронтах выводных ледников требует дальнейшей верификации на больших удалениях источника от сейсмоинфразвуковой группы. Полученные в ходе проведения данного эксперимента амплитудно-частотные характеристики сейсмических и инфразвуковых сигналов будут использованы для дальнейшего развития метода мониторинга откола айсбергов на расстояниях в первые сотни километров.

## Заключение

В результате эксперимента по совместному сейсмическому, инфразвуковому и видеомониторингу ледника Норденшельда в августе 2016 г. было обнаружено 20 сейсмических записей обрушений фронтальной части ледника, сопровождаемых видеорядом. Часть событий зарегистрирована инфразвуковой микрогруппой PYR в пос. Пирамида. В результате сопоставления синхронизированных по времени видеозаписей обрушения фронта ледника Норденшельда, а также сейсмического и инфразвукового сигналов установлено, что характерные фазы процесса айсбергообразования (откол фрагмента льда от фронта ледника, падение ледяного блока в воду, отражение волн от дна и поверхности воды.) присутствуют на сейсмических и инфразвуковых записях таких событий. Установленные спектрально-временные особенности сигналов от айсбергогенных льдотрясений будут

положены в основу автоматической системы классификации льдотрясений.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

**Acknowledgments.** The work was supported by Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (№ 075-01304-20). The data used in the work were obtained with large-scale research facilities «Seismic infrasound array for monitoring Arctic cryolitozone and continuous seismic monitoring of the Russian Federation, neighbouring territories and the world» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

## Литература

1. Benn D.I., Kristensen L., Gulley J.D. Surge propagation constrained by a persistent subglacial conduit, Bakanibreen–Paulabreen, Svalbard // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (52). P. 81–86.
2. Amundson J.M., Burton J.C., Correa-Legisos S. Impact of hydrodynamics on seismic signals generated by iceberg collisions // Annals of Glaciology. 2012. V. 53 (60). P. 106–112.
3. Köhler A., Chapuis A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard // The Cryosphere. 2012. № 6. C. 393–406.
4. Mansell D., Luckman A., Murray T. Dynamics of tidewater surge-type glaciers in northwest Svalbard // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. doi: 10.3189/2012JoG11J058.
5. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 42–55.
6. Епифанов В.П., Саватюгин Л.М. Акустические исследования абляционного слоя ледника на примере ледника Альдегонда (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 4 (90). С. 87–97.
7. Podolskiy E.A., Walter F. Cryoseismology // Review Geophysics. 2016. V. 54. P. 708–758. doi: 10.1002/2016RG000526.
8. Nansen F. Farthest North. V. 2. New York: Harper and Brothers Publishers, 1898. 729 p.
9. Ekström G., Nettles M., Abers G.A. Glacial earthquakes // Science. 2003. V. 302. Is. 5645. P. 622–624. doi: 10.1126/science.1088057.
10. Ekström G., Nettles M., Tsai V.C. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes //
1. Benn D.I., Kristensen L., Gulley J.D. Surge propagation constrained by a persistent subglacial conduit, Bakanibreen–Paulabreen, Svalbard. Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (52): 81–86.
2. Amundson J.M., Burton J.C., Correa-Legisos S. Impact of hydrodynamics on seismic signals generated by iceberg collisions. Annals of Glaciology. 2012, 53 (60): 106–112.
3. Köhler A., Chapuis A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard. The Cryosphere. 2012, 6: 393–406.
4. Mansell D., Luckman A., Murray T. Dynamics of tidewater surge-type glaciers in northwest Svalbard. Journ.of Glaciology. 2012, 58 (207). doi: 10.3189/2012JoG11J058.
5. Epifanov V.P., Glazovskii A.F. Akusticheskie kharakteristiki kak indicator osobennosti dvizheniya l'da v lednikakh. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2010, XIV (4): 42–55. [In Russian].
6. Epifanov V.P., Savatugin L.M. Akusticheskie issledovaniya ablyatsionnogo sloya lednika na primere lednika Al'degonda (Shpitsbergen). Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 4 (90): 87–97. [In Russian].
7. Podolskiy E.A., Walter F. Cryoseismology. Review Geophysics. 2016, 54: 708–758. doi: 10.1002/2016RG000526.
8. Nansen F. Farthest North. V. 2. New York: Harper and Brothers Publishers, 1898: 729 p.
9. Ekström G., Nettles M., Abers G.A. Glacial earthquakes. Science. 2003, 302 (5645): 622–624. doi: 10.1126/science.1088057.
10. Ekström G., Nettles M., Tsai V.C. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes.

## References

1. Benn D.I., Kristensen L., Gulley J.D. Surge propagation constrained by a persistent subglacial conduit, Bakanibreen–Paulabreen, Svalbard. Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (52): 81–86.
2. Amundson J.M., Burton J.C., Correa-Legisos S. Impact of hydrodynamics on seismic signals generated by iceberg collisions. Annals of Glaciology. 2012, 53 (60): 106–112.
3. Köhler A., Chapuis A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard. The Cryosphere. 2012, 6: 393–406.
4. Mansell D., Luckman A., Murray T. Dynamics of tidewater surge-type glaciers in northwest Svalbard. Journ.of Glaciology. 2012, 58 (207). doi: 10.3189/2012JoG11J058.
5. Epifanov V.P., Glazovskii A.F. Akusticheskie kharakteristiki kak indicator osobennosti dvizheniya l'da v lednikakh. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2010, XIV (4): 42–55. [In Russian].
6. Epifanov V.P., Savatugin L.M. Akusticheskie issledovaniya ablyatsionnogo sloya lednika na primere lednika Al'degonda (Shpitsbergen). Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 4 (90): 87–97. [In Russian].
7. Podolskiy E.A., Walter F. Cryoseismology. Review Geophysics. 2016, 54: 708–758. doi: 10.1002/2016RG000526.
8. Nansen F. Farthest North. V. 2. New York: Harper and Brothers Publishers, 1898: 729 p.
9. Ekström G., Nettles M., Abers G.A. Glacial earthquakes. Science. 2003, 302 (5645): 622–624. doi: 10.1126/science.1088057.
10. Ekström G., Nettles M., Tsai V.C. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes.

- Science. 2006. V. 311. Is. 5768. P. 1756–1758. doi: 10.1126/science.1122112.
11. Tsai V.C., Ekström G. Analysis of glacial earthquakes // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. № F03S22. doi: 10.1029/2006JF000596.
  12. Amundson J.M., Truffer M., Luthi M.P., Fahnestock M., West M., Motyka R.J. Glacier, fjord, and seismic response to recent large calving events, Jakobshavn Isbræ, Greenland // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. № L22501. doi: 10.1029/2008GL035281.
  13. Bartholomaus T.C., Larsen C.F., O'Neil S., West M.E. Calving seismicity from iceberg–sea surface interactions // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. Is. F4. P. 1–16. doi: 10.1029/2012JF002513.
  14. Маловичко А.А., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А. Развитие систем геофизического мониторинга в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2014. № 2. С. 16–23.
  15. Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Федоров А.В., Виноградов А.Н. Сейсмоинфразвуковой мониторинг деструкции ледников (пилотный эксперимент на архипелаге Шпицберген // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 1. С. 5–14.
  16. Vinogradov A., Asming V., Baranov S., Fedorov A., Vinogradov Yu. Joint seismo-infarsound monitoring of outlet glaciers in the Arctic: case study of the Norden-skold outlet glacier terminus near Pyramiden (Spitsbergen) // 16th Intern. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016. Book 1. Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining. Conference Proceedings. V. III. Hydrology, Engineering Geology & Geothechnics, Applied and Environmental Geophysics, Oil and Gas Exploration. Albenia, Bulgaria, 30 June – 6 July, 2016. Sophia: STEF92 Tehcnology, 2016. P. 521–528. ISBN 978-619-7105-57-5. ISSN 1314-2704. doi: 10.5593/SGEM2016B13.
  17. Mikesell T.D., van Wijk K., Haney M.M., Bradford J.H., Marshall H-P., Harper J.T. Monitoring glacier surface seismicity in time and space using Rayleigh waves // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. Is. F02020. P. 1–12. doi: 10.1029/2011JF002259.
  18. Федоров А.В., Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Евтугина З.А., Горюнов В.А. Сейсмологические наблюдения за активностью ледников архипелага Шпицберген // Вестн. МГТУ. 2016. Т. 19. № 1. С. 151–159. doi: 10.21443/1560-9278-2016-1/1-151-159.
  19. Veitch S.A., Nettles M. Spatial and temporal variations in Greenland glacial-earthquake activity, 1993–2010 // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. № F5. doi: 10.1029/2012JF002412.
  20. Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Федоров А.В. Использование инфразвукового метода для мониторинга деструкции ледников в арктических условиях // Акустический журнал. 2016. Т. 62. № 5. С. 582–591. doi: 10.7868/S0320791916040031.
  21. O'Neil S., Larsen C.F., Rupert N., Hansen R. Iceberg calving as a primary source of regional-scale glacier-generated seismicity in the St. Elias Mountains, Alaska // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. № F4. doi: 10.1029/2009JF001598.
  22. Pettit E.C., Nystuen J.A., O'Neil S. Listening to glaciers: Passive hydroacoustics near marine-terminating glaciers // Oceanography. 2012. V. 25. № 3. P. 104–105.
  - Science. 2006, 311 (5768): 1756–1758. doi: 10.1126/science.1122112.
  11. Tsai V.C., Ekström G. Analysis of glacial earthquakes. Journ. of Geophys. Research. 2007, 112 (F03S22). doi: 10.1029/2006JF000596.
  12. Amundson J.M., Truffer M., Luthi M.P., Fahnestock M., West M., Motyka R.J. Glacier, fjord, and seismic response to recent large calving events, Jakobshavn Isbræ, Greenland. Geophys. Research Letters. 2008, 35 (L22501). doi: 10.1029/2008GL035281.
  13. Bartholomaus T.C., Larsen C.F., O'Neil S., West M.E. Calving seismicity from iceberg–sea surface interactions. Journ. of Geophys. Research. 2012, 117 (F4): 1–16. doi: 10.1029/2012JF002513.
  14. Malovichko A.A., Vinogradov A.N., Vinogradov Yu.A. Razvitie system geofizicheskogo monitoringa v Arktilke. Arktika: ekologiya I ekonomika. Arctic: ecology and economy. 2014, 2: 16–23. [In Russian].
  15. Vinogradov Yu.A., Asming V.E., Baranov S.V., Fedorov A.V., Vinogradov A.N. Seismoinfrazvukovoi monitoring destruktsii lednikov (pilotnyi eksperiment na arkhipelage Shpitsbergen. Seismicheskie pribory. Seismic Instruments. 2014, 50 (1): 5–14. [In Russian].
  16. Vinogradov A., Asming V., Baranov S., Fedorov A., Vinogradov Yu. Joint seismo-infarsound monitoring of outlet glaciers in the Arctic: case study of the Norden-skold outlet glacier terminus near Pyramiden (Spitsbergen). 16th Intern. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016. Book 1. Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining. Conference Proceedings. V. III. Hydrology, Engineering Geology & Geothechnics, Applied and Environmental Geophysics, Oil and Gas Exploration. Albenia, Bulgaria, 30 June – 6 July, 2016. Sophia: STEF92 Tehcnology, 2016. 521–528. ISBN 978-619-7105-57-5. ISSN 1314-2704. doi: 10.5593/SGEM2016B13.
  17. Mikesell T.D., van Wijk K., Haney M.M., Bradford J.H., Marshall H-P., Harper J.T. Monitoring glacier surface seismicity in time and space using Rayleigh waves. Journ. of Geophys. Research. 2012, 117 (F02020): 1–12. doi: 10.1029/2011JF002259.
  18. Fedorov A.V., Asming V.E., Baranov S.V., Vinogradov A.N., Evtyugina Z.A., Goryunov V.A. Seismological observations of the activity of glaciers in the Spitsbergen archipelago. Vestnik MGTU. Vestnik of MSTU. 2016, 19 (1): 151–159. doi: 10.21443/1560-9278-2016-1/1-151-159. [In Russian].
  19. Veitch S.A., Nettles M. Spatial and temporal variations in Greenland glacial-earthquake activity, 1993–2010. Journ. of Geophys. Research. 2012, 117 (F5). doi: 10.1029/2012JF002412.
  20. Asming V.E., Baranov S.V., Vinogradov A.N., Vinogradov Yu.A., Fedorov A.V. Ispol'zovanie infrazvukovogo metoda dlya monitoringa destruktsii lednikov v arktileskikh usloviyah. Akusticheskiy zhurnal. Acoustic Journal. 2016, 62 (5): 582–591. doi: 10.7868/S0320791916040031. [In Russian].
  21. O'Neil S., Larsen C.F., Rupert N., Hansen R. Iceberg calving as a primary source of regional-scale glacier-generated seismicity in the St. Elias Mountains, Alaska. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115 (F4). doi: 10.1029/2009JF001598.
  22. Pettit E.C., Nystuen J.A., O'Neil S. Listening to glaciers: Passive hydroacoustics near marine-terminating glaciers. Oceanography. 2012, 25 (3): 104–105.

# Палеогляциология

УДК 551.324.63

doi: 10.31857/S2076673421020088

## Возраст морен ледника Большой Азau в верховьях долины реки Баксан по дендрохронологическим данным

© 2021 г. О.Н. Соломина<sup>1,2</sup>, И.С. Бушueva<sup>1\*,2</sup>, Н.А. Володичева<sup>3</sup>, Е.А. Долгова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия; <sup>2</sup>Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики», Москва, Россия; <sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*bushueva@igras.ru

## Age of moraines of the Bolshoy Azau Glacier in the upper course of the Baksan River valley according to dendrochronological data

O.N. Solomina<sup>1,2</sup>, I.S. Bushueva<sup>1\*,2</sup>, N.A. Volodicheva<sup>3</sup>, E.A. Dolgova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>National Research University Higher School of Economics, Moscow, Russia; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

\*bushueva@igras.ru

Received October 15, 2020 / Revised December 21, 2020 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** Greater Azau Glacier, Little Ice Age, tree-ring analysis, Neoglacial, glacier variations.

### Summary

Basing on tree-ring analysis of more than 150 pines growing in the Azau clearing, the minimum age of the deposits created by the Greater Azau Glacier was identified. Historical evidence, cartographic data, remote sensing materials, as well as the results of lichenometric studies and radiocarbon dating of buried soils were used as additional sources of information. We determined limits of the area covered by the glacier tongue at the end of the 19th century. It was also shown that the highest and most pronounced lateral moraine, conventionally called the «17th century moraine», was formed earlier than the end of the 15th century. Judging from the size of the maximum lichens of *Rhizocarpon geographicum* (120–130 mm) on its surface, the age of the moraine, determined by the dendrochronological method was found to be underestimated. It may be several centuries older than the end of the 16th century. We re-examined a pine trunk buried in the sediments at the bottom of the valley which was discovered in the 1960s. Previously it was dated by radiocarbon ( $140 \pm 75$  BP [1], the calibrated date – 1650–1960 CE). According to the new data, the most probable tree-ring dates of the buried tree are 1759–1883 CE, however, the second most likely dates are 1826–1950 CE. Unfortunately, low statistical estimates do not allow us to confirm the reliability of the dates. The paper also discusses the controversial issue of the position of the moraine of 1849 CE, which was described by H. Abich [2]. The annex to the article contains a translation of a fragment of this important paper related to the Greater Azau Glacier. Suppressions of pine growth from the moraines of the Greater Azau in the 1640s, 1710s, 1800s, 1840s, and 1860s CE are synchronous with the advances of the Bosson, Mer de Glace and Grindelwald glaciers in the Alps [3].

**Citation:** Solomina O.N., Bushueva I.S., Volodicheva N.A., Dolgova E.A. Age of moraines of the Bolshoy Azau Glacier in the upper course of the Baksan River valley according to dendrochronological data. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 271–290 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020088.

Поступила 15 октября 2020 г. / После доработки 21 декабря 2020 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** ледник Большой Азau, малый ледниковый период, дендрохронология, неогляциал, колебания ледников.

На основе анализа дендрохронологических данных, радиоуглеродных датировок и исторических свидетельств рассмотрена история колебаний ледника Большой Азau в малый ледниковый период. Дискутируется вопрос о положении морены максимума наступления ледника в 1849 г., описанного Г. Абихом. Определён минимальный возраст морен, в том числе береговой, которую ранее относили к XVII в.

### Введение

Долинный ледник Большой Азau (координаты:  $43.28^\circ$  с.ш.,  $42.44^\circ$  в.д.), расположенный в верховьях р. Баксан в Приэльбрусье, – наиболее посещаемый исследователями на Кав-

казе. Работы на леднике и его предпольях ведутся с середины XIX в., особенно активно со времени основания на Поляне Азau Эльбрусской учебно-научной базы географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 1969 г. Описания и другую научную документацию о

леднике Большой Азау оставили И.В. Мушкетов, М. Деши, Н.Я. Динник, К.Н. Россиков, Н.В. Поггенполь, А.А. Долгушин, Н.А. Буш, В.П. Ренгартен, С.П. Соловьев, В.Я. Альтберг, Я.И. Фролов, Е.И. Орешникова, П.В. Ковалев, Г.К. Тушинский, А.В. Брюханов, И.Б. Сейнова, Е.А. Золотарев, Н.А. Володичева и многие другие исследователи [1–3]. Первые карты ледника составлены А.В. Пастуховым (1890 г.) и Г. Бурмистером (1911 г.). Положение конца ледника в конце XIX – начале XX вв. было определено по историческим данным, но с некоторой долей условности, поскольку долина р. Баксан – слабонаклонная, а точность измерения положения конца ледника в те времена была невысокой.

Н.А. Володичева [4], проанализировав исторические, картографические и аналитические сведения в комплексе с данными геоморфологии, предполагает, что на дне долины можно идентифицировать морены, образовавшиеся в 1890, 1884, 1876 и 1849 гг. Морены расположены ниже скальных выступов по обоим берегам долины («ворота»), что вызывает её сужение примерно в створе нижней станции канатной дороги. В 1890–1900-х годах ледник отступал, но в 1911 г. Г. Бурмистер [5] обнаружил доказательства недавнего продвижения конца ледника. В XX в. отступание ледника прерывалось наступлениями в 1930–1932 и 1972–1981 гг. В 1960-е годы ледник медленно отступал [4, 6], как и большинство ледников Центрального Кавказа. Длина ледника Большой Азау с середины XIX в. постепенно сокращается.

Помимо морен второй половины XIX – начала XX в., на предполях ледника Большой Азау выделяется высокая береговая морена (предположительно XVII в.), которая налегает на морену, условно относимую к первой фазе наступлений малого ледникового периода в XIII–XIV вв. [7]. Несмотря на высокую степень изученности колебаний ледника Большой Азау, остались и нерешённые вопросы, к которым относится определение точного времени образования моренных комплексов ледника Большой Азау. Такая информация важна как для понимания особенностей динамики ледника в прошлом, так и для оценки палеоклиматического контекста современных процессов, происходящих в Приэльбрусье и на Кавказе в целом. Цель настоящей работы – определение возраста отло-

жений в пределах моренного комплекса ледника Большой Азау по дендрохронологическим данным. Колебания ледника по инструментальным данным во второй половине XX – начале XXI в. не рассматривались, так как эти вопросы подробно изложены в многочисленных публикациях [1, 2, 7, 8].

## Материалы и методы

**Дендрохронология.** Образцы для дендрохронологического анализа на предполях ледника Большой Азау отбирались разными исследователями неоднократно. В работах В.И. Турманной [9], J. Marcinek и др. [1] приводятся некоторые сведения о дендрохронологических исследованиях. Поскольку оригинальные дендрохронологические данные оказались нам недоступны, мы не использовали описанные возрастные датировки в настоящей работе, но привлекли их для дискуссии. Первые доступные авторам настоящей статьи образцы на дендрохронологический анализ были отобраны Г.А. Носенко и И.Ф. Хмелевским в 2002 г., но положение этих деревьев было известно приблизительно. Поскольку деревья имеют большой возраст и чрезвычайно важны для реконструкции, использовалось личное сообщение Г.А. Носенко для уточнения их примерной локализации. Все остальные образцы привязаны с точностью  $\pm 10$  м при помощи GPS и с опорой на полевые геоморфологические описания морен. На моренах ледника Большой Азау в разное время было отобрано примерно 250 кернов сосны обыкновенной (по 1–2 керна с каждого дерева), а всего обследовано около 150 деревьев. Кроме желания подробно изучить поверхность морен, необходимость в их площадном исследовании связана с активным строительством на моренах, которое уже привело и приводит к уничтожению многих старых, уникальных для исследования деревьев. Кавказские ледники редко спускаются до верхней границы леса, поэтому ледник Большой Азау вызывает у исследователей большой интерес – его язык в XIX в. вторгался в сосновый лес [2, 7]. Помимо указанных материалов, для сравнения использованы древесно-кольцевые хронологии сосны, построенные ранее для других районов Приэльбрусья [10].

Главная задача дендрохронологического анализа – определение минимального возраста поверхности морен, на которых росли деревья. Отбор и анализ образцов древесины (керны и спилы) проводили в соответствии с общепринятыми методическими требованиями древесно-кольцевого анализа [11]. Отбор вели с помощью бура Пресслера, главным образом у комля, где дерево имеет наибольший набор колец. Ширину годичных колец измеряли на полуавтоматической установке LINTAB с точностью 0,01 мм и с помощью программ работы с цифровыми изображениями CDendro и CooRecorder. После этого данные по ширине годичных колец подвергали перекрёстной датировке в программе TSAP-Win с последующей проверкой в программе COFECHA [12]. Большинство деревьев – живые, поэтому сложностей с датировкой не возникало. Кроме того, удалось успешно датировать несколько сухих стволов деревьев. Так, с помощью А.Д. Олейникова был исследован ствол дерева, погребённого во флювиогляциальных отложениях на дне долины, и выполнена перекрёстная датировка с целью определения времени его жизни.

В дендрохронологии для обеспечения надёжности перекрёстного датирования отбирают по два керна с каждого дерева [11]. Поскольку для проверки качества датирования использовали древесно-кольцевые хронологии, построенные в этом районе ранее, необходимости в отборе двух образцов с каждого дерева не было. Для бурения выбирали наиболее старые деревья, так как именно они относятся к первопоселенцам, а их возраст наиболее близок ко времени стабилизации морен. По наблюдениям В.И. Турманной, в середине XX в. [9] на Центральном Кавказе освобождённая от льда поверхность зандра или отложённой морены начинает заселяться соснами и можжевельником, как правило, спустя 15–20 лет. По наблюдениям Н.А. Володичевой в последнее время заселение происходит быстрее. На этот показатель влияет множество локальных факторов, среди которых – геологические, минералогические, топографические, микроклиматические и др., поэтому в разных долинах время заселения древесными растениями существенно варьирует. В тех случаях, когда дендробур не достигал сердцевины ствола или проходил в стороне от неё, использовался набор прозрачных палеток, которые по кривизне по-

следних колец в образце дают представление о количестве недостающих колец. Эта поправка прибавляется к количеству колец, представленных в керне. Несмотря на то, что бурение происходит вблизи комля, расстояние до поверхности земли составляет не менее 30–50 см: таковы размеры ручки бура, которую надо поворачивать при бурении. Возраст сосен с высотой ствола 30–50 см на моренах Приэльбрусья может достигать 5–7 лет. Это означает, что при определении времени стабилизации субстрата, на котором выросло дерево, к возрасту образца следует добавить ещё и эту поправку.

Морены в верховых долины р. Баксан, покрытые лесной растительностью, сохранились главным образом по левому борту долины. Только небольшой фрагмент соснового леса чудом уцелел на дне долины («лесной остров»), на правом берегу Баксана. Остальной лес на правом борту, частично по левому борту и вблизи русла р. Баксан уничтожен лавинами, селями и русловыми процессами. Эти нарушения растительности в долине во многом объясняют возможное занижение дендрохронологического возраста некоторых датируемых поверхностей по сравнению с истинным.

**Лихенометрия.** Поскольку поверхность многих морен в долине ледника Большой Азау обновлена частыми лавинами, лихенометрический метод имеет здесь ограниченное применение. На поверхности морен, которые чётко выражены в рельефе, измеряли максимальные диаметры корковых лишайников группы *Rhizocarpon geographicum sensu lato*. Исследование проводили на всей поверхности морен, без деления на стандартные пробные площади. На больших валунах измеряли один, наиболее крупный лишайник. В качестве индикатора возраста каждой генерации морен использовали максимальный из всех замеров. Калибровку «диаметр лишайника – возраст» проводили по кривой, опубликованной в обзоре [13]. Согласно этим данным, скорость прироста лишайников в первые 100–150 лет на Центральном Кавказе составляет примерно 0,30–0,25 мм/год. В связи с отсутствием надёжных независимых датировок для поверхностей старше двухсот лет на Кавказе, здесь до сих пор нет надёжной кривой роста для более древних поверхностей, поэтому лихенометрические оценки возраста для них очень условны.

**Радиоуглеродные данные.** Использовались данные радиоуглеродного датирования, как опубликованные ранее [1, 4, 13], так и полученные в последние годы авторами настоящей работы. В частности, указано несколько радиоуглеродных датировок погребённых почв, обнаруженных в разное время в лавинных, селевых, склоновых и моренных отложениях. Датировки выполнены для определения общего содержания углерода в почве или углях, а положение разрезов даёт косвенную информацию о колебаниях ледника в прошлом.

**Картографические данные.** В исследовании использован космический снимок, полученный одним из космических аппаратов компании Maxar 16.10.2009 г. (скачен из системы Google Earth). Снимок применён в качестве референтного для привязки картографических материалов. Дополнительно проанализированы карты, созданные Г. Бурмesterом в 1911 г. (масштаб 1:20 000), В. Пастуховым в 1890 г. (масштаб 1:50 000) и военными топографами в 1889 г. (масштаб 1:42 000). Привязку данных карт выполняли по контрольным точкам рельефа. На картах А.В. Пастухова и военных топографов конец ледника выглядит одинаково, однако карты имеют разный масштаб и разграфку. Скорее всего, карта А.В. Пастухова была переиздана в советский период. В работе использованы наземные фотографии ледника конца XIX – начала XX в., сделанные М. Деши в 1884 г., В. Селла в 1889 г., А.В. Пастуховым в 1890 г. и Г. Бурмesterом в 1911 г., а также гравюры Г. Абиха, созданные во время посещения ледника в 1849 и 1873 г. [2]. Кроме того, применялась цифровая модель местности, построенная по стереопаре с космического аппарата Pleiades, полученная 08.09.2017 г. [14].

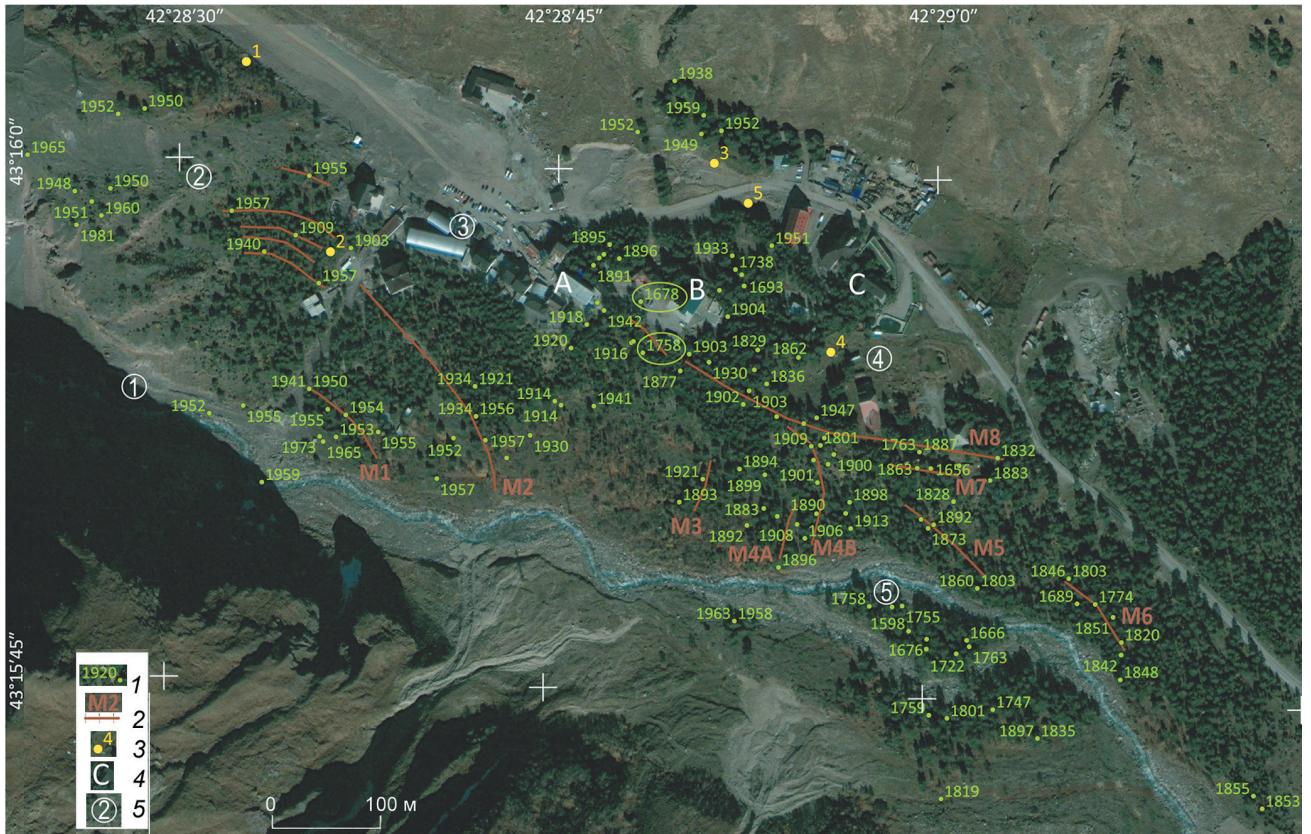
## Результаты

Результаты дендрохронологического датирования приведены на рис. 1. Цифрами на рис. 1 показан год образования первого годичного кольца у деревьев, с поправкой на число потенциально отсутствующих до центра ствола колец в тех случаях, когда бур не попал в сердцевину. Для оценки минимального возраста поверхности необходимо также ввести поправки

на время поселения деревьев (10–20 лет) и высоту бурения (5–10 лет) в случае бурения у комля и 10–20 колец, если бурение велось на уровне груди. Рассмотрим описание морен и обсудим их минимальный возраст по дендрохронологическим данным на нескольких характерных участках долины.

