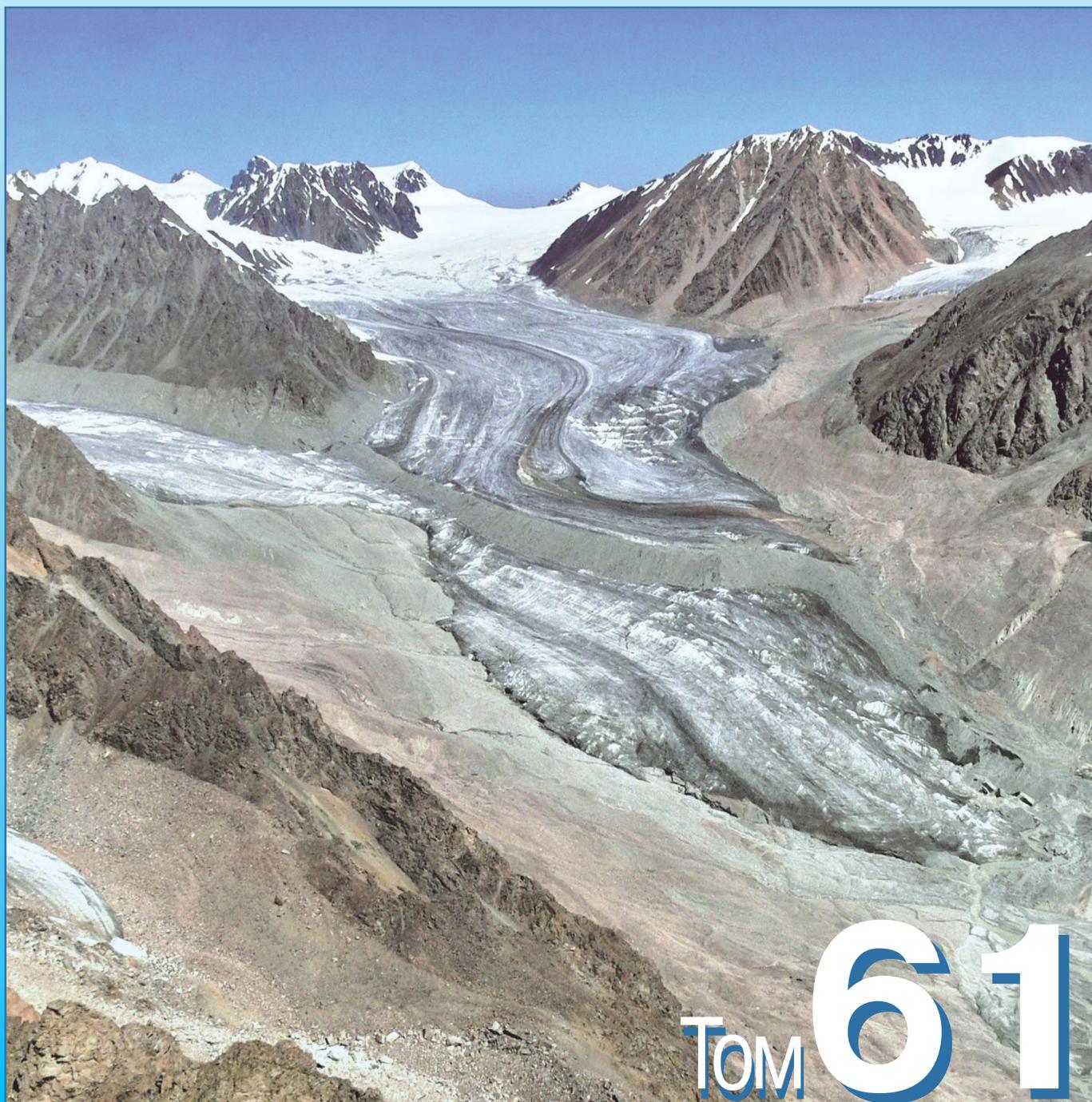


ISSN 2076-6734 (Print)  
ISSN 2412-3765 (Online)



# Лёд и Снег

# Ice and Snow



TOM **61**  
№ **1**, 2021

Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова  
В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований»  
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)  
The journal is established in 1961 by the idea and initiative of Vladimir Kotlyakov  
In 1961–2009 the journal had the name «Data of Glaciological Studies»  
Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)  
Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН  
The journal is covered in the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)  
Журнал индексируется в the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

### **Состав редколлегии:**

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков  
Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева  
Редактор – Л.С. Дмитриева

### **Члены редколлегии:**

д-р Т. Вихма (Финляндия), канд. геогр. наук Н.А. Володичева,  
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),  
д-р П.Я. Гройсман (США), д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,  
д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич, канд. геогр. наук С.С. Кутузов,  
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,  
канд. геогр. наук А.А. Медведев, д-р геогр. наук В.Н. Михаленко,  
д-р Ф. Наварро (Испания), канд. геогр. наук Н.И. Осокин,  
д-р геогр. наук А.В. Панин, канд. геогр. наук В.В. Попова,  
д-р Д. Райно (Франция), д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,  
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,  
чл.-корр. РАН В.А. Семенов, канд. геогр. наук С.А. Сократов,  
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),  
д-р геогр. наук А.В. Сосновский, канд. геол.-минер. наук В.Е. Тумской,  
канд. геогр. наук Т.Е. Хромова, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

### **Editorial Board:**

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov  
Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva  
Editor – Lyubov S. Dmitrieva

### **Members of the editorial board:**

K.V. Chistyakov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief),  
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov,  
N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,  
A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,  
A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin,  
V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,  
O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),  
A.V. Sosnovsky, V.E. Tumskoy, T. Vihma (Finland),  
N.A. Volodicheva

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

Сайт журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

**Фото на обложке:** Пульсировавший в 1985 г. ледник Богатырь в Заилийском Алатау.  
Фото В.П. Благовещенского, 2007 г.

**Photo on the cover:** Bogatyr Glacier in Zailiysky Alatau after last surge in 1985.  
Foto by V.P. Blagoveshchensky, 2007.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN  
GEOGRAPHICAL SOCIETY

---

# Лёд и Снег

Том 61, № 1, 2021

# Ice and Snow

## Contents

### Glaciers and Ice Sheets

- A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, K.B. Tchikhatchev.* Preservation of the climatic signal in the old ice layers at Dome B area (Antarctica) ..... 5
- I.A. Bychkova, V.G. Smirnov.* Estimation of the volume of icebergs calved from the outlet glaciers of the Severnaya Zemlya archipelago for 2014–2019 ..... 14
- A.L. Borisik, A.L. Novikov, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev, S.R. Verkulich.* Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019 ..... 26
- D.A. Ganyushkin, O.S. Konkova, K.V. Chistyakov, A.A. Ekaykin, I.V. Volkov, D.V. Bantcev, A.V. Terekhov, E.P. Kunaeva, Yu.N. Kurochkin.* The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015 ..... 38
- V.V. Popovnin, A.S. Gubanov, R.A. Satylkanov, B.O. Ermenbayev.* Mass balance of the Sary-Tor Glacier reproduced from meteorological data ..... 58

### Snow Cover and Avalanches

- A.V. Sosnovsky, R.A. Chernov.* Effect of snow cover on cooling of the surface layer of the East Grenfjord (Austre Grønfyordbreen) Glacier (Svalbard) ..... 75
- O.V. Sukhova, M.A. Vaisfeld.* Modeling the redistribution of snow cover in the Russian Far East which is the key parameter of the winter biotopes of hooves ..... 89
- R.A. Chernov, A.Ya. Muraviev.* Experience in using high-frequency georadar for landscape snow survey in the vicinity of Kirovsk (the Khibiny Mountains) and Apatity (the Kola Peninsula) ..... 103

### Sea, River and Lake Ice

- A.G. Egorov.* Positions of the summer ice edge and autumn dates of stable ice formation in the Laptev, East-Siberian and Chukchi seas in 1981–2018 ..... 117
- B.S. Shapkin, A.V. Rubchenia, B.V. Ivanov, A.D. Revina, M.V. Bogryantsev.* Long-term changes in ice coverage in the area of the Svalbard (Spitsbergen) and Franz Josef Land archipelagos ..... 128

### Palaeoglaciology

- Ju.N. Chizhova, E.M. Babkin, A.V. Khomutov.* Isotopic composition of oxygen and hydrogen of ice wedges in Central Yamal ..... 137

### Express Information

- V.N. Mikhailenko, S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev, P.A. Toropov, D.O. Vladimirova, A.A. Abramov, V.V. Matskovsky.* Glacioclimatological investigations of the Institute of Geography, RAS, in the crater of Eastern Summit of Mt. Elbrus in 2020 ..... 149

## Содержание

### Ледники и ледниковые покровы

- А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, К.Б. Чихачев.* Сохранность климатического сигнала в слоях древнего льда в районе Купола В (Антарктида) ..... 5
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.* Оценка объёма айсбергового стока с выводных ледников Северной Земли за 2014–2019 гг. .... 14
- А.Л. Борисик, А.Л. Новиков, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, С.Р. Веркулич.* Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов ..... 26
- Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Волков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин.* Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году ..... 38
- В.В. Поповнин, А.С. Губанов, Р.А. Сатылканов, Б.О. Эрменбаев.* Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным ..... 58

### Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Р.А. Чернов.* Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) ..... 75
- О.В. Сухова, М.А. Вайсфельд.* Моделирование перераспределения снежного покрова — ключевого параметра зимних биотопов копытных Дальнего Востока ..... 89
- Р.А. Чернов, А.Я. Муравьев.* Опыт применения высокочастотного георадара для ландшафтной снегомерной съёмки в окрестностях городов Кировск (Хибины) и Апатиты ..... 103

### Морские, речные и озёрные льды

- А.Г. Егоров.* Летняя кромка льдов и осенние сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в 1981–2018 гг. .... 117
- Б.С. Шапкин, А.В. Рубчя, Б.В. Иванов, А.Д. Ревина, М.В. Богрянец.* Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа ..... 128

### Палеогляциология

- Ю.Н. Чижова, Е.М. Бабкин, А.В. Хомутов.* Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала ..... 137

### Экспресс-информация

- В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торпов, Д.О. Владимирова, А.А. Абрамов, В.В. Мацковский.* Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г. .... 149

## В Санкт-Петербурге состоялся XVII Гляциологический симпозиум



Участники симпозиума (фото С.С. Черноморца)

XVII Гляциологический симпозиум проходил с 17 по 20 ноября 2020 г. в Санкт-Петербурге в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте. В нём приняли участие около 120 человек, из которых 74 человека выступили очно, а 41 человек – в формате онлайн. Симпозиум охватил широкий круг проблем гляциологии и криолитологии, связанных с изучением снежного покрова, горных и полярных ледников, морских и подземных льдов. Заседания проходили в двух потоках. Основные секции охватывали горное оледенение, льды полярных регионов, ледниковые озёра, снежный покров и снежные лавины, изменения оледенения, включая палеоаспекты. Всего было заслушано 125 докладов, в том числе 65 очных, 41 в формате онлайн и 19 стендовых. В числе докладчиков в системе онлайн было восемь иностранных участников из Индии, Казахстана, Киргизии, Китая и Таджикистана. Российские докладчики представляли Москву, Санкт-Петербург, Архангельск, Мурманск, Сочи, Нальчик, Новосибирск, Тюмень, Барнаул, Иркутск, Южно-Сахалинск, Петропавловск-Камчатский.

В представленных докладах рассматривались проблемы климата и изменений окружающей среды полярных и высокогорных районов Земли; пространственные изменения горных ледников Кавказа, Алтая, Восточной Сибири и Тянь-Шаня, включая дистанционные методы исследований, измерения баланса массы, речной и ледниковый сток; эволюция покровного оледенения в полярных и приполярных районах; снежный покров и лавины, включая методы исследований снега, снеготаяние и речной сток, нормативные документы и методы защиты от лавин; палеоклиматические материалы и особенности оледенения в прошлом; морские льды, включая айсберговый сток и изменения условий навигации.

В числе докладов, привлёкших внимание, назовём следующие:

- О.Н. Соломина – «Необычно ли современное отступление ледников в масштабах голоцена?»;
- П.А. Торопов – «Метеорологические факторы интенсивного сокращения горного оледенения Алтая в XX–XXI вв.»;
- Е.У. Миронов – «Пространственное распределение и морфометрия опасных ледяных образований в морях Российской Арктики»;
- Д.В. Банцев – «Изотопный состав льда ледников Юго-Восточного Алтая»;
- А.Я. Муравьев – «Сокращение оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке за последние 65 лет»;
- Н.А. Задорожная – «Метан в подземных льдах Западной Арктики»;
- С.С. Черноморец – «Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы»;
- В.П. Гулевич – «Проблемы защиты дорог России от снежных лавин».

Несколько докладов сотрудников лаборатории ААНИИ во главе с В.Я. Липенковым были посвящены исследованиям ледникового керна из глубокой скважины на станции Восток и возможностям поиска глубинного керна льда в возрасте около 1 млн лет.

На симпозиуме было утверждено новое руководство Гляциологической ассоциации, которое будет координировать работу гляциологов Северной Евразии в ближайшие четыре года: Президент Ассоциации – Андрей Фёдорович Глазовский, Почётный президент Ассоциации – Владимир Михайлович Котляков, вице-президенты Ассоциации – Станислав Сергеевич Кутузов (Институт географии РАН), Дмитрий Александрович Петраков (МГУ), Алексей Анатольевич Екайкин (ААНИИ), Игорь Васильевич Северский (Институт географии, Казахстан), учёный секретарь Ассоциации Роберт Анатольевич Чернов (Институт географии РАН). Кроме того, в бюро Ассоциации войдут Н.И. Осокин (Институт географии РАН), С.А. Сократов (МГУ), В.Я. Липенков, С.Р. Веркулич (ААНИИ), Н.А. Казаков (Южно-Сахалинск).

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.89

doi: 10.31857/S2076673421010067

## Сохранность климатического сигнала в слоях древнего льда в районе Купола В (Антарктида)

© 2021 г. А.А. Екайкин<sup>1,2\*</sup>, В.Я. Липенков<sup>1</sup>, К.Б. Чихачев<sup>1</sup><sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;<sup>2</sup>Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*ekaykin@aari.ru

## Preservation of the climatic signal in the old ice layers at Dome B area (Antarctica)

A.A. Ekaykin<sup>1,2\*</sup>, V.Ya. Lipenkov<sup>1</sup>, K.B. Tchikhatchev<sup>1</sup><sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;<sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

\*ekaykin@aari.ru

Received December 2, 2020 / Revised December 11, 2020 / Accepted December 22, 2020

Keywords: *Antarctica, Dome B, old ice, paleoclimate, modeling, ice dynamics, stable water isotopes, diffusion.*

### Summary

In this work we have presented the results of numerical modeling of the age and temperature distribution in ice layers at Dome B site (79,02° S, 93,69° E, altitude 3807 m a.s.l., ice thickness about 2.5 km), located 300 km to the west from Russian Antarctic station Vostok. Dome B is situated on the onset of the ice flow line passing through deep borehole 5G, and is considered as one of the most promising places to search for and to study the Earth's oldest ice with the age of up to 1.5 Ma. According to our calculations, all realistic scenarios show the ice age at 60 m above the ice base to be considerably older than 1 Ma, and the glacier base temperature is well below the pressure melting point (−1.8 °C for pressure = 23 MPa). For the most likely scenario (accumulation rate 1.8 g/(cm<sup>2</sup> year), effective ice surface temperature −64 °C and geothermal heat flux 60 mW/m<sup>2</sup>) the ice age is 1.4 Ma and the basal temperature is about −13 °C that is close to the earlier predictions from a 2D-model. Maximum estimate of the «diffusion length» in the old ice (for the scenario in which the basal temperature reaches the melting point, and in which 30% of «excess diffusion» is taken into account) is 5.2 cm. In 1.4 Ma-old ice a 40-ka climatic cycle is squeezed into a 290-cm thick ice layer. For this ratio of wave length and diffusion length the climatic signal attenuation (ratio between the signal amplitude after and before the diffusive smoothing) is 0.6%. Thus, due to the relatively low ice temperature here we may expect a nearly undisturbed climatic curve in the old ice core that will be drilled one day at Dome B. At the same time shorter oscillations with the wavelengths of < 1500 years will be totally erased by diffusion.

**Citation:** Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tchikhatchev K.B. Preservation of the climatic signal in the old ice layers at Dome B area (Antarctica). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 5–13. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010067.

Поступила 2 декабря 2020 г. / После доработки 11 декабря 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *Антарктида, Купол В, древний лёд, палеоклимат, моделирование, динамика льда, стабильные изотопы воды, диффузия.*

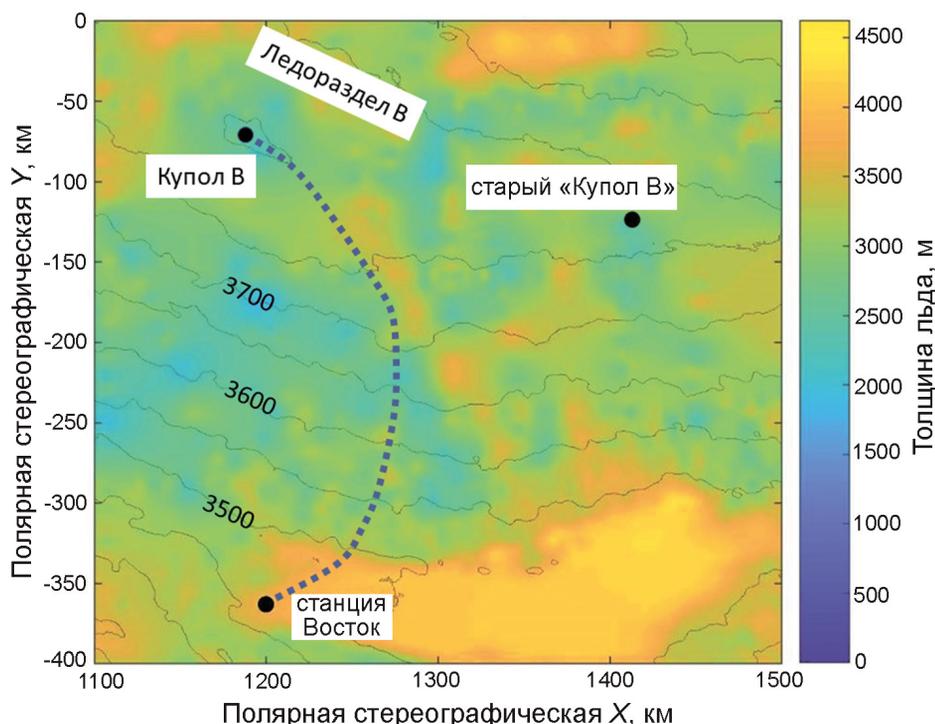
Представлены результаты моделирования возраста и температуры льда для Купола В (79,02° ю.ш., 93,69° в.д., высота 3807 м над ур. моря, толщина льда около 2,5 км) в Антарктиде. Для всех сценариев возраст льда на отметке 60 м выше ложа ледника составляет более 1 млн лет, а для наиболее вероятного сценария – 1,4 млн лет. Температура ложа для всего диапазона реалистичных оценок геотермального потока тепла находится ниже точки плавления и для наиболее вероятного сценария равна около −13 °C. Расчётное ослабление амплитуды 40-тысячелетнего климатического цикла в древнем льду за счёт молекулярной диффузии составляет около 0,6%. Результаты исследования позволяют сделать вывод, что Купол В – перспективное место для извлечения нового глубокого ядра, с помощью которого можно будет получить ненарушенный климатический сигнал за последние 1,4 млн лет.

## Введение

Поиск древнейшего на планете льда возрастом до 1,5 млн лет и изучение последовательности климатических событий на протяжении этого периода, включая изменение концентрации парниковых газов в атмосфере, — важнейшие задачи гляциологии и палеогеографии первой половины XXI в. [1, 2]. Их актуальность прежде всего связана с выяснением причин так называемого «среднеплейстоценового климатического перехода» (Mid-Pleistocene Transition — МРТ) 0,8–1,2 млн лет назад [3]. Понимание причин МРТ даст возможность спрогнозировать облик нашей планеты в грядущие столетия, если человечество не справится с глобальным вызовом по резкому снижению антропогенных выбросов CO<sub>2</sub>. Согласно результатам моделирования, древний лёд (возраст более 1 млн лет) может залегать в основании Восточно-Антарктического ледникового щита вблизи главного ледораздела, проходящего через Купола Фуджи, А, В и С [4]. Недавняя находка льда возрастом 1,2 млн лет в нижней части ледяного ядра станции Восток на глубине 3537 м [5] впервые подтвердила, что такой лёд действительно сохранился до настоящего времени. В интервале 3310–3537 м (возраст 0,42–1,2 млн лет) в керне

со станции Восток наблюдаются несогласное залегание и перемешивание ледяных слоёв, что вызвало искажение заключённого в этом керне климатического сигнала [6]. Однако сам факт сохранности древнего льда в основании Восточно-Антарктического ледникового щита говорит о том, что где-то здесь эти древние слои льда могут залежать и в ненарушенном виде.

Одним из наиболее перспективных мест для поиска древнего льда считается Ледораздел В (произносится «Би»), расположенный примерно в 300 км к западу от станции Восток (рис. 1), вверх по линии тока льда VFL (Vostok Flow Line), проходящей через буровую скважину 5Г на станции Восток. До недавнего времени район Ледораздела В оставался обширным белым пятном с очень скудным набором доступной информации. Данные немногочисленных дистанционных исследований [7] показывают, что подлёдный рельеф в районе этого ледораздела представляет собой холмистую или гористую местность с высотами порядка 500–1000 м над ур. моря, покрытую ледниковым щитом, мощность которого здесь достигает 2,5 км (см. рис. 1). Результаты прямых измерений геотермального потока тепла (Geothermal Heat Flux — GHF) для этого района нет, однако косвенные оценки указывают, что такой поток находится в пределах 50–60 мВт/м<sup>2</sup> [8].



**Рис. 1.** Карта толщины льда в районе между Ледоразделом В и подледниковым озером Восток.

Тонкие линии — изогипсы высоты поверхности через 50 м. Показано положение истинного Купола В, старого полевого лагеря «Купол В», станции Восток, а также линии тока VFL

**Fig. 1.** Map of ice thickness in the area between Ridge B and the subglacial lake Vostok.

Thin lines are elevation contours spaced by 50 m. The location of topographic (true) Dome B, old drilling camp «Dome B» and Vostok station is shown, as well as of VFL ice flow line

В январе 2020 г. при логистической поддержке Российской антарктической экспедиции нами был выполнен первый научный поход на Купол В (79,02° ю.ш., 93,69° в.д., 3807 м над ур. моря, см. рис. 1). Купол В – топографический купол на Ледоразделе В, с которого берёт начало линия тока льда VFL. Топографический (или истинный) Купол В не следует путать с расположенным в 220 км к северу от него старым полевым лагерем «Купол В», который был организован Советской антарктической экспедицией в 1980-х годах для осуществления проекта глубокого бурения ледника [9]. В 2020 г. по маршруту похода были проведены комплексные гляциологические, геодезические, геохимические и радиолокационные исследования, а на самом куполе выполнено бурение скважины глубиной 20,5 м с последующим исследованием поднятого фирнового керна [10]. В результате удалось получить первые натурные гляциоклиматические данные о Куполе В (в первую очередь температуру фирна на глубине затухания сезонных колебаний и скорость снегонакопления), необходимые для оценки возраста ледяных отложений.

Настоящая работа посвящена моделированию возраста льда в базальных слоях ледника в районе Купола В на основании вновь полученных оценок современных значений скорости снегонакопления, температуры фирна и изотопного состава поверхностного снега. Отметим, что возможность реконструкции климатических событий далёкого прошлого по образцам ледяного керна определяется не только возрастом слагающего его льда, но и степенью сохранности климатического сигнала, который подвергается существенному диффузионному сглаживанию в придонных, наиболее древних слоях ледника. Поэтому в этой работе особое внимание уделено моделированию процесса диффузии молекул воды во льду и оценке степени ослабления климатического сигнала в изотопном профиле ледяного керна, который может быть получен при осуществлении здесь проекта глубокого бурения ледника.

## Методы

### Моделирование возраста и температуры льда.

Для моделирования распределения возраста и температуры льда в ледяной толще в районе Купо-

ла В использован упрощённый вариант одномерной стационарной модели ледника [4]. Важное допущение модели – отсутствие донного таяния. Как будет показано далее, в диапазоне реалистичных значений граничных условий возможность достижения температурой льда точки плавления здесь действительно невелика. Кроме того, согласно теоретическим расчётам [11], вероятность того, что базальный лёд за последние 1,5 млн лет достигал в районе купола точки плавления, не превышает 15%. Распределение возраста льда  $t$  в толще ледника рассчитывается по формуле

$$t(z) = \int_H^z -\frac{1}{a \frac{z}{H}^{m+1}} dz, \quad (1)$$

где  $a$  – скорость аккумуляции в метрах ледяного эквивалента в год (м л.э./год);  $H$  – толщина ледника, м л.э.;  $z$  – вертикальная координата, меняющаяся от нуля на ложе ледника до  $H$  на поверхности ледника;  $m$  – настраиваемый параметр, значение которого принимается равным 0,5 [4].

Значения  $H$  и  $a$  могут меняться во времени, но в наших расчётах они принимались постоянными и равными среднему значению за расчётный период. Во всех численных экспериментах  $H = 2500$  м л.э., а величину  $a$  использовали как дополнительный настроечный параметр (см. далее). Расчёт возраста останавливается на расстоянии 60 м от ложа ледника, так как глубже этой отметки ошибка расчёта возраста по простой модели слишком велика. Даже в условиях ледяного купола, когда горизонтальные движения льда близки к нулю, можно ожидать, что в нижних 60 м льда будет наблюдаться несогласное залегание ледяных слоёв и климатический сигнал будет искажён [12]. Температура льда рассчитывается следующим образом:

$$T(z) = T_s - C \left( \int_0^z e^{-\frac{az^{m+2}}{kH^{m+1}(m+2)}} dz - \int_0^H e^{-\frac{az^{m+2}}{kH^{m+1}(m+2)}} dz \right), \quad (2)$$

где  $T_s$  – температура поверхности ледника, °С;  $C$  – вертикальный температурный градиент на ложе ледника (°С/м), равный  $GHF/K$ , здесь  $K$  – теплопроводность льда, Вт/(м °С);  $k$  – температуропроводность (м<sup>2</sup>/год), равная  $K/\rho c$ , где  $\rho$  – плотность льда (920 кг/м<sup>3</sup>), а  $c$  – теплоёмкость льда, Дж/(кг °С).

Теплопроводность и теплоёмкость льда, в свою очередь, зависят от температуры:  $K = 2,55(1 - 0,0039(T + 30))$ ;  $c = 1,89(1 + 0,0037 \times (T + 30))$  [13, 14]. Отметим, что в типичном для ледникового щита Антарктиды температурном диапазоне они могут меняться в широких пределах: при  $T = -60$  °C значение  $K = 2,85$  Вт/(м °C) и  $c = 1680$  Дж/(кг °C), а при  $T = -10$  °C значение  $K = 2,35$  Вт/(м °C) и  $c = 2030$  Дж/(кг °C). В нашей модели мы берём значения этих величин, рассчитанные по среднему значению температуры в леднике, которая немного меняется при изменении  $K$  и  $c$ , поэтому для получения окончательного результата требуются 2–3 итерации расчётов.

**Моделирование молекулярной диффузии во льду.** Расчёт распределения возраста и температуры льда по уравнениям (1) и (2) позволяет легко вычислить температурную историю каждого слоя в леднике, которая определяет итоговую величину диффузионного сглаживания изотопного сигнала. Для оценки степени диффузионного сглаживания удобно пользоваться так называемой «длиной диффузии»  $l$ , которая представляет собой среднее квадратическое вертикальное смещение молекул воды за время, прошедшее с момента отложения данного слоя на поверхности ледника и численно равно стандартному отклонению в «гауссовском» сглаживающем фильтре, имеющем форму нормального распределения. Модель для расчёта  $l$  детально описана в работе [6].

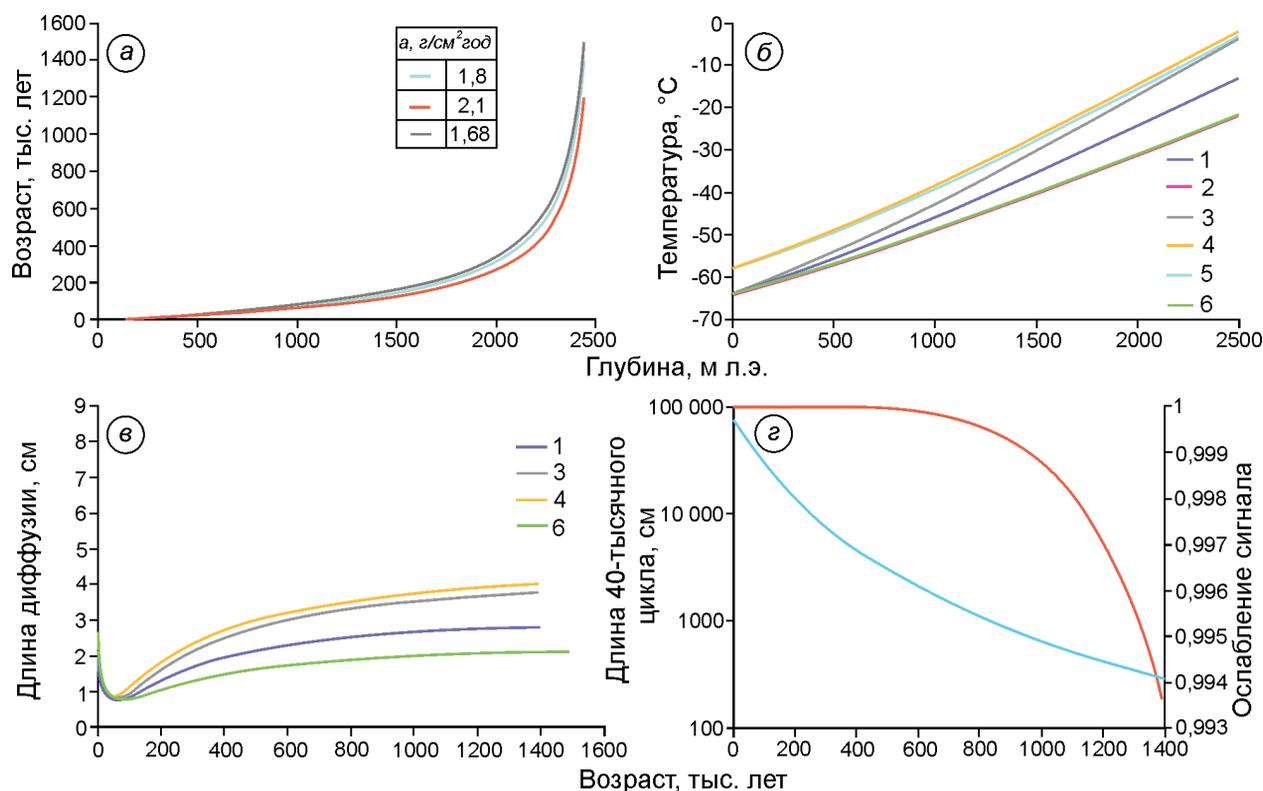
## Результаты

**Возраст льда в районе Купола В.** В нашей одномерной модели при условии отсутствия донного таяния возраст льда на исследуемой глубине определяется исключительно скоростью аккумуляции  $a$ . По данным [10], современная скорость снегонакопления на Куполе В (2,28 г/(см<sup>2</sup> год) на 10% выше, чем в районе станции Восток. Средняя за 400 тыс. лет скорость аккумуляции на станции Восток составляет 0,0177 м л.э./год [15]. Исходя из предположения, что 10-процентная разница в скорости аккумуляции на Куполе В и станции Восток оставалась неизменной в прошлом, среднее многолетнее значение  $a$  для наших расчётов принималось равным 0,0196 м л.э./год, что соответствует

1,8 г/(см<sup>2</sup> год). Вместе с тем в соответствии с новыми данными, полученными по фирновым кернам в районе станции Восток [16], средняя за последние 2000 лет скорость аккумуляции в этом районе составила 1,8 г/(см<sup>2</sup> год), что на 7% меньше средней скорости аккумуляции за этот же интервал времени по данным хроностратиграфической шкалы AICC2012 [15]. С учётом этого величина  $a$  для расчётов возраста льда на Куполе В также должна быть снижена на 7% – до 0,0183 м л.э./год (1,68 г/(см<sup>2</sup> год)).

В наших расчётах мы использовали три значения  $a$ , чтобы проверить чувствительность модели к изменению этого параметра: 0,0183 и 0,0196 м л.э./год, а также одно более высокое значение  $a$ , равное 0,0228 м л.э./год (эти значения в более привычных единицах соответствуют 1,68, 1,8 и 2,1 г/(см<sup>2</sup> год) соответственно). Результаты расчёта изменения возраста льда по глубине в районе Купола В показаны на рис. 2, а. Как видно из графиков, при максимальном значении  $a$  возраст льда на отметке 60 м над ложем достигает 1,2 млн лет, тогда как при минимальном  $a$  он составляет почти 1,5 млн лет.

**Распределение температуры в леднике.** Профиль температуры льда на ледяном куполе определяется тремя основными факторами: а) величиной GHF; б) температурой поверхности  $T_s$ ; в) скоростью аккумуляции  $a$ . Согласно [8], величина GHF в районе Купола В находится в пределах 50–60 мВт/м<sup>2</sup>, поэтому для наших расчётов мы принимаем два крайних значения этого параметра – 50 и 60 мВт/м<sup>2</sup>, а для проверки чувствительности модели к GHF и значение 70 мВт/м<sup>2</sup>. Очевидно, что средняя эффективная температура поверхности ледника  $T_s$ , которую необходимо использовать в расчётах для получения наблюдаемого распределения температуры льда с глубиной, отличается от современной температуры фирна на глубине затухания сезонных колебаний. Поскольку экспериментальный температурный профиль для Купола В пока не доступен, для оценки  $T_s$  использованы данные, имеющиеся для других куполов Антарктиды. Так, значение  $T_s$  на Куполе С составляет  $-60$  °C [4], тогда как современная температура на глубине затухания сезонных колебаний равна там  $-54$  °C. На Куполе В современная температура фирна на глубине 20 м составляет  $-58,1$  °C [10], исходя из чего можно предположить, что  $T_s$  должна быть



**Рис. 2.** Результаты модельных расчётов для Купола В.

*a* – зависимости возраста льда от глубины, рассчитанные для скорости накопления льда 1,68, 1,8 и 2,1 г/(см<sup>2</sup> год); *б* – распределение температуры в леднике для разных сценариев: в сценариях 1–3 температура поверхности ледника  $T_s$  и *a* равны  $-64$  °С и 1,8 г/(см<sup>2</sup> год), а геотермальный поток тепла GHF составляет 60, 50 и 70 мВт/м<sup>2</sup> соответственно; сценарий 4:  $T_s$  и *a* равны  $-58$  °С и 1,8 г/(см<sup>2</sup> год), а GHF – 64,3 мВт/м<sup>2</sup>, при этом температура на ложе достигает точки плавления ( $-1,8$  °С); сценарий 5 – то же, что для сценария 4, но для  $a = 2,1$  г/(см<sup>2</sup> год); сценарий 6 – то же, что для сценария 2, но для  $a = 1,68$  г/(см<sup>2</sup> год) (на рис. 2, б сценарии 2 и 6 практически слились в одну линию); *в* – распределение длины диффузии в зависимости от возраста льда для некоторых избранных сценариев (номера соответствуют сценариям на рис. 2, б); *г* – толщина слоя льда, содержащего временной интервал 40 тыс. лет (синяя кривая) для  $a = 1,8$  г/(см<sup>2</sup> год), а также ослабление амплитуды (отношение конечной амплитуды к начальной) периодического колебания с длиной волны 40 тыс. лет для длины диффузии в древнем льду 5,2 см (оранжевая кривая)

**Fig. 2.** The results of model simulations for Dome B.

*a* – dependence of ice age on depth, calculated for accumulation rate (*a*) = 1.68, 1.8 and 2.1 g/(cm<sup>2</sup> year); *б* – temperature distribution in glacier for different scenarios: in scenarios 1–3 ice surface temperature  $T_s$  and *a* are equal  $-64$  °C and 1.8 g/(cm<sup>2</sup> year), and geothermal heat flux GHF = 60, 50 and 70 mW/m<sup>2</sup>, correspondingly; scenario 4:  $T_s$  and *a* are  $-58$  °C and 1.8 g/(cm<sup>2</sup> year), while GHF = 64.3 mW/m<sup>2</sup>, the basal temperature in this scenario reaches pressure melting point ( $-1.8$  °C); scenario 5 is the same as 4, but for  $a = 2.1$  g/(cm<sup>2</sup> year); scenario 6 is the same as 2, but for  $a = 1.68$  g/(cm<sup>2</sup> year) (in Fig. 2, б scenarios 2 and 6 are almost merged into one line); *в* – the distribution of diffusion length as a function of ice age for selected scenarios (the numbers correspond to scenarios in Fig. 2, б); *г* – the thickness of an ice layer that contains the time interval of 40 ka (blue curve) for  $a = 1.8$  g/(cm<sup>2</sup> year), as well as the attenuation (ratio of final amplitude to the initial one) of the amplitude of a periodic oscillation with the wavelength of 40 ka for the diffusion length equal to 5.2 cm (orange curve)

равна  $-64$  °С. Для проверки чувствительности модели к этому параметру мы также используем значение  $T_s = -58$  °С.

Результаты расчётов температурного профиля показаны на рис. 2, б. Наибольшее влияние на температуру оказывает значение GHF. При  $T_s = -64$  °С и  $a = 1,8$  г/(см<sup>2</sup> год) температура на ложе растёт от  $-22,1$  до  $-3,9$  °С при увеличении GHF от 50 до 70 мВт/м<sup>2</sup> (сценарии 1, 2 и 3 на рис. 2, б). Отметим, что даже при макси-

мальном потоке геотермального тепла температура на ложе находится ниже точки плавления, которая для толщины льда 2500 м л.э. (давление 23 МПа) составляет  $-1,8$  °С. При заданных значениях температуры и скорости снегонакопления точка плавления будет достигнута при GHF = 72 мВт/м<sup>2</sup>.

Изменение температуры поверхности, как следует из уравнения (2), сдвигает весь температурный профиль в сторону больших или меньших

значений. При  $T_s = -58$  °С,  $GHF = 60$  мВт/м<sup>2</sup> и  $a = 1,8$  г/(см<sup>2</sup> год) температура на ложе составляет  $-6,2$  °С. При таких значениях  $T_s$  и  $a$  точка плавления на ложе будет достигнута при  $GHF = 64$  мВт/м<sup>2</sup> (сценарий 4 на рис. 2, б), что по-прежнему превышает оценки, приведённые в работе [8].

Наконец, скорость аккумуляции относительно слабо влияет на температурный профиль: при росте  $a$  увеличивается адвекция холода сверху вниз, что незначительно уменьшает температуру на ложе. В данной работе в качестве основного сценария принят следующий:  $GHF = 60$  мВт/м<sup>2</sup>,  $a = 1,8$  г/(см<sup>2</sup> год),  $T_s = -64$  °С. При этом температура льда на ложе составляет  $-13,1$  °С, что близко к оценкам, полученным ранее с использованием двухмерной модели линии тока VFL [17].

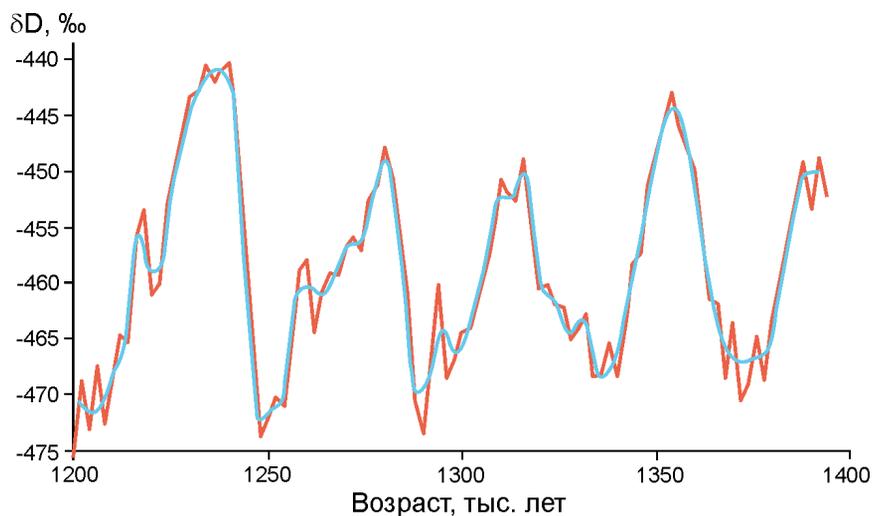
**Длина диффузии.** На рис. 2, в показано распределение длины диффузии для различных сценариев распределения возраста и температуры в леднике. В качестве начальной длины диффузии  $l_0$  на границе превращения фирна в лёд выбрано значение 8 см. Однако, как показано в работе [6], значение  $l_0$  практически не влияет на итоговую длину диффузии в древнем льду. Для всех сценариев длина диффузии быстро убывает при увеличении возраста льда до 100 тыс. лет за счёт утончения слоёв. Затем начинается рост этого параметра по мере дальнейшего увеличения возраста и температуры льда, совокупное влияние которых перевешивает уменьшение  $l$ , связанное с утончением слоёв. Поскольку  $l$  тесно связано с температурой, на величину этого параметра первостепенное влияние оказывает  $GHF$ . Для основного сценария (линии 1 на рис. 2, б и в) длина диффузии достигает 3 см при возрасте льда 1,4 млн лет. Максимальная длина диффузии, которая может быть достигнута при сценарии 4, когда температура льда на ложе достигает точки плавления, составляет 4 см.

### Обсуждение

Наиболее вероятные значения заложенных в модель граничных условий предполагают, что возраст льда на отметке 60 м от ложа существенно превышает 1 млн лет (самое вероятное значение 1,4 млн лет), причём температура этого льда по наиболее вероятному сценарию со-

ставляет  $-14,4$  °С. Чтобы нижняя часть ледника достигла температуры плавления, необходим очень большой ( $> 70$  мВт/м<sup>2</sup>) геотермальный поток тепла, что не подтверждают имеющиеся оценки [8], или нереалистично высокое значение температуры поверхности ледника. Низкие температуры льда также способствуют хорошей сохранности изотопного сигнала после его частичного сглаживания молекулярной диффузией. Длина диффузии во льду возрастом 1,4 млн лет составляет 3 см по наиболее вероятному сценарию и 4 см по максимальной оценке (при которой температура на ложе достигает точки плавления). При  $l = 4$  см все квазипериодические волны изотопного состава льда с длиной волны менее 10 см будут полностью уничтожены, с длиной 10–100 см – в той или иной степени ослаблены, а с длиной более 100 см – практически не затронуты. Для льда возрастом 1,4 млн лет слой льда в 10 см соответствует интервалу времени 1,4 тыс. лет, а 1 м льда – интервалу времени 13,7 тыс. лет. Таким образом, диффузионное сглаживание полностью сотрёт все климатические колебания с периодом меньше порядка 1400 лет, тогда как более длинные колебания или не будут затронуты, или могут быть частично восстановлены с помощью методики «обратной диффузии» [18].

В работе [19] показано, что для керна, пробуренного на Куполе С, характерна «дополнительная диффузия», при которой наблюдаемое диффузионное сглаживание за счёт неустановленных пока причин сильнее того, которое предполагается моделью диффузии. Для керна скважины 5Г было показано [6], что в условиях станции Восток это дополнительное сглаживание невелико и составляет не более 30% расчётной величины  $l$ . С учётом этого фактора максимально возможная оценка длины диффузии в древнем льду Купола В будет равна 5,2 см. В эпоху до МРТ длина основного климатического цикла составляла около 40 тыс. лет [3]. Во льду возрастом 1,4 млн лет на глубине 2440 м в районе Купола В временной интервал длиной 40 тыс. лет заключён в слое льда толщиной около 290 см (см. рис. 2, з). При длине волны 290 см и длине диффузии 5,2 см ослабление амплитуды сигнала составляет около 0,6% (см. рис. 2, з). Таким образом, можно сделать вывод, что при отсутствии складчатости и перемешива-



**Рис. 3.** Исходный (оранжевая линия) и сглаженный (синяя линия) климатический сигнал в интервале 1,2–1,4 млн лет, который можно ожидать в гипотетическом керне Купола В.

Для расчёта сглаженного сигнала использована длина диффузии 5,2 см

**Fig. 3.** The initial (orange curve) and smoothed (blue curve) climatic signal in the time interval 1.2–1.4 Ma BP that could be expected in a hypothetical core Ridge В.

To calculate the smoothed signal, we used the diffusion length equal to 5.2 cm

нии слоёв в ледяном керне, который предполагается получить в районе Купола В, должен сохраняться ненарушенный климатический сигнал возрастом до 1,4 млн лет.

На рис. 3 мы смоделировали вероятную климатическую кривую, которая может быть получена по такому керну древнего льда. В качестве суррогатного климатического сигнала взят изотопный ряд по морским донным осадкам [20], приведённый по амплитуде и среднему значению сигнала к климатической кривой станции Восток [21] с учётом разницы изотопного состава поверхностного слоя снега в пунктах станции Восток и Купол В [10]. Согласно рис. 3, в процессе диффузионного сглаживания форма и амплитуда климатического сигнала в рамках 40-тысячелетнего цикла сохраняются, но более короткие колебания с периодом порядка нескольких тысяч лет полностью либо частично сглаживаются. Ожидается, что сохранность сигнала в вертикальном профиле концентрации парниковых газов, который будет получен по этому льду, будет существенно лучше, чем для изотопного состава благодаря меньшей скорости диффузии молекул газа во льду по сравнению с самодиффузией молекул воды [22].

### Заключение

Выполненные исследования подтверждают предположение, что район Купола В (79,02° ю.ш., 93,69° в.д., 3807 м над ур. моря), расположенный в 300 км к западу от станции Восток и являющийся

ся началом линии тока льда, которая проходит через скважину 5Г, следует рассматривать в качестве одного из наиболее перспективных мест для поиска и исследования древнейшего на Земле льда возрастом до 1,5 млн лет. Для наиболее вероятного сценария, при котором средняя скорость аккумуляции равна 1,8 г/(см<sup>2</sup> год), возраст льда на отметке 60 м над ложем составит 1,4 млн лет. При нереалистично высокой скорости снегонакопления, равной 2,1 г/(см<sup>2</sup> год), этот возраст будет равен 1,2 млн лет.

Температура на ложе при всех сценариях, предполагающих реалистичные значения температуры поверхности ледника и величины геотермального потока тепла, не достигает точки плавления. Для наиболее вероятного сценария (скорость аккумуляции 1,8 г/(см<sup>2</sup> год); температура поверхности –64 °С; геотермальный поток тепла 60 мВт/м<sup>2</sup>) температура на ложе равна около –13 °С, что близко к оценке, полученной по двумерной модели динамики ледника [17].

Максимальная оценка «длины диффузии» в древнем льду (для сценария, при котором температура на ложе достигает точки плавления и который учитывает 30% дополнительной диффузии) составляет 5,2 см. При возрасте 1,4 млн лет толщина слоя льда, содержащего в себе интервал времени 40 тыс. лет, равняется 290 см. При таком соотношении длины волны и длины диффузии ослабление сигнала 40-тысячелетнего климатического цикла (т.е. отношение амплитуды сигнала после сглаживания к амплитуде до сглаживания) составит 0,6%. Иными словами: благодаря относительно низкой температу-

ре льда, мы можем ожидать практически ненарушенную климатическую кривую для древнего льда в ледяном керне, который когда-нибудь учёные извлекут на Куполе В. При этом высокочастотные колебания с длиной волны менее 1,5 тыс. лет будут полностью стёрты диффузией.

Дальнейшее исследование Купола В предполагает продолжение рекогносцировочных походов, направленных на изучение гляциоклиматических условий этого региона и выбор точки будущего бурения. В настоящий момент к наиболее приоритетным относятся две задачи: 1) изучение подлёдного рельефа в ближайших окрестностях (в радиусе нескольких десятков километров)

Купола В с помощью ледового локатора; 2) измерение потока геотермального тепла в этом районе; при условии достаточно точной измерительной аппаратуры надёжное определение величины этого потока можно выполнить в скважине глубиной порядка 20% толщины ледника, что для Купола В составляет около 500 м.

**Благодарности.** Данное исследование было поддержано Российским научным фондом, грант № 18-17-00110.

**Acknowledgements.** This study was supported by Russian Science Foundation, grant № 18-17-00110.

## References

1. Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A. Searching for Antarctica's oldest ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (2): 255–260. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260. [In Russian].
2. Kennicutt M.C. II, Chown S.L., Cassano J.J., Liggett D., Peck L.S., Massom R., Rintoul S.R., Storey J., Vaughan D.G., Wilson T.J., Allison I., Ayton J., Badhe R., Baeseman J., Barrett P.J., Bell R.E., Bertler N., Bo S., Brandt A., Bromwich D., Cary S.C., Clark M.S., Convey P., Costa E.S., Cowan D., Deconto R., Dunbar R., Elfring C., Escutia C., Francis J., Fricker H.A., Fukuchi M., Gilbert N., Gutt J., Havermans C., Hik D., Hosie G., Jones C., Kim Y.D., Le Maho Y., Lee S.H., Leppe M., Leitchenkov G., Li X., Lipenkov V., Lochte K., López-Martínez J., Lüdecke C., Lyons W., Marensi S., Miller H., Morozova P., Naish T., Nayak S., Ravindra R., Retamales J., Ricci C.A., Rogan-Finnemore M., Ropert-Coudert Y., Samah A.A., Sanson L., Scambos T., Schloss I.R., Shiraishi K., Siegert M.J., Simões J.C., Storey B., Sparrow M.D., Wall D.H., Walsh J.C., Wilson G., Wintther J.G., Xavier J.C., Yang H. and Sutherland W.J. A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond. *Antarctic Science*. 2014: 1–16. doi:10.1017/S0954102014000674.
3. Berends C.J., de Boer B., van de Wal R.S.W. Reconstructing the Evolution of Ice Sheets, Sea Level and Atmospheric CO<sub>2</sub> During the Past 3.6 Million Years. *Clim. Past Disc.* 2020: 1–22. <https://doi.org/10.5194/cp-2020-52>.
4. Fischer H., Severinghaus J., Brook E., Wolff E., Albert M., Alemany O., Arthern R., Bentley C., Blankenship D., Chappellaz J., Creyts T., Dahl-Jensen D., Dinn M., Frezzotti M., Fujita S., Gallee H., Hindmarsh R., Hudspeth D., Jugie G., Kawamura K., Lipenkov V., Miller H., Mulvaney R., Parrenin F., Pattyn F., Ritz C., Schwander J., Steinhage D., van Ommen T., Wilhelms F. Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS «Oldest-Ice» ice core. *Climate of the Past*. 2013, 9: 2489–2505.
5. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J. New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core. *Geophys. Research. Abstracts*. 2019, 21: EGU2019–8505.
6. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Veres A.N., Kozachek A.V., Skakun A.A. On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (4): 437–451. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-463>. [In Russian].
7. Fretwell L.O., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C.,ingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Riviera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Young D.A., Xiangbin C. & Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*. 2013, 7: 375–393. doi: 10.5194/tc-7-375-2013.
8. Burton-Johnson A., Dziadek R., Martin C. Review article: Geothermal heat flow in Antarctica: current and future directions. *The Cryosphere*. 2020, 14: 3843–3873. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3843-2020>.