**Морены на лавовом потоке выше нижней станции канатной дороги.** Грязь вулканического происхождения, расположенная на левом борту долины Большого Азау, – хороший ориентир для определения размеров ледника на старых рисунках и снимках конца XIX в. Ещё совсем недавно, в конце XIX в., этот лавовый поток со стороны долины р. Баксан частично покрывался льдом, что видно, в частности, на фотографии В. Селлы 1889 г. (рис. 2, а; современная фотография – см. рис. 2, б). С этой стороны лавовый поток в настоящее время зарастает молодым сосновым лесом (время появления деревьев – 1948–1950 гг.) (см. рис. 1), в котором выделяется минимум пять валов береговых морен ледника Большой Азау, иногда прерывающихся и теряющихся на крутом склоне. В лесу встречаются огромные окатанные валуны. Эти морены описывал Н.Я. Динник [15, с. 27], посетивший ледник в 1881 г.: «...правый бок ледника прилегает к почти отвесным скалам и имеет лишь небольшие морены, левая же сторона его окаймлена целым рядом параллельных морен, достигающих шагов 100 ширины и сажень 30 высоты...». К.Н. Россиков [16] отмечает, что боковые морены на левой стороне ледника очень велики, частично они лежат на льду, частично окаймляют его в виде нескольких высоких параллельных гряд. На льду они образуют полосу шириной примерно в 100 шагов. На фотографии В. Селлы (см. рис. 2, а) все боковые морены имеют свежий облик, не задернованы, а внутренняя гряда, судя по тёмным пятнам на её поверхности, возможно, содержит вытаивающий мёртвый лёд. Сейчас (2020 г.) морены прерываются искусственным обрывом – стенкой котлована у гостиницы «Азау Стар».

Наиболее старые сосны на этих моренах появились в 1903 и 1909 гг. Учитывая поправки, минимальный возраст стабилизации этих поверхностей – 1870-е годы. По-видимому, эти морены были отложены незадолго до посещения ледника путешественниками в 1880-х годах,



**Рис. 1.** Схема предполий ледника Большой Азай.

1 – местоположение и возраст деревьев на моренах (время образования первого кольца с поправкой на недостающие кольца в центре ствола); 2 – положение и название морен; 3 – положение разрезов с радиоуглеродными датировками погребённых почвенных горизонтов; 4 – подписи уровней, овалами выделены значимые деревья; 5 – характерные элементы местности, используемые в качестве ориентиров в статье: 1 – «ворота», 2 – лавовый поток, 3 – нижняя станция современной канатной дороги, 4 – база МГУ, 5 – «лесной остров»

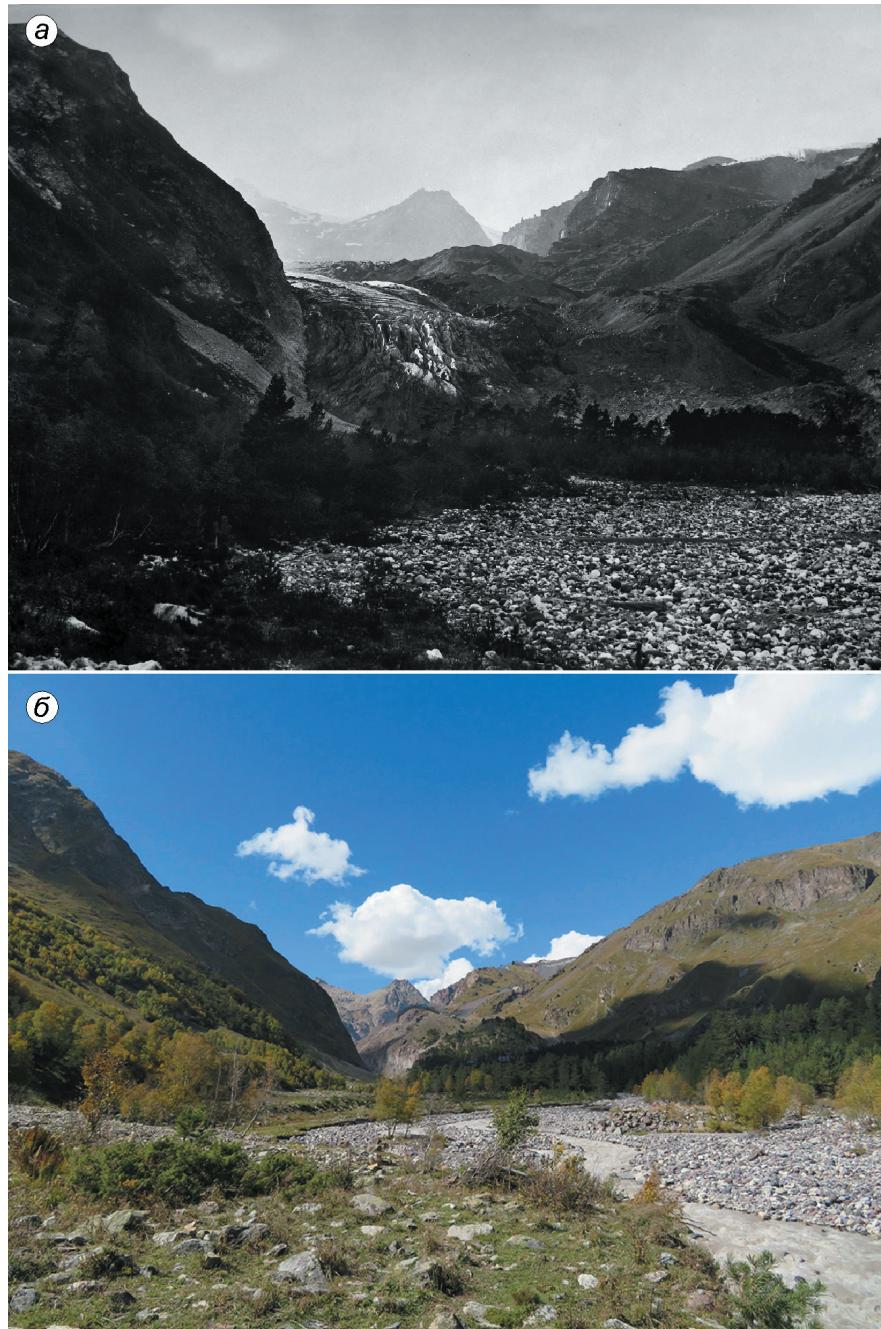
**Fig. 1.** Scheme of the forefield of the Greater Azau glacier.

1 – positions of trees and its ages on the moraines (age of first tree-ring adjusted for missing rings in the center of the core); 2 – positions and names of moraines; 3 – positions of the sections with radiocarbon dating of buried soil horizons; 4 – names of levels, The significant trees are marked by ovals; 5 – typical elements of the surface used as landmarks in the article: 1 – «gate», 2 – lava flow, 3 – the lower station of the modern cable car, 4 – the base of Moscow State University, 5 – «forest island»

поскольку, судя по их описаниям и фотографиям, все эти морены имели тогда свежую поверхность. Очевидно, что левая часть языка ледника Большой Азай распространялась почти до середины лавового потока в 1960–80-х годах. Каждая из подвижек ледника была немного меньше предыдущей, так как валы расположены близко один от другого.

Описанные морены наложены на маломощный почвенный горизонт, который присутствует в разрезе 2 (см. рис. 1) на глубине примерно 50–70 см от поверхности. Его радиоуглеродный возраст –  $130 \pm 20$  лет (IGAN ams – 6826, датированы угли). Хотя при калибровке таких молодых возрастов получается календарная дата с

большим временным разбросом (1680–1939 гг., 95,4%), эта датировка подтверждает время перекрытия почвенного горизонта ледниковых отложениями во время последней серии осциляций ледника Большой Азай в середине XIX в. Непосредственно проследить переход исследуемых нами береговых морен в конечные в настоящее время сложно, так как рельеф в этом месте существенно изменён в результате антропогенной деятельности, однако отметим, что ранее эти морены были описаны в работах Н.А. Володичевой [17]. Внешняя часть лавового потока, на которой расположены упомянутые здесь береговые морены, гораздо более древняя и выглядит задернованной уже на фо-



**Рис. 2.** Фотографии ледника Большой Азау:

*а* – сделана В. Селла в 1889 г. с правого берега р. Баксан в сторону лавового потока; *б* – повторная фотография, сделанная В.Н. Михаленко в 2014 г.

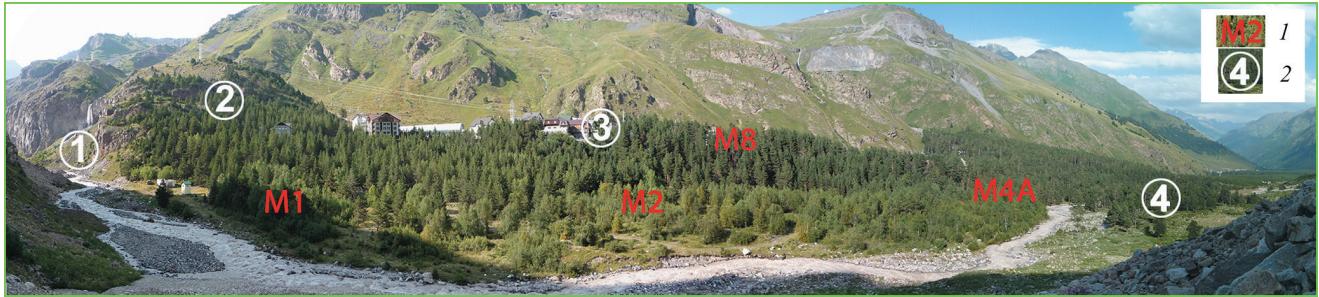
**Fig. 2.** Photographs of the Greater Azau glacier:

*a* – made by V. Sella in 1889 from the right bank of Baksan river toward the lava flood; *b* – repeated photograph, made by V.N. Mikhalenko, 2014

тографии В. Селлы. Почвенный разрез 1 в этой части (см. рис. 1) свидетельствует о длительном ненарушенном осадконакоплении и почвообразовании, т.е. отсутствии ледника на этой поверхности, как минимум, на протяжении последних

$4420 \pm 80$  (n22268, Hannover, угли) радиоуглеродных лет [1, 4]. Лишайники на этой поверхности достигают диаметра 200–230 мм.

**Конечные морены второй половины XIX и начала XX вв.** Положение конца ледника Большой



**Рис. 3.** Панорама левого борта долины р. Баксан около пос. Азау (фото В.Н. Михаленко, 2014 г.)

1 – названия морен; 2 – характерные элементы местности, используемые в качестве ориентиров в статье: см. рис. 1

**Fig. 3.** Panorama of the left bank of the Baksan river near Azau village (photo of V.N. Mikhalenko, 2014).

1 – names of moraines; 2 – typical elements of the surface used as landmarks in the article

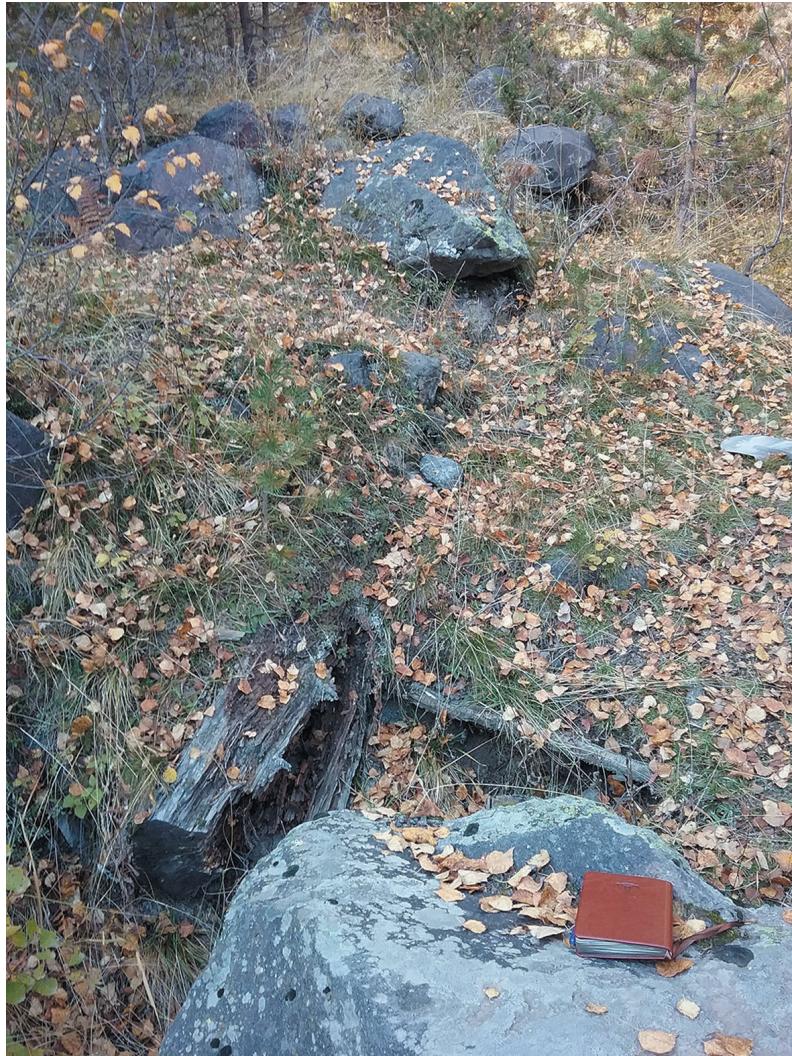
Азау в 1880-х годах и в 1911 г. зафиксировано на картах А.В. Пастухова и Г. Бурмистера. Попытка привязать карту А.В. Пастухова к современным снимкам показывает, что хребты, реки и скалы привязываются достаточно хорошо, но контур ледника при этом проходит по хребтам. Таким образом, положение конца ледника по данной карте можно определить лишь приблизительно. На плане Г. Бурмистера конец ледника находится выше «ворот», что подтверждают фотографии того времени [5]. Как было показано ранее И.А. Лабутиной [18], система высот этой карты ниже современной примерно на 20 м [8]. Положение конца ледника с карты военных топографов отмечено на плане Г. Бурмистера. Судя по отметке на данной карте, конец ледника в 1889 г. находился приблизительно на 230 м ниже «ворот».

На дне долины, ниже скальных «ворот», можно выделить несколько конечно-моренных валов, хотя некоторые участки существенно повреждены и изменены лавинной и селевой деятельностью. Положение и возраст валов определены Н.А. Володичевой по историческим и геоморфологическим данным [4]. На морене M1 (см. рис. 1), которую Н.А. Володичева датирует 1890 г., дата первого годичного кольца самого старого дерева – 1941 г. Морена 1880-х годов [4] M2 выражена чётко и спускается в виде двух близкорасположенных, почти параллельных валов в долину. На ней растёт дерево, появившееся здесь в 1934 г. Между моренами M2 и M3, возможно, существуют следы ещё двух стадий, однако находятся они в зоне действия лавины и их следы плохо читаются в рельефе. На этой поверхности самое старое дерево – 1914 г. Морена M3, по данным Н.А. Володичевой, относит-

ся к 1870-м годам. Перед ней растёт сосна, дата первого годичного кольца которой датируется 1893 г. Между мореной M3 и следующей – «мореной Абиха» (M4), состоящей из двух валов (4A и 4B), есть дерево, поселившееся здесь в 1883 г. Самое старое дерево на валу – 1888 г.

Учитывая поправки на высоту бурения и время колонизации поверхности сосновыми (общая поправка 10–20 лет), можно сделать вывод, что дендрохронологический метод не противоречит историческим датировкам Н.А. Володичевой: ни одно дерево не превосходит по возрасту исторические даты поверхности морен и участков зандра между ними. Возраст деревьев вниз по долине увеличивается, что также косвенно подтверждает достоверность датировок. Точность метода, к сожалению, не позволяет уверенно различить поверхности, возраст которых отличается на 1–2 десятилетия. Однако следует учитывать, что почти весь этот участок подвергается воздействию лавин, поэтому растительность на нём сильно изменена (рис. 3).

**Дерево, погребённое в морене 1880-х годов.** В морене M2, которая, согласно представлениям Н.А. Володичевой, основанным на исторических данных, датируется 1880-ми годами [4], в 1960-х годах был найден погребённый ствол сосны (координаты: 43.26433° с.ш., 42.47869° в.д., высота 2322 м) (рис. 4). Радиоуглеродный анализ показал, что возраст дерева –  $140 \pm 75$  лет [1] (калиброванная дата – 1650–1960 годы). Е.А. Долгова и др. в 2007 г. сделали попытку перекрёстного датирования керна из этого дерева, в котором было 63 кольца. Сопоставление с имевшейся на тот момент времени хронологией ширины колец сосны из долины



**Рис. 4.** Ствол дерева, погребённый во внешней части морены 1880-х годов  
**Fig. 4.** Tree trunk buried in the outer part of the moraine of 1880s

р. Баксан показало наилучшее совпадение двух кривых в диапазоне 1841–1903 гг. [19]. Поскольку внешние кольца в керне не сохранились, для уточнения времени гибели дерева позже была использована фотография спила этого дерева в более сохранном состоянии, сделанная ранее А.Д. Олейниковым. Таким образом, к дате, полученной путём перекрёстного датирования, добавилось ещё 31 кольцо, которое читается на фотографии по периферии спила, но было утрачено в керне. Установленная дата гибели дерева – 1934 г., и это дерево, с большой долей вероятности, не имеет отношения к наступлению ледника в 1880-х годах. Тогда предположили, что дерево было принесено со склона и с тех пор находилось в полупогребённом состоянии во

внешней части морены. На спиле заметны прижизненные деформированные слои и шрамы, что показывает длительное компрессионное воздействие на дерево. В процессе настоящего исследования был повторно сфотографирован спил дерева с более высоким разрешением. На фотографии удалось выделить все 126 годичных колец, и было проведено сравнение построенной древесно-кольцевой серии с новыми сводными хронологиями, которые с 2004 г. пополнились несколькими сотнями образцов и служат надёжной основой для перекрёстного датирования. Поскольку внешняя часть спила гладкая и внешние кольца имеют хорошую сохранность, дендрохронологическая дата должна быть близка к истинной дате гибели дерева.

Ширины годичных колец измеряли вдоль четырёх радиусов, выбранных на изображении спила. Четыре серии ширины годичных колец тесно коррелируют между собой, а также с измерениями, полученными нами ранее по керну (63 кольца, коэффициенты корреляции варьируют от 0,45 до 0,70) [19]. Высокая согласованность измерений позволила объединить все пять древесно-кольцевых серий в единую «плавающую» хронологию путём осреднения. В настоящей работе датирование «плавающей» хронологии велось относительно нескольких мастер-хронологий, каждая из которых отражает разные ландшафтно-климатические условия. В первую очередь, использовали мастер-хронологию по ширине годичных колец, построенную из образцов сосен, растущих в верховьях долины р. Баксан. Длительность баксанской хронологии (код BAZ) достигает 364 лет (1653–2016 гг.) и состоит из 119 древесно-кольцевых серий. Вторая мастер-хронология (код UTL) построена на основе образцов сосен, растущих на верхней границе леса долины р. Баксан на склонах хребтов Чегет и Терскол. Её длительность – 318 лет (1694–2011 гг.), и она включает в себя 33 древесно-кольцевых серии. Баксанские хронологии заканчиваются в конце XVII в., поэтому более ранний период остаётся неучтённым. Для расширения периода датировки использовали мастер-хронологии длительностью более 500 лет, построенные для хвойных, растущих на западном Кавказе (долины рек Теберда и Кизгич). Основание для использования мастер-хронологий с западного Кавказа – тесная корреляционная связь, установленная между дендрохронологическими рядами (таблица).

В таблице приведены возможные варианты датировок, полученных относительно нескольких мастер-хронологий. Датировки ранжированы в соответствии со значениями  $t$ -критерия Стьюдента  $T_{test}$ . Если говорить о датировке, полученной путём сравнения плавающей хронологии с самой ближайшей баксанской мастер-хронологией, то период жизни дерева составляет 1759–1883 гг. Однако даже для этой датировки характерны низкие статистические показатели (см. таблицу). Отметим, что сравнение с другими мастер-хронологиями дало разброс дат от конца XVII в. до середины XX в. При этом статистические показатели ( $t$ -критерия Стьюдента и

коэффициент корреляции) – невысокие и отличаются незначительно.

В дендрохронологических исследованиях датировка считается надёжной, когда  $T_{test}$  больше семи [20], в данном случае он не превышает трёх. Причины отсутствия надёжных дат могут быть следующие: а) теоретически дерево может быть старше 500 лет; б) недостаточно качественно измерена ширина годичных колец по фотографии пня; в) дерево могло расти на склоне под воздействием лавин, что привело к формированию асимметричных годичных колец и стало причиной низких значений корреляции. В пользу последнего довода говорит и наличие многочисленных прижизненных шрамов, обнаруженных на спиле. Наиболее вероятные годы жизни погребённого дерева, согласно новым данным, 1759–1883 гг., вторая по вероятности датировка – 1826–1950 гг. К сожалению, результаты перекрестного датирования по-прежнему не могут быть признаны однозначными и достоверными из-за низких коэффициентов корреляции ширины колец этого образца с хронологией верховьев долины р. Баксан, относительно которой проведено датирование.

**«Морена Абиха» (M4A и M4B).** Положение морены 1849 г. определяется исследователями в основном на основе гравюры конца ледника, сделанной академиком Г. Абихом с натуры; см. с. 314 в работе [4]. Судя по этой гравюре, ледник Большой Азau целиком заполнял глубокий каньон, а при выходе из него растекался в виде широкой лопасти от одного борта долины до другого. Однако рисунок сделан издалека и, учитывая плоскую долину, точно определить положение морены трудно.

По представлениям Н.А. Володичевой, «морена Абиха» (M4) расположена на высоте примерно 2295 м, под базой МГУ. Здесь, по внутреннему склону высокой береговой морены спускаются два моренных отрожка – M4A и M4B – на расстоянии около 10–20 м один от другого. В нижней части долины они соединяются с конечно-моренным комплексом, сложенным крупными, обработанными ледником валунами. Очевидно, ледник в этом месте наступал дважды – следы этих наступлений чётко выражены в виде морен. По дендрохронологическим данным, эти две стадии наступления различить невозможно. Дата первого годичного

## Результаты датировки сосны, погребённой в морене ледника Большой Азау

Номер хронологии	Датировка, годы	<i>t</i> -критерий Стьюдента $T_{test}$	Коэффициент корреляции Пирсона $C_{corr}$	Общий период с мастер-хронологией, лет
<i>Баксанская (BAZ, сосна, 1653–2016 гг.)</i>				
1	1759–1883	3,2	0,28	125
2	1732–1856	2,6	0,23	125
<i>Баксанская верхней границы леса (UTL, сосна, 1694–2011 гг.)</i>				
1	1826–1950	2,9	0,25	125
2	1630–1754	2,7	0,33	60
<i>Западно-Кавказская хронология верхней границы леса (KYZ, сосна, 1550–2007 гг.)</i>				
1	1594–1718	3,4	0,29	125
2	1535–1659	2,6	0,24	109
<i>Западно-Кавказская хронология верхней границы леса (D08PE, пихта и ель, 1423–2015 гг.)</i>				
1	1582–1706	3,0	0,26	125
2	1540–1664	2,9	0,25	125

\*BAZ – хронология по ширине годичных колец сосны из предполья ледника Большой Азау продолжительностью 364 года (с 1653 по 2016 г.); UTL – хронология по ширине годичных сосны из долины р. Баксан, но в отличие от хронологии BAZ образцы отобраны на верхней границе леса; KYZ – хронология по ширине годичных колец сосны, растущей на Западном Кавказе в долине р. Кизгич. Её использование для датирования обусловлено большой продолжительностью – 458 лет (с 1550 по 2007 г.); D08PE – хронология по ширине годичных колец ели и пихты, растущих на Западном Кавказе в долине р. Кизгич. Эта датировка, как и хронология KYZ, используется нами для датирования из-за большой продолжительности – 593 года (с 1423 по 2015 г.). Датировка проводилась относительно четырёх хронологий, название, видовой состав и продолжительность которых выделены в таблице курсивом. Для каждого варианта показаны две наиболее вероятные датировки с самыми высокими значениями *t*-критерия Стьюдента  $T_{test}$  и коэффициентами корреляции Пирсона  $C_{corr}$ . Все коэффициенты корреляции значимы при  $p < 0,05$ .

кольца самого старого дерева на одном из этих валов датируется 1888 г., что, учитывая поправки и возможные погрешности, не противоречит исторической оценке положения вала. Г. Абих указывал, что ледник спускался в старый лес, где росли деревья возрастом 80–100 лет. Согласно дендрохронологическим данным, первые деревья на дне долины Большой Азау, которые в 1849 г. могли быть описаны как «старый лес», находятся на террасе именно за этой мореной и появились они в 1800-е годы. Исследование аномалии прироста одного из деревьев, имеющего характерный изгиб ствола, который теоретически мог быть вызван ударом обломка, скатившегося с «морены Абиха», показало, что повреждение относится к 1879–1884 гг. и не связано с деятельностью ледника.

**Терраса и морена ниже «морены Абиха» (M4).**

За мореной M4 начинается терраса шириной до 20–30 м и высотой 2–3 м над рекой. На террасу наложен невысокий (до 3 м) хорошо выраженный моренный вал M5. Дата первого годично-го кольца самого старого дерева на этой террасе – 1801 г., на морене – 1803 г. Очевидно, что терраса и морена образовались не позже конца

XVIII в. Лишайники на поверхности морены достигают 120 мм, что, по самым консервативным оценкам (линейная модель роста [13]), составляет более 400 лет. Морена M5 выходит к реке прямо напротив фрагмента частично размытой морены, покрытой лесом, и, по-видимому, представляет собой часть этого моренного комплекса, возраст которого, как будет показано далее, существенно древнее двух столетий.

За мореной M5 начинается ещё одна низкая терраса высотой примерно 1 м над урезом воды. Здесь река делает резкий поворот, наклон русла заметно увеличивается, а на моренные отложения накладываются более молодые отложения селевых потоков конуса Гарабаши. Вдоль русла реки идёт невысокий прерывистый вал, вероятно морена M6, на которой растут старые деревья. Минимальный возраст этой поверхности – середина XVII в. (дата первого годично-го кольца самого старого дерева – 1689 г.). Ещё ниже по долине сосновый лес на правом борту почти полностью уничтожен лавинами (по данным наблюдений сотрудников МГУ).

**Конечные морены в центральной части долины р. Баксан («лесной остров»).** В центральной



Рис. 5. Береговая морена M8

Fig. 5. Lateral moraine M8

части долины, в русле р. Баксан сохранилось два фрагмента конечных морен, частично эродированных рекой и покрытых старым сосновым лесом. Одна из них находится напротив места, где выклинивается вал M5 на левом борту, минимальный возраст которого конец XVIII в. На морене в центре долины лес гораздо старше: здесь растут деревья, первое годичное кольцо которых датируется 1666, 1676 и даже 1598 гг. Последнее – самое старое живое дерево, обнаруженное нами в долине р. Баксан (год образования первого кольца – 1598). Максимальный размер лишайников на этой поверхности достигает 120–130 мм и совпадает с таковым на морене M5. Таким образом, минимальный возраст морены M5 оценивается как конец XVI в., но её истинный возраст может быть более древним.