9. Jouzel J., Vaikmae R., Petit J.R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., Toots M., Melieres M.A., Burckle L.H., Barkov N.I., Kotlyakov V.M. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim. Dynamics*. 1995, 11: 151–161.
10. Ekaykin A.A., Bolshunov A.V., Lipenkov V.Ya., Scheinert M., Eberlein L., Brovko E., Popov S.V., Turkeev A.V. The first glaciological investigations at Ridge B, central East Antarctica. *Antarctic Science*. 2020. In review.
11. Skakun A.A., Lipenkov V.Ya., Parrenin F., Ritz C., Popov S.V. On the availability of old meteoric ice in the vicinity of Dome B, East Antarctica. *Geophys. Research Abstracts*. 2019, 21: EGU2019–11315.
12. Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnson S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D. Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core. *The Cryosphere*. 2015, 9: 1633–1648. doi: 10.5194/tc-9-1633-2015.
13. Hobbs P.V. *Ice Physics*. Oxford: Clarendon Press., 1974: 804 p.
14. Slack G.A. Thermal conductivity of ice. *Physical Review B*. 1980, 22 (6): 3065–3071.
15. Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxy, multisite Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Clim. Past*. 2013, 9: 1715–1731.
16. Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzer T.V. First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-ice core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 482–500. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500>. [In Russian].
17. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of Ice Core Records*. Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009: 167–194.
18. Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. 1977, 118: 210–219.
19. Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C. and B. Stenni. New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the 'oldest ice'. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010, 298: 95–103.
20. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*. 2005, 20 (PA1003): 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.
21. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
22. Bereiter B., Fischer H., Schwander J., Stocker T.F. Diffusive equilibration of  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  and  $\text{CO}_2$  mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core. *The Cryosphere*. 2014, 8: 245–256.

## Оценка объёма айсбергового стока с выводных ледников Северной Земли за 2014–2019 гг.

© 2021 г. И.А. Бычкова<sup>1,2\*</sup>, В.Г. Смирнов<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия  
\*bychkova@aari.ru

## Estimation of the volume of icebergs calved from the outlet glaciers of the Severnaya Zemlya archipelago for 2014–2019

I.A. Bychkova<sup>1,2\*</sup>, V.G. Smirnov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia  
\*bychkova@aari.ru

Received April 30, 2020 / Revised September 10, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *Severnaya Zemlya, glacier, icebergs, iceberg runoff, Arctic seas, satellite monitoring, visible spectral rang.*

### Summary

Volume of icebergs calved from the output glaciers located on the Northern Land during 2014–2019 was estimated using the satellite information. High-resolution satellite data were obtained in the visible spectral range from the non-commercial satellites Sentinel-2 (spatial resolution 10 m) and Landsat-8 (spatial resolution 15 m). Data collection was carried out under conditions when the natural illumination in the Arctic was sufficient (March–September) to make pictures in the visible spectral range. About 100 satellite images were analyzed for each year of the above period. The technique used for the iceberg detection is based on statistical criteria for finding the gradient zones in the analysis of two-dimensional fields of satellite images. The generation of the iceberg from a particular glacier was verified by using a form template of the detected iceberg taking into consideration the following parameters of the object: the geometrical shape, dimensions, specific features of «picture» of the ice surface (presence and orientation of cracks, peaks, and lakelets of melt water). The iceberg height was determined by its shadow on the image. The calculated total annual volume of icebergs from the outlet glaciers was estimated 1.52–1.9 km<sup>3</sup>. According to satellite data, the annual area reduction of the Northern Land outlet glaciers averaged 13 km<sup>2</sup>. The greatest contribution is made by 12 outlet glaciers located on the Komsomolets and the October Revolution islands. Of these, six are from the Academy of Sciences ice dome, four – the glaciers of the Matusевич Fjord, the Vavilov Glacier and the Rusanov dome glacier № 12. Icebergs of maximum height (30–40 m) are produced by glaciers of the North-Eastern slope of the Academy of Sciences ice dome and glacier № 12 of the Rusanov dome. In general, according to satellite data of recent years, generation of icebergs from the outlet glaciers of the Northern Land shows a steady growth trend.

**Citation:** Bychkova I.A., Smirnov V.G. Estimation of the volume of icebergs calved from the outlet glaciers of the Severnaya Zemlya archipelago for 2014–2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 14–25. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010068.

Поступила 30 апреля 2020 г. / После доработки 10 сентября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *Северная Земля, ледник, айсберги, айсберговый сток, арктические моря, спутниковый мониторинг, видимый диапазон.*

По спутниковым данным видимого спектрального диапазона оценена продуктивность выводных ледников Северной Земли как источников айсбергов в период 2014–2019 гг. Рассчитанный ежегодный суммарный айсберговый сток с выводных ледников составил 1,52–1,9 км<sup>3</sup>. Наибольший вклад в айсберговый сток вносят выводные ледники ледникового купола Академии наук и шельфовый ледник Матусевича. Согласно спутниковым данным последних лет, айсберговый сток выводных ледников Северной Земли имеет устойчивую тенденцию к росту.

### Введение

Во втором десятилетии XXI в. в Арктике произошли заметные климатические изменения, сопровождавшиеся сокращением ледяного покрова на арктических архипелагах и увеличением безлёдного периода на акваториях морей [1].

В результате активизировались процессы таяния ледников [2]. В связи с этим возросла айсберговая угроза на трассах Северного морского пути и в районах добычи углеводородов на прибрежном шельфе. Для обеспечения безопасности судоходства и снабжения проектировщиков инженерно-технических сооружений на шельфе досто-

верными данными для расчёта потенциальных нагрузок от столкновения с опасным ледяным объектом необходима актуальная информация о частоте наблюдений за айсбергами и их параметрами в конкретных морях.

К одному из айсбергоопасных районов, через которые проходят судоходные трассы, выполняются логистические операции для обеспечения специализированных работ на шельфе и снабжения организаций, ведущих хозяйственную деятельность на арктических островах, относятся акватории Карского моря и моря Лаптевых, прилегающие к Северной Земле. Этот архипелаг — один из основных источников айсбергов в Арктике. Здесь известно 99 выводных ледников [3], значительная часть которых достигает моря и продуцирует айсберги, их куски и обломки. Регулярный мониторинг выводных ледников с использованием дистанционных средств наблюдения позволяет оценить фронтальную абляцию ледников (потери массы ледника за счёт откола айсбергов и таяния при контакте с морской водой) и айсберговую опасность в конкретном регионе, так как айсберговый сток — главная составляющая фронтальной абляции ледников. Задачи настоящего исследования — актуализация оценки годового айсбергового стока ледников Северной Земли по материалам спутниковых наблюдений последних лет, а также выявление ледников, производящих наибольшее число айсбергов.

Первым приближённую оценку годового айсбергового стока ледников Северной Земли дал Л.С. Говоруха [3, 4]. Он исходил из средне-статистических параметров ледников, ориентируясь на общую длину их фронтов, средние значения скорости движения и среднюю толщину краевой части. В Каталоге ледников 1980 г. [3] общий годовой сброс айсбергов выводными ледниками Северной Земли оценён в  $0,383 \text{ км}^3$ . При расчётах взяты следующие значения параметров ледников: среднегодовая скорость движения ледников  $100 \text{ м/год}$ , толщина краевой части ледников  $20 \text{ м}$ , суммарная длина фронтов выводных ледников  $191,5 \text{ км}$ . С учётом откола айсбергов от недифференцированных ледяных берегов годовой сток ледников Северной Земли по данным Каталога составил  $0,4 \text{ км}^3$  [3]. В дальнейшем эта оценка стока уточнялась разными авторами по материалам разных лет. В работах

Л.С. Говорухи 1989 г. [5] годовой айсберговый сток всех ледников архипелага в 1929—1972 гг. оценивается уже в  $0,45\text{--}0,55 \text{ км}^3$  льда. А.Ф. Глазовский и Ю.Я. Мачерет по материалам наблюдений 1952—2001 гг. дали оценку айсбергового стока в  $0,7 \text{ км}^3$  [6]. В статье В.М. Котлякова [7] приведено значение айсбергового стока Северной Земли в  $0,2 \text{ км}^3$ . Мы видим, что данные о годовом айсберговом стоке ледников Северной Земли, полученные разными авторами, существенно различаются. Для уточнения оценок вместо совокупной длины фронтов выводных ледников следует учесть различный вклад конкретных ледников в общий айсберговый сток, пульсирующий характер движения некоторых ледников, различия в толщине краевой части.

В настоящее время можно получить актуализированную оценку айсбергового стока ледников Северной Земли, основываясь на спутниковых снимках 2010-х годов, — периода, когда началось ускоренное изменение климатических условий в Арктике [1]. Кроме оценки общего айсбергового стока, необходимы статистические характеристики продуктивности каждого выводного ледника, включая типичные геометрические параметры айсбергов, порождаемых конкретным ледником. Решить такую задачу можно путём использования круглогодичного спутникового мониторинга региона.

#### Методика исследований и материалы наблюдений

Работа выполнялась на материалах спутниковых наблюдений видимого диапазона с разрешением  $10\text{--}15 \text{ м}$ , размещённых в сети Интернет. Это информация некоммерческих спутников Sentinel-2 (два спутника запущены в 2015—2017 гг.) и Landsat-8 (запущен в 2013 г., данные доступны с июля 2013 г.). Материалы собирались в условиях достаточной для использования данных видимого спектрального диапазона естественной освещённости в Арктике (март—сентябрь). За каждый год рассматриваемого периода (2014—2019 гг.) проанализировано свыше 100 спутниковых изображений. В программе ArcGIS по спутниковым снимкам фиксировалось положение фронтов выводных ледников на март каждого года — в период существования припая вдоль всего побережья ар-

хипелага. Затем отслеживалось перемещение фронта каждого выводного ледника в течение всего сезона по сентябрь включительно; фиксировались максимальное продвижение ледника в сторону моря (если оно было) и положение его фронта на последнем информативном снимке сентября (в ряде случаев на начало октября). Для каждого ледника рассчитывалось сезонное изменение площади краевой части ледника: приращение или убыль ледниковой поверхности с начала наблюдения в марте до окончания в сентябре или до достижения максимального продвижения фронта в промежуточный период (если такое продвижение было зарегистрировано). Поскольку в период полярной ночи спутниковые наблюдения в видимом диапазоне невозможны, для каждого ледника дополнительно оценивалось изменение положения фронта с момента последнего осеннего снимка до первого весеннего снимка следующего года (изменение в зимний период).

При оценке изменения площадей краевой части ледника учитывались погрешности в определении географического положения объекта на спутниковом снимке –  $\pm 1$  пиксель, а для Landsat-8 –  $\pm 15$  м. При сравнении положения фронта ледника на двух одновременных снимках максимальная абсолютная погрешность определения длины (и ширины) зоны сокращения площади ледника составит 30 м. Тогда для площади  $1 \text{ км}^2$  и более относительная ошибка определения площади будет равна 6–8% (в зависимости от геометрической формы зоны), площади  $0,1 \text{ км}^2$  – 20–21%,  $0,01 \text{ км}^2$  – уже 60%. Ледники, краевая часть которых по использованным спутниковым данным за сезон менялась менее чем на  $0,1 \text{ км}^2$  ( $< 50$  пикселей), при дальнейшем анализе не учитывались.

Данные по наиболее активным ледникам приведены в таблице. Для этих ледников оценена также толщина их фронтальной части, основанная на измерении по тени на спутниковых снимках от айсбергов, отколовшихся от конкретных ледников. Высота надводной части айсберга устанавливалась по снимкам, выполненным в марте в утренние часы, когда угол возвышения Солнца над горизонтом составляет 8–10°. При таких малых углах объекты дают большие тени, что позволяет уменьшить погрешности определения высоты. Как уже отмечалось, погрешность

измерения длины объекта для снимков Landsat-8 составляет  $\pm 15$  м (1 пиксель). Погрешность измерения высоты айсберга при длине его тени  $l$  и угле Солнца  $a$  определяется по выражению  $(l \pm 15) \operatorname{tg} a$ . При угле Солнца  $10^\circ$  и длине его тени 57 м расчётная высота айсберга получается равной 10 м:  $(57 \pm 15) \operatorname{tg} 10^\circ = (57 \pm 15) \times 0,176 \approx 10 \pm 2,6$  м. Погрешность расчёта высоты надводной части айсберга при угле Солнца  $10^\circ$  составит 2,6 м, что даёт относительную погрешность определения высоты 40-метрового айсберга при угле Солнца  $10^\circ$  равную 6,5%. Для каждого снимка Landsat-8 во вспомогательных файлах дана информация о положении солнца на момент съёмки, которая использовалась для расчёта длины тени от айсбергов на конкретном снимке.

Толщина краевой части ледника считалась равной среднему значению общей высоты отколовшегося айсберга, оценённой из уравнения гидростатического равновесия:  $\rho_{\text{в}} g V_2 = \rho_{\text{л}} g V_1$ , где  $\rho_{\text{в}}$ ,  $\rho_{\text{л}}$  – плотность воды и льда соответственно;  $V_1$ ,  $V_2$  – объём надводной и подводной частей айсберга;  $g$  – ускорение свободного падения. Для айсберга, имеющего формы правильного геометрического тела, например призмы, соотношение высот надводной  $h_1$  и подводной  $h_2$  частей выражается следующим образом:  $h_1/h_2 = (\rho_{\text{в}} - \rho_{\text{л}})/\rho_{\text{л}}$ , что даёт соотношение  $h_1/h_2 = 1:8$  для условий моря Лаптевых. Однако реально форма надводной и подводной частей айсберга может существенно отличаться, поэтому для уточнения величины  $h_1/h_2$  необходимы инструментальные наблюдения за формой подводной части айсбергов и их осадкой. Поскольку таких измерений не проводилось, мы использовали сведения о соотношении высоты и осадки айсберга из открытых публикаций. Так, в работе [8] приводятся соотношения высоты/осадки для арктических айсбергов разной формы, полученные Международным ледовым патрулем: столбовые айсберги – 1:5, куполообразные – 1:4. В работе [9] при исследованиях в Баренцевом море для айсбергов получено соотношение надводной и подводной частей 1:4. В настоящей работе при расчётах общей высоты айсбергов также использовалось соотношение 1:4.

При расчётах средней высоты надводной части айсбергов в первую очередь отбирались столбовые айсберги. Исключались айсберги, севшие на мель в прибрежной зоне, так как

Изменение площади поверхности выводных ледников Северной Земли (км<sup>2</sup>) по спутниковым данным за 2014–2019 гг.

Ледники <sup>1</sup>	2014 г.		2015 г.		2016 г.		2017 г.		2018 г.		2019 г.		2014–2019 гг
	+ <sup>2</sup>	- <sup>3</sup>	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	
<i>Ледниковый купол Академии наук</i>													
8	0,38	1,82	0,35	1,49	0,646	0,95	0,41	2,06	0	3,0	0	2,19	11,51
11	0	0	0	0,09	0	0	0	0,3	0,022	0	0	0	0,39
12	0	0	0	0,27	0	0,15	0	0,09	0	0,04	0	0	0,55
13	0	0,24	0	0,41	0	0,39	0	0,47	0,04	1,3	0	1,47	4,27
14	0	1,21	0	1,76	0	0,83	0	0,51	0	1,26	0	0,24	5,8
15	0	0,25	0	0,25		0,19	0,017	0,063	0	0,25	0	0	1,0
16	0,72	0,17	0,49	2,31	0,22	1,23	0,87	1,17	0,06	2,4	0,7	1,99	9,27
17	0	0	0,052	0,03	0	0	0	0	0	0,22	0	0,16	0,41
18	0	0	0	0,2	0	0,16	0	0,18	0	0,23	0	0	0,77
19	0	0,27	0,273	0,15	0,146	2,06	0,3	1,18	0,72	0,41	0,2	1,82	5,89
<i>Ледниковые купола Русанова и Карпинского</i>													
12	0	0,3	0	0,8	0	0	0,05	0,35	0,084	0,09	0,017	0,15	1,69
17	0,034	0,094	0	0,1	0	0,4	0	0,11	0	0,45	0	0,06	1,29
21	- <sup>4</sup>	-	-	-	-	0	0	0,86	0	0,31	0	0,71	1,88
48 АНИИ	-	-	-	-	-	0,13	0	0,33	0	0,23	0	0,21	0,9
49 Исследователей	0,409	0,37	0	2,24	0	1,52	0,051	0,35	0,1	1,0	0	1,0	6,48
34 шельфовый	0,17	0,05	0	3,3	0	1,42	0	3,18	0	3,1	0	0,71	11,76
<i>Ледниковый купол Университетский</i>													
65 <sup>5</sup> +88	0	0,37	0,21	0	0	0,25	0,41	0,06	0	0,02	0,12	0,02	0,72
90	0,019	0,01	0,074	0,06	0	0,3	0	0,06	0,015	0	0	0,21	0,63
92	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0,011	0,06
93	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0,05
94	0,05	0,06	0,135	0,05	0	0,29	0,51	0,51	0	0	0	0,02	0,92
95	0	0	0	0	0	0,52	0	0,04	0	0	0	0,01	0,57
96	0	0,15	0	0,17	0,01	0,13	0	0,04	0	0	0	0,06	0,55
Вавилова	3,3	0,16	22,9	0,85	13,4	3,55	8,18	0,75	1,78	1,55	2,19	3,26	10,12
<i>Остров Большевик</i>													
39	0	0	0	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0,15
40	0	0	0	0,09	0	0	0	0,08	0	0	0,015	0,04	0,21
49	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0,04
95	0	0,03	0	0,27	0,03	0,02	0	0,08	0	0	0	0,02	0,42
<i>Итого</i>		5,53		15,08		14,65		12,82		15,85		14,37	78,31

<sup>1</sup>Номера и названия ледников даны по Каталогу WGI, положение выводных ледников показано на рис. 1; <sup>2</sup>(+) приращение площади выводного ледника при его продвижении; <sup>3</sup>(-) убыль площади при разрушении краевой части выводного ледника; <sup>4</sup>выход ледника во фьорд блокируется шельфовым ледником; <sup>5</sup>также называется ледник Марата, относится к ледниковому куполу Карпинского.

эта ситуация ограничивает применимость гидростатики для оценок массы объекта. Не принимались во внимание куски и обломки айсбергов, образующиеся при отколе. Общий айсберговый сток выводных ледников был оценён как сумма объёмов разрушившейся за год краевой части каждого из наиболее активных ледников, исходя

из расчётной площади исчезнувшей ледниковой поверхности и её оценочной толщины.

Айсберги находили с помощью методики, основанной на статистических критериях поиска градиентных зон при анализе двумерных полей спутниковых изображений [10]. Откол айсберга от конкретного ледника подтверждается путём

использования шаблона формы обнаруженного айсберга, который учитывает совокупность нескольких параметров объекта: геометрическую форму, размеры, характерные особенности «рисунка» поверхности (наличие и взаимное расположение трещин, вершин, озерков талой воды).

### Результаты и обсуждение

Анализ спутниковых изображений 2014–2019 гг. позволил обнаружить 28 активных ледников Северной Земли, производящих наибольшее число айсбергов, их кусков, обломков и более мелкого материала (см. таблицу, рис. 1, 2). Номера ледников в таблице и на рис. 1 даны по Всемирному каталогу ледников World Glacier Inventory, из базы данных ледников GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space), основанной на спутниковых данных оптического диапазона [11]. Из этих 28 ледников 90,7% айсбергового стока приходится на 12 самых активных ледников Северной Земли. В совокупности на этих 12 ледниках за шесть лет исчез 71 км<sup>2</sup> ледниковой поверхности – от максимального значения 11,76 км<sup>2</sup> на шельфовом леднике Матусевича до 1 км<sup>2</sup> на леднике № 15 ледникового купола Академии наук. Приведём данные по этим 12 ледникам.

1. Шельфовый ледник Матусевича – 11,76 км<sup>2</sup>.
2. Ледник № 8 ледникового купола Академии наук – 11,51 км<sup>2</sup>.
3. Выводная лопасть ледникового купола Вавилова – 10,12 км<sup>2</sup>.
4. Ледник № 16 ледникового купола Академии наук – 9,27 км<sup>2</sup>.
5. Ледник Исследователей (№ 49 ледникового купола Карпинского) – 6,48 км<sup>2</sup>.
6. Ледник № 19 (№ 7 по каталогу Рандольфа (Randolph glacier Inventory, RGI, версия V6.0) ледникового купола Академии наук – 5,89 км<sup>2</sup>.
7. Ледник № 14 ледникового купола Академии наук – 5,8 км<sup>2</sup>.
8. Ледник № 13 ледникового купола Академии наук – 4,27 км<sup>2</sup>.
9. Ледник Ходова (№ 21 ледникового купола Русанова) – 1,88 км<sup>2</sup>.
10. Ледник № 12 ледникового купола Русанова – 1,69 км<sup>2</sup>.
11. Ледник № 17 ледникового купола Русанова – 1,29 км<sup>2</sup>.
12. Ледник № 15 ледникового купола Академии наук – 1,0 км<sup>2</sup>.

В работе [12] по данным радиолокационно-спутника Sentinel-1 за период с ноября 2016 по ноябрь 2017 г. проведено сравнение годового айсбергового стока с восемью ледниковых бассейнов купола Академии наук. В принятой в нашей статье нумерации это ледники № 8,

11–19 (№ 7 по каталогу RGI). По объёму айсбергового стока за 2017 г. ледники в исследовании [12] в порядке убывания располагаются следующим образом: № 8, 19, 14, 16, 11–13, 18, 15, 17, а в нашей работе в таком порядке: № 8, 19, 16, 11–13, 14, 18, 15, 17. Наибольший годовой айсберговый сток [12] зафиксирован у ледника № 8 – 0,69 Гт/год (0,77 км<sup>3</sup>/год) с учётом толщины краевой части ледника 223 м по радарным измерениям 1997 г. [13]. По нашим оценкам, в 2017 г. ледник № 8 также превосходил остальные ледники, исследованные в работе [12], по объёму айсбергового стока: 0,41 км<sup>3</sup>/год (при толщине его краевой части, полученной из общей высоты айсберга 200 м). На втором месте – ледник № 19 (№ 7 по каталогу RGI). Его айсберговый сток у авторов работы [12] – 0,44 Гт/год (0,49 км<sup>3</sup>/год), а в настоящем исследовании – 0,24 км<sup>3</sup>/год. Третью позицию в списке, по нашим данным, занимает ледник № 16 с годовым стоком 0,13 км<sup>3</sup> при толщине краевой части ледника 85 м. По материалам работы [12], ледник № 16 занимает четвёртое место с параметрами стока 0,18 Гт/год (0,2 км<sup>3</sup>/год); оценка получена, исходя из толщины ледника 83 м, установленной по радарным измерениям 1997 г. Третье место в работе [12] – у ледника № 14, айсберговый сток которого составляет 0,41 Гт/год (0,45 км<sup>3</sup>/год). В нашем исследовании айсберговый сток с этого ледника за 2017 г. оказался на пятом месте – 0,09 км<sup>3</sup>/год.

Таким образом, несовпадение в упорядоченном по величине айсбергового стока ряду ледников в нашем исследовании и в статье [12] наблюдается только для ледника № 16. В нашем исследовании этот ледник даёт больший относительный вклад в общую фронтальную абляцию по сравнению с другими ледниками. Этот факт можно объяснить тем, что в работе [12] использовались спутниковые данные с интервалом 12 сут., а у ледника № 16 максимальная за сезон подвижка наблюдается в конце июня, после чего следует откол айсбергов, и при таком интервале фазу максимальной подвижки можно пропустить. В нашей работе ежегодно использовалось несколько снимков района в июне – начале июля.

В работе [14] исследована фронтальная абляция в 2015–2016 гг. восьми ледников Северной Земли: двух на о. Комсомолец (№ 7, 8) и шести на о. Октябрьской революции (№ 17, Авсюка (№ 20), Сказочный, ААНИИ (№ 48), Исследователей



**Рис. 1.** Основные айсбергопродуцирующие ледники Северной Земли.

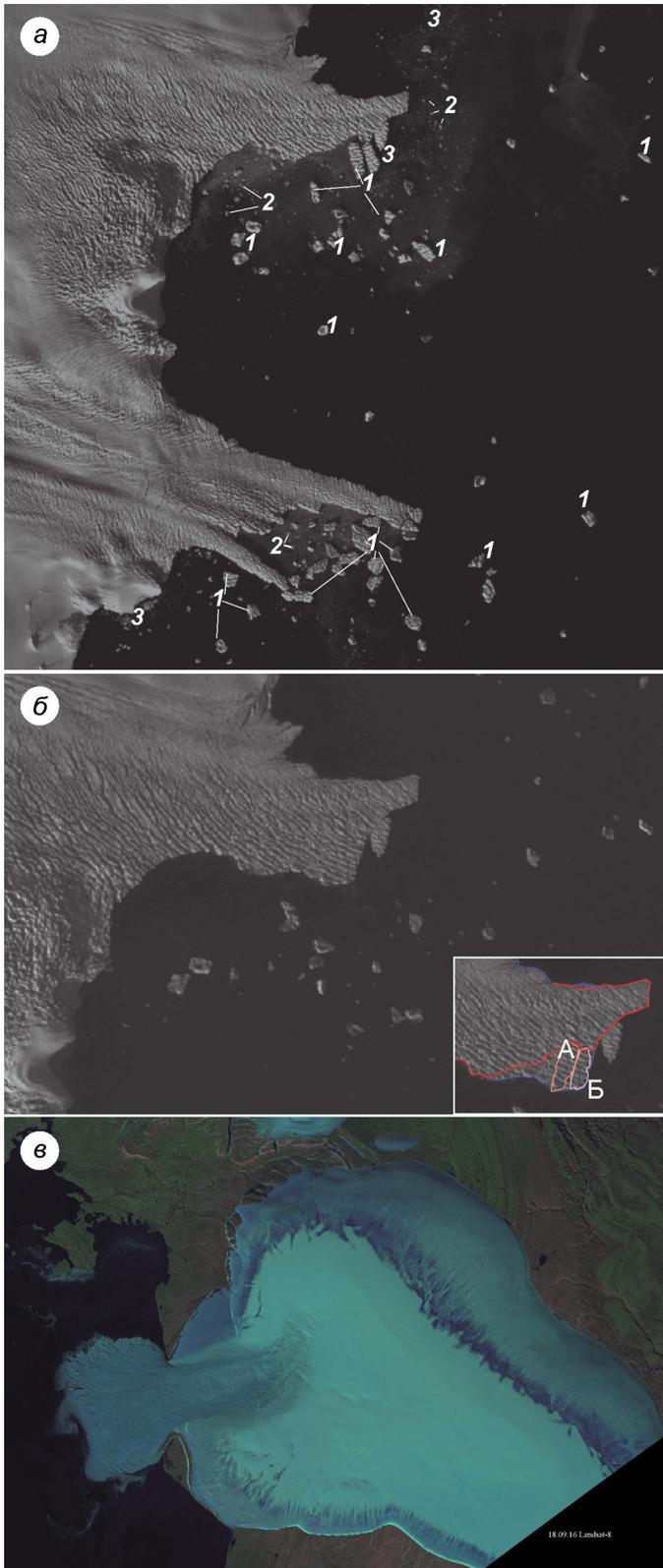
Номера выводных ледников даны по Всемирному каталогу ледников, а ледоразделы (показаны красными линиями) ледниковых куполов – в соответствии с базой данных GLIMS [11]

**Fig. 1.** The main iceberg-generating glaciers of the Severnaya Zemlya.

Numbers of outlet glaciers are given with the use of the World Glacier Inventory, ice divides of ice caps (the red line) are given with the use of the GLIMS [11]

(№ 49), Марата (№ 65)). Положение фронта ледников определялось по данным ИСЗ Landsat-8, толщина краевой части ледников – по материа-

лам авиационных наблюдений 2014–2016 гг. Наибольшие потери массы обнаружены у следующих ледников: № 8 (1,04 км<sup>3</sup>/год), Исследователей



**Рис. 2.** Примеры изображения выводных ледников Северной Земли на спутниковых снимках видимого диапазона.

*a* – ледник № 19 (№ 7 по каталогу RGI) купола Академии наук, 19.09.2019, ИСЗ Sentinel-2; *б* – ледник № 19 (№ 7 по каталогу RGI) купола Академии наук, 9.09.2019. На врезке показаны изменения краевой части ледника за период 9–19.09.2019, ИСЗ Sentinel-2; красной линией обозначен фронт ледника на 19.09.2019 г.; синей – фронт на 9.09.2019 г.; *в* – ледник Вавилова, 18 сентября 2016 г. ИСЗ Landsat-8. Снимок с сайта USGS.

*1* – айсберги; *2* – обломки и куски айсбергов; *3* – мелкообломочный материал; А, Б – айсберги, отколовшиеся от ледника № 19 в период с 9 по 19 сентября 2019 г.

**Fig. 2.** Examples of images of the Severnaya Zemlya outlet glaciers in the visible spectral range.

*a* – glacier № 19 (№ in catalog RGI) of the Academy of Sciences ice cap, 19.09.2019, Sentinel-2; *б* – glacier № 19 (№ 7 in catalog RGI) of the Academy of Sciences ice cap, 9.09.2019. In the insert – a fragment of the Sentinel-2 image with the changes of the glacier front in the period 9–19 September 2019; Sentinel-2, red line – front of the glacier, 19.09.2019; blue line – front of the glacier 9.09.2019; *в* – Vavilov glacier, September 18, 2016, Landsat-8. Images from the USGS website.

*1* – icebergs; *2* – bergy bits and growlers; *3* – fine-grained material; А, Б – icebergs that broke off from glacier № 19 between September 9 and 19, 2019.

(0,77 км<sup>3</sup>/год) и № 7 (№ 19 в использованной нами нумерации – 0,63 км<sup>3</sup>/год). Остальные ледники теряли за год за счёт фронтальной абляции от 0,37

(№ 48) до 0,01 (ледник Сказочный) км<sup>3</sup>/год. По нашим данным, из ледников, исследованных авторами работы [14], в 2016 г. наибольшие потери

массы были у ледников № 19 (0,41 км<sup>3</sup>/год), № 8 (0,2 км<sup>3</sup>/год) и № 49 (0,15 км<sup>3</sup>/год), потери массы остальных ледников в их фронтальной части не превышали 0,04 км<sup>3</sup>/год.

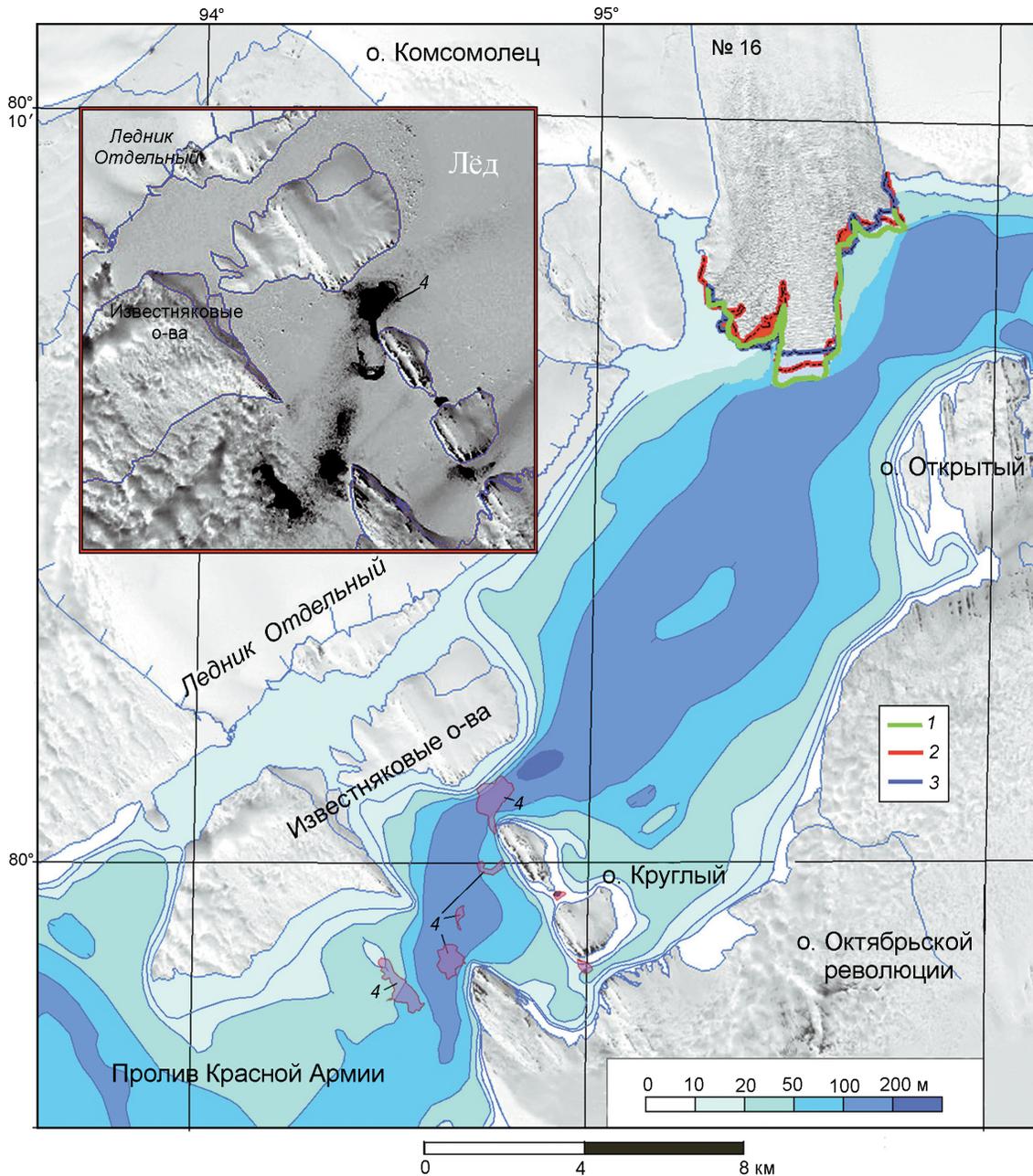
Расхождение в оценках айсбергового стока по сравнению с данными работы [12] можно объяснить разницей в методике расчёта. Мы использовали для анализа только данные видимого диапазона 2014–2019 гг., доступные для этого региона ежегодно в период полярного лета, с марта до конца сентября – начала октября, а авторы работы [12] оперировали с радиолокационными данными, собранными с ноября 2016 по ноябрь 2017 г. Большинство рассмотренных ледников в октябре–ноябре из-за похолодания (переход к отрицательным температурам воздуха, появление припая) продуцируют значительно меньше айсбергов, чем в предшествующий период года, и положение фронта краевой части выводных ледников на снимках не меняется до следующего сезона. Однако некоторые ледники, в частности № 8 и 19, ведут себя иначе, процесс айсбергообразования и подвижка фронта ледника наблюдаются здесь и поздней осенью (это видно на РЛ-снимках), возможно, в силу динамических факторов. Весной, когда появляется возможность спутниковой съёмки в видимом диапазоне, фронт ледника оказывается примерно в том же положении, которое было зафиксировано на последнем осеннем снимке видимого диапазона в предыдущем году. Таким образом, отследить процессы айсбергообразования в межсезонье (октябрь–февраль) по данным только видимого диапазона не удаётся, поэтому наши данные по леднику № 8 занижены по сравнению с оценками, полученными в работах [12, 14], в 1,5–2 раза.

**Полученные по спутниковым данным оценки ежегодного суммарного айсбергового стока с выводных ледников.** В среднем за 2014–2019 гг. ежегодное сокращение площади выводных ледников Северной Земли, оценённое нами по спутниковым данным, составило 13 км<sup>2</sup>. Высота надводной части отколовшихся от ледников айсбергов, определённая по их тени на снимках видимого диапазона, изменялась от 10 до 40 м. Максимальная высота в 30–40 м характерна для столообразных айсбергов, образованных от ледника № 12 купола Русанова, и для айсбергов, генерируемых на северо-восточном склоне купола Академии наук. Исходя из этих значений, общую тол-

щину краевой части выводных ледников можно оценить в 50–200 м. Изучение дрейфа айсбергов, отколовшихся в период мониторинга от исследованных ледников, показало, что при глубинах 50 м и менее айсберги садятся на мель и в таком состоянии находятся несколько месяцев или даже лет. С учётом высоты айсбергов, измеренной по спутниковым снимкам, ежегодный суммарный айсберговый сток с выводных ледников при соотношении высоты к осадке от 1:4 до 1:5 составляет 1,52–1,9 км<sup>3</sup>. Для уточнения этих оценок необходимы инструментальные измерения осадки айсбергов у Северной Земли.

Выводные ледники Северной Земли имеют существенные различия в скорости продвижения фронта, интенсивности айсбергообразования, размерах и форме айсбергов. В проливе *Красной Армии* наибольшее число айсбергов образовано от ледника № 16 в западной части пролива; горизонтальные размеры формирующихся у этого ледника айсбергов достигают 420 м при высоте около 20 м и соотношении длины к ширине (1,5–2):1. Максимальная скорость продвижения фронта ледника в сторону пролива у ледника № 16 отмечается в конце июня, когда фронт ледника выдвигается на 300–400 м по сравнению с его положением в марте. На расстоянии 12–25 км к юго-западу от фронта ледника № 16 ежегодно в марте формируется каскад полыней (рис. 3), существующий вплоть до разрушения припая в летний период. Полыньи образуются в узкой глубоководной части пролива (глубины 100–200 м), разделяющей Известняковые острова. Происхождение полыней, по-видимому, связано с динамическим распространением вод, скорость которых повышается при прохождении через узости между островами, а течение приобретает турбулентный характер. В результате перемешивание изначально пресных ледниковых вод и солёных вод пролива усиливается и появляются полыньи. За счёт интенсивного ледообразования в полынях развивается конвективное перемешивание. Все эти регулярно наблюдаемые в районе ледника № 16 процессы существенно влияют на гидрологический режим пролива. Подобные процессы в районе других ледников архипелага по спутниковым данным отмечены не были.

Ледник № 14 ледникового купола Академии наук по числу отколовшихся айсбергов – второй в проливе *Красной Армии* после ледника



**Рис. 3.** Пример наблюдения полыней в районе выводного ледника № 16 на спутниковом снимке Landsat-8 за 24 июня 2017 г. Топография дна приведена по карте 1985 г. Масштаб 1:200 000.

На врезке – фрагмент снимка Landsat-8 от 24 июня 2017 г. 1 – максимальное выдвигание фронта ледника в июне 2017 г.; 2 – положение фронта в марте 2017 г.; 3 – положение фронта в конце сентября 2017 г.; 4 – участки, где образовались полыньи во льду

**Fig. 3.** An example of a polynyas observation in the area of the outlet glacier № 16 on the Landsat-8 satellite image on June 24, 2017. The topography of the bottom is shown on the map 1:200 000 (ed.1985).

In the sidebar – a fragment of the Landsat-8 image on June 24, 2017. 1 – is the maximum extension of the glacier edge in June 2017; 2 – is the position of the edge in March 2017; 3 – is the position of the edge in the end of September 2017; 4 – areas where polynyas in the ice formed

№ 16; его айсберги достигают размера 300 м при соотношении сторон (2,1–2,4):1. Ледник № 11 купола Академии наук на спутниковых сним-

ках 2011–2013 гг. выдвинулся в пролив на 800 м; в 2014 г. положение фронта ледника не изменилось по сравнению с более ранними снимка-

ми. Зимой 2017 г. язык этого выводного ледника разрушился и в дальнейшем подвижек у ледника не наблюдалось. Ледник № 12 купола Русанова, дренирующий купол на север в пролив Красной Армии (см. рис. 1), регулярно порождает единичные крупные столообразные айсберги удлиненной формы размером до 1–1,2 км при высоте около 30 м и соотношении сторон до 5:1.

Во *фьорде Матусевича* большинство айсбергов образует быстро распадающийся в последние годы шельфовый ледник. Размеры айсбергов различны, наибольший из них достигал 3 км в длину. Айсберги сползают не только во фьорд, но и в бухту Красная, где существуют изолированно много лет. В 2019 г. один айсберг, отколовшийся от шельфового ледника, дрейфовал в бухте Сказочная. Более детальный анализ процесса айсбергообразования во фьорде Матусевича дан в работах [9, 15, 16].

В *море Лаптевых* основной айсберговый сток дают ледники северо-восточного склона ледникового купола Академии наук, здесь айсберги достигают длины 1,2 км при высоте надводной части до 40 м. Ежегодный объем айсбергового стока ледника № 8 за период 2014–2019 гг. составляет, по материалам спутниковых наблюдений, 0,384 км<sup>3</sup>. Этот ледник даёт наибольший вклад в айсберговый сток с Северной Земли.

Особенность ледников № 8 и 19 (№ 7 по каталогу RGI) купола Академии наук – сравнительно высокая скорость сезонного колебания фронта. Так, всего за 10 дней сентября 2019 г. ледник № 19 лишился 0,22 км<sup>2</sup> площади краевой части с образованием двух крупных айсбергов размером 490 × 160 м и 420 × 150 м, а также обломков айсбергов и мелкообломочного материала (см. рис. 2, а, б). Потеряв в летне-осенний период значительную часть объема и отступив в сторону суши, к весне фронт ледника возвращается примерно в то же положение, которое он занимал год назад. Ещё одна особенность этих ледников состоит в том, что большинство формирующихся здесь айсбергов уходит из района генерации в глубоководную часть моря Лаптевых в течение одного сезона и лишь самые крупные айсберги садятся на грунт у кромки ледников и задерживаются здесь на один сезон.

В *Карском море* наибольшее число айсбергов образует ледник Вавилова. Наличие густой сети трещин на языке выводного ледника и выход на

малые глубины (менее 50 м) объясняет преобладание здесь мелких айсбергов размером 40–50 м. В 2015 г. произошла резкая подвижка этого ледника, который выдвинулся в Карское море с приращением площади краевой части на 22,9 км<sup>2</sup> в год, что в 7 раз превысило аналогичный показатель 2014 г. В 2016–2017 гг. выдвигание продолжилось, но меньшими темпами (см. таблицу). В 2018–2019 гг. положение выводного языка ледника стабилизировалось и скорость его ежегодной подвижки вернулась к уровню 2014 г. В работах [17–19] дан более подробный анализ изменения скорости движения ледника Вавилова в 2010-е годы.

*Выводные ледники купола Академии наук*, выходящие в заливы Ковалевской и Журавлева, дают отдельные айсберги с размерами 400–700 м. Крупные айсберги, откалывающиеся от выводного ледника № 17, попадают на мелководье (глубины менее 20 м), практически сразу садятся на грунт и существуют на одном месте несколько лет, подвергаясь разрушению при динамических нагрузках, связанных с приливными колебаниями и воздействием штормов. Так, айсберг, образовавшийся здесь в 2012 г. [20], в 2017 г. пришёл в движение, переместился за сезон в южную часть залива и разрушился.

В *проливе Шокальского* большинство айсбергов появляется у западного побережья. Их источником служат десять выводных ледников купола Университетский и ледник № 65 купола Карпинского (см. рис. 1). Ни один из ледников не теряет за год более 1 км<sup>2</sup> площади во фронтальной части. По объёму айсбергового стока лидируют ледники № 94 и 65 (см. таблицу). Ледник Марата (№ 65) почти ежегодно производит достаточно крупные айсберги – до 600 м длиной при высоте надводной части до 20 м. На восточном побережье пролива основные источники айсбергов – выводной ледник № 40, имеющий выход во фьорд Спартака, а также № 95, выходящий во фьорд Тельмана. Эпизодически, не чаще одного раза в год, эти ледники формируют единичные крупные айсберги протяжённостью до 170 м. От ледника № 40 айсберги откалываются также в Спартаковское озеро.

Всего за 2014–2019 гг. в пролив Красной Армии ледниками было сброшено в виде айсбергов, их кусков и обломков 22,8 км<sup>2</sup> ледниковой поверхности (29,2% всей площади, «потерянной» ледниками Северной Земли), во фьорд Матусевича

ча — 22,3 км<sup>2</sup> (28,5%), в море Лаптевых — 17,4 км<sup>2</sup> (22,3%), в Карское море — 11,3 км<sup>2</sup> (14,5%), в пролив Шокальского — 4,29 км<sup>2</sup> (5,5%).

### Выводы

Использование регулярных спутниковых данных видимого диапазона позволило оценить ежегодный суммарный айсберговый сток с выводных ледников Северной Земли в период 2014–2019 гг. Расчётная величина среднегодового айсбергового стока составила 1,52–1,9 км<sup>3</sup>. Уточнить эти оценки можно при проведении инструментальных измерений осадки айсбергов у Северной Земли. Наибольший вклад в айсберговый сток ледников Северной Земли вносят шельфовый ледник фьорда Матусевича, ледники № 8 и № 16 ледникового купола Академии наук и ледник Вавилова. Айсберговый сток выводных ледников Северной Земли, оценённый по спутниковым данным последних лет, имеет устойчивую тенденцию к росту. В прибрежной зоне архипелага

возрастает число наблюдаемых айсбергов, что повышает риск безопасного плавания в этих акваториях, через которые проходят маршруты Северного морского пути. Для минимизации рисков, связанных с возможным столкновением с айсбергами как опасными ледяными образованиями необходима организация постоянного спутникового мониторинга региона Северной Земли.

**Благодарности.** Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-30019) в Российском государственном гидрометеорологическом университете (методика обнаружения айсбергов) и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-60109, исследование айсбергообразующих ледников).

**Acknowledgements.** The work under this project is supported by the Russian Science Foundation through the Project № 17-77-30019 in Russian State Hydrometeorological University (iceberg detection technique) and Russian Foundation for Basic Research (grant № 18-05-60109, study of outlet glaciers).

### Литература

1. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1. С. 6–21.
2. Aschwanden A., Fahnestock M.A., Truffer M., Brinkerhoff D.J., Hock R., Khroulev C., Mottram R., Khan S.A. Contribution of the Greenland Ice Sheet to sea level over the next millennium // *Science Advances* 19 Jun 2019. V. 5. № 6. eaav9396. doi: 0.1126/sciadv.aav9396.
3. Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 1. Северная Земля. Л.: Гидрометеиздат, 1980.
4. Говоруха Л.С. Бюджет внешнего массообмена оледенения Северной Земли в 1974–1976 гг. // *Тр. ААНИИ*. 1981. Т. 367. С. 31–37.
5. Говоруха Л.С. Современное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 256 с.
6. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Евразийская Арктика // *Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху* / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2006. С. 97–114.
7. Электронный ресурс: <https://bigenc.ru/3250942.pdf>.
8. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. *Общая гидрология*. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 463 с.
9. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П., Данилов А.И., Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Кубышкин Н.В., Наумов А.К., Нестеров А.В., Скутин А.А., Скутина Е.А., Шибакин С.И. Айсберги и ледники Баренцева

### References

1. Alekseev G.V. Development and amplification of global warming in the Arctic. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2015, 1: 6–21. [In Russian].
2. Aschwanden A., Fahnestock M.A., Truffer M., Brinkerhoff D.J., Hock R., Khroulev C., Mottram R., Khan S.A. Contribution of the Greenland Ice Sheet to sea level over the next millennium. *Science Advances* 19 Jun 2019, 5 (6): eaav9396. doi: 10.1126/sciadv.aav9396.
3. *Katalog lednikov USSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 1. Severnaya Zemlya. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980. [In Russian].
4. Govorukha L.S. Budget for external mass transfer of the Severnaya Zemlya glaciation in 1974–1976. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1981, 367: 31–37. [In Russian].
5. Govorukha L.S. *Sovremennoe oledenenie Sovetskoi Arktiki*. Modern glaciation of the Soviet Arctic. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 256 p. [In Russian].
6. Glazovsky A.F., Macheret Y.Y. The Eurasian Arctic. *Oledenenie Severnoj i Central'noj Evrazii v sovremennuyu epokhu*. Glaciation of Northern and Central Eurasia in the modern era / Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 2006: 97–114. [In Russian].
7. <https://bigenc.ru/3250942.pdf> [In Russian].
8. Davydov L.K., Dmitrieva A.A., Konkina N.G. *Obshchaya gidrologiya*. General hydrology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 463 p. [In Russian].
9. Buzin I.V., Glazovsky A.F., Glazovsky A.F., Gudoshnikov Yu.P., Danilov A.I., Dmitriev N.E., Zubakin G.K., Kubysh-

- морья: Исследования последних лет. Ч. 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 66–79.
10. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 537–551. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-537-551.
  11. Электронный ресурс: <http://www.glims.org/maps/glims>.
  12. Sanchez-Gamez P., Navarro F.J., Dowdeswell J.A., De Andres E. Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 19–28. doi: 10.31857/S2076673420010020.
  13. Dowdeswell J., Bassford R., Gorman M., Williams M., Glazovsky A., Macheret Y., Shepherd A., Vasilenko Y., Savatyuguin L., Hubberten H., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // Journ. of Geophys. Research. 2002. № 107. С. 1–16. doi: 10.1029/2000jb000129.
  14. Glazovsky A., Lavrentiev I., Vasilenko E., Elagina N. RES ice thickness and frontal ablation of outlet glaciers in Russian Arctic // IASC Workshop on the dynamics and mass budget of Arctic glaciers & proglacial marine ecosystems. IASC Workshop, 22–24 January 2018. University Center Obergurgl, Obergurgl, Austria. 2018. P. 19–21.
  15. Sharov A., Nikolskiy D., Troshko K., Zaprudnova Z. Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya // Proc. of the Intern. Workshop «FRINGE 2015». ESA-ESPRIN, 23–27 Mars 2015. Frascati, Italy. ESA SP731. 9 p. doi: 13140/RG.2.1.2444.9121.
  16. Willis M., Melkonian A.K., Pritchard M.E. Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. 120 (10): 2040–2055. doi: 10.1002/2015JF003544.
  17. Glazovsky A., Bushueva I., Nosenko G. Slow surge of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya. Proc. of the IASC Workshop on the dynamics and mass budget of Arctic glaciers. IASC Obergurgl, Austria. 23–25 Mars 2015. 2015. P. 17–18.
  18. Willis M.J., Zheng W., Durkin W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap // Earth and Planetary Sciences Letters. 2018. V. 502. P. 146–155. doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.049.
  19. Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306>.
  20. Смирнов В.Г., Бычкова И.А. Спутниковый мониторинг ледяных образований при обеспечении безопасности работ на шельфе арктических морей // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 79–87.
  - kin N.V., Naumov A.K., Nesterov A.V., Skutin A.A., Skutina E.A., Shibakin S.I. Icebergs and glaciers of the Barents Sea. Results of the most recent research. Part 1. Main producing glaciers, their propagation and morphometric properties. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Problems. 2008, 78 (1): 66–79. [In Russian].
  10. Bychkova I.A., Smirnov V.G. Use of satellite information for iceberg detection and iceberg threat assessment. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 537–551. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-537-551. [In Russian].
  11. <http://www.glims.org/maps/glims>.
  12. Sánchez-Gómez P., Navarro F.J., Dowdeswell J.A., De Andres E. Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 19–28. doi: 10.31857/S2076673420010020.
  13. Dowdeswell J., Bassford R., Gorman M., Williams M., Glazovsky A., Macheret Y., Shepherd A., Vasilenko Y., Savatyuguin L., Hubberten H., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Journ. of Geophys. Research*. 2002, 107: 1–16. doi: 10.1029/2000jb000129.
  14. Glazovsky A., Lavrentiev I., Vasilenko E., Elagina N. RES ice thickness and frontal ablation of outlet glaciers in Russian Arctic. IASC Workshop on the dynamics and mass budget of Arctic glaciers & proglacial marine ecosystems. IASC Workshop, 22–24 January 2018. University Center Obergurgl, Obergurgl, Austria. 2018: 19–21.
  15. Sharov A., Nikolskiy D., Troshko K., Zaprudnova Z. Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya. Proc. of the Intern. Workshop «FRINGE 2015». ESA-ESPRIN, 23–27 Mars 2015. Frascati, Italy. ESA SP731: 9 p. doi: 13140/RG.2.1.2444.9121.
  16. Willis M., Melkonian A.K., Pritchard M.E. Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Journ. of Geophysical Research. Earth Surface*. 2015, 120 (10): 2040–2055. doi: 10.1002/2015JF003544.
  17. Glazovsky A., Bushueva I., Nosenko G. Slow surge of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya. Proc. of the IASC Workshop on the dynamics and mass budget of Arctic glaciers. IASC Obergurgl, Austria, 23–25 Mars 2015. 2015: 17–18.
  18. Willis M.J., Zheng W., Durkin W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 2018, 502: 146–155. doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.049.
  19. Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A. Extension of surge in the western part of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya, in 1963–2017. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 293–306. [In Russian]. doi: [10.15356/2076-6734-2018-3-293-306](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306).
  20. Smirnov V.G., Bychkova I.A. Satellite monitoring of ice features to ensure safety of offshore operations in the Arctic seas. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015, 51 (9): 935–942. doi: 10.1134/S0001433815090182.

## Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов

© 2021 г. А.Л. Борисик<sup>1\*</sup>, А.Л. Новиков<sup>1</sup>, А.Ф. Глазовский<sup>2</sup>,  
И.И. Лаврентьев<sup>2</sup>, С.Р. Веркулич<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

\*alexborisik@gmail.com

## Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019

A.L. Borisik<sup>1\*</sup>, A.L. Novikov<sup>1</sup>, A.F. Glazovsky<sup>2</sup>, I.I. Lavrentiev<sup>2</sup>, S.R. Verkulich<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*alexborisik@gmail.com

Received June 29, 2020 / Revised November 26, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** Svalbard, radio-echo sounding, polythermal glacier, Arctic.

### Summary

Over the last decades, glaciers on Svalbard were shrinking in response to the current climate change. Most of them decreased in size, area, and surface height with a stable negative or even accelerated changes in the mass balance. Many of them belong to the polythermal type, and as they shrink, their thermal regime can also change significantly depending on the climate and local parameters such as the ice facies distribution, the firn thickness, and others that affect the hydrology and movement of glaciers. Data from repeated GPR surveys in 1999 and 2018–2019 were used to identify changes in the thermal regime of the polythermal Aldegondabreen, Svalbard. The glacier has undergone a significant reduction of its temperate ice core, as a consequence of steadily negative mass balance, decreasing thickness, and the tongue retreat. The results show that over a 19-year period, the total area of the glacier has decreased by 23.1% (from 6.94 to 5.34 km<sup>2</sup>), and the total volume of ice – by 36.4% (from 0.437 to 0.278 km<sup>3</sup>). At the same time, the area of its temperate core has decreased by 32.7% (from 1.196 to 0.804 km<sup>2</sup>), and the core volume – by 42.5% (from 0.035 to 0.02 km<sup>3</sup>). In this way, the relative rates of internal glacier changes associated with the warm core exceeded the external changes of the entire glacier. The share of temperate ice in the total volume of the glacier ice decreased from 8% to 7%. The glacier shrinking in response to rise of the air temperature was accompanied by its gradual internal «cooling». In the near future, this can result in a rapid transition of the glacier from a polythermal type into a cold one. Regular repeated geophysical surveys of the internal structure of the Svalbard polythermal glaciers can become an important element in the system of long-term monitoring of changes in climate and the natural environment of the archipelago, along with already existing observations of other sensitive natural indicators such as the size and mass balance.

**Citation:** Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 26–37. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010069.

Поступила 29 июня 2020 г. / После доработки 26 ноября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** Шпицберген, радиолокационное зондирование, политермический ледник, Арктика.

Сравнение данных наземных радиолокационных съёмок 1999 и 2018–2019 гг. политермического ледника Альдегонда на Шпицбергене показывает, что площадь ледника за эти годы сократилась на 23,1%, а объём – на 36,4%. При этом площадь его тёплого ледяного ядра уменьшилась на 32,7%, а его объём – на 42,5%. Сокращение ледника сопровождается его постепенным выхолаживанием, что, вероятно, со временем приведёт к тому, что он превратится из политермического в ледник холодного типа.

### Введение

В последние десятилетия ледники Арктики испытывают существенные изменения: у большинства из них сокращаются размеры и площадь, понижается высота поверхности, они становят-

ся тоньше, потери массы превосходят накопление [1–3]. Особенно заметны эти изменения на архипелаге Шпицберген, расположенном в быстрее всего теплеющей части Арктики, на стыке арктических и атлантических воздушных и океанических масс [4]. Западный берег Шпицберге-

на омывают тёплые воды Северо-Атлантического течения, и здесь с 2000-х годов наблюдается тенденция к ускорению таяния ледников [5–7]. На Шпицбергене распространены ледники практически всех морфологических типов – от небольших каровых до огромных ледниковых куполов, занимающих целые острова. Ледниками покрыто около 57% площади всего архипелага, или почти 34 000 км<sup>2</sup>, что составляет примерно 10% площади всех ледников Арктики (за исключением Гренландии) [8]. Шпицберген – один из самых хорошо изученных ледниковых районов мира: на многих ледниках проводят балансовые измерения [8]; по данным ледниковых кернов исследована история климата и загрязнений (обзор в работе [9]); хорошо изучен гидротермический режим многих ледников, их толщина и объём; оценены запасы льда по данным радиолокационного зондирования [10–13]; значительное внимание уделено широко распространённым на архипелаге пульсирующим ледникам, их динамике и механизмам подвижек [14–17].

В центральной части главного острова архипелага, на Земле Норденшельда, расположена область преимущественно горного оледенения, где насчитывается 202 ледника площадью от 0,1 до 47 км<sup>2</sup> при общей площади около 500 км<sup>2</sup> [18]. В западной части Земли Норденшельда, в 10 км от российского рудника Баренцбург, находится небольшой горный ледник Альдегонда. По данным топографической съёмки 2018 г. ледник расположен в интервале высот 120–450 м над ур. моря и занимает площадь менее 6 км<sup>2</sup> [19]. Фирновая область на нём практически отсутствует, и в последние годы весь ледник лежит ниже границы питания. В настоящее время продолжается его сокращение, начавшееся десятки лет назад: с 1936 по 2006 г. ледник отступил на 980 м и потерял 40% своего объёма [20–22]. Современная протяжённость ледника в разных его частях составляет от 2,5 до 3,5 км. Исследования этого ледника были начаты в 1974 г. и предусматривали радиолокационное зондирование с вертолёта, масс-балансовые измерения и изучение его дренажной системы, в результате которых были получены сведения о его толщине, строении и изменениях запасов льда [20, 23, 24]. Детальные наземные георадиолокационные наблюдения впервые были выполнены сотрудниками Института географии РАН в мае 1999 г.

Данные этих исследований позволили построить карту его толщины и определить положение внутрiledникового канала в его южной части. Они показали, что ледник относится к политермическому типу, т.е. внутри него есть ядро изо льда, находящегося при температуре плавления, тогда как сверху он сложен холодным льдом [23].

Как показывают наблюдения на политермических ледниках [25], их внутреннее гидротермическое состояние может заметно меняться со временем в результате отклика на климатические изменения. Подобные временные изменения гидротермической структуры политермических ледников на Шпицбергене обнаружены на ледниках Средний Ловен за период с 1990 по 1998 г. [26], Восточный Грэнфьорд и Фритьоф за период с 1999 по 2012 г. [27], а также на леднике Стур в Скандинавии за период с 1989 по 2009 г. [28]. Их отступление, истончение и смена условий питания привели к росту толщины слоя холодного льда и существенному сокращению тёплого ядра. Так, на леднике Средний Ловен повторные радиолокационные измерения с интервалом в восемь лет показали, что за этот период граница тёплого ледяного ядра отступила вверх по леднику примерно на 1150 м, при этом скорость её смещения была значительно выше скорости отступления самого языка ледника [26]. Результаты моделирования показывают, что, если современные условия продлятся, то ледник станет полностью холодным примерно через 100 лет.

Долгопериодные изменения гидротермической структуры ледников отмечены и в других районах мира, но уменьшение толщины политермических ледников в ответ на одинаковое повышение температуры воздуха может привести к прямо противоположным следствиям: они могут трансформироваться как в ледник холодного типа (что наблюдается на леднике Средний Ловен), так и наоборот – в ледник тёплого типа. В каком именно направлении пойдут изменения – зависит от особенностей расположения конкретного ледника, регионального климата, распределения зон ледообразования рассматриваемого периода [25]. К сожалению, пока проведено очень мало наблюдений, которые позволили бы оценить развитие во времени изменений по глубине термической структуры ледников. Подобная неопределённость не позволяет установить возможные изменения гидрологии по-

литермических ледников, полей скоростей их движения, переход в более или менее устойчивый режим движения. Именно регулярные повторные геофизические исследования внутреннего строения политермических ледников Шпицбергена могут стать важным элементом в системе долговременного мониторинга изменений климата и природной среды архипелага, наряду с уже существующими наблюдениями за такими чувствительными естественными индикаторами, как размер и баланс массы ледников. Этому способствует и появление в последние годы георадарных комплексов с улучшенными характеристиками, которые расширяют границы их применения, а также глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) позиционирования, позволяющих получать высокоточные координаты при геофизических исследованиях.

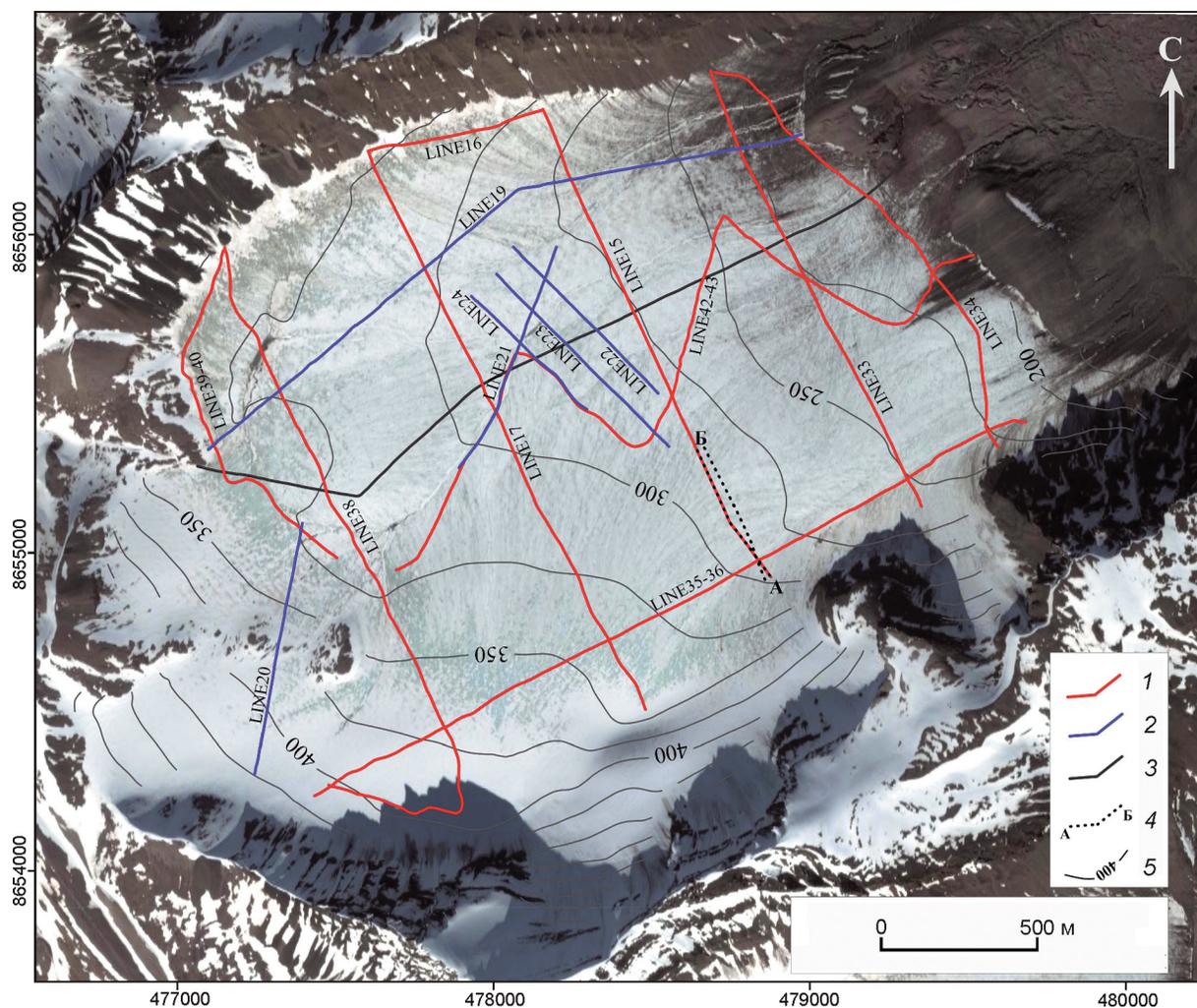
С учётом всего сказанного, в 2018–2019 гг. на леднике Альдегонда были проведены наземные георадиолокационные исследования с применением геофизической аппаратуры нового поколения, задачи которых – получение детальных данных о толщине и строении ледника, а также выявление изменений параметров ледника, которые могли произойти со времени геофизических исследований 1999 г. Полученные результаты представлены и обсуждаются в настоящей статье.

### Методы и материалы

В 1999 г. радиолокационные измерения на леднике Альдегонда проводили с помощью моноимпульсного радиолокатора ВИРЛ-2 с центральной частотой 40 МГц по густой сети профилей общей протяжённостью около 40 км (см. рис. 5, а) [23]. Кроме того, на языке ледника измерена скорость распространения радиоволн методом общей глубинной точки (ОГТ), которая составила  $174,1 \pm 3$  м/мкс, что соответствует скорости распространения радиоволн в холодном льду (что и наблюдалось в этой части ледника) с толщиной льда 98,8 м в общей точке. Мы также оценили скорость распространения радиоволн по нескольким дифракционным гиперболам, присутствующим в радиолокационных профилях, в основном обнаруженным в южной части ледника на глубинах 60–80 м. Средняя полученная скорость составила  $164,5 \pm 4,1$  м/мкс [21], что ха-

рактерно для тёплого льда [29]. Хотя тёплый слой льда действительно присутствует в южной части ледника, те факты, что он перекрыт слоем холодного льда толщиной до 90 м и что гиперболы расположены на глубинах 60–80 м, означают, что ледяной столб над дифракторами в основном представляет собой холодный лёд и следует ожидать, что действительные скорости радиоволн здесь выше. Это показывает, что наши оценки скорости по дифракционным гиперболам смещены в сторону низких значений. Из-за этого и принимая во внимание, что скорость 174,1 м/мкс определяется по данным ОГТ, соответствующим району, где ожидается в основном холодный лёд, мы предпочли использовать для преобразования времени в глубину консервативное значение 168 м/мкс, которое представляет собой величину перехода между холодным и тёплым льдом [29].

В апреле 2018 и 2019 гг. георадиолокационные исследования на леднике Альдегонда были выполнены в ходе Российской арктической научной экспедиции на Шпицбергене (РАЭ-Ш) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (АНИИ). При полевых работах использовался георадар PulseEKKO PRO (производство Sensors&Software, Канада) с дипольной неэкранированной антенной частотой 50 МГц. Георадар имеет высокую чувствительность приёмной антенны (шаг АЦП 1.5 мкВ), большую длину записи (до 32000 отсчётов на трассу), а также возможность записи навигационной информации для каждой трассы. Для привязки получаемой геофизической информации применялась двухчастотная GPS/ГЛОНАСС система позиционирования Sokkia GRX1 (производство Sokkia Topcon Co, Япония). Применяемая навигационная аппаратура имеет высокую частоту получения координат, что особенно важно при работе в движении [8]. Для выполнения измерений георадиолокационное оборудование монтировалось на пластиковых санях, прикреплённых к фаркопу снегохода тросом. Запуск передающей антенны и грубое измерение пройденного расстояния выполняли по одометру, расположенному в задней части саней. При этом каждая трасса радарограммы привязывалась с высокой точностью при помощи ГНСС-приёмника. Скорость движения по профилям составляла 5–7 км/ч при шаге сканирования 0,5 м. С учётом использованной частоты получения ко-



**Рис. 1.** Схема профилей георадиолокации на леднике Альдегонда:

1 – в 2018 г.; 2 – в 2019 г.; 3 – дополнительный профиль 2015 г.; 4 – участок сравнения радарограмм 1999 и 2018 гг. (см. рис. 6); 5 – изогипсы поверхности ледника по данным геодезической съёмки 2018 г. [19]

**Fig. 1.** Location of GPR profiles on Aldegondabreen:

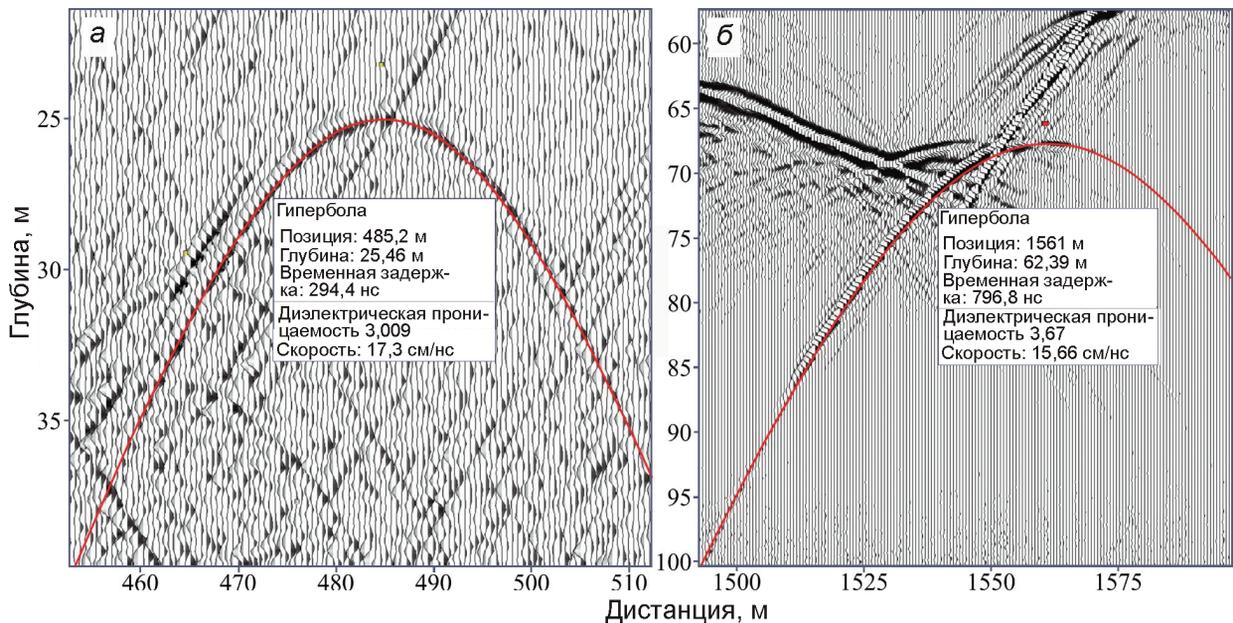
1 – in 2018; 2 – in 2019; 3 – additional profile in 2015; 4 – comparison section of GPR profiles 1999 and 2018 (see Fig. 6); 5 – contour lines of the glacier surface according to geodetic survey data in 2018 [19]

ординат 5 Гц, можно считать, что каждая трасса была привязана с относительной горизонтальной точностью не хуже 0,4 м [30].

Георадиолокационные измерения выполнены по 15 профилям общей длиной более 21 км, которые формируют относительно равномерную сетку по всей площади ледника (рис. 1). Полученные радарограммы имели высокую детальность и позволяли проследить как границы толщ, так и отдельные объекты в теле ледника. Положение границы базального слоя ледника с подстилающим грунтом (подошва ледника) отчётливо определялось на радарограммах по всем исследованным профилям. Слоистость пород,

слагающих ложе ледника, прослежена до глубины 20 м ниже его подошвы (см. рис. 4). В нескольких местах отмечены зоны с интенсивными отражениями от протяжённых субвертикальных объектов, связанные с наличием здесь глубоких трещин или колодцев. В юго-восточной части ледника, заполняющей понижение поверхности дна долины, были выделены участки с большим количеством неоднородностей, которые формируют интенсивное поле рассеянных волн на глубинах более 45–50 м из-за наличия здесь области распространения тёплого льда.

Обработка полученных данных велась в программах ЕККО\_Project V5 и Prism 2.6. Она



**Рис. 2.** Определение значений скорости распространения радиоволн внутри ледника по гиперболическим отражениям в программе Prism 2.6.

Значения скорости, характерные для холодного (а) и тёплого (б) льда

**Fig. 2.** Estimation of electromagnetic wave velocity in a glacier using the hyperbola fitting tool in Prism 2.6. The measured velocity values are typical for cold (a) and temperate (b) ice

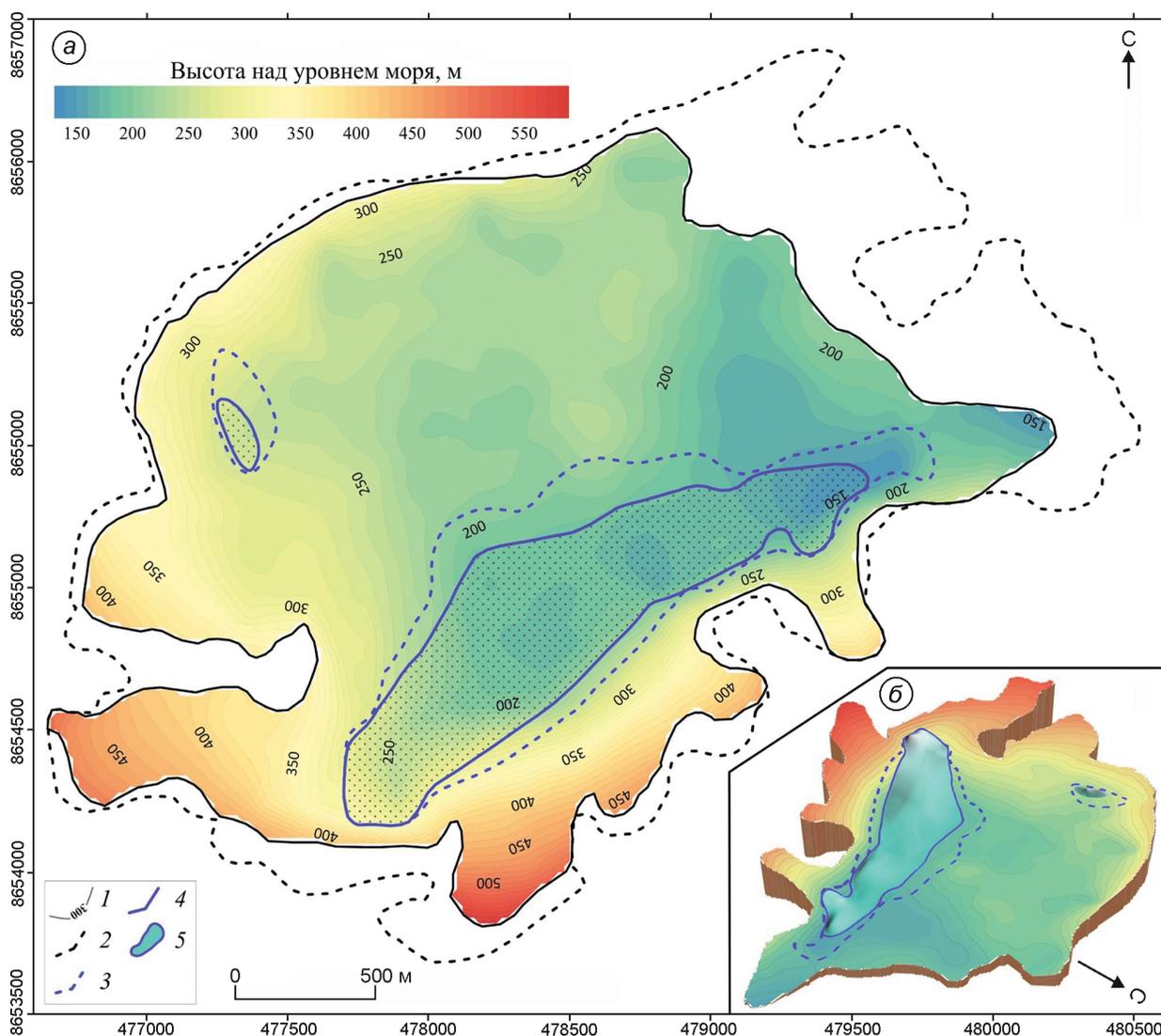
предусматривала: введение геометрии с использованием данных с ГНСС-приёмника и корректировку длины профиля; ввод статических поправок на смещение ГНСС-приёмника; полосовую и двумерную фильтрацию; определение скорости распространения электромагнитных волн в леднике по гиперболическим отражениям; миграцию разрезов (FK-Stolt) со средней скоростью 168 м/мкс, принятой для всего ледника; регулировку амплитуды сигнала для подчёркивания целевых объектов и горизонтов; пикирование горизонтов и экспорт глубин в текстовый формат; учёт толщины снежного покрова по данным снегомерной съёмки текущего года; корректировку данных 2019 г. к уровню 2018 г.; ввод рельефа в обработанные разрезы; построение карт и объёмных моделей ледника.