**Береговая морена «XVII в.».** Береговая морена «XVII в.» (M8) тянется вдоль русла р. Баксан почти от станции канатной дороги – сначала в виде плоской террасовидной площадки, затем в виде вала, который имеет крутой склон, обращённый к реке, а с дистальной стороны выглядит как невысокий, но также явно выраженный вал (рис. 5). Он хорошо читается в рельефе

до вреза ручья Гарабаши. Непосредственно на гребне этого вала выше «морены Абиха» деревьев старше 1880-х годов не обнаружено. При мерно на 5–7 м ниже гребня береговой морены «XVII в.» в районе базы МГУ со стороны р. Баксан находится плоская поверхность шириной 20–30 м и длиной около 250 м – камовая терраса. На поверхность террасы наложен невысокий мореный вал – M7. Терраса выклинивается у калитки базы МГУ, а в нижней части подрезана ручьём Гарабаши (см. рис. 1). Над руслом р. Баксан терраса возвышается на 12–15 м. Многие сосны на камовой террасе поражены сердцевинной гнилью, однако одно дерево относится к середине XVII в. (возраст первого годичного кольца – 1656 г.). Камовая терраса и наложенная на неё морена расположены с внутренней стороны морены M8, т.е. имеют более молодой возраст, чем морена M8. Вместе с тем они явно старше морен M5 и M6, которые находятся ниже, почти на уровне русла реки. Минимальный возраст морены M5, согласно данным дендрохронологии, – вторая половина XVI в. Таким образом, высокая терраса и расположенная на ней морена M7 старше второй половины XVI в. Ещё стар-

ше береговая морена M8, которую принято называть мореной «XVII в.».

**Морены XIII–XIV в.** Отложения, на которых расположены автомобильная и канатная дороги, десятки гостиниц и других строений, существенно изменены как антропогенной деятельностью, так и селевыми, и лавинными процессами. Генезис этих отложений до конца не ясен. Вероятно, это остатки старых морен, маркирующих наступления ледников верховьев долины р. Баксан. Старые деревья сохранились только в центральной части комплекса. Условно в пределах этого комплекса можно выделить три гипсометрических уровня.

А – верхняя, первая ступень. Первый верхний уровень морен наиболее пострадал от деятельности людей. Здесь, под лавовым потоком, расположены станция канатной дороги, кафе и гостиницы. Именно на этом уровне проходит граница наступлений ледника Большой Азау в XIX в. и в более ранние периоды. Здесь же находится ствол дерева, ещё недавно живого, а сейчас – без кроны и ветвей. Дерево оказалось очень старым – первое годичное кольцо датируется 1678 г. (1678–2011 гг.). Это означает, что данная поверхность не подвергалась оледенению как минимум с середины XVII в.

В – средняя, вторая ступень. На второй ступени расположены гостиницы «Чыран Азау» и «Азау Премьер». В 2018 г. здесь находилось пять старых сосен и несколько свежих пней от старых спиленных деревьев. Дата первого годичного кольца самого старого пня, определённого прямым подсчётом количества колец, – примерно 1693 г., а самые старые живые сосны появились здесь в первой половине XVIII в. Со стороны дороги поверхность второй ступени повреждена селем и лавинами, возможно, это случалось неоднократно. У дороги находится разрез отложений (разрез 5), где хорошо видны два разнородных горизонта, между которыми на глубине 1 м имеется слабо выраженная погребённая почва. Её возраст по  $^{14}\text{C}$  датировке – современный (ИГАН-4611). На поверхности растут молодые сосны (самая старая сосна датируется 1951 г.). Чуть выше по долине, за дорогой, у автомобильной стоянки вскрывается разрез склоновых отложений с тремя погребёнными почвами (разрез 3), имеющими возраст (снизу–вверх)  $380\pm 60$  (ИГАН 3938),  $170\pm 50$  (ИГАН 3939) и мо-

ложе 170 л.н. (последняя не датирована) соответственно [21]. Возможно, погребённая почва в описанном разрезе соответствует верхнему уровню в селевых отложениях у дороги.

С – нижняя, третья ступень. На третьем уровне, где расположена гостиница «Балкария», дата первого годичного кольца наиболее старого из сохранившихся деревьев – 1815 г. Третья ступень заканчивается довольно крутым склоном над Поляной Азау, где находится база МГУ. На этом склоне был пройден шурф и получена  $^{14}\text{C}$  датировка погребённой почвы  $340\pm 95$  л.н. [1] (разрез 4). Калиброванный возраст образца составляет 1400–1850 гг. (93,6%). Пять наиболее старых деревьев, пробуренных на этой поверхности в 2002 г., не имеют точной пространственной привязки. Деревья располагались над Поляной Азау на морене, которая условно называлась мореной XIII в., т.е. на её второй или третьей ступени. Дата первого годичного кольца самого старого дерева – 1640 г. Хотя радиоуглеродная и дендрохронологические датировки формально не противоречат друг другу, есть основания полагать, что поросшие старым лесом отложения, на которых стоит база МГУ и другие строения, имеют более древний возраст. Как было показано ранее, береговая морена, которая наложена на эти отложения, имеет возраст старше второй половины XVI в., а по косвенным данным (размер лишайников на морене M5) – ещё более древний.

## Обсуждение результатов

Несмотря на выполненный нами детальный дендрохронологический анализ морен ледника Большой Азау, многие вопросы, связанные с колебаниями ледника, остались неразрешёнными. Это связано как с естественными ограничениями дендрохронологического метода, так и с уничтожением растительности лавинами, сходящими с правого борта долины р. Баксан на дно долины, где расположены конечные морены ледника. Принципиальное значение для определения положения конечных морен XIX в. имеет вопрос о том, было ли дерево, погребённое в морене 1880-х годов, *in situ* или оно росло в другом месте? По мнению Г.К. Тушинского и В.И. Турмановой, которые его обнаружили, оно было

погребено ледником, который наступал и вторгался во взрослый хвойный лес (дерево оставалось под слоем морены, пока его не раскопали в 1960-х годах). Но если 126-летнее дерево росло там, где найдено, то «морена Абиха» (1849 г.) должна быть выше него по долине. Иначе дерево не могло бы сохраниться на высоте 2322 м на дне долины при наступлении ледника до высоты 2295 м в 1849 г. Это справедливо для обоих вариантов возможных перекрёстных датировок погребённого дерева – 1759–1883 гг. и 1826–1950 гг. Более того, если просто отсчитать назад 126 лет от даты находки дерева в 1960-х годах, то получится, что оно должно было появиться на месте морены 1880-х годов в конце 1830-х – начале 1840-х годов, что также невозможно, учитывая его собственный возраст. Таким образом, модель *in situ* в любом случае предполагает, что положение «морены Абиха» на высоте около 2295 м напротив базы МГУ определено неверно. Следствием положения модели *in situ* является вывод, что морены 1870-х и 1880-х годов должны быть расположены выше по долине по отношению к тому положению, где они отмечены сейчас, а участок долины на высоте 2322 м и ниже уже более 200 лет не покрывался ледником.

По предположениям Н.А. Володичевой, это дерево могло быть перемещено во время наступления ледника в 1849 г., вероятно, с левого борта долины, где растут старые деревья. Ледник, выходя из каньона, очень мощно растекался, увлекая и перемещая растущие в районе современной канатной дороги деревья. Дерево сохранилось, так как было перемещено талыми водами и засыпано мореной после отступления ледника. К сожалению, нам не удалось достоверно определить, было ли укоренено дерево, погребённое в морене 1880-х годов или оно было принесено из другого места, так как залегание комля нарушено. В настоящее время комель дерева и ствол разобщены: вероятно, дерево было распилено при отборе образцов на радиоуглеродное датирование в 1990-х годах. На имеющемся изображении (см. рис. 4) комель и ствол дерева ориентированы в разные стороны: комель с корнями – в направлении правого борта, а ствол – в направлении левого. По личному сообщению профессора О. Бауме, который участвовал в отборе образов на радиоуглеродный анализ в 1990-х годах, дерево укоренено не было.

Положение морены 1840-х годов в районе базы МГУ оспаривается Е.А. Золотаревым и И.Б. Сейновой [22], которые на основании рисунков, описаний и геодезических оценок Г. Абиха [2] считают, что конец ледника в момент посещения его Г. Абихом находился выше, примерно на уровне современного здания канатной дороги. Деревья, растущие на дне долины между «воротами», занятymi ледником в начале XX в., и высотой 2295 м, где расположена «морена Абиха», по предположению Г.К. Тушинского и А.В. Володичевой, не дают прямого опровержения выдвинутой гипотезы, так как на этом пространстве и на самом валу «морены Абиха» не встречаются деревья старше 1880-х годов. Отсутствие более старых деревьев может быть связано с тем, что многие из них были уничтожены интенсивной лавинной и селевой деятельностью в долине в XX в. Возраст растущих на валу «морены Абиха» сосен показывает, что после отступления ледника в 1850–70-х годах, т.е. через 20–30 лет, на моренном валу могли вырасти деревья. Тем не менее, само описание Г. Абиха и некоторые косвенные дендрохронологические данные – серьёзные поводы для дискуссии. В приложении к этой статье мы приводим перевод описания конца ледника Большой Азау из работы Г. Абиха 1875 г. (см. стр. 286).

Е.А. Золотарев подчёркивал, что в районе базы МГУ правой «короткой» морене ледника нет возможности упереться в гладкую гранитную стенку, так как её там нет. Н.А. Володичева оспаривает это утверждение и полагает, что стенка, которую имел в виду Г. Абих, находится на участке склона выше конуса выноса лавино-сбора № 2 (по Каталогу лавин МГУ, см. рис. 1.). Таким образом, вопрос о том, где находилась «морена Абиха», т.е. каких рамеров ледник достиг во время наступления в 1840-х годах, к сожалению, остаётся дискуссионным.

Немногие сохранившиеся старые деревья, которые растут сейчас на моренах ледника Большой Азау, дают возможность оценить максимально возможные границы распространения ледника в XIX в. «вширь». Так, в долине заметен невысокий моренный вал, перед которым стоит сухое дерево, первое годичное кольцо которого сформировано в 1678 г. (см. рис. 1). Неподалеку, за старым зданием канатной дороги, ещё в 2018 г. находился старый пень диаметром боль-

ше метра, к сожалению, уже тогда не пригодный для дендрохронологического датирования из-за плохой сохранности. В 2019 г. на этом месте началось строительство нового здания и пень был убран. Данные объекты показывают, что с конца XVII в. ледник не покрывал эту территорию. Важную информацию можно получить и учитывая расположение дерева D36S119, первое годичное кольцо которого сформировано в 1758 г. (см. рис. 1). Оно расположено на полочке, которая идёт вдоль внутреннего склона самой высокой береговой морены «XVII в.», ниже её верхнего края на 5–7 м. Расположение дерева доказывает, что ледник не доходил до данного уровня в момент посещения его Г. Абихом. Из описания Г. Абиха следует, что ледник «*превысил высоту моренной кромки на 30–40 футов (9–12 м)*», однако, о каком конкретно месте идёт речь, из этого описания непонятно.

Ещё одна проблема в долине Большого Азау связана с шириной конца ледника в середине XIX в. На рисунке Г. Абиха (см. с. 314 в работе [4]), который сделан издалека, фронт ледника простирается от одного борта долины до другого, оставляя незанятым лишь небольшое возвышение по левому борту. Н.А. Володичева [17] предположила, что в середине XIX в. ледник распространялся по всей долине, но его левый язык опускался до более низкого уровня. Согласно дендрохронологическим данным, это возможно до высоты 2352 м, где находится дерево, первое годичное кольцо которого сформировано в 1678 г. Вторым ограничением служит дерево, растущее на береговой морене, дата формирования первого годичного кольца которого – 1758 г. Положение береговых морен, расположенных на лавовом потоке (см. рис. 1), показывает, что ледник в своей левой части распространялся до станции новой канатной дороги, вероятно, во второй половине XIX в., но замыкание этих морен происходило на дне долины. Это можно проследить по фрагментам береговых морен, кое-где сохранившихся на внутренней поверхности старой береговой морены М7.

Благодаря сохранившимся старым деревьям в долине ледника Большой Азау, с помощью дендрохронологических исследований появилась возможность уточнить возраст морен старше двух веков. Фактически все морены, расположенные ниже высоты 2295 м (начало «лес-

ного острова») в моренном комплексе Большого Азау, образовались ранее второй половины XVI в., включая и самую высокую береговую морену, которую принято называть мореной «XVII в.». Предположительно, она выклинивается на высоте 2273 м, где р. Баксан делает крутой поворот. Между этим местом и «лесным островом» на цифровой модели рельефа выделяются пять гряд, которые могут быть как следами прошлых наступлений ледника, так и селевыми отложениями конуса Гарабаши.

Следы стадии наступления XVII в., которая выделена вероятно по аналогии с Альпами [7], на предпольях Большого Азау пока не выявлены. Однако это не означает, что такого наступления не было, поскольку сходство климатической и ледниковой истории на Кавказе и в Альпах подтверждено недавними аналитическими исследованиями [13, 23]. В частности, показано, что колебания летней температуры, восстановленные по дендрохронологическим данным, и особенности колебания ледников в последние столетия на Кавказе и в Альпах весьма схожи. Основные периоды угнетения приюста деревьев на моренах Большого Азау наблюдались в 1620-е, 1640-е, 1700–1715-е, 1720–50-е, 1806–1815-е, 1840-е и 1860-е годы. Наиболее детальная работа по реконструкции колебаний трёх ледников в Альпах, основанная на сравнении их изображений с серединой XVI в., показывает удивительную синхронность их колебаний: а) ледник Боссон – 1610/1643, 1685, 1712, 1777, 1818 (максимум), 1854, 1892, 1921, 1941 и 1983 гг.; б) ледник Мер де Гляс – 1644 (максимум), 1821 и 1852 гг.; в) ледник Гриндельвальдский – около 1600 г. (максимум) и в 1855–1856 гг. [3]. Принимая во внимание разную скорость реакции отдельных ледников на климатические изменения, отметим, что большинство этих дат совпадают с периодами угнетения приюста сосен на предпольях Большого Азау в 1640-е, 1710-е, 1800-е, 1840-е и 1860-е годы.

Более ранние наступления (до 1655 г.) ледника Мер де Гляс датированы с помощью дендрохронологического анализа древесины, погребённой в его моренах. Амплитуда наступлений в целом увеличивалась со временем. Три основных неофициальных максимума датируются VII, XII, XIII вв. и второй половиной XIV в. [24]. По аналогии с Альпами можно предполагать, что в ком-

плексе морен ледника Большого Азау содержатся следы многочисленных неогляциальных наступлений, которые далеко не ограничиваются наступлениями XIII, XVII и XIX вв. Попытки использовать радиоуглеродный метод для датирования отложений в долине Большого Азау пока дали ограниченные результаты. Несколько разрезов с погребёнными почвами в морене, а также в склоновых и лавинных отложениях дают близкий возраст:  $380 \pm 60$ ,  $440 \pm 135$ ,  $340 \pm 95$  лет [4, 21]. Близость этих датировок (интервал 340–440 радиоуглеродных лет или XV–XVIII вв.) даёт основание выдвинуть гипотезу о благоприятном для почвообразования периоде в высокогорьях Баксана и сокращении размеров ледников в это время, однако при калибровке радиоуглеродных дат временной диапазон этого периода всё ещё остаётся слишком широким (четыре столетия).

В 2019 г. В. Жомелли и О. Соломиной с поверхности морен ледника Большой Азау были отобраны образцы на анализ космогенных изотопов. Есть надежда, что с помощью нового метода удастся окончательно ответить на вопросы, сформулированные в данной статье и во многих публикациях предшественников.

## Заключение

Минимальный возраст отложений, сформированных ледником Большой Азау, был определён на основе дендрохронологического анализа более 150 сосен, растущих на Поляне Азау. Дополнительно использованы исторические свидетельства, картографические данные, материалы дистанционного зондирования, а также результаты лихенометрических исследований и радиоуглеродных датировок погребённых почв. Всё это позволило определить границы распространения конца ледника в конце XIX в., а также выяснить, что самая высокая и наиболее явно выраженная береговая морена, условное название которой морена «XVII в.», образовалась ранее конца XV в. Повторно исследован ствол сосны, погребённой в отложениях на дне долины, который был обнаружен в 1960-х годах. Ранее с помощью радиоуглеродного метода ствол был датирован  $140 \pm 75$  л.н. [1] (калиброванная дата – 1650–1960 гг.). Наиболее вероятные годы жизни погребённого дерева по дендрохронологическим данным – 1759–1883 гг.,

вторая по вероятности датировка – 1826–1950 гг. К сожалению, результаты перекрёстного датирования по-прежнему не могут быть признаны однозначными и достоверными из-за низких статистических оценок датировки. Вопрос о положении морены 1849 г., которую описывал Г. Абих, остаётся дискуссионным [2].

**Благодарности.** В многолетних работах на моренах ледника Большой Азау участвовали многие наши коллеги, которым авторы приносят самую искреннюю благодарность. Мы благодарим Г.А. Носенко, И. Хмелевского, П.Д. Полумиеву, А.Д. Олейникова В.Н. Михаленко, Т.М. Кудерину, В. Жомелли, В.В. Кузнецова, В.В. Мацковского, В. Шишкова. За помощь в переводе статьи Г. Абиха мы благодарим Е.С. Чиликину. Стереопара снимков *Pléiades*, использованная в этой статье, была предоставлена Ледниковой обсерваторией Плейадс, созданной Французским космическим агентством (CNES). Работа выполнена по теме «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменении климата» № 0148-2019-0004 Института географии РАН и при поддержке проекта «Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза» AAAA-A16-116032810095-6 кафедры криолитологии и гляциологии Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

**Acknowledgments.** Many of our colleagues have participated in the long-term work on the moraines of the Greater Azau glacier, to whom we bring the most sincere gratitude. We thank G.A. Nosenko, I. Khmelevsky, P.D. Polumiev, A.D. Oleinikova V.N. Mikhalenko, T.M. Kuderin, V. Jomelli, V.V. Kuznetsov, V.V. Matskovsky, V. Shishkov. For help in translating G. Abikh's article, we thank E.S. Chilikin. The *Pléiades* stereo-pair used in this study was provided by the *Pléiades* Glacier Observatory initiative of the French Space Agency (CNES). The work was carried out on the topic «Glaciation and associated natural processes during climate change» № 0148-2019-0004 of the Institute of Geography RAS and with the support of the project «Change of the Earth's cryosphere under the influence of natural factors and technogenesis» AAAA-A16-116032810095-6 of the Department of Cryolithology and Glaciology of Moscow State University named after M.V. Lomonosov.

**Перевод Е.С. Чиликиной фрагмента работы Г. Абиха про ледник Большой Азау  
(см. с. 97–102 работы [2])**

Баксанский ледник. Было 21 октября 1849 года, когда, с трудом поднимаясь вверх по этим древним моренам, я достиг внешнего края гигантской насыпи из обломочных пород и тем самым вздымающегося прямо передо мной ледника. Здесь открывался вид, очень похожий на тот, что в 1848 году явил взору ледник Алетч, находившийся в процессе необычайного продвижения вперёд. Продвинувшись вперёд на расстояние, намного превосходящее средние показатели, ледник достиг конечной или боковой морены более ранних периодов, которая успела зарости пихтами возрастом от 80 до 100 лет. Некоторые деревья оказались поваленными, и, будучи расколотыми в щепы в большей или меньшей степени, они виднелись на границе льда и обломочных масс; другие, перевалившиеся на лёд, частично застрыли в нём и торчали из него либо кроной, либо нижним концом ствола и корней. О сильном увеличении ледника свидетельствовало также то, что на расстоянии примерно 1500 футов от его конца давление ледяного потока, преимущественно направленное в левую сторону, стало причиной поверхностного смещения морены, и в процессе формирования находилось недавно возникшее, выходящее за пределы морены разветвление ледника. Там, где он захватил старую морену, ледник имел ширину 1430 футов. Лёд с очень высоким содержанием воздушных пузырьков, имеющий брекчиевую структуру и потому легко разрушающийся, превышал высоту края морены на 30 или 40 футов и при довольно крутом ступенчатом наклоне ледника вниз позволял дать лишь неточную оценку абсолютной мощности льда в диапазоне от 70 до 80 футов. Ледник, теснивший перед собой обломки более старых морен, заканчивался выпуклостью, выступающей подобно предгорью, у основания которой под широким, но низким сводом стремилась вперёд большая часть реки Баксан. Мои измерения, основанные на соответствующих, тщательно проведённых наблюдениях в Пяти-

горске, зафиксировали абсолютную высоту этой точки равную 7647 футам. На правой стороне ледника была видна только короткая морена, которая, направляясь по долине вверх, вскорости упиралась в гладкую гранитную стену. Боковая морена по левую сторону ледника, напротив, представляла собой значительную, однако заметно зауженную по всей своей длине призывающим потоком льда горную гряду, которая поднималась примерно на  $1\frac{1}{2}$  версты вверх по долине, полностью переходя в обломочные массы края лавового потока, скрывающегося под ледником. От ожидаемого гуффра остался слабый след снизу от места слияния обоих рукавов ледника по высоте в виде похожих на грязь борозд неравной ширины. Не имея видов на повторное, сравнительное посещение ледника в будущем, я, будучи и без того ограниченным во времени, вообще не предпринял никаких дальнейших измерений составных частей ледника и довольствовался тем, что зафиксировал всю территорию моих наблюдений на рисунке, который я исполнил с максимальной точностью при помощи измерения углов карманным секстантом с расстояния примерно  $3\frac{1}{2}$  вёрст по прямой, с высокой и легко могущей быть найденной снова точки, которая находится на левой стороне Баксана, сверху от места его слияния с Терсколом. Имея при себе этот рисунок при возвращении сюда 17 сентября 1873 года, я, находясь как раз на той самой точке, сразу увидел весь объём произошедших с ледником за прошедшие долгие 24 года изменений в их вполне понятной мне взаимосвязи. Двигаясь от временной стоянки по проложенному ранее пути, я достиг старой морены и мог, вскоре убедившись в полной её сохранности, с уверенностью найти на её вершине ту самую точку, из которой исходили мои более ранние наблюдения. Все внешние признаки, наблюдавшиеся отсюда, полностью подтверждали заявленное уменьшение ледника: я кратко их резюмирую. Ледник, по которому я совершил вос-

хождение на добрые 30 футов от этого места, исчез; он отступил на приличное расстояние, как бы просев сам в себя. Внутренний склон кажущейся теперь очень высокой морены имел на поверхности множественные террасы и с большой крутизной спускался к лежащему глубоко внизу дну долины, которая, имея существенную ширину и будучи покрыта беспорядочными и невысокими горками с обломками горных пород в виде булыжников и валунов, с небольшим уклоном поднималась к леднику. Внешний склон морены был недоступен из-за засохших пихтовых стволов и веток, наваленных друг на друга на и между огромными глыбами льда, и потому было бессмысленным спускаться вдоль острого края морены к вдающемуся глубоко в обломочные массы ущелью, в которое стекали спадающие каскадом со дна долины воды. Лишь с некоторыми усилиями, двигаясь вдоль внутреннего склона, в верхней части которого в большом количестве в разных плоскостях выступали растрескавшиеся и выглядящие так, как будто они отшлифованы, стволы деревьев, можно было достичь дна долины, а на нём сперва зону обломков, которая наиболее вероятно представляла собой сохранившуюся часть той конечной морены, что была здесь в 1849 году. Расстояние отсюда до точки, где подо льдом, деформированным обломочными массами, совершился основной сток сильно разветвлённых ледниковых вод, составляло, согласно приблизительным измерениям, 600 футов. Барометрические измерения, соотнесённые, как и тогда, с соответствующими наблюдениями в Пятигорске\*), показали 7630 футов как абсолютную высоту этой точки, в 123 футах над которой, как было определено на основании барометрической разницы, находится описанное выше место на краю морены. Эти показатели были необходимы, чтобы получить верное представление о полном масштабе ущерба, которому подвергся Баксанский ледник с 1849 года ввиду невероятного роста причин, вызывающих колебания (*прим. пер.: осцилляции*) в движениях ледяных потоков. В отсутствие каких-либо сведений о более ранних параметрах этого ледника остаётся полная не-

известность в отношении степени, в которой он, будучи в своём нынешнем состоянии, в целом отстал от среднего показателя своего горизонтального развития. Наиболее надёжное свидетельство в любом случае достигнутое в 1849 году предельного максимума динамики в продвижении вперёд представляют древние пихты, которые 24 года назад были захвачены вместе с нижележащим слоем и повалены находящимся в процессе продвижения вперёд ледником. Ко многим интересным признакам, которые обнаруживает современное состояние Баксанского ледника, относится ставшая теперь полностью различимой благодаря таянию (*прим. пер.: абляции*) геология его залегания на пластах шлаковидного потока лавы, который, начиная от Педаментины (*прим. пер.: возможно, имя нарицательное, обозначающее «террасовидное возвышение»*), предшествовал ледяному потоку вплоть до места вблизи его сегодняшнего конца. Там, где ошлакованные до красно-коричневого лавовые массы, кажется, словно стремятся сливаться с мореной, можно увидеть падение их пласта под ледник и убедиться в том, что динамическая работа последнего не смогла разрушить пористый поток трахита, залегающий пластом на гранитной подстилающей породе. Как бы сильно факт постепенного отступания ледника ни занимал внимание жителей долины, было, естественно, всё же трудно получить сколько-нибудь пригодные для работы данные о хронологическом развитии его уменьшения и, в частности, сведения о начале того периода, когда динамика продвижения вперёд, характерная для 1849 года, перешла в ретроградную. Вместе с тем и здесь физические свойства внутреннего склона морены, обращённого в сторону возникшей пустоты, обнаруживают некоторые морфологически важные черты, интерпретация которых со стороны умного, обладающего замечательным даром наблюдателя жителя Уруспи, проверенная там же, совершенно совпадала с выводом, к которому меня привело собственное наблюдение. Уже упомянутые выше выступы в виде террас на внутреннем склоне морены отличались симметричным расположением как в отношении

\*1849 Окт. 22 h. 10. Пятигорск 568,34.  $t = 6,5$  Ледник 457,40  $t = 4,7$  1873 Сент. 17 h. 10. „569/21.  $t = 9,5$ , „458.00  $t = 4,6$   
Высота над уровнем моря ячейки барометра в Пятигорске в 1840–1856 гг.: в 1873 г., однако, 1783 фута.

друг друга, так и относительно самого края морены. Они облегчали спуск от него ко дну долины, и поскольку они растянулись в равных промежутках вплоть до него, было бы естественно предположить в них в какой-то степени вторичные морены стадии отступания ледника (*moraines en retraite*) и тем самым приписать им значение естественных свидетельств ежегодного уменьшения и отступающего движения ледника. С достаточной определённостью можно различить 17 таких соединённых со склоном, почти бульбовидных выступов, и я едва ли найду причину не доверять полученному со слов очевидцев утверждению о том, что образование этих ступеней действительно

произошло в предположенных манере и связи. Если признать некоторую доказательную силу этих обстоятельств, то можно было бы отнести начало периода отступания Баксанского ледника примерно на 1856–1857 годы; предположение, которое является для нас правдоподобным также и по некоторым другим причинам. Тем больше приблизилось к осуществлению намеченное ещё ранее посещение ледника Терскол, ведь представлялось важным узнать, распространились ли на него и если да, то каким образом явления отступания так близко прилегающего к нему ледника Баксан, который пополняется за счёт того же фирнового резервуара.

## Литература

1. Marcinek J. Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes: Beiträge zur glazialen, periglazialen und kryogenen Morphogenese im zentralen Kaukasus. Justus Perthes Verlag, 1998. 190 c.
2. Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 c.
3. Nussbaumer S., Zumbühl H. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): A new high-resolution glacier length curve based on historical documents // Climatic Change. 2012. V. 111. C. 301–334. 10.1007/s10584-011-0130-9.
4. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Ред. Н.П. Лаверов. М.—Нальчик: изд. РАН, 2004. 438 с.
5. Burmester H. Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanquellgebiet (Kaukasus) // Zeitschrift für Gletscherkunde. 1913. Bd. 8. Ht. 1. C. 1–41.
6. Панов В.Д., Ильин Ю.Г., Салпагаров А.Д. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия. Пятигорск: Северокавказское изд-во МИЛ, 2008. 330 с.
7. Оледенение Эльбруса / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1968. 345 с.
8. Золотарёв Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. М.: Научный мир, 2009. 238 с.
9. Турманова В.И. Исследования эволюции ледника Джанкуат фитоиндикационными методами // МГИ. 1971. Вып. 18. С. 106–109.
10. Соломина О.Н., Долгова Е.А., Максимова О.Е. Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на Северном Кавказе, Крыму и Тянь-Шане по дендрохронологическим данным. М.—Санкт-Петербург: Нестор-История, 2012. 232 с.

## References

1. Marcinek J. Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes: Beiträge zur glazialen, periglazialen und kryogenen Morphogenese im zentralen Kaukasus. Justus Perthes Verlag, 1998: 190 p.
2. Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875: 138 p.
3. Nussbaumer S., Zumbühl H. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): A new high-resolution glacier length curve based on historical documents. Climatic Change. 2012, 111: 301–334. doi: 10.1007/s10584-011-0130-9.
4. Prirodnye processy na territorii Kabardino-Balkarii. Environmental processes in the territory of Kabardino-Balkaria. Moscow—Nal'chik: RAS, 2004: 438 p. [In Russian].
5. Burmester H. Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanquellgebiet (Kaukasus). Zeitschrift für Gletscherkunde. 1913, 8 (1): 1–41.
6. Panov V.D., Il'ichev Yu.G., Salpagarov A.D. Kolebaniya lednikov Severnogo Kavkaza za XIX–XX stoletiya. Fluctuations of glaciers of the North Caucasus during the 19th – 20th centuries. Pyatigorsk: North Caucasian publishing house MIL, 2008: 330 p. [In Russian].
7. Oledenie El'brusa. Elbrus glaciations / Ed. G.K. Tushinskiy. Moscow: MSU, 1968: 345 p. [In Russian].
8. Zolotarev E.A. Evolyuciya oledeneniya El'brusa. Evolution of Elbrus glaciations. Moscow: Nauchnyi Mir, 2009: 238 p. [In Russian].
9. Turmanina V.I. Studies of the evolution of the Dzhankuat Glacier by phytoindication methods. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovanii. Data of Glaciological Studies. 1971, 18: 106–109. [In Russian].
10. Solomina O.N., Dolgova E.A., Maksimova O.E. Rekonstrukciya gidrometeorologicheskikh usloviy poslednih stoletij na Severnom Kavkaze, Krymu i Ty'an'-Shane po dendrochronologicheskim dannym. Reconstruction of hydrometeorological conditions of the last centuries in the North Caucasus,

11. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Ч. I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Красноярск: КрасГУ, 2000. 80 с.
12. Holmes R.L. Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement // Tree-Ring Bulletin. 1983. V. 44. C. 69–75.
13. Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhalev V., Matskovskiy V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // Global and Planetary Change. 2016b. T. 140. C. 28–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
14. Shean D., Alexandrov O., Moratto Z., Smith B., Jougin I., Porter C., Morin P. An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery // ISPRS Journ. of Photogrammetry and Remote Sensing. 2016. V. 116. C. 101–117. 10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012.
15. Динник Н.Я. Горы и ущелья Терской области // Изв. Кавказского отделения РГО. 1884. Т. XIII. № 1. С. 1–48.
16. Россиков К.Н. Состояние ледников Северного склона Центрального Кавказа. Отчет за 1893 и 1894 гг. // Зап. Кавказского отдела РГО. 1896. Кн. 18. С. 279–322.
17. Володичева Н.А. Гляциогеоморфологический мониторинг ледникового комплекса Азау (южный склон Эльбруса). // Материалы Междунар. науч. конф. «Природные риски: анализ, оценка, картографирование». М.: Изд-во МГУ, 2013. С. 66–74.
18. Лабутина И.А. Общегеографические карты оледенения в Атласе ледников Эльбруса // МГИ. 1968. Вып. 13. С. 173–176.
19. Долгова Е.А., Соломина О.Н., Жомелли В., Юдина Ю.О., Олейников А.Д., Володичева Н.А. Дендрохронологическое датирование морен ледников Большой Азау, Шхельда и Терскол, долина р. Баксан, Приэльбрусье // Новые методы в дендроэкологии: Материалы Все-рос. науч. конф. с междунар. участием (Иркутск, 10–13 сентября 2007 г.). Иркутск, 2007. С. 87–89.
20. Domíngues-Delmás M. Seeing the forest for the trees: New approaches and challenges for dendroarchaeology in the 21th century // Dendrochronologia. 2020. V. 62. 125731. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125731>.
21. Соломина О.Н., Володичева Н.А., Володичева Н.Н., Кудерина Т.М. Динамика нивально-гля-  
Crimea and Tien Shan according to dendrochronological data. Moscow–St. Peterburg: Nestor–Istoria, 2012: 232 p. [In Russian].
11. Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Kirdyanov A.V., Kruglov V.B., Mazepa V.S., Naurzbaev M.M., Hantemirov R.M. Metody dendrochronologii. Ch. I. Osnovy dendrochronologii. Sbor i poluchenie drevesno-kol'cevoj informacii: uchebnoe posobie. Methods of dendrochronology. Part I. Fundamentals of Dendrochronology. Collecting and receiving tree-ring information: a training manual. Krasnoyarsk: KrasGU, 2000: 80 p. [In Russian].
12. Holmes R.L. Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement. Tree-Ring Bulletin. 1983, 44: 69–75.
13. Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhalev V., Matskovskiy V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. Global and Planetary Change. 2016b, 140: 28–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
14. Shean D., Alexandrov O., Moratto Z., Smith B., Jougin I., Porter C., Morin P. An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. ISPRS Journ. of Photogrammetry and Remote Sensing. 2016, 116: 101–117. 10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012.
15. Dinnik N.J. Mountains and gorges of the Terek region. Izvestiya Kavkazskogo otdeleniya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva. News of the Caucasian branch of the Russian Geographical Society. 1884, XIII (1): 1–48. [In Russian].
16. Rossikov K.N. Condition of the glaciers of the Northern slope of the Central Caucasus. Report for 1893 and 1894. Zapiski Kavkazskogo otdela RGO. Notes of Caucasus branch of Russian Geogr. Society. 1896, 18: 279–322. [In Russian].
17. Volodicheva N.A. Glaciogeomorphological monitoring of the Azau Glacier complex (southern slope of Elbrus). Materialy Mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii. «Prirodnye riski: analiz, ocenka, kartografirovaniye». Data of the International Scientific Conference. «Environmental risks: analysis, assessment, mapping». Moscow: MSU, 2013: 66–74. [In Russian].
18. Labutina I.A. General geographic maps of glaciers in the Atlas of Elbrus glaciers Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1968, 13: 173–176. [In Russian].
19. Dolgova E.A., Solomina O.N., Jomelli V., Udina Yu.O., Oleinikov A.D., Volodicheva N.A. Dendrochronological dating of Bolshoi Azau, Shkhelda and Terskol glaciers' moraines, Baksan valley, Prielbrusie. Novye metody v dendroekologii: materialy Vserossijskoj nauchnoj konferencii s mezhdunarodnym uchastiem (Irkutsk, 10–13 sentyabrya 2007 g.). New methods in dendroecology: materials of the All-Russian scientific conference with international participation (Irkutsk, September 10–13, 2007). Irkutsk, 2007: 87–89. [In Russian].
20. Domíngues-Delmás M. Seeing the forest for the trees: New approaches and challenges for dendroarchaeology in the 21th century. Dendrochronologia. 2020, 62; 125731. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125731>.

- циальных склоновых процессов в бассейнах рек Баксан и Теберда по данным радиоуглеродного датирования погребённых почв // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 118–126.
22. Золотарев Е.А., Сейнова И.Б. О пространственном положении и колебаниях ледника Большой Азau в последние столетия // МГИ. 1983. № 46. С. 156–163.
23. Dolgova E.A. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // Dendrochronologia. 2016. V. 39. С. 17–23.
24. Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.L., Miramont C., Arnaud F. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 108. С. 1–22.
21. Solomina O.N., Volodicheva N.A., Volodicheva N.N., Kudernina T.V. Dynamics of nival and glacial slope processes in the Baksan and Teberda river basins from radiocarbon dating of buried soils. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (1): 118–126. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-118-126>.
22. Zolotarev E.A., Seinova I.B. The spatial position and fluctuations of the Bolshoi Azau glacier in recent centuries. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1983, 46: 156–163. [In Russian].
23. Dolgova E.A. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data. Dendrochronologia. 2016, 39: 17–23.
24. Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.L., Miramont C., Arnaud F. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. Quaternary Science Reviews. 2015, 108: 1–22.

# Прикладные проблемы

УДК 550.837.76

doi: 10.31857/S2076673421020089

## Строение снежно-ледовых перемычек прорывных озёр полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации

© 2021 г. С.Д. Григорьева<sup>1\*,2</sup>, Э.Р. Кинябаева<sup>1,2</sup>, М.Р. Кузнецова<sup>1</sup>, С.В. Попов<sup>3,1</sup>, М.П. Кашкевич<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>2</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>3</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

\*grigoreva.svetl@gmail.com

## Structure of snow-ice dams of the outburst lakes in the Broknes Peninsula (Larsemann Hills, East Antarctica) based on ground-penetrating radar data

S.D. Grigoreva<sup>1\*,2</sup>, E.R. Kiniabaeva<sup>1,2</sup>, M.R. Kuznetsova<sup>1</sup>, S.V. Popov<sup>3,1</sup>, M.P. Kashkevich<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

<sup>3</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia

\*grigoreva.svetl@gmail.com

Received August 23, 2020 / Revised December 6, 2020 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** *Broknes Peninsula, East Antarctica, ground-penetrating radar, Larsemann Hills, outburst floods.*

### Summary

During the summer field season of the 65<sup>th</sup> Russian Antarctic Expedition a research aimed at studying the structure of the snow-ice dams of the Lakes Progress and Discussion (Larsemann Hills, East Antarctica), which are characterized with annual outburst floods, was carried out. Survey was performed using ground-penetrating radar sounding complemented with non-core drilling and analysis of the aerial photo data acquired with unmanned aerial vehicle during the last field seasons. The results show that location of the waterways, which occur during the outbursts of the both lakes, does not change significantly year in year out and fits a linear depression in basement topography under the dam and a following flexure of the ice layer. During the winter period, the opened channels are being filled with snow, and thereby a natural softened zone is being formed. Further outburst flood propagates mainly within this zone. Monitoring survey of the snow-ice dam of the Progress Lake during the summer period showed that destruction of the dam does not happen rapidly when the outburst takes place, but begins a few weeks before it with gradual filtration within the snow layer.

**Citation:** Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R., Popov S.V., Kashkevich M.P. Structure of snow-ice dams of the outburst lakes in the Broknes Peninsula (Larsemann Hills, East Antarctica) based on ground-penetrating radar data. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 291–300 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020089.

Поступила 23 августа 2020 г. / После доработки 6 декабря 2020 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

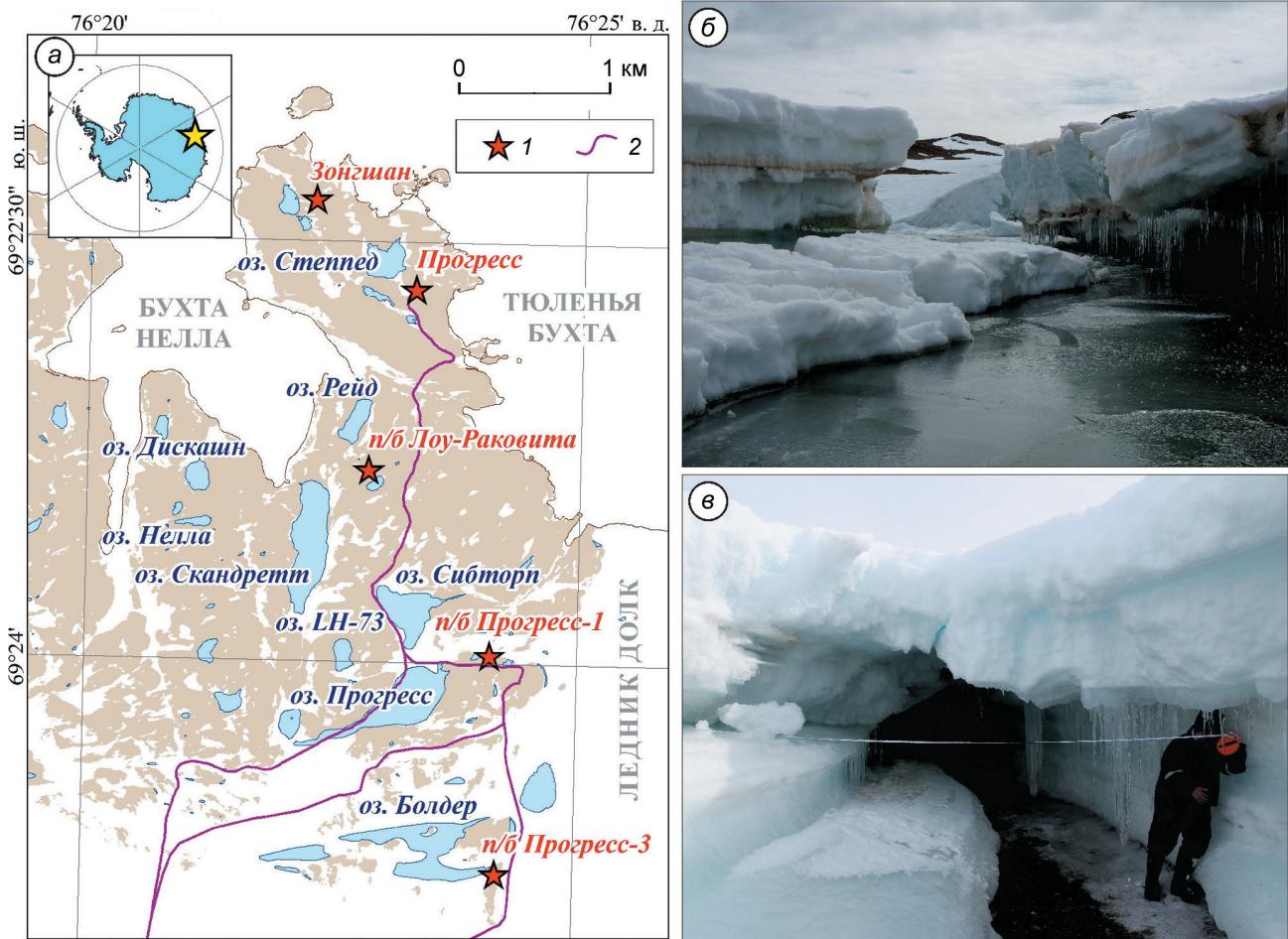
**Ключевые слова:** *Восточная Антарктида, георадарное профилирование, полуостров Брокнес, прорывные паводки, Холмы Ларсеманн.*

Приведены результаты изучения строения снежно-ледовых перемычек прорываоопасных озёр Прогресс и Дискашин (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида), выполненные методом георадиолокации. Дополнительно проведены бескерновое механическое бурение и аэрофотосъёмка с использованием беспилотного летательного аппарата. На примере изученных водоёмов установлены основные геолого-гляциологические тенденции формирования прорывных паводков ледниковых озёр.

### Введение

Одна из отличительных физико-географических черт полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) – наличие многочисленных пресноводных водоёмов, среди которых в особую группу входит ряд озёр, характеризующихся периодическими прорывными

паводками [1]. Как правило, они подпружены естественными снежно-ледовыми плотинами. При переполнении водоёма и повышении напряжения на перемычку происходит её полное или частичное разрушение, что вызывает стремительную разгрузку озёрных вод через сформированный таким образом канал стока. Среди примеров таких явлений, известных в пределах



**Рис. 1.** Характеристика участка работ в восточной части полуострова Брокнес:  
а – обзорная схема [3]; б – канал прорыва оз. Прогресс (15 января 2019 г., фото А.А. Четверовой); в – канал прорыва оз. Дискашин (24 января 2018 г., фото С.В. Попова). 1 – полярные станции и полевые базы; 2 – трассы движения транспортной техники

**Fig. 1.** Characteristics of the area of investigations at the eastern part of the Broknes Peninsula

а – location scheme [3]; б – outburst channel of the Progress Lake (15<sup>th</sup> January, 2019, photo by A.A. Chetverova); в – outburst channel of the Lake Discussion (24<sup>th</sup> January 2018, photo by S.V. Popov). 1 – polar stations and field camps; 2 – logistic routes

оазиса Холмы Ларсеманн, можно отметить формирование провала в западной части ледника Долк, образовавшегося 30 января 2017 г. в результате прорыва внутриледникового водоёма и разрушившего участок трассы, соединяющей Российскую антарктическую станцию Прогресс с аэродромом и пунктом формирования санно-гусеничных походов во внутренние районы Антарктиды [2, 3]. Из озёр восточной части п-ова Брокнес ежегодные прорывные паводки отмечаются на озёрах Прогресс, Нелла и Дискашин, а более редкие и нерегулярные – на озёрах Болдер, LH-73, Скандретт, Рейд (рис. 1).

Возможные катастрофические последствия прорывов ледниковых водоёмов делают

их опасными для расположенных поблизости объектов инфраструктуры полярных станций. Многолетние наблюдения позволяют установить водоёмы, которым свойственны прорывные паводки, однако полностью исключить хозяйственную деятельность на участках, примыкающих к ним, нельзя. Так, в районе станции Прогресс возможность организации транспортных маршрутов значительно ограничена расчленённым рельефом местности. Для обеспечения безопасности логистических операций вблизи опасных гидрологических объектов ведётся комплекс мониторинговых мероприятий, которые включают в себя использование гидрологических методов, а также регулярное геофи-

зическое обследование состояния снежно-ледовых плотин прорывных водоёмов [4].

В ходе работ летнего полевого сезона 65-й Российской антарктической экспедиции (2019/20 г.) с помощью георадиолокационного профилирования были обследованы снежно-ледовые перемычки озёр Прогресс и Дискашн, паводки которых наблюдались авторами в течение летних периодов 2017/18 и 2018/19 гг. (см. рис. 1, б, в). Геофизические работы были направлены на решение двух основных задач: 1) изучение внутреннего строения (вещественного состава, морфологии слоистых сред) снежно-ледовых перемычек и выявление их геоморфологических особенностей, способствующих развитию прорывных каналов; 2) оценка изменений, происходящих в теле снежно-ледовых перемычек в течение летнего периода.

### Методика работ

Планирование сети наблюдений при обследовании снежно-ледовых перемычек озёр Прогресс и Дискашн велось с учётом материалов, полученных в ходе предыдущих полевых сезонов [2, 5, 6]. Согласно им, последний прорыв оз. Прогресс произошёл 14 января 2019 г., оз. Дискашн – в период с декабря по 12 января 2019 г. (не наблюдалась авторами). Благодаря данным аэрофотосъёмок, выполненных в феврале 2019 г. (сезон 64-й РАЭ) при помощи беспилотного летательного аппарата, установлено положение каналов стока, сформированных в ходе паводков обоих озёр. К началу полевых работ 65-й РАЭ они были занесены снегом и не наблюдались с поверхности.

Поскольку по снежно-ледовой плотине оз. Прогресс проходит трасса движения транспортной техники, интенсивно используемая в летнее время, работы на этом участке в первую очередь были направлены на обеспечение безопасности логистических операций. Для этого георадарное профилирование выполняли с периодичностью один раз в три недели – с начала ноября по конец декабря 2019 г. Работы проводили по одной и той же сети рядовых маршрутов, ортогональных положению прошлогоднего канала стока и дополненных двумя секущими профилями. Съёмку вели с помощью георадара Zond 12e (RadSys, Латвия) с антен-

ным блоком 900 МГц; планово-высотная привязка наблюдений обеспечивалась совместным применением штатного одометра георадара и DGPS-комплекса EFT (ООО «Эффективные технологии», Россия).

Оз. Дискашн расположено на удалении от объектов инфраструктуры РАЭ, и его прорывы не угрожают выполнению транспортных операций, поэтому необходимости мониторинговых мероприятий в пределах этого участка нет. Геофизические работы на нём проводили, как и на оз. Прогресс, с использованием аналогичного комплекса аппаратуры, но только один раз – в начале ноября 2019 г. На обоих объектах георадарные съёмки, выполненные в ноябре 2019 г., были дополнены механическим бескерновым бурением с промером мощностей снега и льда.

Георадиолокационные данные обеих съёмок обрабатывали по стандартной методике, предусматривающей: а) первичную оценку качества материалов; б) выбор профиля усиления; в) горизонтальную фильтрацию, направленную на подавление интенсивной прямой волны; г) частотную фильтрацию; д) пересчёт временных разрезов в глубинные с применением послойного алгоритма учёта скоростных параметров сред.

Значения относительной диэлектрической проницаемости определяли методом подбора с учётом данных бурения. Подобранное значение считалось корректным, если мощность соответствующей толщи, определяемая по данным георадиолокации при этом значении, совпадала с мощностью, измеренной в этой же точке профиля при буровых работах. Определённые таким образом относительные диэлектрические проницаемости на участках работ составили 1,4 ед. для снега и 3,05 ед. для льда. Оценки их плотности можно получить по формуле, выведенной А. Коваксом [7]:  $\epsilon = (1 + 0,845\rho)^2$ . Согласно приведённому соотношению, плотность снега для изученных участков составляет  $210 \text{ кг}/\text{м}^3$ , что отвечает сухому метлевому снегу [8], а льда –  $883 \text{ кг}/\text{м}^3$  – значение, характерное для пресного льда с хаотической ориентировкой кристаллов [9].

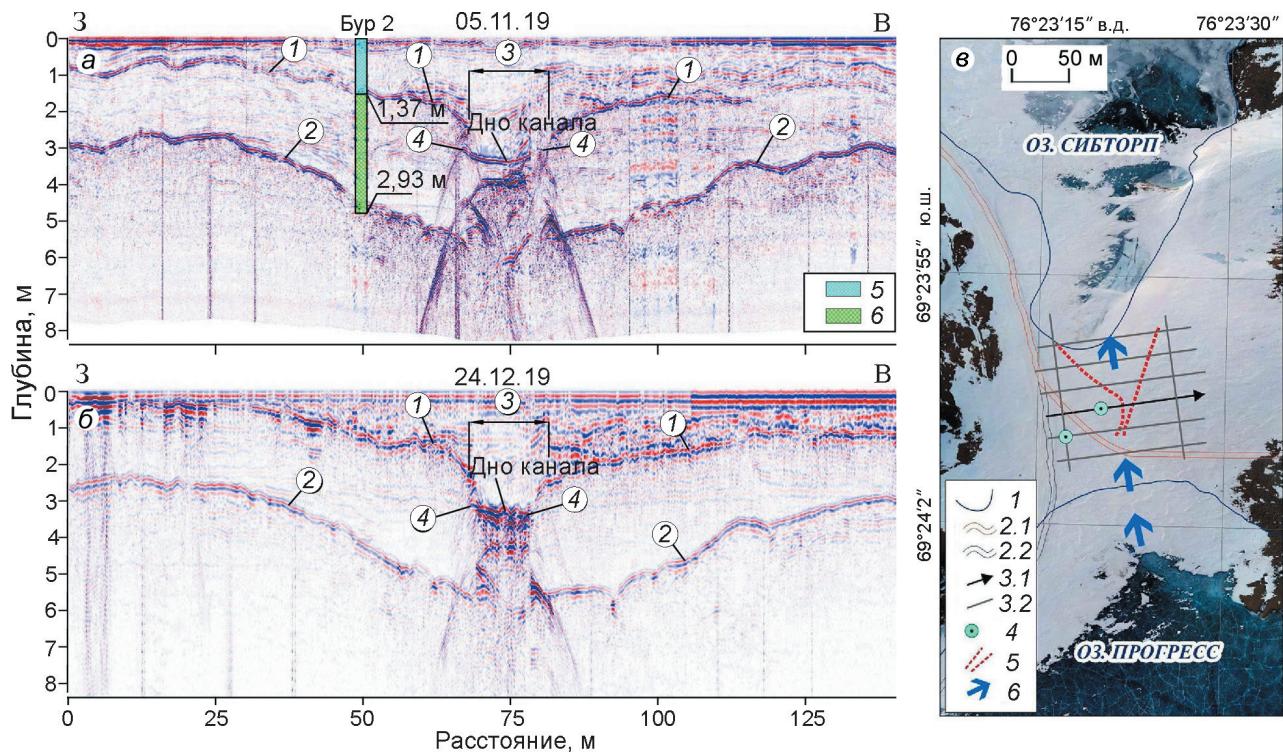
Геофизические работы дополняли аэрофотосъёмкой, выполненной с применением беспилотного летательного аппарата самолётного типа ZALA 421-08M (ООО «ЦСТ», Россия). Это позволило визуально зафиксировать изменения, происходящие на участках работ по мере напол-

нения озёр, формирования и развития их прорывных паводков, произошедших в сезон 65-й РАЭ 19 декабря 2019 г. на оз. Дискашн и 6 января 2020 г. на оз. Прогресс.

### Строение снежно-ледовых перемычек озёр Прогресс и Дискаши

**Озеро Прогресс.** Примеры георадарных разрезов, отражающие основные черты строения снежно-ледовой перемычки оз. Прогресс, показаны на рис. 2. На рис. 2, а, б приводятся данные, полученные по одному и тому же маршруту съёмки 5 ноября 2019 г. и 24 декабря 2019 г. соответственно. На разрезах отчётливо прослежи-

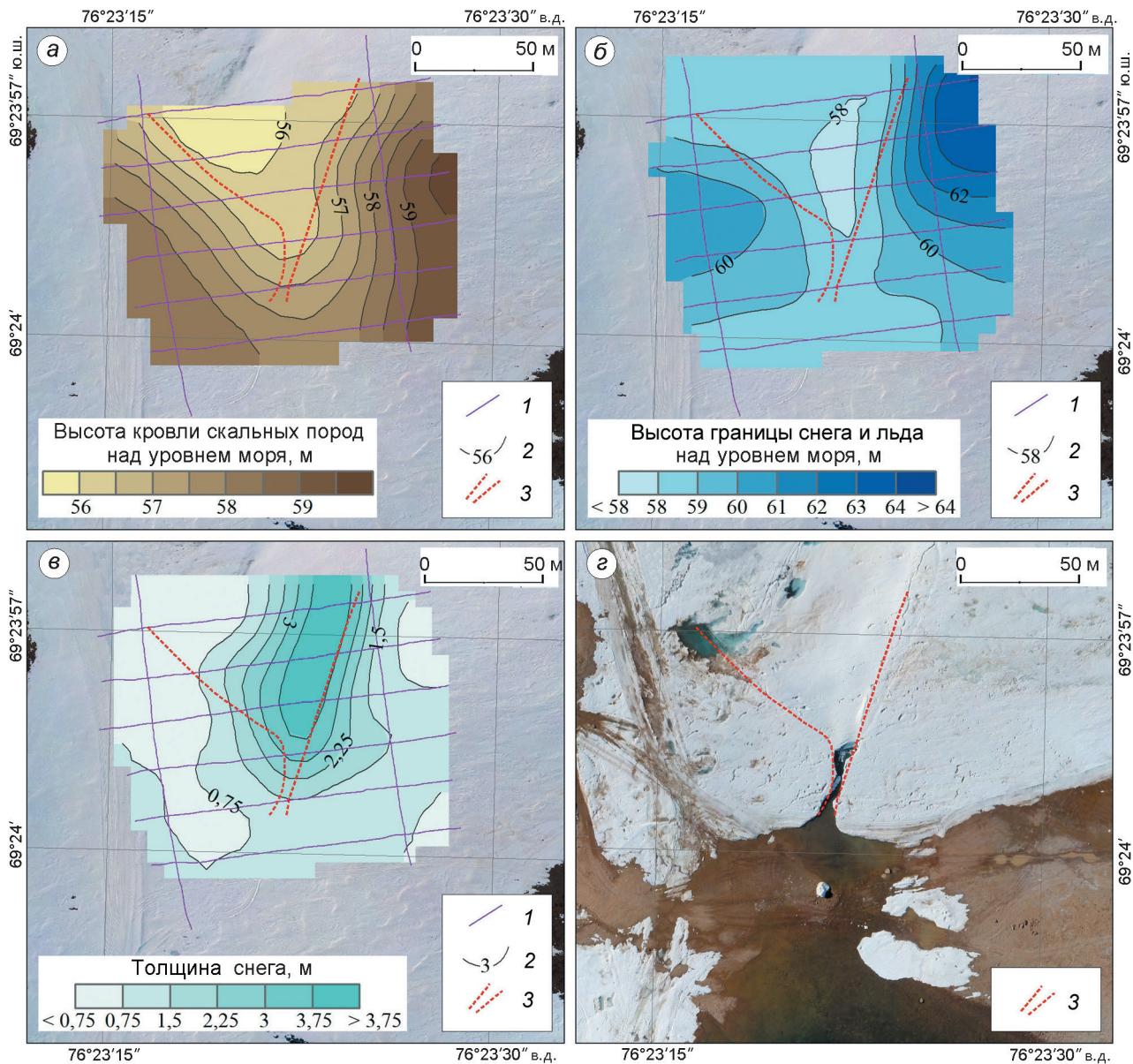
ваются границы снега и льда (1 на рис. 2, а, б), льда и скального основания (2 на рис. 2, а, б). К участку профиля, отвечающему положению прошлогоднего канала стока озёрных вод (3 на рис. 2, а, б), приурочен прогиб, выраженный в рельфе коренных пород и толще льда и засыпанный снегом. Его границы, а также кровля и придонная часть канала маркируются интенсивными дифрагированными волнами (4 на рис. 2, а, б). Мощность снега вдоль профиля варьирует от 0,5 до 4 м в ноябре и от 0 до 3 м в конце декабря, достигая максимальных значений в пределах прошлогоднего канала, при этом мощность льда за период наблюдений существенно не меняется. На рис. 2, в отражены изменения, происходящие в теле снежно-ледовой перемычки в лет-



**Рис. 2.** Пример глубинного георадарного разреза перемычки оз. Прогресс:  
 а – 5 ноября 2019 г.; б – 24 декабря 2019 г.; в – схема выполненных работ;  
 обозначения к а, б: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скальных пород; 3 – положение прошлогоднего канала стока; 4 – дифрагированные волны от стенок прошлогоднего канала; обозначения к в: 5 – снег; 6 – лёд; обозначения к в:  
 1 – контуры озёр [3]; 2 – трассы движения транспортной техники (2.1 – всесезонная, 2.2 – зимняя); 3 – георадарные профили (3.1 – профиль, показанный на рис. а, б; 3.2 – все остальные); 4 – пункты механического бурения; 5 – положение прошлогоднего канала стока по данным аэрофотосъёмки; 6 – направление перетока водных масс при прорыве

**Fig. 2.** An example of GPR section of the snow-ice dam of the Progress Lake:

а – 5<sup>th</sup> November, 2019; б – 24<sup>th</sup> December, 2019; в – survey scheme;  
 legend for а, б: 1 – boundary between snow and ice; 2 – boundary between ice and rock; 3 – location of the last year's waterway; 4 – diffracted waves formed with the walls of the last year's channel; legend for в: 5 – snow; 6 – ice; legend for в: 1 – coastlines of the lakes [3]; 2 – logistic routes (2.1 – whole-year, 2.2 – winter); 3 – GPR lines (3.1 – the one showed at the sections а, б; 3.2 – all other GPR lines); 4 – points of non-core drilling; 5 – last year's waterway due to aerial photo data; 6 – direction of water flow during the outburst



**Рис. 3.** Строение перемычки оз. Прогресс по данным георадиолокации:

а – высота кровли скальных пород над уровнем моря, м; б – высота границы снега и льда над уровнем моря, м; в – толщина снега, м; г – ортофотоплан участка на 10 января 2020 г.; 1 – георадарные профили; 2 – изолинии целевого параметра; 3 – положение прошлогоднего канала стока

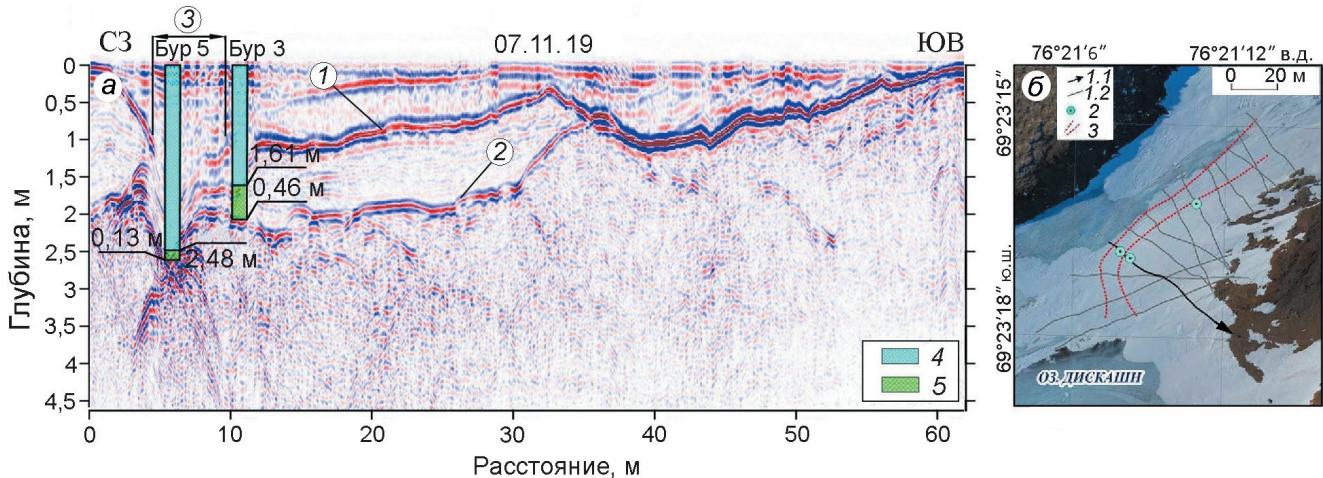
**Fig. 3.** Structure of the dam of the Progress Lake on GPR data:

а – altitude of the bed top above sea level, m; б – altitude of the snow-ice boundary above sea level, m; в – snow thickness, m; г – aerial photo taken on 10<sup>th</sup> January, 2020; 1 – GPR lines; 2 – contours of the target values; 3 – location of the last year's waterway

ний период. В частности, по данным 24 декабря 2019 г. отмечается интенсивная обводнённость границы снега и льда на участке профиля, отвечающем расположению прошлогоднего канала. В пользу этого свидетельствует увеличение амплитуды отражённой электромагнитной волны. Кроме того, граница становится менее контрастной и разрешённой по вертикали. Следователь-

но, можно предположить, что фильтрация водных масс через перемычку происходила ещё за две недели до прохождения прорывного паводка, однако разрушения её тогда не произошло.