В процессе обработки радарограмм измеряли скорости по симметричным гиперболическим отражениям, отмеченным на большинстве разрезов [31]. Диапазон регистрируемых скоростей варьировал от 152 до 175 м/мкс. Существенный вклад в ошибку диагностики скорости по гиперболическим отражениям от «точечных» объектов вносит неверное определение расстояний вдоль исследуемого профиля [23]. С учётом относи-

тельной ошибки позиционирования вдоль профиля, не превышающей 0,4 м, диапазон погрешности измерения скорости составил  $\pm 1,2$  м/мкс для объекта на глубине 20 м и  $\pm 0,5$  м/мкс для объекта на глубине 70 м. Отметим, что на полученных радарограммах преобладали значения скорости выше 168 м/мкс (соответствуют льду в холодном состоянии [29]), а также наблюдалась тенденция к понижению значений скорости с глубиной (пример определения значений скорости по теоретическим годографам приведён на рис. 2). Поскольку одной из задач исследования было сопоставление новых и предшествующих данных о толщине ледника, для преобразования временных разрезов в глубинные мы использовали значение скорости, принятое в 1999 г. и равное 168 м/мкс [23], хотя оно может быть несколько занижено относительно реального.

## Результаты и обсуждение

В результате пикирования подошвы ледника по всем обработанным профилям построены карта рельефа и объёмная модель его ложа (рис. 3). Ошибка определения толщины ледни-



**Рис. 3.** Рельеф (а) и объёмная модель (б) ложа ледника Альдегонда с нанесённым контуром и поверхностью тёплого льда.

1 – изогипсы ложа ледника, м над ур. моря; 2 – контур ледника в 1999 г.; 3 – контур области тёплого льда в 1999 г.; 4 – контур области тёплого льда в 2018 г., помеченной точечным фоном; 5 – поверхность тёплого льда в 2018 г.

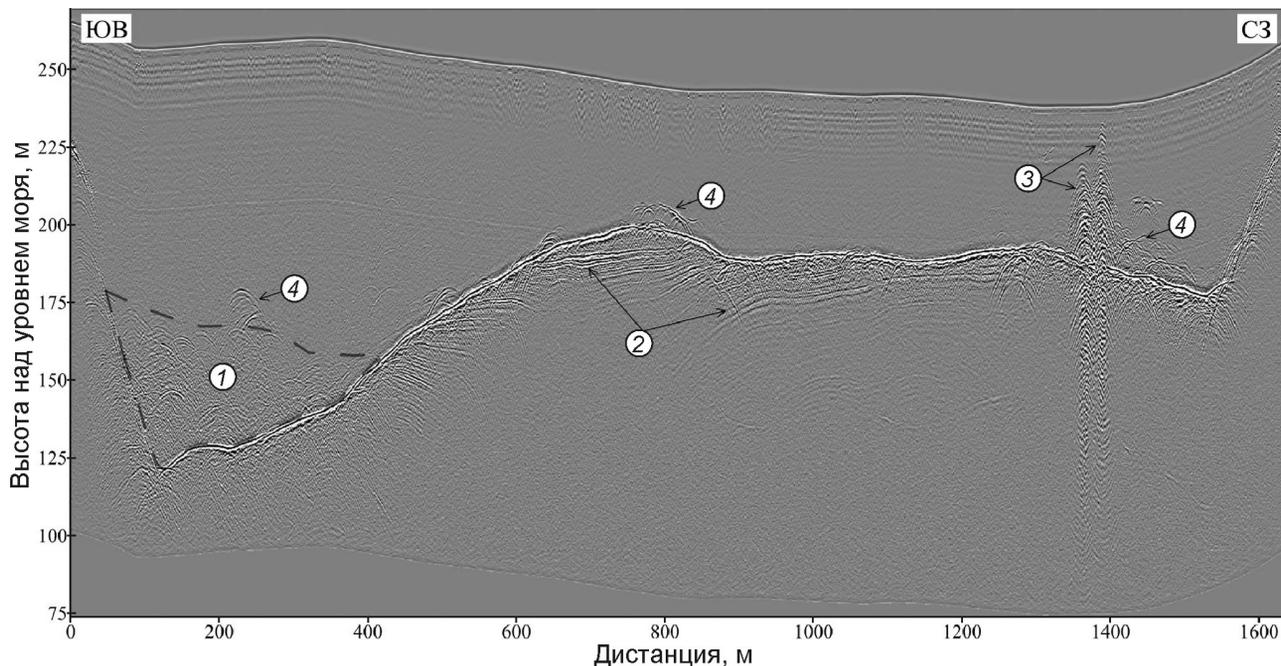
**Fig. 3.** Algedondabreen bedrock topography (a) and 3D view (b) with an outline and the upper surface of the temperate ice-core.

1 – contour lines of the glacier bed in m a.s.l.; 2 – glacier outline in 1999; 3 – outline of the temperate ice area in 1999; 4 – outline of the temperate ice area in 2018, also marked with a spot pattern; 5 – upper surface of the temperate ice-core in 2018

ка на пересечении профилей составляет не более 1 м, за исключением пересечения профилей по линиям 15 и 35–36 (см. рис. 1), где имеется невязка около 8 м, вероятно, связанная с большим наклоном границы в месте пересечения и невозможностью учесть боковое отражение при проведении процедуры 2D-миграции на профиле 35–36 [30]. Толщина ледника варьирует от первых метров в северо-восточной низкой части (язык ледника) до 166 м в юго-западной части ледника. Попереч-

ный профиль средней части подледниковой долины – неравномерный: у него крутой южный склон с углублением у подножия, на север ложе ледника постепенно повышается и в центральной части располагается сравнительно ровная приподнятая поверхность; к подножию северного склона глубины ложа вновь немного увеличиваются.

На полученных разрезах отмечено значительное количество локальных отражений, предположительно связанных с внутриледниковыми



**Рис. 4.** Георадиолокационный разрез с введённым рельефом по профилю LINE 15 (см. рис. 1).

1 – область распространения тёплого льда; 2 – геологические границы в породах, слагающих ложе ледника; 3 – вертикальные нарушения в леднике; 4 – возможное положение внутриледниковых каналов

**Fig. 4.** The GPR section with applied topography along the LINE 15 profile (see Fig. 1).

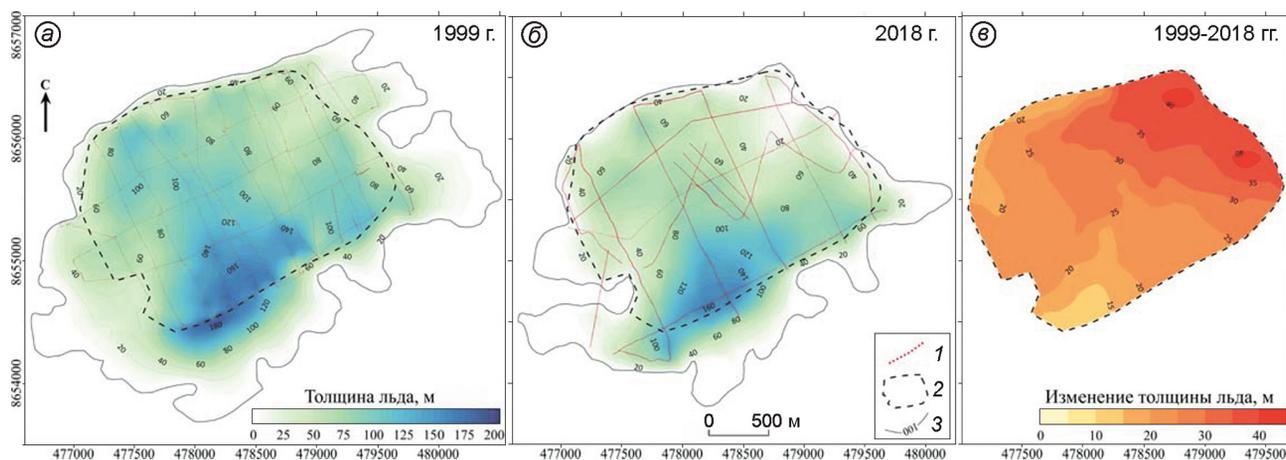
1 – temperate ice zone; 2 – geological boundaries in the rocks composing glacier bed; 3 – vertical disturbances in the glacier; 4 – possible location of englacial conduits

каналами (рис. 4), которые в основном зарегистрированы в придонной зоне ледника, располагаясь в его средней и нижней частях и образуя довольно разветвлённую дренажную сеть. Канал, расположенный в глубокой южной части ледника и зафиксированный над областью тёплого льда в результате работ 1999 г., также был прослежен на нескольких профилях и имеет приблизительно такое же положение, что и раньше. Дополнительно на радарограммах под подошвой ледника установлено наличие складчатых слоистых пород, слагающих поверхность долины (см. рис. 4). Вероятно, ложе ледника в основном сложено теми же коренными метаморфическими породами, которые присутствуют в обнажениях над ледником на бортах долины. В наиболее высокой, юго-западной части ледника прослежен небольшой участок (LINE 20) с терригенными осадочными породами, перекрывающими коренные породы (см. рис. 1).

Области с интенсивными отражениями в толще ледника прослеживаются на большинстве профилей и связаны с наличием тёплого льда, характерного для многих ледников Шпицбергена [13, 20]. Основная выделенная область

заполняет наиболее глубокую часть ледника и имеет вытянутую форму в соответствии с подлёдным рельефом. Происхождение выделяемых областей объясняется повышением температуры внутри ледника до значений близких к  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и образованием водных включений, представляющих собой высококонтрастные объекты для электромагнитного сигнала [29]. В работе, выполненной в 1999 г., эти области также были зафиксированы, но тогда детальный анализ распространения тёплого льда не проводили.

С целью определения величины стаивания ледника вычисленные глубины были сопоставлены со значениями глубин, полученными в мае 1999 г. [23]. Две карты толщины льда 1999 и 2018 гг. были совмещены по общим координатам в системе UTM. При расчёте глубин использовался алгоритм интерполяции Kriging с сеткой  $25 \times 25$  м. Поскольку плотность новой сети профилей меньше по сравнению со старой, для более достоверного сопоставления полученных глубин дополнительно был использован продольный профиль через центральную часть ледника, полученный сотрудами Института гео-



**Рис. 5.** Толщина ледника Альдегонда по данным георадиолокационной съёмки в 1999 г. (а), в 2018 г. (б) и изменение толщины льда за 19 лет на общей площади съёмки (в).

1 – точки измерения толщины льда вдоль георадиолокационных профилей; 2 – контур общей площади съёмки; 3 – изопахиты толщины льда

**Fig. 5.** Ice thickness of Aldegondabreen from RES survey data in 1999 (a), in 2018 (b), and change of ice thickness over 19 years in the area common for both surveys (c).

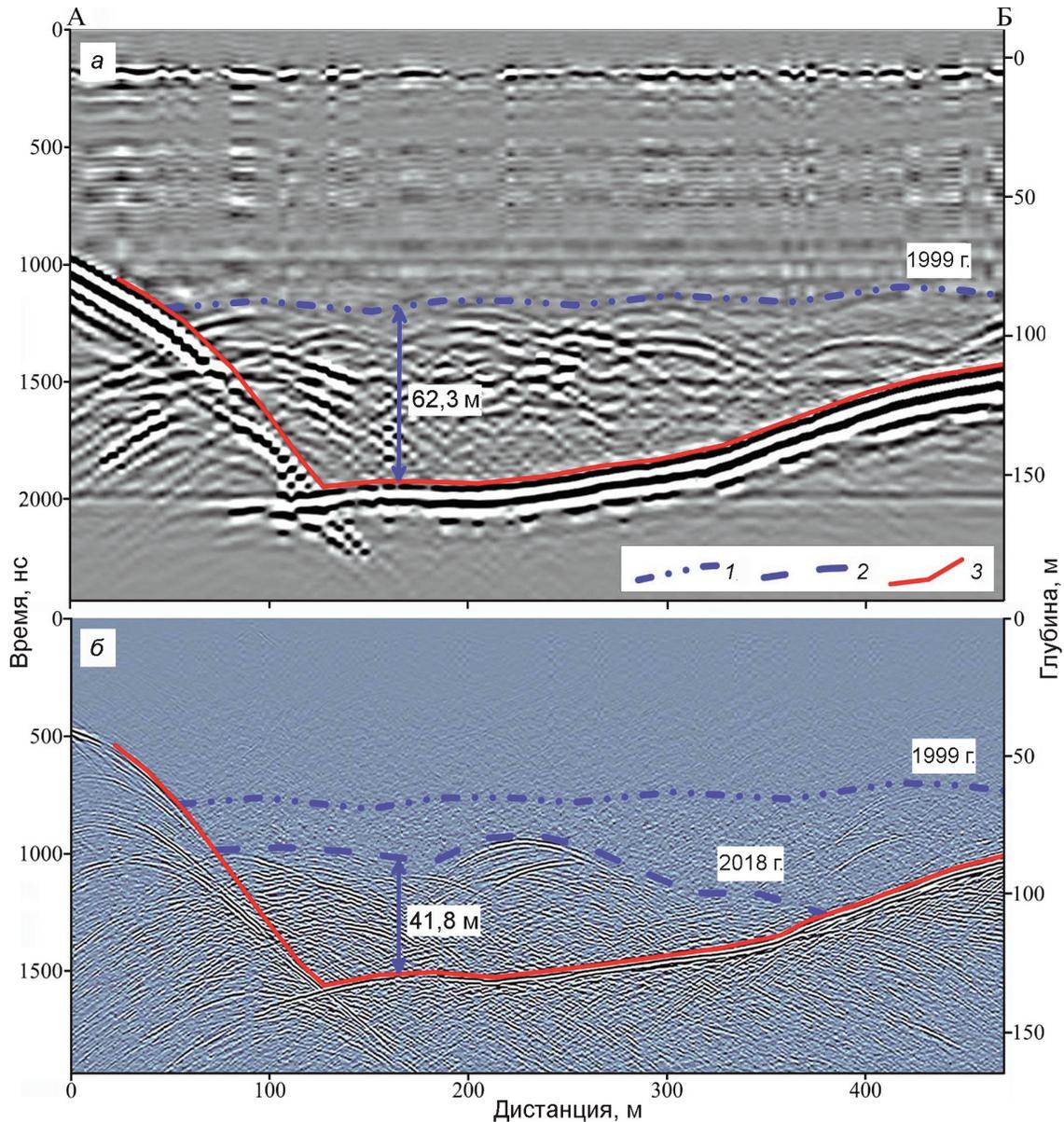
1 – points of measuring ice thickness along GPR profiles; 2 – contour of common survey area; 3 – isopachs of ice thickness

графии РАН в 2015 г. Несмотря на различную сеть профилей и разную точность привязки, удалось сопоставить глубины по общему контуру измерений и построить карту изменения толщины льда (рис. 5). В среднем за 19 лет по данным георадиолокационных измерений толщина ледника уменьшилась на 25 м ( $-1,32$  м/год), при этом наибольшие изменения (до 40 м) отмечены в низкой, северо-восточной части ледника.

Современный объём льда находился путём сопоставления полученных значений толщин с цифровой моделью поверхности ледника, рассчитанной по результатам геодезической съёмки 2018 г. [19]. На участках, не охваченных съёмкой (юго-восточная, крутая часть ледника), использовали значения высот из цифровой модели ArcticDEM 2015 г., скорректированные с помощью новых геодезических данных. Контур ледника получен с помощью космических изображений Landsat-8, полученных в год проведения съёмки. Его площадь составила  $5,34$  км<sup>2</sup>. Толщину льда на участках, не охваченных съёмкой, определяли путём интерполяции между точками измерений и контуром ледника. Вычисленный таким образом общий объём льда в 2018 г. равен  $0,278$  км<sup>3</sup>. При отсутствии данных о высотах поверхности ледника в 1999 г. объём льда на тот момент рассчитывали от поверхности наблюдения, т.е. не учитывали возможные локальные изме-

нения высоты ледника в точках, расположенных между профилями георадиолокации. Поскольку наблюдения были выполнены по плотной и достаточно равномерной сети наблюдений, вероятность ошибки в значении полученного объёма в данном случае невелика. Рассчитанный таким образом объём составил  $0,437$  км<sup>3</sup>. Площадь ледника в 1999 г., измеренная по космическому изображению Landsat-7, равна  $6,94$  км<sup>2</sup>. Сравнение полученных данных показывает, что изменение объёма по данным повторных георадиолокационных исследований за 19 лет составило  $-36,4\%$ , а площадь ледника при этом сократилась на  $23,1\%$ .

Чтобы оценить, как изменилось состояние тёплого ядра ледника, выполнено пикирование кровли слоя с интенсивными внутриледниковыми отражениями на записях 2018–2019 гг. и вновь были обработаны радарограммы 1999 г. На основе полученных значений очерчен контур распространения тёплого льда, а также рассчитан его объём. Расчёты площади и объёма на участках, не охваченных съёмкой 1999 г., но выделенных как тёплые в 2018 г., выполняли в предположении, что они были таковыми и 19 лет назад. Пример сопоставления радарограмм по одному из профилей показан на рис. 6. В результате расчётов установлено, что в 2018 г. площадь распространения тёплого льда составляла  $0,804$  км<sup>2</sup>, а его объём –  $0,020$  км<sup>3</sup> при сред-



**Рис. 6.** Сопоставление радарограмм 1999 (а) и 2018 гг. (б) на близко расположенных участках профилей (см. рис. 1). 1 – положение верхней границы тёплого льда в 1999 г. по измерениям локатором ВИРЛ-2 на частоте 40 МГц; 2 – положение верхней границы тёплого льда в 2018 г. по измерениям локатором PulseEKKO PRO на частоте 50 МГц; 3 – положение ложа ледника

**Fig. 6.** Comparison of radarograms in 1999 (a) and 2018 (b) along closely located profiles (see Fig. 1) 1 – location of the upper boundary of temperate ice in 1999 registered by the VIRL-2 system at 40 MHz; 2 – location of the upper boundary of temperate ice in 2018 registered PulseEKKO PRO system at 50 MHz; 3 – glacier bedrock

ней мощности слоя 24,8 м. В 1999 г. эти значения были следующие: 1,196 км<sup>2</sup>, 0,035 км<sup>3</sup> и 29,0 м соответственно. Таким образом, за 19 лет площадь распространения тёплого льда сократилась на 32,7%, а его объём – на 42,5%. Полученные значения позволяют сделать вывод, что деградация тёплого ядра ледника происходит быстрее, чем его поверхностное стайвание.

### Заключение

Выполненные георадиолокационные исследования 2018–2019 гг. позволили проследить границу подошвы ледника Альдегонда, определить его толщину и сопоставить полученные значения с наблюдениями 1999 г. В результате обработки данных, полученных в 1999 г., удалось выделить и

оконтурить участки тёплого льда и сопоставить их с современными. Установлено, что площадь ледника за истёкший период сократилась на 23,1%, а объём – на 36,4%, при этом площадь тёплого ядра уменьшилась на 32,7%, а его объём – на 42,5%. Таким образом, относительные темпы внутренних ледниковых изменений, связанные с тёплым ядром, были выше, чем внешние изменения ледника. Доля тёплого льда в общем объёме ледника снизилась с 8 до 7%. Полученные результаты показывают, что наблюдаемое сокращение ледника Альдегонда, которое происходит на фоне общего роста температур воздуха на архипелаге, сопровождается его постепенным внутренним охлаждением. Вероятно, в ближайшем будущем это приведёт к трансформации ледника из политермического типа в холодный.

Применение современной аппаратуры расширяет область применения георадара на ледниках. Он позволяет уточнить и детализировать его внутреннюю структуру. Использование высокоточных ГНСС даёт возможность получать более достоверные значения скорости распространения волн в ледниковой толще и соответственно

точнее оценивать толщину ледников и влажность тёплого льда. Регулярные повторные геофизические исследования внутреннего строения политермических ледников Шпицбергена могут стать важным звеном в системе долговременного мониторинга изменений климата и природной среды архипелага.

**Благодарности.** Исследования выполнены в рамках работ по программе Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ» и тематики НИОКР Росгидромета, а также по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) и при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067.

**Acknowledgements.** The studies were carried out as part of the program of the Russian scientific Arctic expedition on the Spitsbergen (RAE-S) of FSBI «AARI», the R&D topics of Roshydromet and under the State contract № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) and with support of RFBR grant № 18-05-60067.