По результатам георадарной съёмки в ноябре 2019 г. построены схемы, отражающие строение снежно-ледовой плотины на начало летнего периода (рис. 3). Согласно им, в пределах ис-



**Рис. 4.** Пример глубинного георадарного разреза перемычки оз. Дискашн:

*а* – глубинный георадарный разрез; *б* – схема выполненных работ;

обозначения к секции *а*: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скальных пород; 3 – положение прошлогоднего канала стока; 4 – снег; 5 – лёд; обозначения к секции *б*: 1 – георадарные профили (1.1 – профиль, показанный на рис. *а*; 1.2 – все остальные); 2 – пункты механического бурения; 3 – положение прошлогоднего канала стока по данным аэрофотосъёмки

**Fig. 4.** An example of GPR section of the snow-ice dam of the Lake Discussion

*a* – GPR section, 2019; *b* – survey scheme;

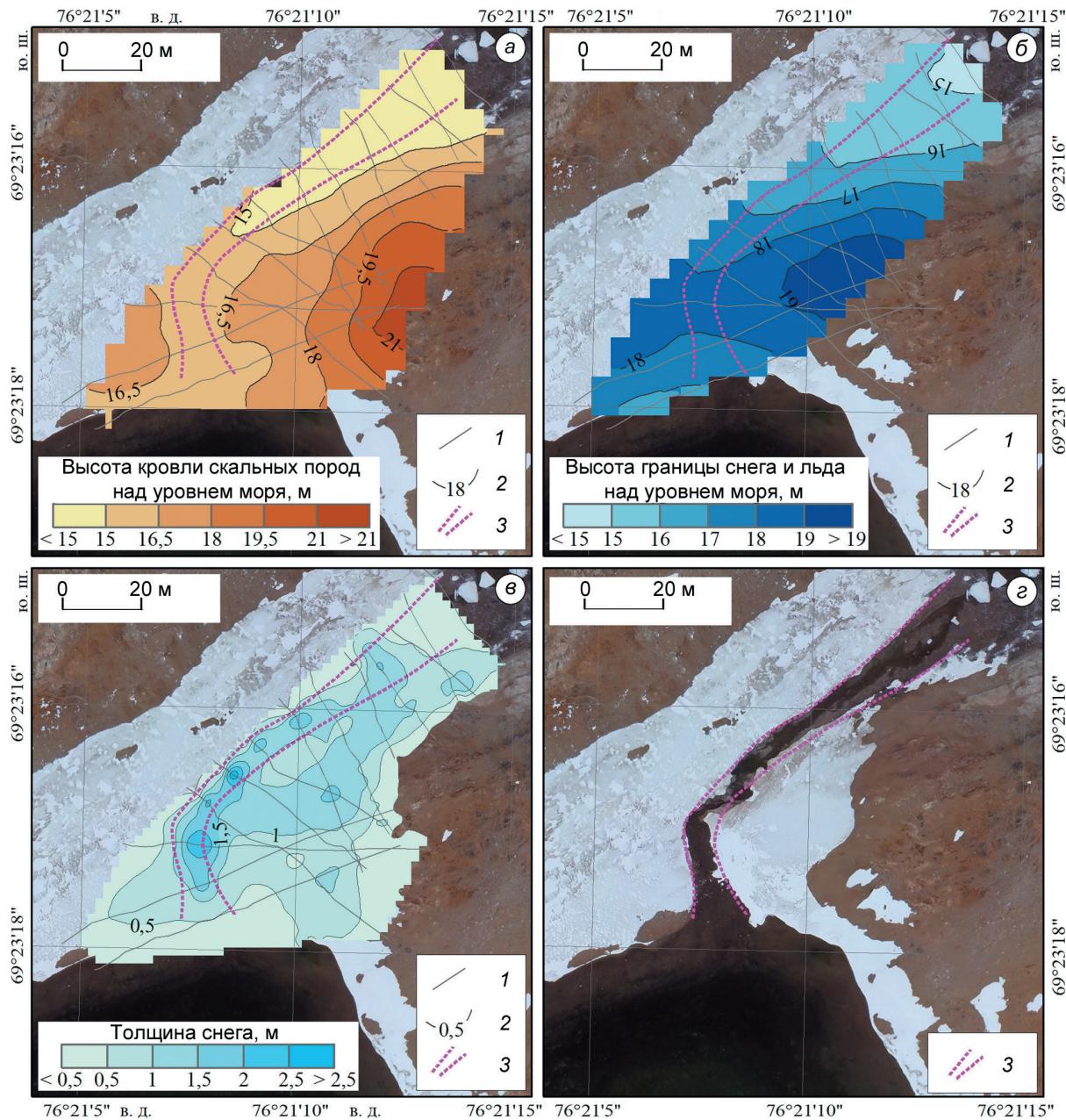
legend for *a*: 1 – boundary between snow and ice; 2 – boundary between ice and rock; 3 – location of the last year's waterway; 4 – snow; 5 – ice; legend for *b*: 1 – GPR lines (1.1 – the one showed at the Fig. *a*; 1.2 – all other GPR lines); 2 – points of non-core drilling; 3 – last year's waterway due to aerial photo data

следуемого участка развита пологая депрессия в рельефе коренных пород (см. рис. 3, *а*), общий уклон которой направлен от оз. Прогресс в сторону оз. Сибторп, а перепад абсолютных высот над уровнем моря составляет около 4 м. Понижению скальной котловины отвечает вытянутый прогиб в поверхностном слое льда (см. рис. 3, *б*), в пределах которого отмечается максимальное снегонакопление (см. рис. 3, *в*). Со-поставление полученных материалов с данными аэрофотосъёмок, выполненных в сезон 64-й РАЭ, позволило установить, что прошлогодний канал стока приурочен именно к локальному понижению в рельефе коренных пород и ледовой толщи (3 на рис. 3).

В течение сезонных работ 65-й РАЭ после прорыва оз. Прогресс, произошедшего 6 января 2020 г., была проведена аэрофотосъёмка площади исследования с использованием беспилотного летательного аппарата. Дешифрирование фотографий показало, что конфигурация и положение канала стока озёрных вод, сформировавшегося в 2020 г., точно совпадают с таковыми для прошлогоднего канала (см. рис. 3, *г*). Таким образом, в ходе катастрофических паводков оз. Прогресс направление перетока водных масс

каждый год остаётся неизменным, будучи проприетарным геолого-гляциологическими характеристиками участка работ.

**Озеро Дискашн.** Снежно-ледовая перемычка также характеризуется простым трёхслойным строением (рис. 4). Толща снега, мощность которой достигает 2,48 м, в северо-западной части профиля подстилается слоем льда, однако на расстоянии 35 м от начала профиля (см. рис. 4, *а*) ледовая пачка выклинивается и далее к юго-востоку снег залегает на скальном основании. Как и в случае оз. Прогресс, прошлогодний прорывной канал приурочен к отчётливому прогибу в кровле коренных пород и толще льда. Это отмечается и на схемах строения перемычки (рис. 5): положение предыдущего канала стока озёрных вод, имеющего неправильную изогнутую форму, отвечает узкой депрессии в рельефе кровли скального основания (см. рис. 5, *а*) и соответствующему понижению в кровле ледяной пачки (см. рис. 5, *б*), при этом в его пределах наблюдаются максимальные для участка мощности снега. Его форму в точности повторяет канал, образовавшийся при прорыве оз. Дискашн в сезон 65-й РАЭ и зафиксированный при помощи аэрофотосъёмки (см. рис. 5, *г*).



**Рис. 5.** Строение перемычки оз. Дикшаун по данным георадиолокации:

*a – высота кровли скальных пород над уровнем моря, м; б – высота границы снега и льда над уровнем моря, м; в – толщина снега, м; г – ортофотоплан участка на 7 февраля 2020 г.; 1 – георадарные профили; 2 – изолинии целевого параметра; 3 – положение прошлогоднего канала стока*

**Fig. 5.** Structure of the dam of the Lake Discussion on GPR data.

*a – altitude of the bed top above sea level, m; б – altitude of the snow-ice boundary above sea level, m; в – snow depth, m; г – aerial photo taken on 7<sup>th</sup> February, 2020; 1 – GPR lines; 2 – contours of the target values; 3 – location of the last year's waterway*

## Обсуждение

Механизм прорыва озёр, подпруженных снежно-ледовыми перемычками, на сегодняшний день изучен недостаточно. Несмотря на то, что значительных результатов в этом направ-

лении достигли различные научные школы, применяющие методы физического [10, 11] и математического [10, 12] моделирования, до настоящего времени важным этапом исследования катастрофических природных процессов остаются детальные натурные наблюдения. Озёра

Прогресс и Дискашн, рассматриваемые в данной работе, представляют собой своего рода эталонные объекты, изучая которые можно установить основные закономерности развития и протекания прорывных паводков, часто имеющих гораздо более разрушительный характер.

Многолетние наблюдения за прорывами этих водоёмов показали, что положение и форма каналов стока, формирующихся при прохождении паводков, из года в год сохраняются практически неизменными – наиболее чётко это устанавливается с помощью анализа площадных ортофотоснимков разных лет. Основной фактор, определяющий положение прорывных каналов, – геолого-гляциологические особенности строения перемычек, подпруживающих озёра. Последние, согласно данным георадиолокации, характеризуются достаточно простым разрезом: скальное основание перекрывается толщей льда, выше которой залегает снежный слой. Преимущественное направление перетока водных масс при прорывах обоих озёр приурочено к линейному прогибу в рельфе коренных пород под перемычкой, которому отвечает понижение кровли ледяной пачки.

Полученные результаты хорошо соотносятся с натурными наблюдениями за эволюцией площадей исследования в течение полевого сезона. Как на оз. Прогресс, так и на оз. Дискашн в первые часы прорывного паводка канал стока представляет собой частично закрытый тоннель в теле перемычки. Фрагментарно над ним сохраняются снежные мости; дно канала ледяное, т.е. переток водных масс вначале происходит по кровле толщи льда. В течение одного–двух дней после начала прорыва поток достигает скального основания и происходит полное обрушение снежных пластов. Дальнейшая разгрузка озёрных вод происходит по открытому руслу с грунтовым дном и продолжается в слабоинтенсивном режиме до окончания летнего периода. С наступлением зимы этот водоток перемерзает, а канал полностью засыпается снегом. Именно такая картина – тонкий (первые десятки сантиметров) слой льда, перекрытый снежной толщей, мощность которой достигает нескольких метров, – наблюдается на участках георадарных профилей, отвечающих расположению прошлогодних прорывных каналов.

Один из ключевых моментов, важных для понимания процесса развития катастрофических паводков, заключается в ответе на вопрос, как

происходит разрушение снежно-ледовой перемычки – стремительно во время начала прорыва или постепенно в течение длительного периода времени, предшествующего сбросу озёрных вод. Результаты мониторинговых геофизических работ, выполненных в рамках проведённого исследования, скорее свидетельствуют в пользу второго варианта. Прорыв оз. Прогресс в течение сезонного периода 65-й РАЭ произошёл 6 января 2020 г. Сопоставление материалов георадарных съёмок, выполненных 5 ноября и 24 декабря 2019 г., указывает на то, что к концу декабря граница снега и льда на участке, отвечающем положению прошлогоднего (и, как установлено позже, будущего) канала стока была интенсивно обводнена. Это позволяет предположить, что уже за две недели до прохождения прорывного паводка происходила постепенная фильтрация вод оз. Прогресс через снежный слой – наименее плотный и наиболее проницаемый. Подтверждение этой гипотезы потребует дополнительных исследований, в частности, бурения с отбором керна и последующего определения влажности снежной толщи в разрезе перемычки.

## Заключение

Результаты георадарных работ, выполненных в сезон 65-й Российской антарктической экспедиции и дополненных натурными наблюдениями и материалами аэрофотосъёмок разных лет, позволили установить основные закономерности в строении снежно-ледовых перемычек и формировании каналов стока прорывных водоёмов на примере озёр Прогресс и Дискашн. Показано, что положение путей разгрузки водных масс в ходе паводков в целом остаётся неизменным при каждом прорыве и отвечает линейным понижениям в кровле скальных пород и толще льда. Формирующиеся каждый год прорывные каналы в течение зимнего периода засыпаются снегом, и таким образом создаётся естественная ослабленная зона, по которой в дальнейшем развивается следующий паводок. Согласно предварительным данным, стремительной разгрузке озёрных вод предшествует продолжительная фильтрация, происходящая со стороны прорывающегося водоёма через толщу снега и способствующая постепенному разрушению перемычки. Полученные результаты представляют

интерес как с позиций фундаментальной науки, так и с учётом прикладных аспектов изучения катастрофических паводков ледниковых озёр.

Методика, описанная в настоящей работе, применима для выполнения рекогносцировочных работ по оценке безопасности объектов инфраструктуры полярных станций, расположенных вблизи потенциально прорываопасных озёр. Она позволяет установить геолого-гляциологические характеристики участка, способствующие развитию паводка. Кроме того, проведение георадарной съёмки в режиме мониторинга даёт возможность своевременно установить наличие фильтрационного потока в теле снежно-ледовой перемычки, эффективно дополняя гидрологические работы (прежде всего мониторинг уровенного режима водоёма) и позволяя на феноменологическом уровне перейти к задаче прогнозирования вероятности прорывного паводка.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность своим коллегам по 65-й Российской антарктической

экспедиции А.В. Миракину, А.В Семёнову, И.Б. Хохрякову за помощь в проведении полевых исследований. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 18-05-00421 «Особенности формирования и развития паводков подледниковых водоёмов Антарктиды» и № 20-05-00343 «Выявление особенностей протекания процесса прорывов озёр оазисов Антарктиды на основе данных полевых исследований и математического моделирования».

**Acknowledgements.** The authors are grateful to their colleagues during the 65<sup>th</sup> Russian Antarctic Expedition A.V. Mirakin, A.V. Semionov, I.B. Khokhriakov for their assistance in the field investigations. The research was supported by RFBR within the framework of the projects № 18-05-00421 «Characteristics of formation and evolution of the outburst floods of Antarctic subglacial reservoirs» and № 20-05-00343 «Identification of the main features of outbursts at the lakes of Antarctic oases based on the fieldwork data and mathematical modeling».

## Литература

1. Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 39–48. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
2. Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе Холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) в 2017–2018 гг. // Геориск. 2018. Т. XII. № 3. С. 56–67.
3. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, scale. 1:25 000. Australian Antarctic Division, 2015.
4. Grigoreva S.D., Ryszhova E.V., Chetverova A.A., Deshevukh G.A., Popov S.V., Kashkevich M.P., Pryakhina G.V. Geophysical surveys on the outburst of Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica) in the field season of the 64th Russian Antarctic Expedition // Abstracts volume of the International Conference: «Solving the puzzles from cryosphere». April 15–18, 2019, Puschino, Russia.
5. Григорьева С.Д., Четверова А.А., Рыжова Е.В., Дешевых Г.А., Попов С.В. Гидрологические и геофизические инженерные изыскания в районе станции Прогресс (оазис холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) в сезон 64-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2019. № 2. С. 23–28.

## References

1. Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2019, 56 (1): 39–48. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48. [In Russian].
2. Popov S.V., Boronina A.S., Priakhina G.V., Grigoreva S.D., Sukhanova A.A., Tyurin S.V. Proryvy lednikovykh i podlednikovykh ozor v raione Kholmov Larsemann (Vostochnaya Antarktida) v 2017–2018 gg. Outbursts of glacial and subglacial lakes at the area of the Larsemann Hills (East Antarctica) in 2017–2018. *Georisk. Georisk.* 2018, XII (3): 56–67. [In Russian].
3. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, scale 1: 25 000. Australian Antarctic Division, 2015.
4. Grigoreva S.D., Ryszhova E.V., Chetverova A.A., Deshevukh G.A., Popov S.V., Kashkevich M.P., Pryakhina G.V. Geophysical surveys on the outburst of Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica) in the field season of the 64th Russian Antarctic Expedition. Abstracts volume of the International Conference: «Solving the puzzles from cryosphere». April 15–18, 2019, Puschino, Russia.
5. Grigoreva S.D., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Deshevukh G.A., Popov S.V. Gidrologicheskie i geofizicheskie izucheniya v raione stantsii Progress (oasis Holmy Larsemann, Vostochnaya Antarktida) v sezon 64-I RAE. Hydrological and geophysical investigations at the area of the Progress Station (Larsemann Hills, East Antarctica) during the field season of the 64<sup>th</sup> RAE. *Rossiiskie Polary Issledovaniia. Russian Polar Research.* 2019, 2: 23–28. [In Russian].
6. Popov S.V., Boronina A.S., Grigoreva S.D., Sukhanova A.A., Deshevukh G.A. Gidrologicheskie, glyatsio-geofizicheskie i

6. Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Дешевых Г.А. Гидрологические, гляциогеофизические и геодезические инженерные изыскания в восточной части полуострова Брокнес (Восточная Антарктида, район станции Прогресс) в сезон 63-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 24–26.
7. Covacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constants of polar firn // GREEL Report 93-26. 1993. 22 p.
8. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 261 с.
9. Войтовский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.
10. Виноградов Ю.Б. Метод расчета гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера // Селевые потоки. 1976. № 1. С. 138–153.
11. Кавецкий С.П. Об искусственном воспроизведении селей в природных условиях // Селевые потоки и меры борьбы с ними. М., 1957, С. 200–205.
12. Попов С.В., Пряхина Г.В., Боронина А.С. Оценка расхода воды в процессе развития прорывного паводка ледниковых и подледниковых водоёмов // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 25–32.
- geodezicheskie inzhenernye izyskaniya v vostochnoy chasti poluostrova Broknes (Vostochnaya Antarktida, raion stantsii Progress) v sezon 63-y RAE. Hydrological, glacio-geophysical and geodesic engineering investigations at the eastern part of the Broknes Peninsula (East Antarctica, area of the Progress Station) during the field season of the 63<sup>rd</sup> RAE. Rossiyskie Polaryarnye Issledovaniya. Russian Polar Research. 2018, 1: 24–26. [In Russian].
- Covacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constants of polar firn. GREEL Report 93-26. 1993: 22 p.
- Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiatsionnaia teplofizika snega i lda. Radiative thermal physics of ice and snow. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 261 p. [In Russian].
- Voitkovskiy K.F. Osnovy gletsiologii. Basics of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 255 p. [In Russian].
- Vinogradov Yu.B. The method for calculating the flood hydrograph during the break of a lake dammed with glacier. Selyeye potoki. Mudflows. 1976, 1: 138–153 [In Russian].
- Kavetskiy S.P. On the artificial creation of mudflows in natural conditions. Selyeye potoki i mery borby s nimi. In the book: Mudflows and ways of fighting with them. Moscow, 1957: 200–205. [In Russian].
- Popov S.V., Priakhina G.V., Boronina A.S. Otsenka raskhoda vody v protsesse razvitiya prorvynogo pavodka lednikovykh i podlednikovykh vodoymov. Estimation of water outflow during the progress of an outburst flood of glacial and subglacial reservoirs. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2019, XXIII (3): 25–32. [In Russian].

## Азотсодержащие вещества в снеге районов падения ступеней ракеты-носителя «Протон» в 2009–2019 гг.

© 2021 г. И.Н. Семенков<sup>1\*</sup>, А.В. Шарапова<sup>1</sup>, Т.В. Королева<sup>1</sup>,  
Г.В. Клинк<sup>2</sup>, П.П. Кречетов<sup>1</sup>, С.А. Леднев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

<sup>2</sup>Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, Москва, Россия

\*semenkov@geogr.msu.ru

### Nitrogen-containing substances in the snow of the fall areas of the Proton launch vehicle stages in 2009–2019

I.N. Semenkov<sup>1\*</sup>, A.V. Sharapova<sup>1</sup>, T.V. Koroleva<sup>1</sup>, G.V. Klink<sup>2</sup>, P.P. Krechetov<sup>1</sup>, S.A. Lednev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Institute for Information Transmission Problems (Kharkevich Institute), Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*semenkov@geogr.msu.ru

*Received May 20, 2020 / Revised August 6, 2020 / Accepted March 19, 2021*

**Keywords:** geochemical assessment, transportation, snow, arid regions, ammonium, nitrate, nitrite.

#### Summary

The article presents analysis of the snow pollution caused by flights of the Proton launch vehicles launched from the Baikonur cosmodrome in 2009–2019. Data on 1477 snow samples collected in areas in Central Kazakhstan, south-east of Western Siberia, and north-east of the Altai are summarized to assess the pollution. In the uninhabited areas in Central Kazakhstan, where rocket fuel is spilled, pollution of snow was detected at 18 fall sites at a distance of up to 10 m from the fragments of the stages. The background value of pH is estimated as  $6.6 \pm 0.9$ . The following nitrogen-containing compounds (mg/l) were found in snow taken in the unpolluted territories of Central Kazakhstan:  $\text{NO}_3^-$  ( $2.3 \pm 3.4$ ),  $\text{NH}_4^+$  ( $0.75 \pm 0.98$ ) and to a lesser extent  $\text{NO}_2^-$  ( $0.015 \pm 0.019$ ); asymmetric dimethylhydrazine and nitrosodimethylamine were not detected. The chemical composition of snow in the fall areas of the second stage of the Proton launch vehicle is in a good agreement with the background level of nitrogen-containing substances of natural origin. There were no traces of the rocket fuel. Thus, in the snow on the Ketsko-Tym plain (south-east of Western Siberia) and north-east of Altai, the background content of nitrogen-containing substances is equal, respectively (mg/l):  $\text{NO}_3^-$  ( $0.36 \pm 0.28$  and  $0.47 \pm 0.59$ );  $\text{NH}_4^+$  ( $< 0.05$  and  $0.20 \pm 0.27$ );  $\text{NO}_2^-$  ( $0.048 \pm 0.016$  and  $0.027 \pm 0.073$ ), which is determined by regional features and distance from sources of nitrogen-containing substances. The data obtained allow us to conclude that the areas of the rocket falls on the above territories are not an environmental hazard to the environment by the concentration of nitrogen-containing substances in the snow.

**Citation:** Semenkov I.N., Sharapova A.V., Koroleva T.V., Klink G.V., Krechetov P.P., Lednev S.A. Nitrogen-containing substances in the snow of the fall areas of the Proton launch vehicle stages in 2009–2019. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 301–310. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020090.

*Поступила 20 мая 2020 г. / После доработки 6 августа 2020 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.*

**Ключевые слова:** фоновый геохимический мониторинг, транспорт, снег, аридные территории, аммоний, нитраты, нитриты.

Обобщены данные по 1477 пробам снега из районов падения ступеней ракеты-носителя «Протон» в Центральном Казахстане, на юго-востоке Западной Сибири и северо-востоке Алтая. В безлюдных территориях Центрального Казахстана, куда попадает ракетное топливо, достоверное загрязнение снега установлено на расстоянии не более 10 м от фрагментов падения первой ступени. Химический состав снега районов падения второй ступени (юго-восток Западной Сибири и северо-восток Алтая) отражает фоновые уровни азотсодержащих соединений природного происхождения и показывает отсутствие компонентов ракетного топлива. Очевидно, что районы падения и первой, и второй ступеней ракет-носителей «Протон», запускаемых с космодрома Байконур, не представляют собой зоны экологического бедствия.

#### Введение

К наиболее изученным источникам антропогенного поступления азотсодержащих соединений в окружающую среду относятся пожары, автотранспорт, системы отопления частного сектора,

предприятия топливно-энергетического комплекса, интенсивное сельское хозяйство и утилизация отходов. Экологический след ракетно-космической деятельности до сих пор изучен недостаточно, что приводит к росту социальной напряженности среди населения, проживающего вблизи районов

## Районы исследования

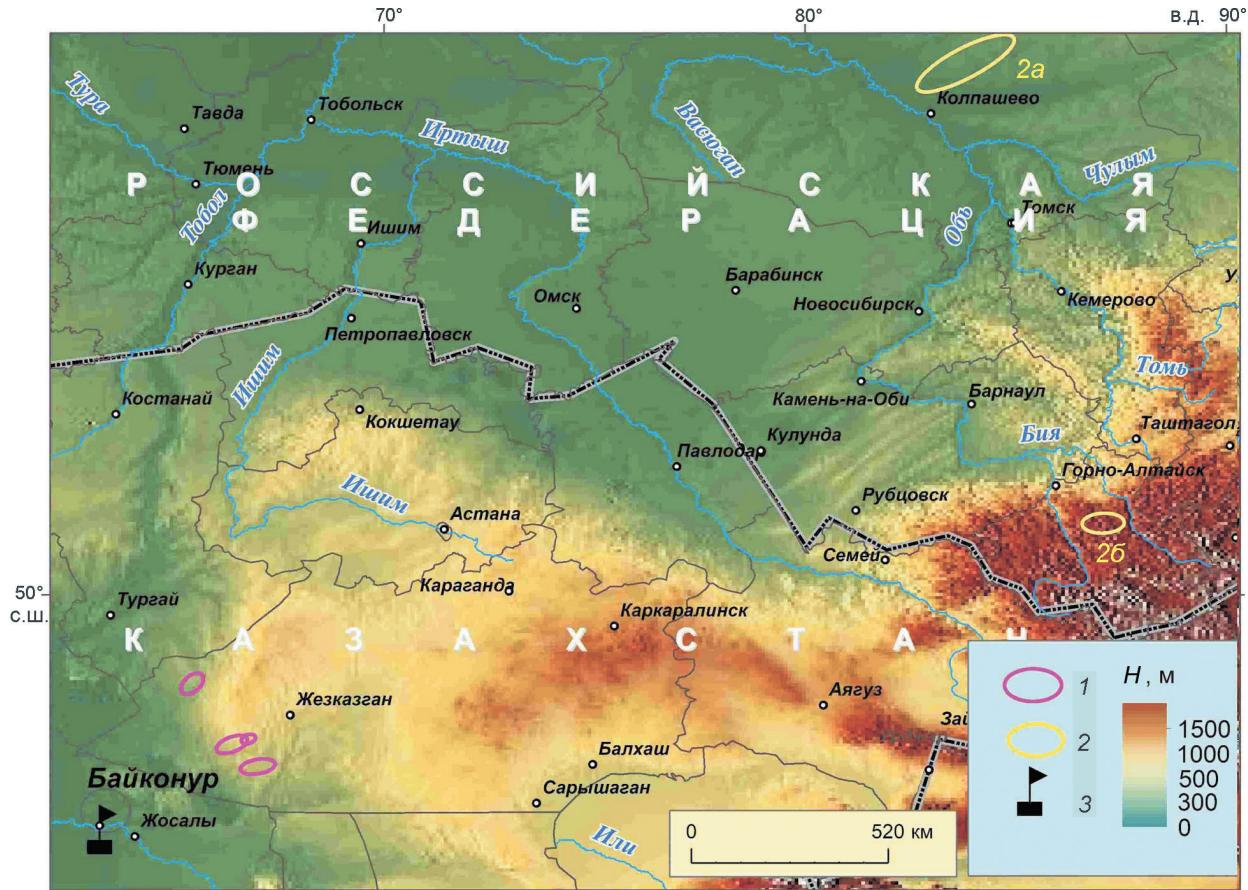
падения отработавших ступеней ракет-носителей – специально отведённых незаселённых территорий, где в рамках работ по обеспечению экологической безопасности до и после каждого запуска ракет-носителей проводят мероприятия по обеспечению безопасности временно находящихся там людей, эвакуации фрагментов отработавших ступеней, ведомственному экологическому мониторингу и охране окружающей природной среды. Вместе с тем районы падения ступеней ракет-носителей часто неправомерно называют зонами экологического бедствия [1], хотя отнесение той или иной территории к таким зонам регламентируется Федеральным законом № 7-ФЗ «Об охране окружающей среды» от 10.01.2002 г. и Приложением к Приказу Минприроды России № 45 от 06.02.95 г.

В отличие от большинства стран мира, где отработавшие ступени ракет-носителей падают главным образом в Мировой океан, районы падения ракет-носителей космодромов России и Китая расположены на суше [2, 3]. С космодрома Байконур запущено более 400 тяжёлых ракет-носителей «Протон», топливом которых служат несимметричный диметилгидразин (гептил – горючее) и азотный тетраоксид ( $N_2O_4$ , или амил, – окислитель). Первые ступени ракет-носителей приземляются в Республике Казахстан, вторые – на юго-востоке Западной Сибири или северо-востоке Алтая. Гептил – реакционноспособен, хорошо смешивается с водой, активно участвует в биологических процессах, быстро окисляется с образованием около 300 соединений [4, 5], из которых только нитрозодиметиламин, наравне с гептилом, относится к веществам 1 класса токсичности [6]. Азотный тетраоксид также реакционноспособен, летуч и растворим в воде. Однако его содержание в компонентах экосистем не нормируется из-за быстрого распада на оксиды азота ( $NO_x^-$ ). Количество поступающих компонентов ракетного топлива в почву во многом определяется погодными условиями: чем ниже температура, тем меньше испарение, а также скорость биотической и абиотической трансформации. Таким образом, максимальное количество компонентов ракетного топлива может поступать в ландшафты именно зимой [2, 3].

Цель исследований – по многолетним данным оценить уровни содержания и степень загрязнения снега азотсодержащими веществами в районах падения первой и второй ступеней ракеты-носителя «Протон», запускаемой с космодрома Байконур.

**Районы падения первой ступени ракеты-носителя «Протон»** общей площадью 3,4 тыс. км<sup>2</sup> расположены в полупустынных ландшафтах Центрального Казахстана с резко континентальным климатом. Из них в зимнее время в 2009–2019 гг. использовали четыре района общей площадью 2837 км<sup>2</sup> (рис. 1). Согласно классификации [7], все эти четыре района характеризуются холодным аридным климатом с преобладанием восточных ветров. Сомкнутый снежный покров мощностью более 5 см лежит с третьей декады декабря до первой декады марта. Распределение снега определяется условиями рельефа: на равнинах толщина снега не превышает 30 см, достигая 40–50 см в понижениях. Установление и сход снежного покрова совпадают с датами перехода температуры атмосферного воздуха через 0 °C: 7 ноября и 23 марта соответственно с отклонением в 10–12 дней. Среднесуточная температура атмосферного воздуха с начала января по вторую половину февраля опускается до –20 °C. Зимой возможны оттепели, частота которых увеличивается от февраля (доля дней с оттепелями 0,4%) к январю (0,8%), декабрю (2,2%) и ноябрю, марта (4,0–4,6) [3]. Преобладают ветры северного и северо-восточного направлений, что минимизирует воздействие близлежащего г. Жезказган на рассматриваемую территорию.

Среди **районов падения второй ступени ракеты-носителя «Протон»**, расположенных в равнинной и горной местностях [2, 3], в зимнее время 2009–2019 гг. было исследовано два района. *Равнинный труднодоступный район* падения площадью 6,3 тыс. км<sup>2</sup>, использовавшийся зимой за рассматриваемый период один раз, расположен в юго-восточной части Западной Сибири, в пределах Кемско-Тымской возвышенности. Он характеризуется снежным гумидным климатом с тёплым летом [7]. Среднемесячная температура января составляет –22 °C. Среднее годовое количество осадков – 480–520 мм, 20% которых выпадает с ноября по март. Снежный покров образуется в конце первой – начале второй декады октября, становится устойчивым (средняя толщина 30–40 см) с третьей декады октября – начала ноября и начинает таять в первой декаде апреля, полностью исчезая в начале мая. Зимой преобладают ветры юго-западных и южных направлений. Наиболее часто использовавшийся район падения вторых ступеней площадью



**Рис. 1.** Места проведения работ, приуроченные к эксплуатируемым в 2009–2019 гг. районам падения первой (1) и второй (2) ступеней ракет-носителей «Протон» (2а – на Кетско-Тымской возвышенности, 2б – на северо-востоке Алтая), запущенных с космодрома Байконур – 3

**Fig. 1.** Study area at the falling regions of the first (1) and second (2) stages of the Proton launch vehicle (2а – at the Ketsko-Tym plain, 2б – NE Altai), launched from the Baikonur Cosmodrome in 2009–2019 – 3

2,8 тыс. км<sup>2</sup> расположен в труднодоступных горах северо-востока Алтая с климатом от снежного гумидного с тёплым летом в низкогорьях до полярно-тундрового в высокогорьях [7]. Постоянный снежный покров (толщиной до 30 см на открытых участках и до 80 см в мезопонижениях рельефа) в низкогорьях появляется в октябре, в высокогорьях – в сентябре и полностью тает в третьей декаде апреля – начале мая. В низкогорьях среднемесячная зимняя температура воздуха опускается до  $-21^{\circ}\text{C}$ , в среднегорьях – до  $-29^{\circ}\text{C}$ , в высокогорьях – ниже  $-30^{\circ}\text{C}$  [3].

За всю историю наблюдений в районах падения второй ступени ракет-носителей «Протон» не обнаружено следов химического загрязнения снега компонентами ракетного топлива [2, 3]. Это подтверждают и существующие модели, описывающие рассеяние гептила в верхних слоях атмосферы [8] и позволяющие рассматри-

вать труднодоступные районы падения второй ступени в качестве фоновых территорий [2].

## Методы исследований

*В районах падения первой ступени в Центральном Казахстане снежный покров средней мощностью  $6,3 \pm 5,0$  см опробован в 18 местах падения ступеней в 2009–2019 гг., где на разном удалении от фрагментов отобрана 761 проба с глубины до 20 см через 1–2 дня после запуска. Основное число точек опробования (84%) расположено в непосредственной близости от источников потенциального химического воздействия – баков окислителя (17%) и горючего (18%), двигательных установок (30%) – и на удалении 1–3 и 5–10 м от них (6 и 12% соответст-*

венно). Для оценки возможного аэрогенного загрязнения компонентами ракетного топлива и характеристики химического состава снега на фоновых участках пробы отбирали в 100–400 м с наветренной стороны от фрагментов (9%) и в 500–700 м с подветренной стороны (7%).

*В районах падения второй ступени* снег опробовали с глубины 0–5 см. Для контроля поступления загрязнителей пробы отбирали за 1–2 дня до и через 1–2 дня после каждого запуска ракеты-носителя. В 2010–2019 гг. на северо-востоке Алтая снег (710 проб) опробовали на высотах 440–2330 м над ур. моря на мониторинговых точках, расположенных на всей территории района падения и на сопредельной территории (20–40 км за его пределами). В декабре 2010 г. в районе падения на юго-востоке Западной Сибири было отобрано шесть проб.

Образцы снега после отбора медленно таяли в лаборатории при температуре 20–22 °С. В фильтрате талых вод определяли содержание  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{NH}_4^+$  методом ионной хроматографии, гептила и нитрозодиметиламина – методом жидкостной хроматографии, величину pH – потенциометрически [3]. Кроме того, в районах падения первой ступени ракеты-носителя «Протон» устанавливали содержание тетраметилтетразена (в 2009–2011 гг.) методом ионной хроматографии и формальдегида – фотоколориметрическим методом.

В районах падения первой ступени выделяли «загрязнённые» и «чистые» пробы с использованием критерия трёх сигм по аналогии с работой [3]. Для этого из начального массива фоновых и субфоновых проб ( $n = 126$ ) по правилу трёх сигм ( $x \pm 3\sigma$ , где  $x$  – среднее,  $\sigma$  – стандартное отклонение) отбраковывали все выбросы, а именно: пробы, в которых в количестве «следы» обнаружены гептил, нитрозодиметиламин или тетраметилтетразен, содержание  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  и  $\text{NH}_4^+$  превышало 0,2, 25 и 3,6 мг/л соответственно, а величина pH была больше 4,5–8,0. Далее для расчёта фоновых уровней выборку расширяли за счёт «чистых» проб, отобранных около фрагментов ступени и удовлетворяющих указанным ранее пороговым уровням для азотсодержащих веществ и pH. Установлено, что снег фоновых территорий Центрального Казахстана характеризуется отсутствием гептила и нитрозодиметиламина, содержит менее 0,090 мг/л  $\text{NO}_2^-$ , 18 мг/л  $\text{NO}_3^-$  и 3,6 мг/л  $\text{NH}_4^+$ , а pH имеет в пределах 4,1–9,1. Уро-

вень значимости отличий выборочных средних  $P$  подсчитан с помощью теста Манна–Уитни.

Между исследованными показателями и метеорологическими параметрами (средние за 24 ч с момента пуска температура и влажность воздуха, давление, скорость ветра и толщина снега), измеренными на ближайшей к районам падения первой ступени метеостанции г. Жезказган (данные взяты из [https://gr5.ru/Архив\\_погоды\\_в\\_Жезказгане](https://gr5.ru/Архив_погоды_в_Жезказгане)), выполнен ранговый корреляционный анализ по Спирмену. Для районов падения второй ступени такой анализ провести невозможно в связи с большим разбросом по высоте мест опробования и очень редкой сетью метеостанций.

## Результаты исследования

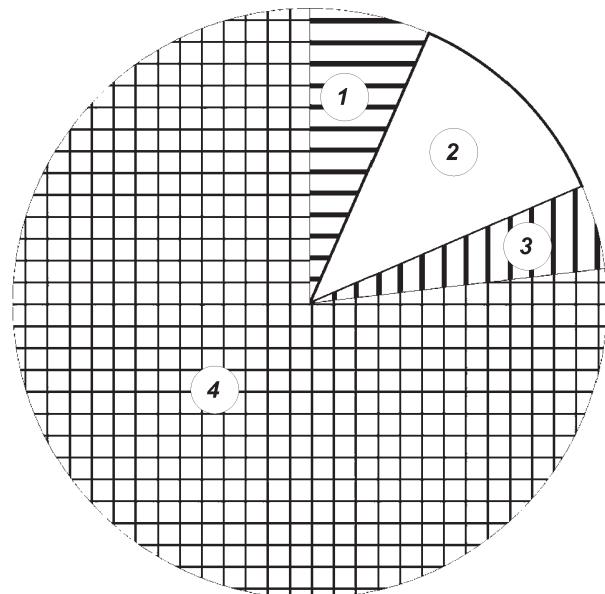
**Химический состав снега районов падения первой ступени.** На расстоянии до 10 м от фрагментов ступени загрязнение снега диагностировано в абсолютном большинстве отобранных проб (92%) при преимущественном отсутствии (72%) такового на фоновых и субфоновых территориях (рис. 2). Иными словами: среди 761 проанализированной пробы 585 проб, отобранных на удалении до 10 м от фрагментов первой ступени, характеризуются повышенной концентрацией азотсодержащих веществ и/или отклонением величины pH от типичных уровней, а 91 пробы, отобранная на субфоновых территориях, удовлетворяет правилу трёх сигм по этим показателям.

За 2009–2019 гг. установлено семь проб снега (под баками горючего и двигательными установками на трёх пусках) с крайне высокой концентрацией гептила (1,0–2,5 г/л). Максимальные концентрации нитрозодиметиламина (50–240 мг/л, четыре пробы; по одной на четырёх обследованных местах падения) также обнаружены под баками горючего и двигательными установками. Экстремально высокое содержание  $\text{NH}_4^+$  (60–670 мг/л, семь проб) выявлено исключительно под баками горючего на пяти пусках. Высокие концентрации  $\text{NO}_2^-$  (100–484 мг/л, восемь проб на пяти пусках), обусловленные трансформацией гептила и  $\text{N}_2\text{O}_4$ , также приурочены к бакам горючего и окислителя;  $\text{NO}_3^-$  (10–236 г/л, 18 проб на шести пусках) – к двигательным установкам и баку окислителя. Тетраметилтетразен в концентрации 1,2–5,5 мг/л обнаружен в шести пробах под

двигательными установками на двух пусках. Формальдегид в концентрации 2–6 мг/л обнаружен в 12 пробах под баками горючего и двигательными установками на двух пусках. Отмеченные экстремальные уровни исследованных веществ обусловлены исключительно проливами топлива и не зависят от метеорологических параметров.

На субфоновых территориях отбраковано 35 проб из 126. В них максимальные значения измеренных показателей достигали, мг/л: гептил – 1,5, нитрозодиметиламин – 0,053, тетраметилтетразен – 0,058, формальдегид – 0,62,  $\text{NO}_2^-$  – 0,038,  $\text{NO}_3^-$  – 9,0,  $\text{NH}_4^+$  – 29 при разбросе pH 3,4–9,6. На шести обследованных местах падения уровни концентраций азотсодержащих веществ и величины pH во всех субфоновых пробах находятся в пределах  $x \pm 3\sigma$ . На пяти местах падения первой ступени по 1–2 пробы отбраковано из-за высокого содержания  $\text{NO}_3^-$  и/или выхода величины pH за диапазон 4,5–8,0. На трёх обследованных участках с повышенными содержаниями  $\text{NO}_x^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  и/или с выходом величины pH за указанный интервал отбраковано суммарно 12 проб, случайным образом разбросанных по опробованной территории. На оставшихся четырёх местах падения субфоновые пробы отбракованы в абсолютном большинстве случаев по наличию токсичных азотсодержащих веществ – гептила и продуктов его трансформации – в количестве «следы». Но только на одном из них (15.02.2014 г.), никак не выделяющемся по метеорологическим показателям среди обследованных участков, все три пробы образуют зону повышенного содержания тетраметилтетразена на удалении 200–400 м от места падения фрагментов первой ступени, что, вероятно, связано с аэрогенным разносом загрязнённого снега по ветру, скорость которого в момент пуска была около 1 м/с.

Статистически достоверные отличия между содержанием гептила, нитрозодиметиламина,  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$  в снеге «чистых» и «загрязнённых» проб обнаружены для большинства зим (табл. 1). Значимость отличий для pH, формальдегида и тетраметилтетразена не столь существенна. Для величины pH это связано с подкислением и подщелачиванием, что в загрязнённых пробах несущественно отклоняет среднее для «загрязнённых» проб относительно среднего в массиве «чистых» проб, но увеличивает вариабельность в каждой из рассматриваемых пар «чистые пробы – загрязнённые пробы». Для формальдегида и тетраметилтетразена



**Рис. 2.** Загрязнение проб снега в районах падения первой ступени ракеты-носителя «Протон» в Центральном Казахстане за 2009–2019 гг. (% от общего числа проб,  $n = 761$ ):

1 – незагрязнённый снег вблизи (до 10 м) фрагментов ступени; 2 – незагрязнённый снег на субфоновых территориях; 3 – загрязнённый снег на субфоновых территориях; 4 – загрязнённый снег вблизи фрагментов

**Fig. 2.** Pie diagram for snow pollution in the falling regions of the launch vehicle Proton first stage at Central Kazakhstan in 2009–2019 (% of all data set,  $n = 761$ ):

1 – uncontaminated snow at the distance less than 10 m from the fragments; 2 – uncontaminated snow in the background territories (100–700 m from the fragments); 3 – contaminated snow in the background territories; 4 – contaminated snow near the fragments

отсутствие значимых различий обусловлено редким обнаружением веществ. В связи с этим формальдегид и тетраметилтетразен были исключены из мониторинговых показателей.

**Химический состав снега районов падения второй ступени.** В районе падения на юго-востоке Западной Сибири гептил и нитрозодиметиламин в пробах снега не обнаружены. Среднее содержание (со стандартным отклонением)  $\text{NO}_3^-$  и  $\text{NO}_2^-$ , а также величины pH составили  $0,36 \pm 0,28$ ,  $0,048 \pm 0,016$  мг/л и  $4,9 \pm 0,2$  соответственно. В горном районе падения второй ступени ракеты-носителя «Протон» и на сопредельных территориях гептил и нитрозодиметиламин в 710 пробах снега не установлены. Среднее содержание (со стандартным отклонением)  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{NH}_4^+$  составило  $0,47 \pm 0,59$ ,  $0,027 \pm 0,073$  и  $0,20 \pm 0,27$  мг/л соответственно. Величина pH была равна  $6,1 \pm 0,6$ .

Таблица 1. Концентрация токсичных веществ в снеге мест падения первой ступени ракеты-носителя «Протон» в Центральном Казахстане, мг/л

Годы (зима)	Гептил	Нитрозодиметиламин	Формальдегид	Тетраметилтетразен
2008/09	28/91	<i>15/40</i>	2,0/1,7	Не определяли
2009/10	<i>6,1/25,2</i>	<i>2,5/7,9</i>	<i>2,2/2,0</i>	0,03/0,12
2011/12	73/403	0,5/3,2		0,19/0,84
2013/14	<i>74/336</i>	<i>2,4/14,4</i>		
2014/15	<i>31/137</i>	<i>4,1/20,1</i>		
2015/16	<i>3,0/12,7</i>	<i>0,18/0,48</i>		
2018/19	<i>2,8/6,3</i>	<i>0,8/1,8</i>		
2019/20	<i>13/37</i>	<i>3,2/6,8</i>		

Представлены среднее/стандартное отклонение для массива «загрязнённые» пробы вблизи фрагментов первой ступени с уровнем значимости отличий среднего относительно массива «чистых» проб для соответствующей зимы:  $P < 0,05$ ,  $P < 0,01$ ,  $P < 0,001$ .

## Обсуждение

**Азотсодержащие вещества в снеге районов падения ступеней ракет-носителей.** В зоне техногенного воздействия (на расстоянии до 10 м от фрагментов) в пределах районов падения первой ступени ракеты-носителя «Протон» в Центральном Казахстане пороговое, по данным [3], содержание  $\text{NO}_3^-$  превышено в 85% проб, а  $\text{NH}_4^+$  – в 54% проб. Величина pH от этих значений отклоняется в 62% случаев (подкисление – в 24% случаев, подщелачивание – 38%). В половине проб в значимых количествах обнаружены гептил и нитрозодиметиламин (53 и 52% соответственно), в абсолютном большинстве проб (87%) установлен формальдегид, эпизодически (6%) – тетраметилтетразен. В детектируемых количествах токсичные гептил, нитрозодиметиламин и тетраметилтетразен обнаружены на расстоянии не более 10 м от фрагментов ступени (табл. 2). Средняя концентрация всех исследованных азотсодержащих веществ уменьшается с увеличением расстояния от фрагментов (концентрации  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$  выходят на фоновый уровень), а для величины pH уменьшается дисперсия, что показывает отсутствие значимого воздействия на химический состав снега обследованных показателей уже на удалении 10 м от фрагментов первой ступени.

В Центральном Казахстане за весь период наблюдений обнаружено 50 условно не загрязнённых проб в непосредственной близости (до 10 м) от фрагментов первой ступени, что подтверждает локальность и неоднородность химического загрязнения [3, 5]. На удалении от упавших фрагментов загрязнение снега  $\text{NO}_3^-$  обусловлено факторами, не связанными с ракетно-космической деятельностью, а именно: трансграничным переносом загряз-

нителей от предприятий Восточного Казахстана или переносом от г. Жезказган с высокой степенью загрязнения атмосферы  $\text{NO}_x^-$  [3]. В приповерхностном слое снега  $\text{NO}_3^-$  может продуцировать  $\text{NO}_2^-$  в результате фотохимических реакций [9], хотя значимые количества  $\text{NO}_2^-$  чаще обнаруживаются на территориях с повышенной техногенной нагрузкой. Присутствие  $\text{NH}_4^+$  в снеге фоновых территорий также может быть связано с фотохимическими реакциями в атмосфере [10], а в импактных зонах – с влиянием выпаса скота и использованием сельскохозяйственных удобрений [11, 12].

По результатам корреляционного анализа при повышении температуры воздуха наблюдается тенденция снижения в снеге среднего содержания гептила, нитрозодиметиламина,  $\text{NH}_4^+$  ( $P > 0,05$ ) и  $\text{NO}_2^-$  ( $P < 0,05$ ) за счёт их окисления и увеличения  $\text{NO}_3^-$  ( $P > 0,05$ ). При повышении влажности на местах падения первой ступени значительно уменьшается средняя концентрация нитрозодиметиламина и увеличивается  $\text{NO}_3^-$ . Выявленна положительная корреляционная связь с толщиной снежного покрова для всех исследованных азотсодержащих веществ (значима для гептила, нитрозодиметиламина и  $\text{NH}_4^+$ ). Это показывает их сохранение в снеге, что отмечалось и ранее [3].

На северо-востоке Алтая уровни значений pH и содержания  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$  соответствуют региональному фону для Республики Алтай (табл. 3) [3, 10, 13]. На сопредельных территориях содержание  $\text{NH}_4^+$  находится на верхней границе регионального фона. Основное влияние на химический состав атмосферных выпадений на северо-востоке Алтая оказывают выбросы котельных, печное отопление частного сектора и автотранспорт [3]. Более высокие значения  $\text{NO}_3^-$  в снеге сопредельных к району падения территорий по отношению

Таблица 2. Концентрация азотсодержащих веществ (среднее/стандартное отклонение) в снеге мест падения фрагментов первой ступени в Центральном Казахстане, мг/л

Удалённость от фрагментов, м	Гептил	Нитрозодиметиламин	Тетраметилтетразен	$\text{NO}_3^-$ , г/л	$\text{NO}_2^-$	$\text{NH}_4^+$	pH
0	38/267	2,9/18,9	0,2/0,8	2,3/18,1	7,4/15,1	5,2/6,4	6,2/2,0
3	76/411	0,5/1,8	0,2/0,7	2,3/12,0	7,2/11,7	5,6/7,0	7,3/1,5
5	2,9/10,5	0,7/2,3	0,4/1,3	1,0/5,1	5,2/10,0	2,9/3,5	6,7/1,7
10	0	0	0	0,01/0,01	0,07/0,19	0,59/0,63	7,2/0,6

Таблица 3. Концентрации азотсодержащих веществ (мг/л) и pH снега импактных зон мест падения первых ступеней ракет-носителей и фоновых территорий по собственным данным за 2009–2019 гг. и результатам обзора литературы (2000–2019 гг.) (в числителе даны средние значения, в знаменателе – максимальные)

Показатель	Импактные зоны в Центральном Казахстане	Фоновые территории			
		Центральный Казахстан*	Кетско-Тымская возвышенность	северо-восток Алтая	Россия и Северный Казахстан**
$\text{NO}_3^-$	8,6–3182/34 588	0,3–5,0/20	0,36/0,82	0,18–0,81/3,9	0,14–32/10
$\text{NO}_2^-$	1,1–40/484	0,003–0,029/0,067	0,048/0,06	< 0,06/0,61	< 0,21/0,51
$\text{NH}_4^+$	7,5–29/670	0,3–1,8/3,6	< 0,05/< 0,05	0,10–0,41/1,3	0,04–15/9,6
pH***	5,5–7,3/0,9 и 10,3	6,6–7,1/4,5 и 8,4	4,9/4,7 и 5,2	5,7–6,4/4,6 и 8,0	4,8–6,4/4,0 и 7,7

\*Данные для массива незагрязнённых проб. \*\*Литературные данные по [3] с дополнениями:  $\text{NO}_3^-$  [13, 14, 16–19, 23],  $\text{NO}_2^-$  [15, 17–19, 23],  $\text{NH}_4^+$  [13, 14, 16–18, 23], pH [13, 14, 16, 20, 21, 23]. \*\*\*Для pH, кроме максимума, приведён и минимум.

к  $\text{NH}_4^+$ , в первую очередь, определяются действием отопительных систем [3].

**Межгодовые и межрегиональные особенности химического состава и pH снега.** В снеге фоновых территорий районов падения ступеней ракеты-носителя «Протон» содержание  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$ , а также величина pH соответствуют региональному фону. В ряде случаев они даже ниже значений, приводимых в литературе (см. табл. 3). Однако в районах падения первой ступени есть пробы с очень высоким содержанием азотсодержащих веществ. Отметим, что гептил и нитрозодиметиламин – наиболее опасные для экосистем и человека продукты трансформации компонентов ракетного топлива, однако после снеготаяния в Центральном Казахстане в отличие от севера Европейской территории России [5] в почвах не обнаруживаются места падения [2], что связано с их неустойчивостью и разрушением в условиях жаркого аридного климата [3].

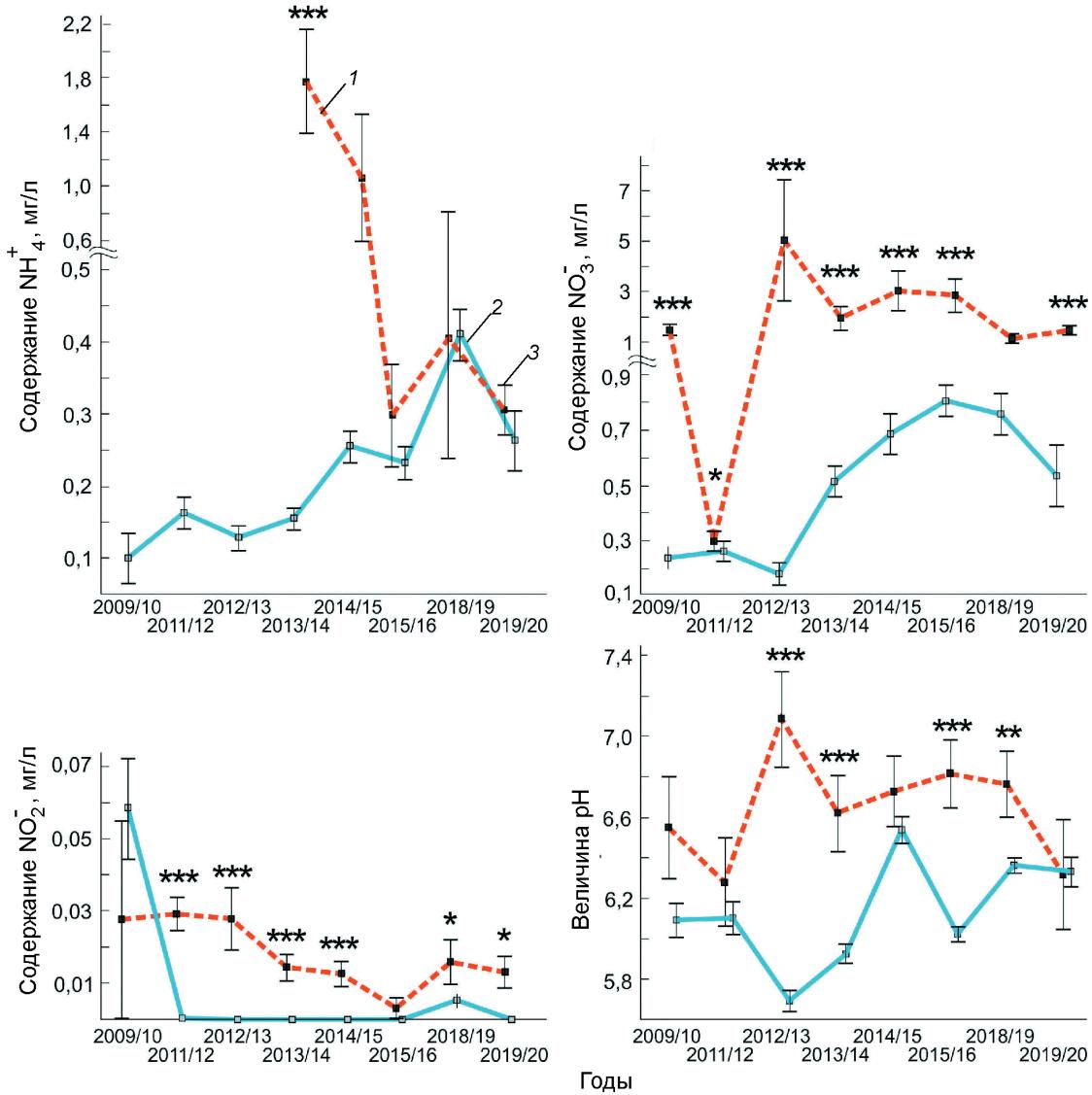
Для снега Центрального Казахстана и северо-востока Алтая по рассматриваемым показателям (рис. 3) характерна естественная флуктуация содержания  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$ , а также величины pH [3, 10, 13, 14]. В снеге Центрального Казахстана (выборка чистых проб) относительно северо-востока Алтая повышенено содержание  $\text{NO}_x^-$  и  $\text{NH}_4^+$  и значения pH ( $P < 0,001$  для всех показателей), хотя в отдельные годы встречаются и несущественные различия. В межгодовой динамике снег районов падения первых ступеней зимы 2015/16 г. выделяется по-

ниженным содержанием  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{NH}_4^+$  ( $P < 0,05$ ), что, вероятно, связано со спадом промышленного производства в Казахстане после кризиса 2014 г. и уменьшением выбросов загрязняющих веществ в целом по стране. Пониженное содержание  $\text{NH}_4^+$  характерно и для следующих зим. Кроме того, обращает на себя внимание минимум содержания  $\text{NO}_2^-$  зимой 2011/12 г. в Центральном Казахстане.