## Литература

1. Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. V. 568. P. 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.
2. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016) // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7. P. 96. doi: 10.3389/feart.2019.00096.
3. Box J.E., Colgan W.T., Wouters B., Burgess D.O., O'Neel S., Thomson L.I., Mernild S.H. Global sea-level contribution from Arctic land ice: 1971–2017 // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13 (12). 125012. doi: 10.1088/1748-9326/aaf2ed.
4. Morris A., Moholdt G., Gray L. Spread of Svalbard glacier mass loss to Barents Sea margins revealed by CryoSat-2 // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2020. V. 125. № 8. e2019JF005357. doi: 10.1029/2019JF005357.
5. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. № 18. L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
6. James T.D., Murray T., Barrand N.E., Sykes H.J., Fox A.J., King M.A. Observations of enhanced thinning in the

## References

1. Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*. 2019, 568: 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.
2. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016). *Frontiers in Earth Science*. 2019, 7: 96. doi: 10.3389/feart.2019.00096.
3. Box J.E., Colgan W.T., Wouters B., Burgess D.O., O'Neel S., Thomson L.I., Mernild S.H. Global sea-level contribution from Arctic land ice: 1971–2017. *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (12): 125012. doi: 10.1088/1748-9326/aaf2ed.
4. Morris A., Moholdt G., Gray L. Spread of Svalbard glacier mass loss to Barents Sea margins revealed by CryoSat-2. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2020, 125 (8): e2019JF005357. doi:10.1029/2019JF005357.
5. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
6. James T.D., Murray T., Barrand N.E., Sykes H.J., Fox A.J., King M.A.: Observations of enhanced thinning in the

- upper reaches of Svalbard glaciers // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1369–1381. doi: 10.5194/tc-6-1369-2012.
7. *Małeckı J.* Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
  8. *Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Käb A.M., Luks B., Małeckı J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J.J.* Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 156. doi: 10.3389/feart.2020.00156.
  9. *Kotlyakov V., Arkhipov S., Henderson K., Nagornov O.* Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23 (11). P. 1371–1390. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.013.
  10. *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 Surface*. 2015. V. 120. № 10. P. 2220–2236. doi:10.1002/2015JF003517.
  11. *Fürst J.J., Navarro F., Gillet-Chaulet F., Huss M., Moholdt G., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Ai S., Benham T.J., Benn D.I., Björnsson H., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Kohler J., Lavrentiev I., Lindbäck K., Melvold K., Pettersson R., Rippin D., Saintenoy A., Sánchez-Gómez P., Schuler T.V., Sevestre H., Vasilenko E., Braun M.H.* The ice-free topography of Svalbard // *Geophys. Research Letters*. 2018. V. 45. P. 11,760–11,769. doi: 10.1029/2018GL079734.
  12. *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. С. 23–38. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
  13. *Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., 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. 149–166. doi: 10.15356/20766734-2019-2-430.
  14. *Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nuttall A.* The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2003. V. 36. P. 110–116. doi: 10.3189/172756403781816275.
  15. *Murray T., James T., Macheret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H.* Geometric Changes in a Tidewater Glacier in Svalbard during its Surge Cycle // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
  16. *Jiskoot H., Murray T., Boyle P.* Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 412–422. doi: 10.3189/172756500781833115.
  17. *Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Käb A.* Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. № 52. P. 50–60. doi: 10.3189/172756409789624265.
  18. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
  19. *Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R.* Estimation of mass balance upper reaches of Svalbard glaciers. *The Cryosphere*. 2012. 6: 1369–1381. doi:10.5194/tc-6-1369-2012.
  7. *Małeckı J.* Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
  8. *Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Käb A.M., Luks B., Małeckı J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J.J.* Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 156. doi: 10.3389/feart.2020.00156.
  9. *Kotlyakov V., Arkhipov S., Henderson K., Nagornov O.* Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23 (11): 1371–1390. doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.013.
  10. *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 Surface*. 2015, 120 (10): 2220–2236. doi: 10.1002/2015JF003517.
  11. *Fürst J.J., Navarro F., Gillet-Chaulet F., Huss M., Moholdt G., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Ai S., Benham T.J., Benn D.I., Björnsson H., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Kohler J., Lavrentiev I., Lindbäck K., Melvold K., Pettersson R., Rippin D., Saintenoy A., Sánchez-Gómez P., Schuler T.V., Sevestre H., Vasilenko E., Braun M.H.* The ice-free topography of Svalbard. *Geophys. Research Letters*. 2018, 45: 11,760–11,769. doi: 10.1029/2018GL079734.
  12. *Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Matskovsky V.V., Muravyev A.Y.* Reserve 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. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38. [In Russian].
  13. *Macheret Y.Y., 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. Ice and Snow*. 2019, 59 (2): 149–166. doi: 10.15356/20766734-2019-2-430. [In Russian].
  14. *Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nuttall A.* The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard. *Annals of Glaciology*. 2003, 36: 110–116. doi: 10.3189/172756403781816275.
  15. *Murray T., James T., Macheret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H.* Geometric Changes in a Tidewater Glacier in Svalbard during its Surge Cycle. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2012, 44 (3): 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
  16. *Jiskoot H., Murray T., Boyle P.* Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *Journ. of Glaciology*. 2000, 46 (154): 412–422. doi: 10.3189/172756500781833115.
  17. *Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Käb A.* Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (52): 50–60. doi: 10.3189/172756409789624265.
  18. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
  19. *Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R.* Estimation of mass balance

19. Терехов А.В., Тарасов Г.В., Сидорова О.Р., Демидов В.Э., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 192–200. doi: 10.31857/S2076673420020033.
20. Лаврентьев И.И. Строение и режим ледников Земли Норденшельда (Шпицберген) по данным дистанционных и следований: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008. 24 с.
21. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.
22. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
23. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
24. Mavlyudov B.R. About new type of subglacial channels, Spitsbergen. Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions / Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of Geography RAS, 2005. P. 54–60. <https://istina.ips.ac.ru/collections/84215851/>.
25. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal Glacier Hydrology: A review // Review of Geophysics. 2011. V. 49. № 4. RG4002. doi: 10.1029/2010RG000350.
26. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Midre Lovénbreen, Svalbard. In: The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers (Extended Abstracts). 2007. IASC Working Group on Arctic Glaciology Meeting. Pontresina (Switzerland). IMAU.
27. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фригтоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
28. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 3–10. doi: 10.3189/2012JoG11J018.
29. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
30. Lapazaran J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F. 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.
31. Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 3–10.
- of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (2): 192–200. doi: 10.31857/S2076673420020033. [In Russian].
20. Lavrentiev I.I. The structure and regime of glaciers in Nordenskjold Land (Spitsbergen) based on remote sensing data. PhD-theses. Moscow: MSU, 2008: 24 p. [In Russian].
21. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // Annals of Glaciology. 2005, 42: 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.
22. Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].
23. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Navarro F.J., Tokarev M.Yu., Kalashnikov A.Yu., Miroshnichenko D.E., Reznikov D.S. Radiophysical studies of Aldegondabreen, Spitsbergen in 1999. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 86–99. [In Russian].
24. Mavlyudov B.R. About new type of subglacial channels, Spitsbergen. Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions. Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of Geography RAS, 2005: 54–60. <https://istina.ips.ac.ru/collections/84215851/>.
25. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal Glacier Hydrology: A review. Review of Geophysics. 2011, 49 (4): RG4002. doi: 10.1029/2010RG000350.
26. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Midre Lovénbreen, Svalbard. In The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers (Extended Abstracts). 2007, IASC Working Group on Arctic Glaciology Meeting. Pontresina (Switzerland). IMAU.
27. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y. Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 1 (125): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
28. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009. Journ. of Glaciology. 2012, 58 (207): 3–10. doi: 10.3189/2012JoG11J018.
29. Macheret Y.Y. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 389 p. [In Russian].
30. Lapazaran J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F. 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.
31. Macheret Y.Y. Estimation of water content in glaciers using hyperbolic reflections. MGI. 2000, 89: 3–10. [In Russian].

**Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году**© 2021 г. Д.А. Ганюшкин<sup>1\*</sup>, О.С. Конькова<sup>1</sup>, К.В. Чистяков<sup>1</sup>, А.А. Екайкин<sup>1,2</sup>, И.В. Волков<sup>1</sup>, Д.В. Банцев<sup>1</sup>, А.В. Терехов<sup>2</sup>, Е.П. Кунаева<sup>1,3</sup>, Ю.Н. Курочкин<sup>1</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; <sup>2</sup>Арктический и Антарктический институт, Санкт-Петербург, Россия; <sup>3</sup>Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Пушкин, Россия  
\*d.ganyushkin@spbu.ru**The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015**D.A. Ganyushkin<sup>1\*</sup>, O.S. Konkova<sup>1</sup>, K.V. Chistyakov<sup>1</sup>, A.A. Ekaykin<sup>1,2</sup>, I.V. Volkov<sup>1</sup>, D.V. Bantcev<sup>1</sup>, A.V. Terekhov<sup>2</sup>, E.P. Kunaeva<sup>1,3</sup>, Yu.N. Kurochkin<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>Pushkin Leningrad State University, Pushkin, Russia  
d.ganyushkin@spbu.ru

Received May 19, 2020 / Revised July 13, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *recent glaciation, small glaciers, Altai-Sayan mountain region, dispersed glacierization.***Summary**

Catalogues and maps of glaciers (for 2015) of Shapshal Glacier Center, located in the eastern part of the Russian Altai, have been created based on the first field glaciological observations and space images interpretation. In total 123 glaciers with the total area of 14.07 km<sup>2</sup> have been allocated. In comparison with the data from the Glacier Inventory of the USSR (1955–1965), the total area of the glaciers has decreased by more than 2 times. The lower limit of glacier development is 2475 m, to the south-east of the region it rises by 1 km, the height of the firm line rises from 2860 m to 3460 m, respectively. Small glaciers prevail (70% of glaciers have an area less than 0.1 km<sup>2</sup>, the area of the largest glacier is 0.9 km<sup>2</sup>). In terms of quantity and area, cirque glaciers predominate, there are no valley glaciers. The largest numbers of glaciers have northern and northeastern exposure, with the largest areas of glaciers concentrated on the north-eastern slopes. The highest glaciation intensity has been detected on the eastern slope of the Skalistiy Ridge and the northeastern slope of the southern part of the Shapshalsky Ridge in the upper reaches of the Chon-Khem River, which are optimal for glaciers by a combination of mountain heights and position relative to moisture-bearing atmospheric flows. To the west of these areas, intensity of glacierization decreases due to lower mountain heights, to the east – due to lower precipitation. In general, with low (0.1 km<sup>-1</sup> and less) intensity of glacierization, the Shapshal Centre is an area of dispersed glaciation, most glaciers of which are on the verge of disappearance.

**Citation:** Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Volkov I.V., Bantcev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N. The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 38–57. [In Russian]. doi: 1031857/S2076673421010070.

*Поступила 19 мая 2020 г. / После доработки 13 июля 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.*

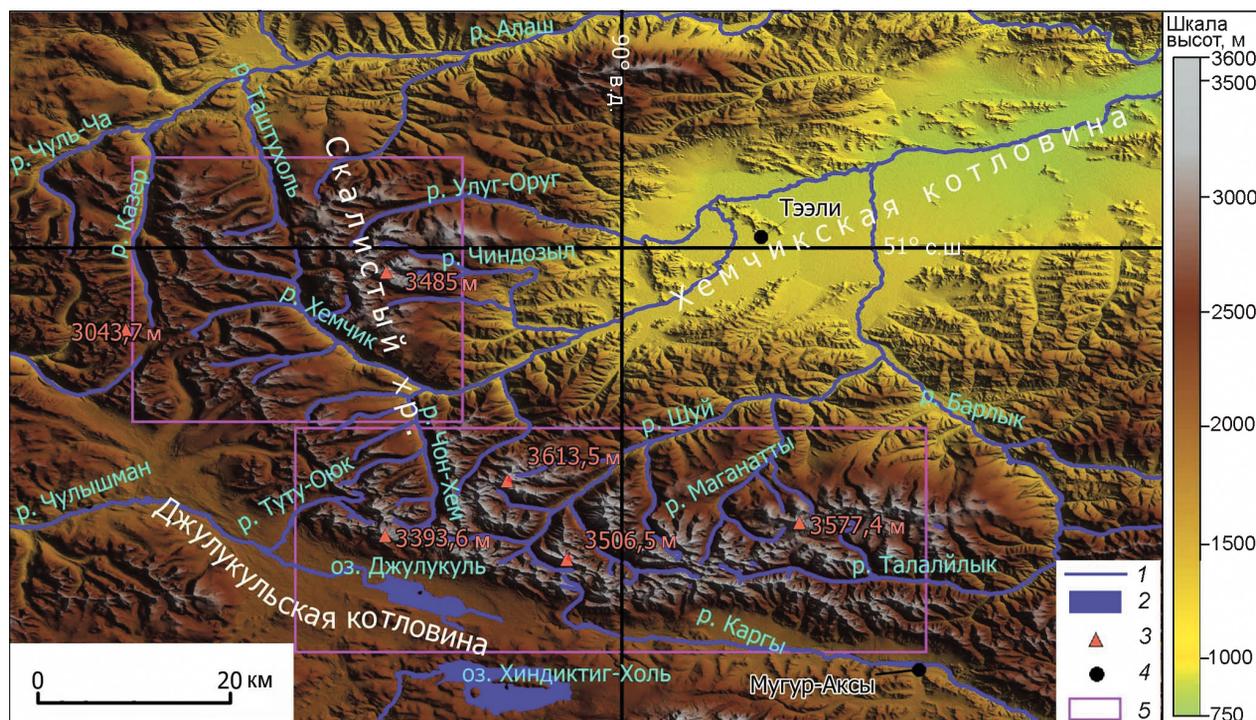
**Ключевые слова:** *современное оледенение, малые ледники, Алтае-Саянская горная страна, дисперсное оледенение.*

Получены новые карты и каталог ледников мало исследованного Шапшальского центра оледенения на Восточном Алтае. По состоянию на 2015 г. здесь насчитывалось 123 ледника суммарной площадью 14,07 км<sup>2</sup>. По сравнению с данными 1955–1965 гг. суммарная площадь ледников сократилась более чем вдвое. Преобладают малые каровые ледники северо-восточной и северной экспозиций. Площади ледников и интенсивность оледенения убывают с северо-запада на юго-восток.

**Введение**

Под Шапшальским центром оледенения мы понимаем ледники собственно Шапшальского хребта, хребтов Цаган-Шибэту и Скалистый, а также их отрогов. Географическое положение Шапшальского горного хребта и его юго-восточного продолжения – хр. Цаган-Шибэту – примечательно по ряду причин. Во-первых, распо-

лагаясь в самом центра Алтае-Саянской горной страны, они находятся на стыке систем горных хребтов Алтая и Саян, представляя собой своеобразный мост между ними: субмеридиональный Шапшальский хребет относится к Алтаю, а субширотный хр. Цаган-Шибэту – к системе Саян-Танну-Ола. Во-вторых, они служат водоразделом между бассейнами рек Оби (верховья р. Чулышман), Енисея (верховья р. Хемчик) и



**Рис. 1.** Положение района исследования:

1 – реки; 2 – озёра; 3 – вершины; 4 – ближайшие метеостанции; 5 – границы территории, показанной на рис. 2

**Fig. 1.** The position of the study area:

1 – rivers; 2 – lakes; 3 – peaks; 4 – nearest weather stations; 5 – borders of the territory shown in Fig. 2

бессточными котловинами Монголии (р. Каргы, бассейн оз. Урэг-Нур). В-третьих, они располагаются на стыке западно-сибирского типа климата (согласно М.В. Трону [1]), при котором значительное количество осадков выпадает в условиях западного переноса на протяжении всего года, и монгольского климата, для которого характерна повышенная континентальность, малое количество осадков с чётко выраженным летним максимумом.

Служащее водоразделом между бассейном р. Енисей с северо-востока, бассейном р. Обь с запада и зоной внутреннего стока с южной стороны возвышение Шапшальского хребта и хр. Цаган-Шибэту представляет собой вытянутую с северо-запада на юго-восток дугу протяжённостью около 260 км, обращённую выпуклой стороной на юго-запад (рис. 1). Юго-западные склоны хребтов крутые и короткие, слабо расчленённые речными долинами, напротив, северо-восточные склоны – относительно протяжённые и сильно изрезанные; здесь к основному водоразделу прилегают хребты и горные массивы меньшего порядка. Примерно 160 из

260 км общего протяжения водораздела приходятся на долю Шапшальского хребта, который начинается на стыке Абаканского хребта и Западного Саяна и протягивается в южном, а затем в юго-восточном направлении вплоть до перевала Шапшал (3109 м). Максимальная высота северной части хребта – в пределах 2500–3200 м, в южной части наиболее высокие вершины достигают высоты 3400–3500 м (высшая точка 3507 м). Ещё более высокие отметки (до 3613,5 м, гора Ак-Оюк) имеют отдельные отроги, протягивающиеся от южной части хребта на северо-восток. Субширотное продолжение Шапшальского хребта – хр. Цаган-Шибэту – в западной части превышает высоту 3400 м, к востоку высотные отметки вершин постепенно снижаются до 3200–3000 м. Как и на Шапшальском хребте, с севера к нему примыкают отроги и отдельные горные массивы, местами превышающие высоты основного водораздела.

В северной части исследуемой территории расположено относительно изолированное горное поднятие – Скалистый хребет и его отроги, отделённые от системы Шапшальского хребта

глубокой долиной рек Хемчик, Малый Хемчик и Таштухоль. Высоты здесь достигают 3485 м (гора Менгулек) (см. рис. 1). В гидрологическом отношении большая часть исследуемого района (98% современных ледников) относится к бассейну р. Енисей (бассейны верховьев р. Хемчик и Алаш), хотя захватывает и бассейн р. Обь (верховья р. Чулышман), а также бассейн внутреннего стока (верховья р. Каргы, текущей в бессточное оз. Урэг-Нур; современные ледники здесь отсутствуют, хотя они существовали здесь в малый ледниковый период.

Климатические условия данной территории изучены слабо. Ближайшие метеостанции (ГМС) – Тээли (абсолютная высота 983 м) и Мугур-Аксы (абсолютная высота 1830 м) расположены в Хемчикской котловине и в долине р. Каргы соответственно. Отметим, что, располагаясь на расстоянии 40–60 км от ледниковых высокогорий и находясь в их орографической тени, они дают лишь приближённое представление о климатических условиях существования ледников. Исходя из данных ГМС, климат территории можно характеризовать как холодный и аридный. Среднегодовая температура за весь период наблюдений (с 1966 по 2018 г.) для ГМС Мугур-Аксы составила  $-2,3$  °С, для ГМС Тээли –  $-1,5$  °С (1961–2018 гг.). Зимой преобладает юго-западное направление атмосферного переноса, летом – западное и северо-западное, при этом с высотой повторяемость юго-западных ветров растёт [2]. Среднегодовое количество осадков невелико – 144 и 196 мм соответственно. Увеличение количества осадков на ГМС Тээли по сравнению с ГМС Мугур-Аксы, несмотря на большую относительную высоту последней, отражает общий рост количества осадков с юга на север, что соответствует переходу от монгольского к западно-сибирскому типам климата. В западно-северо-западном направлении, откуда идёт основной приток влагонесущих потоков через долину р. Чулышман, увеличение осадков должно быть выражено лучше, но, к сожалению, для этого участка практически полностью отсутствуют метеоданные. Существуют оценки количества осадков на западном склоне Шапшальского хребта по гидрологическим данным. Согласно им, количество осадков здесь равно 800–1000 мм [3, 4]. По гляциоклиматическим расчётам, на территории Шапшальского хребта годовое количество осадков на высоте границы питания ледников достигает 1020 мм [5].

## Постановка проблемы

Первые наблюдения ледников Шапшальского хребта связаны с исследованиями В.В. Сапожникова, впервые закартировавшего два ледника к востоку от перевала Шапшал [6]. Начало работ по обзору оледенения, основанному на анализе топографических карт и аэрофотоснимков, относится к началу 1960-х годов [7, 8]. В работе Е.Д. Донченко было проанализировано сокращение ледников с максимума малого ледникового периода. Наиболее детальное исследование современного оледенения – это работа, посвящённая бассейну р. Хемчик в одном из разделов Каталога ледников СССР [2], содержащего информацию о ледниках за 1955–1965 гг.

Новые материалы о ледниках этого региона появились в последние годы благодаря пополнению базы данных GLIMS и Глобального каталога ледников RGI [9, 10]. Глобальный каталог ледников RGI-6 содержит данные по состоянию на 2011 г. Тем не менее, со времён публикации Е.Д. Донченко в 1962 г. не появилось никаких работ, посвящённых анализу состояния оледенения региона, несмотря на произошедшие за полвека значительные изменения ледников Алтае-Саянского региона [11, 12]. Так, никакого анализа данных в RGI-6 по этому району нет. Кроме того, сами данные были получены по снимкам Landsat с разрешением 30 м, что для идентификации малых ледников (площади ледников региона не превышают  $0,9$  км<sup>2</sup>) недостаточно и приводит к существенным неточностям. Отметим, что использование современных снимков высокого разрешения позволяет в настоящее время с большей точностью определить новейшее состояние ледников и даже дополнить Каталог современных ледников новыми, ранее не обнаруженными ледниками.

Современное оледенение Шапшальского центра пока изучено недостаточно. В то же время малые ледники служат надёжным индикатором климатических изменений, о которых для данной территории информации весьма мало из-за недостаточного числа ГМС и их расположения в котловинах. Велика и гидрологическая роль ледников, которые питают большое число рек в истоках Енисея и Оби. Наконец, сокращение ледников вызывает активизацию экзогенных процессов, а также образование и прорывы приледниковых озёр. Информация о современ-

Таблица 1. Спутниковые снимки, использованные в работе

Индекс (ID); режим: П – панхроматический; М – мультиспектральный	Дата съёмки	Спутник	Пространственное разрешение, м
201509110426017_E090N51_06742_7933; П	11.09.2015 г.	SPOT 6	1,5
201509110426017_E090N51_06742_7933; М			6,0
201509110426017_E090N51_06742_7934; П			1,5
201509110426017_E090N51_06742_7934; М			6,0
201509110427276_E090N50_02602; П			1,5
201509110427276_E090N50_02602; М			6,0
5 218-248 14/07/21 04:20:49 1 J; М	21.07.2014 г.	SPOT 5	10
5 218-247 12/09/02 05:07:47 1 T; П	02.09.2012 г.		5
5 217-248 12/09/02 05:07:55 1 T; П			5
5 216-247 12/09/12 05:15:09 1 T; П			5
1030010043AA2F00; М	26.06.2015 г.	World View-2	1,8
10300100469CBE00; М	28.07.2015 г.		1,8
101001000FD0B800; М	18.07.2012 г.	Quick Bird	2,4
L4143025_02519890919; М	19.09.1989 г.	Landsat-4	30
L71143025_02520010904; М	04.09.2001 г.	Landsat-7	15
L71143025_02520100828; М	28.08.2010 г.		15
LE71430242015206NPA00; М	25.07.2015 г.		30, 15
LE71440242015213NPA00; М	01.08.2015 г.		30, 15
LC81430252015214LGN01; М	02.08.2015 г.	Landsat-8	30, 15
LE71420252015215EDC00; М	03.08.2015 г.	Landsat-7	30, 15
LC81440242015221LGN01; М	09.08.2015 г.	Landsat-8	30, 15
LE71430252015222NPA00; М	10.08.2015 г.	Landsat-7	30, 15
LC81420252015223LGN01; М	11.08.2015 г.	Landsat-8	30, 15
LC81430252015230LGN01; М	18.08.2015 г.		30, 15
LE71420252015231EDC00; М	19.08.2015 г.	Landsat-7	30, 15
LC81420252015239LGN01; М	27.08.2015 г.	Landsat-8	30, 15
LC81430252015246LGN01; М	03.09.2015 г.		30, 15
LC81440242015253LGN01; М	10.09.2015 г.		30, 15
LE71430252015254NPA00; М	11.09.2015 г.	Landsat-7	30, 15
LC81420252015255LGN01; М	12.09.2015 г.	Landsat-8	30, 15
LC81430252015262LGN01; М	19.09.2015 г.		30, 15
LC81430252015278LGN02; М	05.10.2015 г.		30, 15

ных ледниках необходима для исследований в каждом из перечисленных направлений. Наша работа призвана заполнить отмеченные пробелы в изученности ледников данной территории.

### Материалы и методы

Основой работы послужило дешифрирование в ручном режиме космических снимков и аэрофотоснимков, а также результаты полевых работ 2016 г., которые были проведены на втором по величине леднике данной территории – № 54. Площади ледников определяли на основе

снимков SPOT 6 от 11.09.2015 г. (табл. 1), которые обеспечивали полное покрытие исследуемой территории. Остальные снимки играли вспомогательную роль (определение высоты фирновой границы, правильная интерпретация участков, сильно затенённых, закрытых облачностью или сезонным снежным покровом на снимках SPOT 6). Снимки SPOT 6 получены от компании Сканекс с первичной радиометрической коррекцией и ортотрансформацией по SRTM 90 м. Далее авторы настоящей статьи использовали программный комплекс ScanEx Image Processor для фотограмметрической и тематической обработки изображений.

Были выполнены: радиометрическая обработка изображений; улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening); фильтрация изображений; автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных; ортотрансформирование по цифровой модели рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second). Кроме того, определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны.

Дешифрирование проводилось в программной среде GIS – Mapinfo и ArcGIS. При дешифрировании ледников была принята минимальная площадь для картирования 0,01 км<sup>2</sup>. Систематическая ошибка составляла ±1 пиксел (1,5 м). Она вычислялась по формуле [13]

$$A_{er} = 100\%(nm)/A_{gl}, \quad (1)$$

где  $A_{er}$  – ошибка, %;  $n$  – число пикселей;  $m$  – пространственное разрешение снимка, выраженное в виде площади пикселя, м<sup>2</sup>;  $A_{gl}$  – площадь ледника, м<sup>2</sup>.

По результатам расчётов с помощью базовых снимков, использовавшихся для дешифрирования (SPOT 6, панхроматические), максимальная ошибка равна 16,0%, средняя – 4,2%. На участках, где не велись полевые наблюдения, граница между ледниками и мёртвым льдом находилась при помощи индикаторов, определённых в работе [14]: 1) индикаторы активного льда – сглаженный характер скоплений обломочного материала на его поверхности, его линейная вытянутость в плане, связанная с движением, обтекание его водотоками, как правило, сходящимися к нижней точке ледника; 2) индикаторы мёртвого льда – неровная поверхность скоплений обломочного материала, термокарстовые водоёмы на его поверхности, несходимость водотоков и наличие пионерной растительности. Добавим ещё один признак мёртвого льда – уход водотоков в тоннели с последующим выходом ниже по склону [10]. Часто при дешифрировании космических снимков возникают ошибки, связанные с наличием смежных с ледниками заснеженных поверхностей и участков затенения. Чтобы избежать их, использовали снимки, сделанные в конце сезона абляции, в период наименьшей заснеженности. Кроме того, в качестве вспомогательного средства рассматривались снимки тех же территорий, полученные в другие

моменты времени и с другим углом падения солнечных лучей.

Для составления Каталога ледников использовалась глобальная цифровая модель рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second) [15]. Минимальные, максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников определяли автоматически на основе ЦМР в программе Global Mapper v.18.0 (digitizer tool). С целью верификации данных, полученных по дистанционным материалам, применяли полевые материалы от 21.07.2016 г., когда мы посещали ледник № 78 – второй по площади ледник исследуемой территории. Именно тогда были проведены GPS-привязка языка ледника и закладка реперов, а также сделано GPS-маркирование его границы питания. Выполняли также наземно-визуальные наблюдения и фотографирование соседних ледников (№ 79, 80). Вспомогательную роль при составлении Каталога играли топографические карты масштаба 1:100 000 (определение бассейновой принадлежности ледников). На базовых снимках SPOT 6 значительная часть области абляции ледников покрыта нарастающим свежим снегом (хотя на неледниковых поверхностях снег не сохранился, вероятно, снимки были сделаны через 1–2 дня после снегопада), что не позволяет определить на них высоты фирновой линии. Для этого мы использовали спутниковые снимки Landsat-7 и -8, сделанные в 2015 г.

Согласно нашим наблюдениям, на территории расположенного поблизости горного массива Монгун-Тайга сезон абляции заканчивается в третьей декаде июля или в первой половине августа [16]. Это справедливо и для условий 2015 г. Были проанализированы доступные снимки Landsat. На снимках от 25 июля фирновая линия достаточно чётко прослеживается на относительно крупных ледниках. На снимке Landsat-7 от 1 августа видны некоторые ледники хр. Скалистый, однако они находятся на периферии снимка и изображение испорчено дефектами съёмки (пропуски). На снимках от 2, 3, 9, 10 и 11 августа ледники закрыты облачностью. На снимках от 18 августа и последующих (19 и 27 августа, 11 и 12 сентября) ледники почти полностью или полностью покрыты свежим снегом, на некоторых снимках они не видны из-за облачности (3, 19 сентября), на снимке от 5 октября снег лежит уже по краям горных котловин.