Для северо-востока Алтая напротив характерен длительный значимый ( $P < 0,008$ ) рост содержания  $\text{NH}_4^+$  с зимы 2014/15 г., который на уровне тенденции отмечался и ранее [22]. При этом содержание  $\text{NO}_2^-$  понижено в снеге зим 2018/19 и 2019/20 гг. Для содержания  $\text{NO}_3^-$  и величины pH характерен зеркальный ход значений, что, как уже отмечалось, обусловлено трансграничным переносом загрязнителей от предприятий Восточного Казахстана [22, 23]. Отсутствие столь яркой межгодовой дифференциации по содержанию  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{NH}_4^+$  связано с менее контрастными техногенными аномалиями в снежном покрове [23] из-за трансграничного загрязнения.

## Заключение

На местах падения первой ступени ракеты-носителя «Протон» формируются участки химического загрязнения снега высокотоксичными азотсодержащими компонентами ракетного то-



**Рис. 3.** Межгодовая динамика за 2009–2019 гг. концентрации азотсодержащих соединений и рН снега фоновых территорий:

1 – Центральный Казахстан; 2 – северо-восток Алтая; 3 – среднее и ошибка среднего. Уровень значимости отличий среднего по показателям для Центрального Казахстана и северо-востока Алтая: \* $P < 0,05$ , \*\* $P < 0,01$ , \*\*\* $P < 0,001$

**Fig. 3.** Dynamics of the concentration of nitrogen-containing compounds and pH of the snow in the background area at:

1 – Central Kazakhstan; 2 – North East Altai; 3 – average and average error) in 2009–2019. The significance of differences for Central Kazakhstan and NE Altai: \* $P < 0,05$ , \*\* $P < 0,01$ , \*\*\* $P < 0,001$

плива и продуктами их трансформации, что требует дальнейших исследований и оценки риска негативных последствий для экосистем. В районах падения второй ступени в 2010–2019 гг. не установлено фактов загрязнения снега компонентами ракетного топлива и продуктами их трансформации. Содержание  $\text{NO}_x^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  и величина рН соответствуют природному фону или существенно ниже его. Всё это показывает, что районы падения первой ступени ракет-носите-

лей «Протон», запускаемых с космодрома Байконур, нельзя считать зонами экологического бедствия, так как здесь не выявлено фактов глубокого необратимого изменения состояния окружающей среды. Вместе с тем в местах падения фрагментов первой ступени высок риск загрязнения экосистем азотсодержащими веществами – продуктами трансформации топлива ракеты-носителя «Протон». Районы падения второй ступени можно рассматривать как фо-

новые территории для характеристики уровней концентрации азотсодержащих веществ в снеге.

**Благодарности.** Авторы благодарны директору Института водных и экологических проблем СО РАН А.В. Пузанову за организацию полевых работ на северо-востоке Алтая. Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы I.4. AAAA-A16-116032810057-4 «Природные и ан-

тропогенные изменения ландшафтно-геохимических и почвенных систем (ГЗ)».

**Acknowledgments.** The authors are grateful to Professor A. Puzanov for organizing field work in the NE Altai. This work was supported by Lomonosov Moscow State University (grant I.4. AAAA-A16-116032810057-4 «Natural and anthropogenic change of landscape-geochemical and soil systems»).

## Литература

1. Электронный ресурс: <https://www.thegef.org/sites/default/files/ncaa-documents/2147-22347.pdf>
2. Koroleva T.V., Krechetov P.P., Semenkov I.N., Sharapova A.V., Lednev S.A., Karpachevskiy A.M., Kondratyev A.D., Kasimov N.S. The environmental impact of space transport // Transportation Research Part D: Transport and Environment. 2018. V. 58. P. 54–69. doi: 10.1016/j.trd.2017.10.013.
3. Sharapova A.V., Semenkov I.N., Koroleva T.V., Krechetov P.P., Lednev S.A., Smolenkov A.D. Snow pollution by nitrogen-containing substances as a consequence of rocket launches from the Baikonur Cosmodrome // Science of the Total Environment. 2020. V. 709. P. 136072. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.136072.
4. Kosyakov D.S., Ul'yanovskii N. V., Pikovskoi I.I., Kenessov B., Bakaikina N. V., Zhubatov Z., Lebedev A.T. Effects of oxidant and catalyst on the transformation products of rocket fuel 1,1-dimethylhydrazine in water and soil // Chemosphere. 2019. V. 228. P. 335–344. doi: 10.1016/j.chemosphere.2019.04.141.
5. Ul'yanovskii N.V., Lakhmanov D.E., Pikovskoi I.I., Falev D.I., Popov M.S., Kozhevnikov A.Yu., Kosyakov D.S. Migration and transformation of 1,1-dimethylhydrazine in peat bog soil of rocket stage fall site in Russian North // Science of The Total Environment. 2020. V. 726. P. 138483. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.138483.
6. Ушакова В.Г., Шпигун О.Н., Стыригин О.И. Особенности химических превращений НДМГ и его поведение в объектах окружающей среды // Ползуновский вестник. 2004. № 4. С. 177–184.
7. Kottek M., Griesler J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated // Meteorologische Zeitschrift. 2006. V. 15. № 3. P. 259–263.
8. Bulba E., Nemova T., Dyatchina A. The Temperature of the Dimethylhydrazine Drops Moving in the Atmosphere after Depressurization of the Fuel Tank Rockets // MATEC Web of Conferences. 2016. V. 72. P. 1–4. doi: 10.1051/matecconf/20167201020.
9. Honrath R.E., Guo S., Peterson M.C., Dziobak M.P., Dibb J.E., Arseneault M.A. Photochemical production of gas phase NOx from ice crystal  $\text{NO}_3^-$  // Journ. of Geophys. Research. Atmospheres. 2000. V. 105. № D19. P. 24183–24190. doi: 10.1029/2000JD900361.
10. Жинжакова Л.З., Газаев М.А., Амабиева Ф.А. Исследование химического состава снежного покрова на территории Кабардино-Балкарского государственного высокогорного природного заповедника // Изв. Кабардино-Балкарского науч. центра РАН. 2009. № 1 (27). С. 125–130.
11. Filippa G., Freppaz M., Williams M.W., Zanini E. Major element chemistry in inner alpine snowpacks (Aosta Valley Region, NW Italy). Cold regions science

## References

1. <https://www.thegef.org/sites/default/files/ncsa-documents/2147-22347.pdf>
2. Koroleva T.V., Krechetov P.P., Semenkov I.N., Sharapova A.V., Lednev S.A., Karpachevskiy A.M., Kondratyev A.D., Kasimov N.S. The environmental impact of space transport. Transportation Research Part D: Transport and Environment. 2018, 58: 54–69. doi 10.1016/j.trd.2017.10.013.
3. Sharapova A.V., Semenkov I.N., Koroleva T.V., Krechetov P.P., Lednev S.A., Smolenkov A.D. Snow pollution by nitrogen-containing substances as a consequence of rocket launches from the Baikonur Cosmodrome. Science of the Total Environment. 2020, 709: 136072. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.136072.
4. Kosyakov D.S., Ul'yanovskii N., Pikovskoi I.I., Kenessov B., Bakaikina N., Zhubatov Z., Lebedev A.T. Effects of oxidant and catalyst on the transformation products of rocket fuel 1,1-dimethylhydrazine in water and soil. Chemosphere. 2019, 228: 335–344. doi: 10.1016/j.chemosphere.2019.04.141.
5. Ul'yanovskii N.V., Lakhmanov D.E., Pikovskoi I.I., Falev D.I., Popov M.S., Kozhevnikov A.Yu., Kosyakov D.S. Migration and transformation of 1,1-dimethylhydrazine in peat bog soil of rocket stage fall site in Russian North. Science of The Total Environment. 2020, 726: 138483. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.138483.
6. Ushakova V.G., Shpigin O.N., Starygin O.I. Features of chemical transformations of UDMH and its behavior in environmental objects. Polzunovskiy vestnik. Polzunovsky Bulletin. 2004, 4: 177–184. [In Russian].
7. Kottek M., Griesler J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift. 2006, 15 (3): 259–263.
8. Bulba E., Nemova T., Dyatchina A. The Temperature of the Dimethylhydrazine Drops Moving in the Atmosphere after Depressurization of the Fuel Tank Rockets. MATEC Web of Conferences. 2016, 72: 1–4. doi: 10.1051/matecconf/20167201020.
9. Honrath R.E., Guo S., Peterson M.C., Dziobak M.P., Dibb J.E., Arseneault M.A. Photochemical production of gas phase NOx from ice crystal  $\text{NO}_3^-$ . Journ. of Geophys. Research. Atmospheres. 2000, 105 (D19): 24183–24190. doi: 10.1029/2000JD900361.
10. Zhinzhakova L.Z., Gazaev M.A., Atabieva F.A. Study of the chemical composition of the snow cover on the territory of the Kabardino-Balkarian State High Mountain Nature Reserve. Izvestiya Kabardino-Balkarskogo nauchnogo tsentra RAN. News of the Kabardino-Balkarian Scientific Center of the RAS. 2009, 1 (27): 125–130. [In Russian].
11. Filippa G., Freppaz M., Williams M.W., Zanini E. Major element chemistry in inner alpine snowpacks (Aosta Valley Region, NW Italy). Cold regions science

- Valley Region, NW Italy) // Cold regions science and technology. 2010. V. 64. № 2. P. 158–166. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.07.005.
12. Nriagu J.O., Lawson G., Wong H.K.T., Cheam V. Dissolved trace metals in lakes Superior, Erie, and Ontario // Environmental Science Technology. 1996. V. 30. P. 178–187. doi: 10.1021/es950221i.
  13. Свистов П.Ф., Талаш А.С., Семенец Е.С. О пространственно-временных изменениях кислотности атмосферных осадков // Климат и Природа. 2016. № 2 (19). С. 14–26.
  14. Саяя Ч.Э., Ондар Х.Ю., Ондар У.В. Изучение химического состава снежного покрова некоторых участков Убсу-Нурской котловины // Актуальные проблемы исследования этноэкологических и этнокультурных традиций народов Саяно-Алтая. Материалы IV междунар. науч.-практ. конф. молодых учёных, аспирантов и студентов, посвящённому году гостеприимства в Республике Тыва. Кызыл: Тувинский гос.университет, 2016. С. 191–192.
  15. Белозерцева И.А., Воробьева И.Б., Власова Н.В., Лопатина Д.Н., Янчук М.С. Загрязнение снега на акватории оз. Байкал и прилегающей территории // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 3. С. 340–353.
  16. Дмитриев О.Ю., Пузанов А.В., Самбрюс В.В., Балыкин С.Н., Горбацев И.В., Алексеев И.А., Шестеркин В.П., Савленок А.Н. Экологическая оценка состояния окружающей природной среды в районах падения ОЧ РН, планируемых к запуску с космодрома «Восточный» // Космодром «Восточный» – будущее космической отрасли России: Материалы II Всерос. науч.-практич. конф. Благовещенск: БГПУ, 2013. С. 192–201.
  17. Пристова Т.А., Василевич М.И. Особенности химического состава снежного покрова в лесных экосистемах средней тайги Республики Коми // Геохимия. 2011. № 2. С. 212–219.
  18. Сабылина А.В., Ефремова Т.А. Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 417–428. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428.
  19. Семенец Е.С. Свистов П.Ф., Талаш А.С. Химический состав атмосферных осадков Российского Заполярья // Изв. Томского политех. университета. Инженеринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 3. С. 27–36.
  20. Трубицина О.П. Анализ геоэкологического состояния атмосферного воздуха и осадков Севера Русской равнины по данным мониторинга // Вестн. Северного (Арктического) федерального университета. Сер.: Естественные науки. 2008. № 3. С. 35–42.
  21. Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E. Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions // Environmental Monitoring and Assessment. 2020. V. 192. doi: 10.1007/s10661-020-8179-4.
  22. Королева Т.В., Шарапова А.В., Кречетов П.П. Химический состав снега на территориях, подверженных воздействию ракетно-космической деятельности (республика Алтай) // Гигиена и санитария. 2017. Т. 96. № 5. С. 432–437.
  23. Робертус Ю.В., Рихванов Л.П., Пузанов А.В. О проблеме трансграничного переноса отходов предприятий Восточного Казахстана на территорию Алтая // Мир науки, культуры, образования. 2010. Т. 4. № 2. С. 287–90.
  - and technology. 2010, 64 (2): 158–166. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.07.005.
  12. Nriagu J.O., Lawson G., Wong H.K.T., Cheam V. Dissolved trace metals in lakes Superior, Erie, and Ontario. Environmental Science Technology. 1996, 30: 178–187. doi: 10.1021/es950221i.
  13. Svistov P.F., Talash A.S., Semenec E.S. Spatial and temporal changes of precipitation acidity. Klimat i Priroda. Climate and Nature. 2016, 2 (19): 14–26. [In Russian].
  14. Saaya Ch.E., Ondar H.Yu., Ondar U.V. Study of the chemical composition of the snow cover of some sections of the Ubsu-Nur basin. Materialy IV mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii molodykh uchenykh, aspirantov i studentov, posvyashchennaya Godu gospodstva v Respublike Tyva. Proc. of the IV intern. scientific-practical conf. of young scientists, graduate students and students, dedicated to the Year of Hospitality in the Republic of Tuva. Kyzyl: Tuvan State University, 2016: 191–192. [In Russian].
  15. Belozertseva I.A., Vorob'yeva I.B., Vlasova N.V., Lopatina D.N., Yanchuk M.S. Snow pollution in Lake Baikal water area in nearby land areas. Vodnye resursy. Water Resources. 2017. 44 (3): 471–484. doi: 10.1134/S0097807817030046.
  16. Dmitriev O.Yu., Puzanov A.V., Sambros V.V., Balykin S.N., Gorbachev I.V., Alekseev I.A., Shesterkin V.P., Savelenok A.N. Ecological assessment of the state of the environment in the areas of the fall of the OH RN, planned for launch from the Vostochny spaceport. Materialy II Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii. Proc. of the II All-Russian scientific-practical conf. Blagoveshchensk: BGPU, 2013: 192–201. [In Russian].
  17. Pristova T.A., Vasilevich M.I. Chemical composition of snow cover in middle-taiga forest ecosystems in the Komi Republic. Geochemistry International. 2011, 49 (2): 199–206.
  18. Sablyina A.V., Efremova T.A. The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay). Led i Sneg. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 417–428. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428. [In Russian].
  19. Semenec E.S. Svistov P.F., Talash A.S. The chemical composition of precipitation in the Russian Arctic. Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo-Resource Engineering. 2017, 328 (3): 27–36. [In Russian].
  20. Trubitsina O.P. Analysis of the geoecological state of atmospheric air and precipitation in the North of the Russian Plain according to monitoring data. Vestnik Severnogo (Arkticheskogo) federal'nogo universiteta. Seriya: Estestvennye nauki. Bulletin of the Northern (Arctic) Federal University. Series: Natural Sciences. 2008, 3: 35–42. [In Russian]
  21. Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E. Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions. Environmental Monitoring and Assessment. 2020, 192. doi: 10.1007/s10661-020-8179-4.
  22. Koroleva T.V., Sharapova A.V., Kречетов P.P. A chemical composition of snow on areas exposed to space-rocket activity (Altai republic). Gигиена i sanitariya. Gигиена i sanitaria. 2017, 96 (5): 432–437.
  23. Robertus Yu.V., Rihvanov L.P., Puzanov A.V. On the problem of transboundary waste transfer from enterprises at East Kazakhstan to the territory of Altai. Mir nauki, kul'tury, obrazovaniya. World of science, culture, education. 2010. 4 (2): 287–90. [In Russian].

# Путешествия, открытия

УДК 551.46.07+551.467

doi: 10.31857/S2076673421020091

## Южный океан – суровая морская окрестность ледяного континента

© 2021 г. В.В. Ионов<sup>1\*</sup>, В.В. Лукин<sup>2,1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

<sup>2</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*v.ionov@spbu.ru

## Southern Ocean – the inclement sea surroundings of the icy continent

V.V. Ionov<sup>1\*</sup>, V.V. Lukin<sup>2,1</sup>

<sup>1</sup>Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*v.ionov@spbu.ru

Received December 15, 2020 / Revised January 30, 2021 / Accepted March 19, 2021

**Keywords:** Antarctica, first confirmed sighting, Russian Antarctic Expedition, sloops «Vostok» and «Mirnyy».

### Summary

The latest in a series of Great Geographical Discoveries was the finding of a southern ice continent in 1820. It was long expected, but very late for different reasons. Among the main ones are the physical and geographical characteristics of the Southern Polar Region of the Earth, which was discovered much earlier than the Northern one. Geographers and sailors, confident in the polar symmetry of the planet's surface, found it difficult to imagine the location of the still unknown continent so close to the South Pole. In addition, the vast belt of water and ice in the Southern Ocean surrounding Antarctica was (and still is) a serious obstacle to safe navigation. Other reasons were the results of James Cook's Second circumnavigation of the world in 1772–1775 to search for the Southern Mainland. In 1773, Captain D. Cook on the ship "Resolution" for the first time crossed the Southern Arctic Circle and reached 71° s. s. He considered the voyage in the Southern Ocean quite successful: the Southern hemisphere was sufficiently explored and the search for the Southern continent was put to an end. The authority of the English navigator was so high that nobody tried to refute his opinion for almost half a century. It required not only the courage of scientific foresight, but also the power of a state with a developed shipbuilding industry, skilled sailors and experience of long successful voyages in the World's oceans. At the beginning of the XIX century, Russia having the status of the Ocean Power possessed all this. According to the plan of the Russian Navy Department, the Russian Antarctic Expedition of 1819–1821 was aimed at implementation of scientific exploration in the least studied and most inaccessible high latitudes of the Southern Ocean. One of the participants in the preparation of the expedition, Captain I rank I.F. Krusenstern, wrote that this expedition "is for exploring the countries around the South Pole with greater accuracy than how much is known about them to this day...". In search of Antarctica, the naval sloops "Vostok" and "Mirny" had to cross the "roaring forties" and "furious fifties" of the southern latitudes and overcome the belt of drifting icebergs and polar ices.

**Citation:** Ionov V.V., Lukin V.V. The Southern Ocean – the inclement sea surroundings of the icy continent. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021. 61 (2): 311–320. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020091.

Поступила 15 декабря 2020 г. / После доработки 30 января 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

**Ключевые слова:** Антарктида, первое подтверждённое обнаружение, Русская Антарктическая экспедиция, шлюпы «Восток» и «Мирный».

Пояс бурных вод, льдов и айсбергов Южного океана – суровое препятствие навигации. Это повлияло на итоги второго кругосветного плавания Д. Кука в 1772–1775 гг. Кук считал плавание успешным: Южное полушарие достаточно исследовано и поискам Южного континента положен конец. Открытие шестого материка русскими было предопределено господствовавшими научными взглядами на соотношение океана и суши на Земле и симметрию её полярных областей. Русские военные моряки на шлюпах «Восток» и «Мирный» под командованием Ф.Ф. Беллинсгаузена в беспримерном кругосветном плавании в Южном океане в 1819–1821 гг. открыли первые антарктические земли – остров Петра I и Землю Александра I в широтах 68–69°, что уже тогда позволило наметить северные границы Антарктиды.

Антарктиду часто называют «Ледяным континентом». Это справедливо. Мощный слой льда покрывает почти весь континент. Только около 0,3% его поверхности свободно ото льда

(30–40 тыс. км<sup>2</sup>). Огромная масса льда заполняет все неровности коренного ложа, оставив на поверхности лишь наиболее высокие хребты и отдельные вершины. Наибольшая высота ледни-

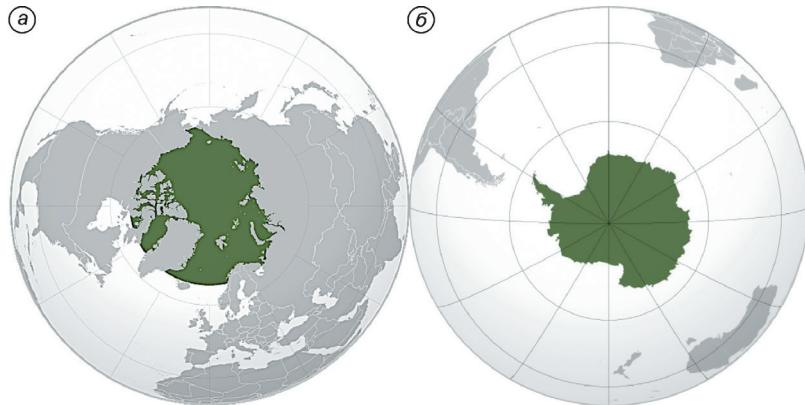


Рис. 1. Полярные области Земли:

а – Арктика; б – Антарктика [2]

Fig. 1. Polar Regions of the Earth:

a – Arctic; b – Antarctic [2]

ка – около 4000 м над ур. моря – зафиксирована в центре Восточной Антарктиды ( $82^{\circ}$  ю.ш.,  $75^{\circ}$  в.д.). Средняя высота поверхности Антарктиды – 2020 м [1]. Даже в XXI в. удивляет явная асимметрия полярных областей нашей планеты (рис. 1).

Северная полярная область Земли – Арктика, в центре которой между полярными окраинами Евразии и Северной Америки находится Северный Ледовитый океан. Его площадь около 15 млн км<sup>2</sup>. В Южной полярной области – Антарктике, напротив, в центре находится континент Антарктида, окружённый океаном и весьма удалённый от других континентов. Антарктида почти полностью находится в пределах Южного полярного круга ( $66^{\circ}34'$  ю.ш.), её площадь почти 14 млн км<sup>2</sup>. Таким образом, сравнимые по площади приполюсные географические пространства принципиально различны. На севере – океан, в большой степени окружённый сушей, на юге – покрытый льдом континент в непрерывном кольце суровых вод Южного океана [3].

Два с половиной века назад явная несходность полярных областей Земли не предполагалась мореплавателями и учёными. Одна из ошибочных идей Клавдия Птолемея, которая оказала огромное влияние на географическое мировоззрение, – представление об обширной земле на юге, которую он называл *Terra Australis Incognita* – Неизвестная Южная Земля. На вычерченной им мировой карте эта неизвестная земля оконтуривает Индийский океан с юга.

Арабы же знали, что Индийский океан с юга открыт. Однако очень многие либо ничего не слышали о сочинениях арабов, либо не доверяли им. Когда Фернан Магеллан плыл через пролив у южной оконечности Южной Америки, он был убеждён, что Огненная земля – это часть птолемеевой южной суши [4, с. 132].

Лишь немногие смелые умы высказывали на этот счёт блестящие обоснованные догадки. Так, М.В. Ломоносов в своём обширном труде «Первые основания металлургии или рудных дел» ещё в 1763 г. писал: «В близости Магелланского пролива, и против мыса добрья надежды около 53 градуса полуденной ширине великие льды ходят: почему сомневаться не должно, что в большем отдалении острова и матерая (т.е. твердая) земля (курсив наш – авторы) многими и несходящими снегами покрыты, и что большая обширность земной поверхности около южного полюса, занята оными, нежели в севере» [5, с. 256].

Ю.М. Шокальский в 1917 г. в предисловии к своей выдающейся книге «Океанографія» обосновал и ввёл в научный обиход название «Мировой океан»<sup>1</sup>. В фундаментальной «Океанографии» Ю.М. Шокальский отмечает: «Плавание Магеллана обратило внимание ученого мира на океаны. Первый, рассмотревший критически существовавшие названия океанов, был Б. Варениус (Varenius, 1622–1650. *Geographia generalis in qua affectionis telluris explicantur.* 1650 г.). Он окончательно утвердил следующие назва-

<sup>1</sup> Повторное издание «Океанографии» вышло в свет уже после кончины Ю.М. Шокальского в 1940 г. В 1959 г. книга вышла под редакцией В.А. Снежинского и А.К. Леонова, которые подготовили второе издание труда Ю.М. Шокальского так, что новый читатель получил научный документ, на который можно ссылаться, как и на первое издание 1917 г.

<sup>2</sup> Познакомиться с переводом труда выдающегося учёного XVII столетия из Голландии Бернхардуса Варениуса «География Генеральная» можно на сайте Русского географического общества. На русском языке эта книга была издана по приказу царя Петра I в 1718 г. Фёдором Поликарповым. Режим доступа: [http://lib.rgo.ru/reader/flipping/Resource-4262/varenius\\_geogr\\_general/index.html](http://lib.rgo.ru/reader/flipping/Resource-4262/varenius_geogr_general/index.html). (Дата обращения: 10.12.2020 г.).

ния: Атлантический, лежащий между Старым и Новым светом; Тихий между Азией и Америкой; Гиперборейский – около Северного полюса; Южный – вокруг Южного материка, к нему был отнесен и Индийский океан» [6, с. 34]. Б. Варениус писал<sup>2</sup>: «Океан полуденный около земли полуденной обходит (курсив наш – авторы), которого океана часть есть океан индийский» [6, с. 103]. Поразительно, что за 170 лет до открытия Антарктиды Варениус не сомневался в существовании материка в районе Южного полюса.



Первыми мореплавателями, приоткрывшими завесу неизведанного за южным краем Африки и нашедшими на своих мореходных каравеллах путь в Индийский океан, были португальцы. Летом 1487 г. Бартоломео Диаш обогнул Мыс Доброй Надежды и, двигаясь далее к юго-востоку, достиг самой южной точки Африки – Мыса Агульяс (Игольный). Так он открыл путь по морю к Индийскому океану. Согласно Б. Варениусу, это часть того самого Южного океана, который полуденную (южную) землю «обходит». В 1497–1499 гг. Васко да Гама обнаружил морской проход вокруг южной оконечности Африки в Индию.

Испанский мореплаватель Фернан Магеллан в 1519–1522 гг. открыл Магелланов пролив и Огненную Землю, совершив Первое кругосветное плавание. Англичанин Френсис Дрейк в 1577–1580 гг. открыл пролив Дрейка и, совершив Второе кругосветное плавание, доказал, что Огненная Земля не является частью *Terra Australis Incognita*. «Эта Terra Australis со времен Клавдия Птолемея просуществовала до XVIII столетия. Даже открытие южного берега Австралии Абелем Тасманом в 1642 г. и западного – Новой Зеландии не поколебали убеждения в существовании, в сравнительно низких южных широтах, сплошной суши до полюса, необходимой для уравновешивания северных масс материков» [7, с. 176]. Вера в планетарную симметрию была всё ещё сильнее, чем надежда на существование в высоких широтах, за южным океаном, континента на полюсе. Почти через полтора века, в «1772–75 гг., Британская военно-морская экспедиция, руководимая капитаном Джеймсом Куком на судах "Resolution" и "Adventure", впервые пересекла Южный полярный круг и достигла самой высокой широты в Южном океане – 71°10' ю.ш. Капитан Кук заявил права на Южную Георгию; открыл Южные Сандвичевы острова; совершил кругосветное плавание в высоких южных широтах» [8, с. 1109].

И, наконец, в «1819–21 гг. Русская военно-морская экспедиция, руководимая капитаном Фадеем Беллинсгаузеном на судах "Восток" и "Мирный", совершила плавание вокруг Антарктического континента; сделала *первое подтверждённое обнаружение Антарктического континента* (курсив наш – авторы); открыла остров Петра I и Землю Александра I» [8, с. 1110].

«Плавание Кука в 1772–75 гг. примечательно по некоторым обстоятельствам. Он предупредил развитие цинги среди своего экипажа, наладив регулярное питание свежими овощами и фруктами. У него был хронометр, позволявший ему точно определять в любое время свое местонахождение. Это была первая исследовательская экспедиция, положившая начало сбору сведений, выходивших за рамки простого очертания береговых линий. Это был также поход, окончательно похоронивший представление о Южной Земле» [4, с. 133]. Хронология важнейших итогов исследований Южного океана в поисках Антарктиды и относительная значимость их отдельных эпизодов в научном мире оценивались в разные времена по-разному. Приведём постановку целей и задач, а также последующее восприятие учёным миром достигнутого капитаном Дж. Куком и капитаном Ф.Ф. Беллинсгаузеном.



**«Постановление II:** Второе Плавание Джеймса Кука.

**Экспедиция (1772–1775):** Два корабля (*Resolution* и *Adventure*), 193 участника.

**Предписание (Королевского Общества и Британского Адмиралтейства):** Поиск Южного континента и проверка очередной версии хронометра Джона Гаррисона для определений географической долготы.

**Исполнение:** Прошел на юг дальше, чем любой предшествующий мореплаватель (71°10') и обнаружил остров Южная Георгия и Южные Сандвичевы острова» [9].

Что касается второй части Предписания, то Кук взял в кругосветное плавание точную копию хронометра Н-4, изготовленную по постановлению Комиссии по долготе часовщиком Ларку-

мом Кендаллом – К-1. В своём дневнике Кук отметил: «Надо отдать должное мистеру Гаррисону и мистеру Кендаллу и признать, что этот ценный и полезный прибор сослужил нам большую службу» [10, с. 154].

**Размышления Кука о Втором Плавании:** «Я обошел Южный Океан в высоких широтах и пересекал его так, чтобы не оставить малейшей возможности для вероятного существования там континента, который если и может быть, то лишь вблизи Полюса и вне досягаемости мореплавания... Таким образом, я льщу себя надеждой, что цель Плавания во всех отношениях полностью достигнута, Южное Полушарие достаточно исследовано и положен конец дальнейшим поискам Южного Континента, который на протяжении почти двух минувших столетий поглощал внимание некоторых Морских держав и географов всех поколений» [9, с. 414].

**Из I-й Инструкции морского министра де Трапверсе капитану Ф. Беллинсгаузену:** «Коль скоро наступит удобное время в сем году (1819), он отправится для обозрения острова Георгия, находящегося под 55 градусом южной широты, а оттуда к земле Сандвичевой, и, обошед ее с восточной стороны, пуститься к югу и будет продолжать свои изыскания до отдалённой широты, какой только он сможет достигнуть; употребит всевозможное старание и величайшее усилие для достижения сколько можно ближе к полюсу, отыскивая неизвестные земли, и не оставит сего предприятия иначе, как при непреодолимых препятствиях... Ежели под первыми меридианами, под коими он пустится к югу, усилия его останутся бесплодными, то он должен возобновить свои покушения под другими, и не упуская ни на минуту из виду главную и важную цель, для коей он отправлен будет, повторяя сии покушения ежечасно как для открытия земель, так и для приближения к Южному полюсу» [11, с. 34].

**Из инструкций Адмиралтейского департамента:** «Для долготы брать расстояния между луной и звездами всегда, когда обстоятельства позволяют, и выводы сих наблюдений сверять с теми, какие окажутся по хронометрам, которые должны вы пред отправлением в поход тщательно поверить наблюдениями соответствующих высот солнца. Да и в продолжение плавания вашего всегда, когда пристанете к берегу, или подойдете на вид земли, которой положение определено с

точностью, не упускайте случая вновь поверять хронометры» [10, с. 40].



Интересное сравнение достижений Кука и Беллинсгаузена содержится в докладе Д. Джона собранию Королевского Географического Общества Лондона 5 марта 1934 г.

«Капитан Кук совершил первое кругосветное плавание в высоких широтах в 1775, и окончательно опроверг (курсив наш – авторы) существование большого континента в умеренной зоне Юга. Он сделал первое открытие типичной Антарктической земли, Южной Георгии, и вскоре после этого открыл самый южный из Южных Сандвичевых островов. Российское плавание вокруг Антарктиды под командованием Беллинсгаузена в 1819–21 было охарактеризовано д-ром Миллом как "мастерское продление кругосветного плавания Кука, дополняя его в каждом штрихе, конкурируя с ним ни в одном". Это было плавание по большей части в значительно более высоких широтах, чем плавание Кука, демонстрирующее наличие непрерывного моря к югу от 60-й параллели. Была обнаружена первая земля к югу от Антарктического круга, (курсив наш – авторы) остров Петра I, там, что теперь называется морем Беллинсгаузена» [12, с. 79].

Подробное научное сопоставление итогов русской экспедиции с итогами Второго плавания Кука было представлено Ю.М. Шокальским в обширной статье 1928 г., посвящённой столетию отправления Русской Антарктической экспедиции [7]. Он писал: «Цель и задачи обеих экспедиций одинаковы: необходимо было разрешить вопрос: существует ли Южный материк и до каких широт он простирается в умеренном поясе. Плавание Кука было первым в южных полярных водах и дало европейцам первое представление об условиях, встречаемых в этих широтах, и тех особых формах ледяных гор (айсбергов), которые не попадаются в северных полярных водах. Из общего громадного числа дней плавания в южном полушарии в 1003 дня, Кук провел южнее 60° параллели всего 75 дней, а во льдах плавал всего 80 дней. Почти во всех тех местах, где Кук не был к югу от 60° ю.ш., Беллинсгаузен там побывал: 4 раза он доходил до самой 70° параллели, 3 раза до 67° и один – до 65° и все это на различных меридианах, очень толково избранных так, что его плавание до-

полняло таковое Кука. Если плавание Беллинсгаузена в южном полушарии продолжалось почти половину времени сравнительно с Куком, а именно 535 дней, то из них он провел 122 дня южнее 60° широты и плавал среди льдов 100 дней» [7, с. 195].

Несмотря на тяжёлые условия ледового плавания, благодаря выдающемуся морскому искусству М.П. Лазарева – командира «Мирного», парусные шлюпы «Восток» и «Мирный» ни разу не разлучались за всё время плавания в антарктических водах в тёмные ночи и при непрерывных штормах. По подсчётом Ю.М. Шокальского [7], Кук прошёл к югу от 60° на расстоянии 125° долготы и 24° к югу от Полярного круга. Беллинсгаузен же прошёл 242° долготы к югу от широты 60° и 41° долготы к югу от Полярного круга, иначе говоря: почти три четверти окружности 60 параллели, т.е. совершил беспримерное плавание в Южном океане. Ни одного дня летнего времени не было упущено для проникновения в тайны южных полярных стран и доказано, что к северу от 60° ю.ш. не надо искать берегов Южного материка, т.е. именно *благодаря плаванию русских моряков его границы были точно намечены* (курсив наш – авторы). Мало того, русские моряки обнаружили первые действительно антарктические земли: остров Петра I и Земля Александра I в столь высоких широтах как 68–69° ю.ш., *само это обстоятельство уже намечало границы Антарктиды* (курсив наш – авторы).



**Из отчётов Беллинсгаузена.** Опыт Первого кругосветного плавания русских моряков на кораблях «Надежда» и «Нева» под начальством капитана-лейтенанта И. Крузенштерна в 1803–1806 гг. при подготовке к плаванию на шлюпах «Восток» и «Мирный» был использован всесторонне и скрупулезно. Ф. Беллинсгаузен, описывая приготовления шлюпов в своём отчете об экспедиции, в частности, отмечал: «Долгом поставляю упомянуть здесь об именах тех лиц, которые честностью своею способствовали успехам экспедиции; худо приготовленная провизия может произвести непредвиденные болезни. Солонину приготавляли купцы: петербургский, Петр Иванов Шпанский; нарвский, Петр Печаткин и петербургский мещанин Акинф Обломков; последний известен уже по первому путешествию россиян вокруг света, под командою капитана

Крузенштерна; тогда солил мясо, которое в продолжение трех лет, в различных климатах, не портилось. Мясо сие находилось в хороших дубовых бочках, около шести пудов в каждой» [11, с. 30].

**1819 год:** «1 августа. Сего утра начальники шлюпов, наняв дилижанс, поехали в Лондон. Нам надлежало сколько возможно поспешнее исполнить все нужное для снабжения судов наших и скорее отправиться в путь, но совершенно неожиданно мы пробыли в Лондоне около девяти дней. Хронометры и другие астрономические инструменты, для нас заготовленные, оказались не все соответственны нашим желаниям, следовательно, нужно было некоторые переменить, а отыскивание готовых секстантов и других инструментов, равно и потребных для путешествия нашего книг и карт сопряжено было с великими затруднениями... Троутон, известный инструментальный мастер, удовлетворил нас по своей части, снабдив лучшими секстантами, пассажным инструментом, искусственными горизонтами; хронометры были двух мастеров, Арнольда и Барода; от Долонда получили мы окружные инструменты, также несколько секстантов и ахроматические телескопы, четырех и трехфутовые» [11, с. 48].

**1820 год:** «1 января. В первый день Нового года мы пожелали друг другу счастливо выйти из опасного положения, и, окончив подлежащее нам затруднительное плавание в Ледовитом океане, увидеть любезное отчество... В начале пятого часа утра, увидели сквозь туман много ледяных островов в близком от нас расстоянии. Шум буруна (пенистой волны), разбивающегося на льдины, с криком пингвинов, производил не приятное чувствование. По сделанному сигналу шлюп "Восток" и "Мирный" поворотили от ледяных островов на правый галс; во время поворота, когда паруса заполаскивали и приводило весь такелаж в движение, падали с оного ледяные со скульки и лед намерзший около снастей; обмерзшие веревки казались прорезанными сквозь стеклярус, толщиною от полутора до двух линий (0,5 см). Служители (команда) каждый час на вантах и стень-вантах околачивали лед» [11, с. 84]. «...2 января (1820) погода прояснилась и дозволила докончить описание островов, какими оказалась Земля Сандвич. Беллинсгаузен их назвал Южными Сандвичевыми, потому что, как он говорит в своем описании: "капитан Кук

первый увидал сии берега и потому имена им данные, должны оставаться неизгладимы, дабы память о столь смелом мореплавателе могла достигнуть до позднейших потомков» [7, с. 184].

1820 год: «18 февраля. Погода при густом снеге была так бурна и пасмурна, что ежели бы и в самом деле встретили льдину, то не прежде бы оную увидели, как на расстоянии 3/4 кабельтова.... Впрочем сей случай представил нам живо всю опасность какой мы подвергались: неведение о льдах, буря, море, изрытое глубокими ямами, величайшие подымающиеся волны, густая мрачность и таковой же снег, которые скрывали все от глаз наших, и в сие время наступила ночь; бояться было стыдно, а самый твердый человек внутренне повторял: боже, спаси!» [11, с. 105].

1820 год: «21 февраля. От долговременных беспрерывно сырых и холодных погод, снега, слякоти, пасмурности и бурь сырость распространилась в шлюпе повсюду; хорошая погода была для нас необходима. Чтобы предупредить дурные от таковых обстоятельств последствия, я приказал развести в печках огонь для просушки в палубах, где жили нижние чины, а офицерские каюты просушивали калеными ядрами. Во время сильной бури употреблять сию меру для отвращения сырости было бы опасно» [11, с. 106].

1820 год: «9–10 сентября оба шлюпа пришли в Сидней после интересного и полезного плавания, в течение которого не только было открыто много островов, но и ранее известные были лучше нанесены на карту и съемка их берегов была дополнена... 31 октября экспедиция вышла в море и направилась к острову Мэккери (Макуори). В первую же свежую погоду на шлюпе «Восток» открылась течь в носовой части несмотря на то, что все пазы обшивки только что были проконопачены. Пришлось осторегаться нести много парусов, чтобы не увеличить течи... Во время стоянки налились пресною водою, переменили старые паруса на новые, чтобы они были надежнее в плавании во льдах, и пошли на юго-восток. 27 ноября снова пересекли 60° параллель ю.ш. и на другой же день в 62°18' ю.ш. уже встретили пловучие льды, с которыми так и не расставались до середины января 1821 г.» [7, с. 189].

1820 год: «8 ноября. В полдень в носовой каюте оказалась течь... надлежащих против сего мер в нашем положении взять не было возможности и места, а время года, лучшее для плавания в южном полушарии, нам не позволяло пе-

ременять нашего намерения. ...Убавление всего рангоута и парусов и понижение всей артиллерии довольно ощутительно уменьшило движение верхней части шлюпа «Восток», однако же я не смел нести много парусов, дабы чрез то, уменьшая ход, не увеличить течи в носовой части. Итак, мы большим трудом преодолев одно неудобство шлюпа, были заняты другим, несравненно важнейшим, которое могло произвести гибельные последствия. Не имея средства ему помочь, я имел одно утешение в мысли, что отважность иногда ведет к успехам» [11, с. 227].

Памятую об Инструкциях Адмиралтейского департамента, Беллинсгаузен неоднократно и подробно отмечает проделанные навигационные измерения:

1820 год: «16 ноября. В ночь 26-го на небе было немного облаков; звезды блестали ярко; температуры 3°. До полудня нам удалось взять по двадцати лунных расстояний, по которым определена долгота: Мною – 155°40'53"; восточная; Капитан-лейтенантом Завадовским – 155°42'18"; Штурманом Парядиным – 155°42'51". Долгота, определенная хронометрами, достовернее, нежели по расстояниям луны, ибо мы недавно вышли из порта, и хронометры не успели переменить своего хода, а расстояния были измеряемы при большой качке шлюпа, которая препятствует произведению наблюдений с точностью. В полдень место шлюпов было в широте 54°33'16" южной, долготе 155°57'59" восточной» [11, с. 229].

1820 год: «2 декабря. В 10 часов оба шлюпа приведены в бейдевинд; в сие время настала мрачность и пошел снег, а вскоре за сим последовала буря. Порывы ветра набегали ужасные, волны поднимались в горы, и подветренные их стороны были особенно круты; морозу тогда было 3°; волны быстро неслись, море покрылось пеной, воздух наполнился водяными частицами, срываемыми ветром с вершины валов, и брызги сии, смешиваясь с несущимся снегом, производили чрезвычайную мрачность, и мы далее двадцати пяти сажен ничего не видели. Таково было наше положение при наступлении ночи! До начала бури пасмурный горизонт уже не позволял нам видеть далеко вперед, отчего и не могли избрать места свободного от льда; нас дрейфовало наудачу, и мы беспрестанно ожидали кораблекрушения» [11, с. 239].

Продолжительность плавания в полярных широтах, при том непрерывного на значитель-

ном расстоянии ( $3/4$  окружности вдоль  $60^{\circ}$  параллели), дала возможность Ф. Беллинсгаузену представить действительно полную картину ледяных условий Южных широт, чего Кук сделать не мог [7]. Ф. Беллинсгаузен подробно объясняет, например, происхождение ледяных островов (айсбергов) Ледовитого Южного океана:

*1820 год: «5 февраля. Видя ледяные острова, ...мы заключили, что сии ледяные громады и все подобные льды от собственной тяжести, или других физических причин, отделились от матерого берега, ветрами отнесенные, плавают по пространству Ледовитого Южного океана; прочие же островершинные ледяные острова происходят от последних. Когда буря или другие причины отторгают от больших островов некоторые части оных, то сии острова, потеряв равновесие, плавают которым-либо краем или углом кверху или низом вверх; от сего составляются разнообразные их виды; мелкие плавающие льдины произошли из глыб, отделившихся от сих островов, и оттого под ветром каждого ледяного острова видно немало плавающих обломков льда» [11, с. 98].*

В следующем году он, как показывает маршрут экспедиции, имел полное право излагать собственное мнение о происхождении льдов Южного Ледовитого океана (рис. 2).

*1821 год: «12 января. Уже второе лето, простирая плавание между льдами, встречая повсюду пространные ледяные поля, высокие плоские ледяные острова и исковерканные неправильные большие льды, которые наполняют Южный Ледовитый океан, не излишним полагаю поместить здесь мое мнение и замечание о происхождении сих льдов, о составлении оных в большие поля (коих, как нам случалось видеть, обширность простирается до трехсот миль), об образовании ледяных плоских островов, и, наконец, о превращении оных в неправильные, т.е. имеющие острые возвышения или переменяющиеся наружные виды».*

Он подробно описывает собственные опыты с вымораживанием проб пресной и солёной воды на равной высоте от поверхности моря на борту «Востока» и объясняет результаты. «Таковой опыт, вопреки многим писателям, доказывает, что из солёной воды составляется лед так же, как и из пресной, для сего нужно несколько градусов более мороза. По той же причине мы находим, что Чёрное море замерзает в Херсонском лима-

не, и вдоль северного берега до Одессы на весьма малое пространство от берега» [11, с. 260].



Как отмечал Ю.М. Шокальский, физическая география и океанография в то время находились в зародыше, но русские моряки сделали тогда всё, что можно было сделать в этих областях знаний. Собственно же географические их открытия были ими поставлены на удивительную высоту точности при тяжёлых условиях плавания и технических средствах мореходной астрономии того времени. Достаточно вспомнить, пишет Ю.М. Шокальский, слова французского путешественника д-ра Шарко: «В тумане и мгле мы легко нашли остров Петра I, потому, что он на карте назначен Беллинсгаузеном именно там, где он находится», и это было выполнено им в конце 62-дневного плавания с хронометрами начала XIX в. только за счёт постоянных астрономических наблюдений, в коих сами командиры судов были искусны и показывали пример всему личному составу экспедиции.

Приведём ещё одну оценку подвига Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева, продолжает Ю.М. Шокальский, сделанную капитаном Вильдом, командиром корабля последней экспедиции (1921–1922 гг.) Эрнеста Генри Шеклтона в Южные широты. Он пишет: «Надо признать, что их достижения (т.е. Беллинсгаузена и Лазарева) в этих широтах превыше всех похвал; здесь ветер то дует шквалами, несущими снег, совершенно ослепляя глаза; то он дует недостаточно свежо, чтобы дать кораблю под парусами достаточно силы пробиваться во льдах. Тем временем зыбь от свободного моря проникает в полосу льдов, заставляя их теряться одно поле о другое с непрерывным шумом. Я имел все-таки за собою постоянное утешение, поднять пары в машине, тогда как вышеуказанные два полярных мореплавателя вполне зависели от парусов» [7, с. 197].

Поистине это были искуснейшие навигаторы и бесстрашные моряки – герои первоткрыватели.

Даже в конце XX в. для несравненно более совершенных и мощных судов навигации в Южном океане нередко и надолго прерывались ледовым пленом. Так, ледокольно-транспортное научно-экспедиционное судно (НЭС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) «Михаил Сомов» – флагман советского антарктического исследовательского флота в 1975–1987 гг. – трижды совершал вы-



**Рис. 2.** Схема маршрута Русской Антарктической экспедиции в 1819–1821 гг.

Красные линии со стрелками и цифрами – отрезки и направления плавания с их датами; синие цифры – номера увеличенных участков плавания в зоне островов; зелёным цветом обозначены названия островов, которые были даны во время экспедиции [13]

**Fig. 2.** Route diagram of the Russian Antarctic expedition in 1819–1821.

Red lines with arrows, numbers – sections and directions of route with their dates; blue figures are numbers of enlarged areas of route in the islands zone; green color indicates the names of the islands given during the expedition [13]

нужденный ледовый дрейф в Южном океане: в 1977, 1985 и 1991 гг.

В 1985 г. в сложных условиях экипаж судна «Михаил Сомов» выдержал 133-дневный дрейф с 15 марта по 26 июля во льдах Тихоокеанского ледяного массива. К 15 мая НЭС оказалось на  $73^{\circ}55'$  ю.ш. и  $147^{\circ}$  з.д. Началась зима. Судно стало дрейфовать в генеральном юго-западном направлении. В конце мая в результате продолжительных ветров северо-восточных румбов, достигавших 25 м/с, массив льда стал прижиматься к берегу. Начались сжатия, подвижки полей, у борта судна образовывались гряды торосов. Винт и руль «Михаила Сомова» заклинило, а корпус оказался на подушке из ледяной каши. Температура воздуха колебалась от  $-25$  до  $-30$  °С, эпизодически понижаясь до  $-33$  °С. Шло интенсивное ледообразование на всей акватории моря Росса. Северная кромка льда, находившаяся по курсу судна, переместилась на север до  $65^{\circ}$  ю.ш. От чистой воды «Михаила Сомова» отделяло 1000 км ледяных просторов, свидетельствовал участник спасательной экспедиции, руководитель научно-оперативного отряда океанолог А.М. Козловский [14]. Стало ясно, что «Михаил Сомов» разомкнуть «стальные» объятья зимнего Южного океана самостоятельно, без риска быть раздавленным льдами, не сможет. Тогда Правительство СССР приняло решение об организации экспедиции спасения на одном из ледоколов. Для этого 12 июня 1985 г. из порта Находка был снаряжен и отправлен на юг арктический ледокол «Владивосток».

«26 июля с обоих судов были замечены огни и ледокол вошел в широкое разводье, протянувшееся на много миль с северо-востока к краю льдины, где стоял «Михаил Сомов» [14]. В 17 часов 30 минут по судовому времени ледокол подошел к ледяному полю, в четырех кабельтовых от края которого среди сглаженных снегом торосов был «Михаил Сомов».  $74^{\circ}54'$  ю.ш. и  $153^{\circ}05'$  з.д. — конечная точка 133-суточного дрейфа.

«Плавание ледокола «Владивосток» в высоких широтах Южного полушария — выдающее-

ся событие в истории исследования Антарктики. В разгар полярной ночи судно дважды пересекло зону дрейфующих 10-балльных льдов Южного океана. Общая протяженность маршрута составляла около 3500 км. Впервые ледокол, который был построен специально для работы на ледовых трассах Арктики, не приспособленный для океанского плавания, совершив переход по просторам Мирового океана, пересек «ревущие сороковые» и «неистовые пятидесятые» широты Южного океана. Он прошел через все климатические зоны Земли — от полярных районов, где температура воздуха понижалась до  $-40$  °С, до экваториальной зоны с температурой воздуха до 36 °С. Температура в жилых помещениях ледокола во время всего перехода через тропики была такой же, а в машинном отделении повышалась до 55 °С. Нужно добавить, что выполнивший спасательную миссию ледокол был предоставлен самому себе. На огромных просторах Южного океана, закованных в лед, не было ни одного судна, которое в случае ЧП могло оказать хотя бы символическую помощь» [14].



Н.Н. Зубов с морской точки зрения считал, что «географическим открытием надо называть не только первое посещение, но и первое положение на карту на основании собственных наблюдений географических объектов, которые до того на карте показаны не были, а также и первое описание их» [15, с. 7]. В суровых водах Южного океана Ф. Беллинсгаузен и М.П. Лазарев смогли преодолеть пояс дрейфующих айсбергов, полярные льды и сумели первыми описать и точно положить на карту часть Антарктиды — остров Петра I и Землю Александра I. И хотя эти земли они не посетили, а только наблюдали, *обнаружив* неизвестный прежде Ледяной континент — Антарктиду, они совершили величайшее географическое открытие XIX в. — последнее в ряду Великих географических открытий.

## Литература

1. Трешиков А.Ф. Антарктика: исследования, открытия. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 120 с.
2. Электронный ресурс: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic\\_\(orthographic\\_projection\).svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic_(orthographic_projection).svg); [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Antarctica\\_\(orthographic\\_projection\).svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Antarctica_(orthographic_projection).svg).

## References

1. Tryoshnikov A.F. *Antarktika: issledovaniya, otkrytiya*. Antarctica: research, discoveries. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 120 p. [In Russian].
2. [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic\\_\(orthographic\\_projection\).svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic_(orthographic_projection).svg); [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Antarctica\\_\(orthographic\\_projection\).svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Antarctica_(orthographic_projection).svg).

3. Ионов В.В., Лукин В.В. Южный океан: не общепризнанный гидроним или самостоятельный географический объект? // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 5. С. 129–136.
4. Джеймс П., Мартин Дж. Все возможные миры. М.: Прогресс, 1988. 672 с.
5. Ломоносов М.В. Первые основания металлургии или рудных дел. СПб.: Изд-во Тип. Император. Академии наук, 1763. 436 с. <https://runivers.ru/lib/book6872/192765/>.
6. Шокальский Ю. Океанографія. Петроградъ: Изд. А.Ф. Марксь, 1917. 615 р.
7. Шокальский Ю.М. Столетие со времени отправления Русской Антарктической экспедиции под командою Ф. Беллинсгаузена и М. Лазарева 4 июля 1819 г. из Кронштадта // Изв. РГО. 1928. Т. 60. Вып. 2. С. 175–212.
8. Encyclopedia of the Antarctic / Ed. B. Riffenburgh. New York: Routledge, 2007. 1232 p.
9. Act II: The Second Voyage. Cook's Reflections on His Second Voyage [Journals, p. 414]. Source: [https://library.princeton.edu/visual\\_materials/maps/websites/pacific/cook2/cook2.html](https://library.princeton.edu/visual_materials/maps/websites/pacific/cook2/cook2.html).
10. Собел Д. Долгота. М.: Изд-во «Астrelъ», 2012. 189 с.
11. Беллинсгаузен Ф.Ф. Двукратные изыскания в Южном Ледовитом океане и плавание вокруг света в продолжение 1819, 1820 и 1821 годов, совершённые на шлюпах «Востоке» и «Мирном». М.: Гос. изд-во геогр. литературы, 1949. 367 с.
12. John D.D. The Second Antarctic Commission of the R.R.S. Discovery II. The Geographical Journal. 1934. V. 83. № 5. P. 381–394. <http://www.jstor.org/stable/1785722>.
13. Электронный ресурс: [https://828px-First\\_Russian\\_Antarctic\\_Expedition\\_route\\_-\\_ru.svg.png](https://828px-First_Russian_Antarctic_Expedition_route_-_ru.svg.png).
14. Электронный ресурс: <http://www.ivki.ru/kapustin/journal/kozlovskiy3.htm>.
15. Зубов Н.Н. Отечественные мореплаватели – исследователи морей и океанов. М.: Гос. изд-во геогр. литературы, 1954. 474 с.
3. Ionov V.V, Lukin V.V. Southern ocean: not acknowledged hydronym or self-sufficient geographical object? *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. Izvestiya RAS. Geographical series. 2017, 5: 129–136. [In Russian].
4. Dzheyms P., Martin Dzh. *Vse vozmozhnye miry*. All possible worlds. Moskow: Progress, 1988: 672 p. [In Russian].
5. Lomonosov M.V. *Pervye osnovaniya metallurgii ili rudnykh del*. The first foundations of metallurgy or ore affairs. SPb.: Izdatelstvo Tipografii Imperatorskoy Akademii nauk, 1763: 436 p. <https://runivers.ru/lib/book6872/192765/>. [In Russian].
6. Shokalskiy Yu. *Okeanografiya*. Oceanography. Lenigrad: Gidrometeoizdat, 1959: 537 p. [In Russian].
7. Shokalskiy Yu.M. Centenary since the departure of the Russian Antarctic expedition under the command of F. Bellingshausen and M. Lazarev on July 4, 1819 from Kronstadt. *Izvestiya RGO*. Izvestiya RGO. 1928, 60 (2): 175–212. [In Russian].
8. Encyclopedia of the Antarctic. Ed. B. Riffenburgh. New York: Routledge, 2007: 1232 p.
9. Act II: The Second Voyage. Cook's Reflections on His Second Voyage [Journals, p. 414]. [https://library.princeton.edu/visual\\_materials/maps/websites/pacific/cook2/cook2.html](https://library.princeton.edu/visual_materials/maps/websites/pacific/cook2/cook2.html).
10. Sobel D. *Dolgota*. Longitude. Moskow: «Astrel», 2012: 189 p. [In Russian].
11. Bellinsgauzen F.F. *Dvukratnye izyskaniya v Yuzhnom Ledovitom okeane i plavanie vokrug sveta v prodolzhenie 1819, 1820 i 1821 godov, sovershonne na shlyupakh «Vostoke» i «Mirnom»*. Two-time surveys in the Arctic Ocean and sailing around the world during 1819, 1820 and 1821, made on the sloops «East» and «Peaceful». Moskow: Gos. izdatel'stvo geograficheskoy literatury, 1949: 367 p. [In Russian].
12. John D.D. The Second Antarctic Commission of the R.R.S. Discovery II. The Geographical Journal. 1934, 83 (5): 381–394. <http://www.jstor.org/stable/1785722>.
13. [https://828px-First\\_Russian\\_Antarctic\\_Expedition\\_route\\_-\\_ru.svg.png](https://828px-First_Russian_Antarctic_Expedition_route_-_ru.svg.png).
14. <http://www.ivki.ru/kapustin/journal/kozlovskiy3.htm>. [In Russian].
15. Zubov N.N. *Otechestvennye moreplavateli – issledovateli morey i okeanov*. Domestic navigators – explorers of the seas and oceans. Moskow: Gos. izdatel'stvo geograficheskoy literatury, 1954: 474 p. [In Russian].

---

Подписано в печать 10.05.2021 г. Дата выхода в свет 25.06.2021 г. Формат 60 × 88<sup>1/8</sup>. Цифровая печать.  
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 21 экз. Бесплатно. Заказ 4165.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,  
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки  
Институт географии Российской академии наук.

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.

Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-068-20

ООО «Объединённая редакция», 109028, г. Москва, Подкопаевский пер., д. 5, каб. 6.

**16+** Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.