Поскольку фирновая граница хорошо прослеживается на снимке WorldView-2 от 28.07.2015 г., но не видна на снимке SPOT 6 от 9 сентября 2015 г., сезон абляции, видимо, закончился между 28 июля и 18 августа. Причём, со 2 августа преобладали облачная погода и снегопады, которые и обусловили раннее окончание сезона абляции, поэтому этот интервал можно сократить до периода с 28 июля по 2 августа. Дешифрирование космических снимков Landsat-7 от 25 июля позволило выявить положение фирновой границы на 30 ледниках. Для большинства малых ледников дешифрировать фирновую границу не удалось, поэтому для полноты информации о её положении также использовался метод Куровского, согласно которому высота фирновой границы соответствует средневзвешенной по площади высоте ледника [17, 18]. Средняя величина разности между высотой фирновой границы, полученной по снимку, и высотой, полученной методом Куровского, составила +2 м, максимальное отличие не превысило 100 м. При дальнейшем статистическом анализе на основе данных Каталога мы использовали данные, полученные методом Куровского.

Для характеристики оледенения использовалось понятие об интенсивности оледенения  $R$ , которая представляет собой отношение площади ледников на участке  $F$  к длине основного гребня  $L$ , лежащего в пределах участка. Впервые оно было введено Е.В. Максимовым [19]. При этом использовался методический подход Г.Е. Глазырина [18], согласно которому  $L$  определяется от первого ледника на боковом гребне до его соединения с основным, а далее — по основному гребню и по следующему боковому гребню до последнего ледника. Учитывалась и такая характеристика условий существования ледников, как положительная разность оледенения, т.е. разность отметок горных вершин и снеговой линии [20].

## Результаты

Согласно нашим данным, современное оледенение Шапшальского хребта и прилегающих к нему горных сооружений представлено 123 ледниками суммарной площадью 14,07 км<sup>2</sup> (табл. 2). Преобладают малые ледники, самый крупный ледник (№ 33) имеет площадь всего 0,96 км<sup>2</sup>. Количество ледников с площадью менее 0,1 км<sup>2</sup> до-

стигает 70% (табл. 3), т.е. они не были бы включены, например, в Каталог ледников СССР, где учитывались ледники размером более 0,1 км<sup>2</sup>. Отметим, что суммарная площадь данных ледников равна 3,56 км<sup>2</sup>, что составляет четверть всей площади ледников исследуемой территории. По суммарной площади доминируют ледники с площадями в диапазоне 0,1–0,5 км<sup>2</sup>. Нижний предел распространения ледников меняется от 2475 м на крайнем северо-западе до 3468 м на крайнем юго-востоке.

Два основных очага оледенения рассматриваемой территории — *восточный склон Скалистого хребта и северо-восточный склон южной части Шапшальского хребта в верховьях р. Чон-Хем* (табл. 4, рис. 2). В первом случае это связано с большой высотой горных сооружений, наивысшие отметки которых приближаются к 3500 м. Кроме того, Скалистый хребет выдвинут к северу (51° с.ш.) и не экранирован другими горными хребтами с северной стороны, попадая в зону более активного воздействия циклонов. Улучшение условий питания ледников здесь диктуется сниженным положением границы питания ледников (средневзвешенная высота 2980 м). Отрезок Шапшальского хребта в верховьях р. Чон-Хем находится примерно в 40 км южнее, высота гор здесь на 50–100 м меньше, однако именно здесь оледенение наиболее интенсивно, а ледники имеют максимальную среднюю площадь (0,24 км<sup>2</sup>). Это связано, вероятно, с открытостью хребта с запада, со стороны Джулукульской котловины; причём хребет здесь располагается перпендикулярно западным и юго-западным влагонесущим потокам. Определённую роль играет и наличие в непосредственной близости крупных озёр — Джулукуль и Хиндиктиг-Холь, которые служат местными источниками влаги. Кроме того, из-за несколько иной ориентировки водораздела ледники здесь занимают более выгодное положение, оказываясь на затенённых участках склона.

Наличие двух упомянутых здесь очагов оледенения, находящихся примерно на одной долготе, но разнесённых примерно на 0,3° по долготе, довольно чётко видно на рис. 3, а. К западу и востоку от указанных участков размеры ледников и интенсивность оледенения убывают до предельно низких значений (см. рис. 3, б, см. табл. 4). В первом случае это связано с уменьшением высоты орографической базы оледенения, во втором, в

Таблица 2. Каталог ледников по состоянию на 2015 г.\*

№ <sub>0</sub>	N	Название реки, вытекающей из ледника	Морфологический тип	Экспозиция ледника	Длина, км	Площадь, км <sup>2</sup>	Высота, м				Уклон, градусы
							нижней точки ледника	верхней точки ледника	фирновой линии (средняя, метод Куровского)	фирновой линии (средняя, по космическому снимку)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	11	12
<b>Бассейн р. Чуль-Ча (реки Алаш, Хемчик), восточный склон Шапшалского хребта</b>											
1	1	Руч. Узкий	Каровый	СВ	0,45	0,11±0,003	2480	2820	2660	2580	42
2	2			СЗ	0,70	0,09±0,003	2530	2920	2670	2635	31
–	3	Приток р. Казер	Склоновый	С	0,16	0,02±0,001	2940	3010	3000		17
–	4			СВ	0,25	0,02±0,001	2950	3000	2970		17
–	5			СВ	0,12	0,04±0,001	2840	2930	2890		26
–	6	Прямая	Склоновый	В	0,19	0,03±0,001	2890	2980	2930		22
–	7			СВ	0,18	0,04±0,001	3060	3130	3100		21
–	8	Каменная	Карово-висячий	С	0,08	0,01±0,001	2880	2960	2900		26
3	9			В	0,44	0,06±0,002	2780	3010	2880		29
4	10	Приток р. Каменная	Висячий	В	1,04	0,40±0,006	2720	3130	2830	2810	23
–	11			СЗ	0,31	0,01±0,001	2830	2970	2910		27
5	12	Таштухоль	Висячий	СВ	0,16	0,01±0,001	2840	2970	2950		39
5	13			С	0,45	0,08±0,002	2800	3130	2970		36
6	14	Улуг-Оруг	Каровый	В	0,64	0,17±0,003	2920	3210	3080	3050	25
–	15			СВ	0,34	0,04±0,001	2930	3030	2980		25
–	16	Приток р. Таштухоль	Висячий	СВ	0,25	0,01±0,001	2980	3120	3060		35
7	17			С	0,19	0,01±0,001	2820	2890	2860		26
8	18	Приток р. Таштухоль	Склоновый	С	0,51	0,17±0,004	2880	3210	3010		29
–	19			С	0,51	0,05±0,003	2860	3250	3140		34
–	20	Приток р. Таштухоль	Висячий	С	0,20	0,01±0,001	2910	3040		3020	20
<b>Всего 20 ледников</b>							<b>1,38±0,039</b>				
<b>Бассейн р. Улуг-Оруг (р. Хемчик), западный склон хр. Скалистый (восточный склон Шапшалского хребта)</b>											
–	21	Улуг-Оруг	Висячий	С	0,30	0,02±0,001	2860	3080	2960		37
9	22			СВ	0,44	0,12±0,003	2830	3080	2910		27
–	23	Приток р. Улуг-Оруг	Висячий	С	0,20	0,01±0,001	3080	3190	3150		30
10	24			СЗ	0,53	0,15±0,004	2910	3360	3140		36
11	25	Улуг-Оруг	Карово-висячий	СЗ	0,38	0,03±0,002	3050	3320	3190		35
12	26			С	0,83	0,18±0,004	2730	3300	3070	3055	34
–	27	Приток р. Улуг-Оруг	Склоновый	С	0,26	0,02±0,001	3100	3190	3150		18
–	28			СВ	0,35	0,03±0,002	3030	3130	3090		19
<b>Всего 8 ледников</b>							<b>0,56±0,018</b>				

<b>Бассейн р. Чиндозыл (р. Хемчик), восточный склон хр. Скалистый (восточный склон Шатайского хребта).</b>												
13	29	Каровый	В	0,45	0,09±0,003	2950	3160	3020	3010	26		
–	30	Висячий	ЮВ	0,17	0,02±0,001	3160	3270	3220		34		
14	31	Каровый	В	0,48	0,09±0,002	2930	3110	3000		26		
15	32		СВ	0,57	0,17±0,003	2880	3160	3050	2950	27		
16	33	Карово-долинный	СВ	1,74	0,96±0,016	2630	3270	2900	2840	23		
–	34	Склоновый	С	0,29	0,04±0,002	3230	3330	3300		15		
17	35	Висячий	С	0,47	0,06±0,002	3010	3320	3200	3220	33		
–	36	Висячий	СВ	0,16	0,03±0,001	3250	3390	3330		33		
18	37	Склоновый	В	0,25	0,05±0,001	3270	3400	3350		30		
19	38	Каровый	В	0,59	0,15±0,003	3120	3400	3240	3220	27		
–	39	Склоновый	В	0,22	0,02±0,001	3170	3320	3240		32		
20	40		В	0,36	0,19±0,004	3140	3480	3310	3320	30		
–	41	Висячий	СВ	0,29	0,04±0,002	3090	3170	3130		14		
–	42		С	0,22	0,01±0,001	2980	3100	3060		27		
22	43	Каровый	В	0,38	0,09±0,003	2880	3160	2990	2995	27		
23	44		В	1,20	0,28±0,005	2830	3370	3000	3000	24		
24	45	Карово-висячий	В	0,32	0,07±0,002	3040	3200	3120		26		
25	46		СВ	0,00	0,41±0,009	2750	3340	3020		30		
27	47	Висячий	СВ	0,29	0,05±0,004	2940	3210	3050		40		
27	48		СВ	0,30	0,02±0,002	2980	3260	3150		40		
27	49	Каровый	СВ	1,01	0,10±0,003	2920	3260	3090		39		
28	50		ЮВ	0,11	0,23±0,004	2960	3200	3030		20		
29	51	Склоновый	СВ	0,47	0,06±0,003	2770	3070	2880		28		
–	52		В	0,27	0,05±0,002	2840	3060	2940		32		
–	53	Висячий	С	0,16	0,04±0,002	2850	2980	2930		36		
–	54		С	0,51	0,05±0,002	2820	3000	2980		36		
30	55	Каровый	С	0,26	0,03±0,001	3000	3190	3080	3095	26		
–	56	Каровый	СВ	0,27	0,03±0,001	2790	2900	2820		21		
<b>Всего 28 ледников</b>												
<b>3,43±0,086</b>												
<b>Бассейн р. Хемчик, западный склон хр. Скалистый</b>												
–	57	Склоновый	3	0,39	<b>0,04±0,002</b>	3010	3050	3020		9		
–	58	Висячий	С	0,31	0,01±0,002	2890	3110	3030		32		
31	59	Присклоновый	В	0,05	0,05±0,003	2680	3040	2790		36		
32	60		СВ	0,34	0,11±0,004	2660	3050	2860		47		
–	61	Висячий	СЗ	0,45	0,03±0,002	2790	3160	3010		37		
33	62		СЗ	0,56	0,07±0,003	2930	3360	3180		37		
34	63	Каровый	СВ	0,95	0,32±0,009	2820	3240	2980		25		
36	64	Висячий	С	0,21	0,02±0,001	2950	3080	3030		27		
36	65		СВ	0,40	0,07±0,002	2830	3090	2970		37		
37	66	Карово-висячий	В	0,15	0,01±0,001	3050	3140	3090		25		
<b>Всего 9 ледников</b>												
<b>0,69±0,025</b>												

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Бассейн р. Хемчик, восточный склон Шапшальского хребта</b>											
–	67	Приток р. Ары-Хем	Каровый	СВ	0,15	0,01±0,001	2750	2830	2800		28
–	68		Склоновый	СВ	0,23	0,02±0,001	2860	2910	2890		18
–	69		Висячий	С	0,26	0,01±0,001	2910	3060	3020		28
<b>Всего 3 ледника</b>											
<b>Бассейн р. Чон-Хем, восточный склон Шапшальского хребта</b>											
39	70	Приток р. Куль-Хем	Склоновый	СВ	0,36	0,09±0,002	2750	2970	2830		28
44	71		Каровый	СВ	0,36	0,05±0,002	2970	3140	3060		25
46	72	Приток р. Чон-Хем	Карово-долинный	С	0,50	0,09±0,002	2860	3060	2950	2945	28
48	73			СВ	1,50	0,52±0,007	2800	3470	2990	2955	20
49	74			СВ	1,70	0,57±0,007	2820	3350	3050	3085	19
51	75	Чон-Хем	Карово-висячий	С	0,23	0,03±0,002	2930	3120	3080		32
52	76		Карово-долинный	СВ	1,02	0,28±0,004	2920	3210	3080	3080	17
53	77	Приток р. Чон-Хем	Каровый	СВ	0,93	0,29±0,004	2900	3220	3020	3030	19
54	78			СВ	1,60	0,90±0,012	2830**	3360	3040**	3085	21
54	79			С	0,37	0,06±0,002	3010	3160	3090	3080	24
55	80	Приток р. Чон-Хем	Висячий	СВ	0,40	0,06±0,002	3000	3190	3080		25
58	81			С	0,82	0,22±0,005	2900	3290	3100	3110	24
59	82			С	0,19	0,01±0,001	3070	3190	3150		31
<b>Всего 13 ледников</b>											
<b>Бассейн р. Чинге-Хем (р. Хемчик), северный склон массив Моур-Тайга (восточный склон Шапшальского хребта)</b>											
60	83	Чинге-Хем	Каровый	С	0,77	0,27±0,008	3200	3280	3090	3135	30
61	84		Висячий	С	0,94	0,37±0,010	2840	3570	3200		36
62	85	Приток р. Чинге-Хем	Склоновый	СЗ	0,73	0,12±0,003	3040	3550	3350		36
–	86			С	0,13	0,02±0,001	3420	3520	3470		29
–	87			С	0,18	0,01±0,001	3190	3310	3270		30
<b>Всего 4 ледника</b>											
<b>Бассейн р. Шуй (реки Барлык, Хемчик), северо-восточный склон Шапшальского хребта и северный склон хр. Даган-Шибэту</b>											
–	88	Алды-Мешту-Хем	Висячий	В	0,22	0,02±0,002	3300	3330	3300		18
63	89		Карово-висячий	В	0,63	0,20±0,004	3080	3380	3220		22
64	90	Приток р. Онглу-Оюк	Каровый	СВ	1,28	0,29±0,005	2980	3260	3120	3160	16
65	91			СВ	0,67	0,13±0,003	3070	3210	3150	3145	18
67	92	Приток р. Ак-Оюк	Асимметрично-каровый	ЮВ	0,29	0,05±0,002	3230	3370	3340		23
68	93			СВ	0,47	0,07±0,003	3010	3310	3170		27
69	94	Ак-Оюк	Висячий	СВ	0,35	0,04±0,002	3110	3270	3230		25
70	95		Склоновый	СВ	0,14	0,02±0,001	3100	3170	3140		23
71	96		Каровый	С	0,26	0,06±0,002	3010	3140	3070		26



Таблица 3. Распределение ледников по площадным диапазонам.

Площадь, км <sup>2</sup>	Число ледников	% от общего числа	Суммарная площадь, км <sup>2</sup>	% от общей площади
Менее 0,1	86	69,9	3,56	25,3
0,1–0,5	33	26,8	7,56	53,7
0,5–1	4	3,3	2,95	21,0

Таблица 4. Распределение ледников по участкам горных хребтов и речным бассейнам

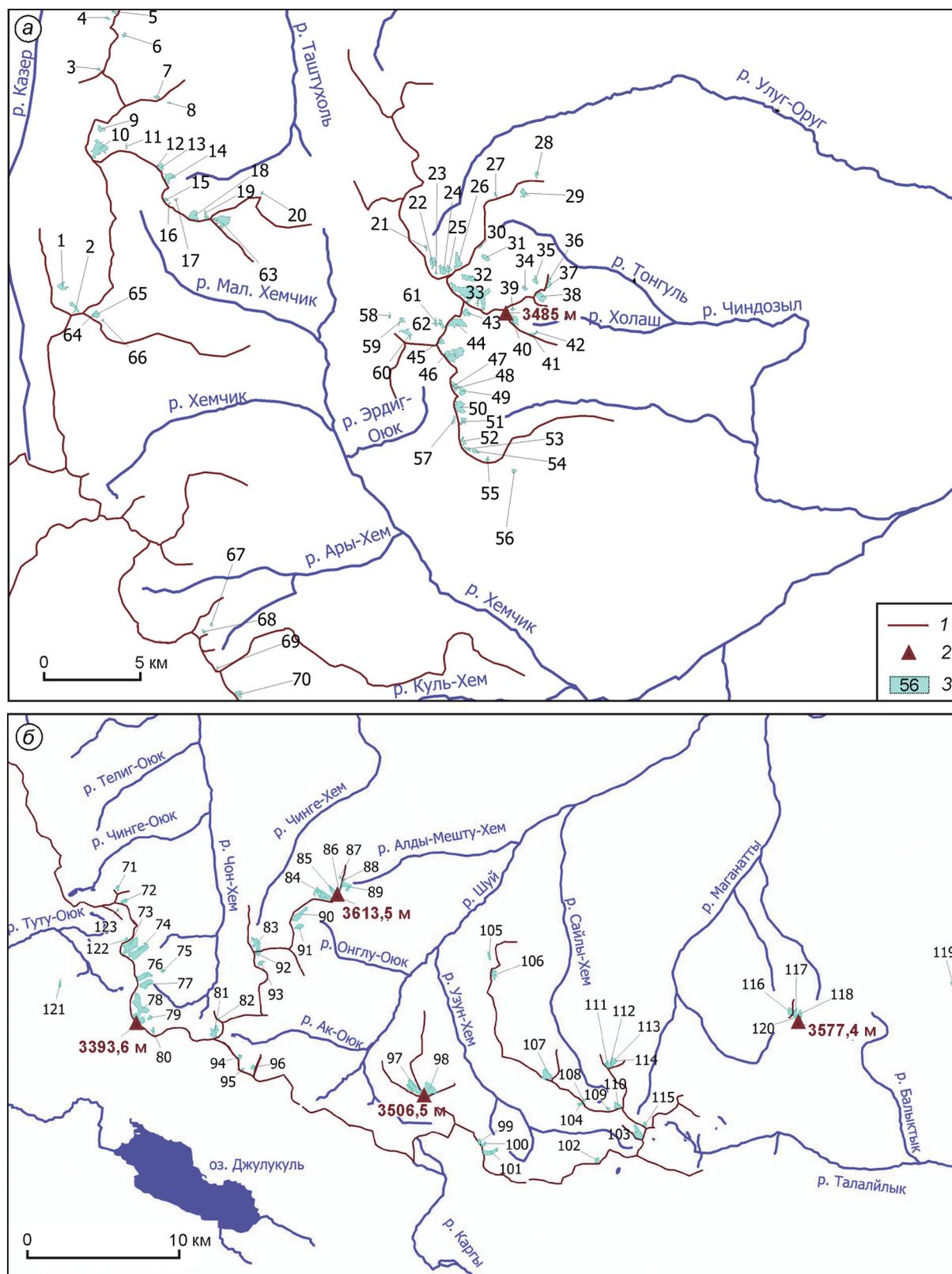
Горный хребет	Бассейн	Экспозиция склона хребта	Число ледников	Площадь оледенения, км <sup>2</sup>	Положительная разность оледенения, м	Интенсивность оледенения R*, км <sup>-1</sup>
Шапшальский	Притоки р. Чуль-Ча (Казер, Таштухоль).	В	20	1,38±0,039	329	0,05
	Р. Чон-Хем	СВ	13	3,17±0,052	429	0,12
	Правобережные притоки р. Шуй (Узун-Хем и др.)	С	9	1,71±0,036	384	0,07
	Р. Шагпай	ЮВ	1	0,32±0,009	263	–
	Малый Хемчик	СВ	3	0,1±0,004	223	0,01
	Приток р. Ары-Хем	В	3	0,04±0,003	170	0,01
	Р. Туту-Оюк	СЗ	3	0,09±0,004	232	0,01
Скалистый	Р. Улуг-Оруг	С	8	0,56±0,018	272	0,08
	Р. Чиндозыл	В	28	3,43±0,086	460	0,09
	Р. Эрдиг-Оюк	З	1	0,04±0,002	260	–
	Р. Шагпай	СЗ	5	0,27±0,014	490	0,04
Мозур-Тайга (отрог Шапшальского хребта)	Р. Чинге-Хем	СЗ	5	0,79±0,023	282	0,08
	Левобережные притоки р. Шуй (Алды-Мешту-Хем)	В	9	0,88±0,026	308	0,06
Цаган-Шибэту	Р. Сайлы-Хем	СВ	5	0,64±0,013	302	0,04
	Р. Маганатты	С	8	0,52±0,016	304	0,03
	Р. Барлык	СВ	1	0,04±0,002	35	–
	Р. Талалылык	ЮВ	1	0,09±0,002	50	–

\*Для участков, представленных одним ледником, интенсивность оледенения не вычислялась.

первую очередь, с уменьшением количества выпадающих осадков, вызванным не только орографической тенью Шапшальского хребта, но и невыгодной для перехвата влагонесущих потоков субширотной ориентировкой хр. Цаган-Шибэту.

Этот вывод хорошо иллюстрируется положением границы питания, а именно: при средневзвешенной по площади высоте границы питания 3110 м для всего ледникового центра, на западной периферии территории, в бассейне р. Чуль-Ча, она составляет 2860 м (средневзвешенное значение), а на крайнем востоке (бассейн р. Барлык) достигает средней высоты 3460 м (рис. 4). При этом в высоте фирновой границы долготный градиент проявляется в большей степени, чем широтный (491 м на 1° и 428 м на 1° соответственно), что отражает ключевую роль в ослаблении влияния западных влагонесущих потоков в направлении с запада на восток и в ухудшении условий питания ледни-

ков в этом направлении. Вместе с тем довольно большие значения широтного градиента в положении границы питания нельзя объяснить исключительно термическими различиями: если исходить из высотного термического градиента 0,6 °С/100 м в летнее время, то это означало бы разность средних летних температур примерно в 2,6 °С для точек, разнесённых по широте на 1°. Средние многолетние температуры летнего периода на ГМС Мугур-Аксы и Тээли составляют 12,9 и 17,1 °С соответственно. При разности высот между ГМС в 847 м, приведённая к высоте ГМС Мугур-Аксы средняя летняя температура на ГМС Тээли составит 12,0 °С. При широтном различии положения примерно в 0°38' это означает широтный термический градиент всего лишь 1,4 °С на 1° широты. Очевидно, что на повышении фирновой границы в направлении с севера на юг влияет не только повышение температуры, но и сокращение количества осадков.

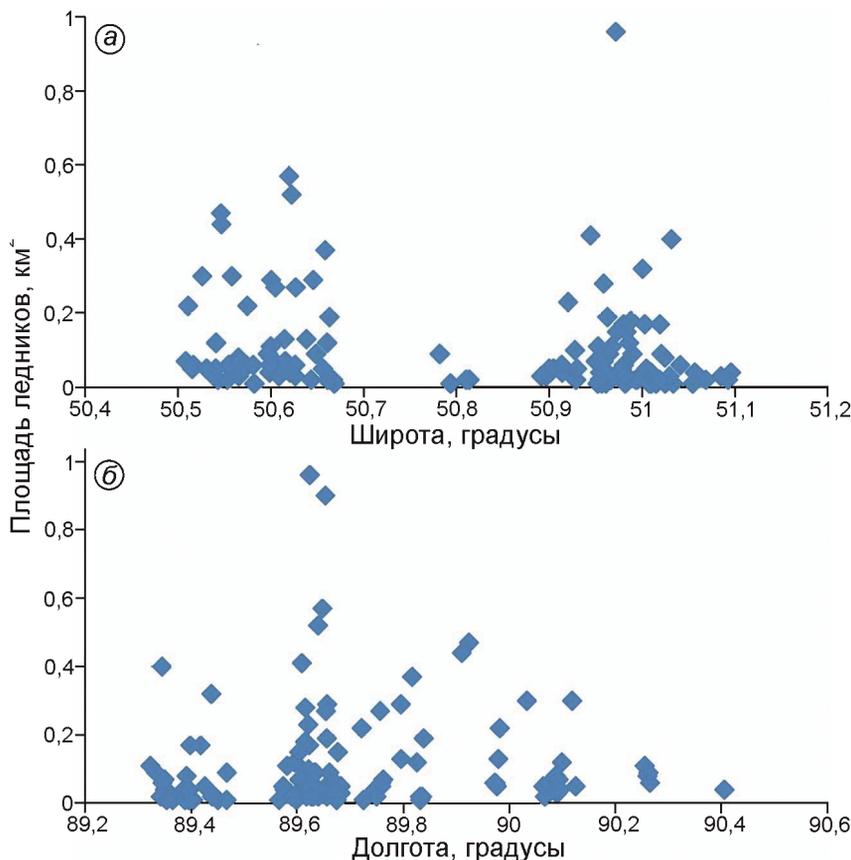


**Рис. 2.** Современные ледники Шапшальского центра оледенения:

*а* – северо-западная часть; *б* – юго-восточная часть; 1 – горные гребни; 2 – вершины; 3 – современные ледники и их номера

**Fig. 2.** Modern glaciers of Shapshalsky glacial center:

*a* – of the northwestern part; *b* – of the southeastern part; 1 – mountain ridges; 2 – peaks; 3 – recent glaciers and their numbers



**Рис. 3.** Пространственное распределение площадей ледников, км<sup>2</sup>:  
*a* – по широте; *b* – по долготе

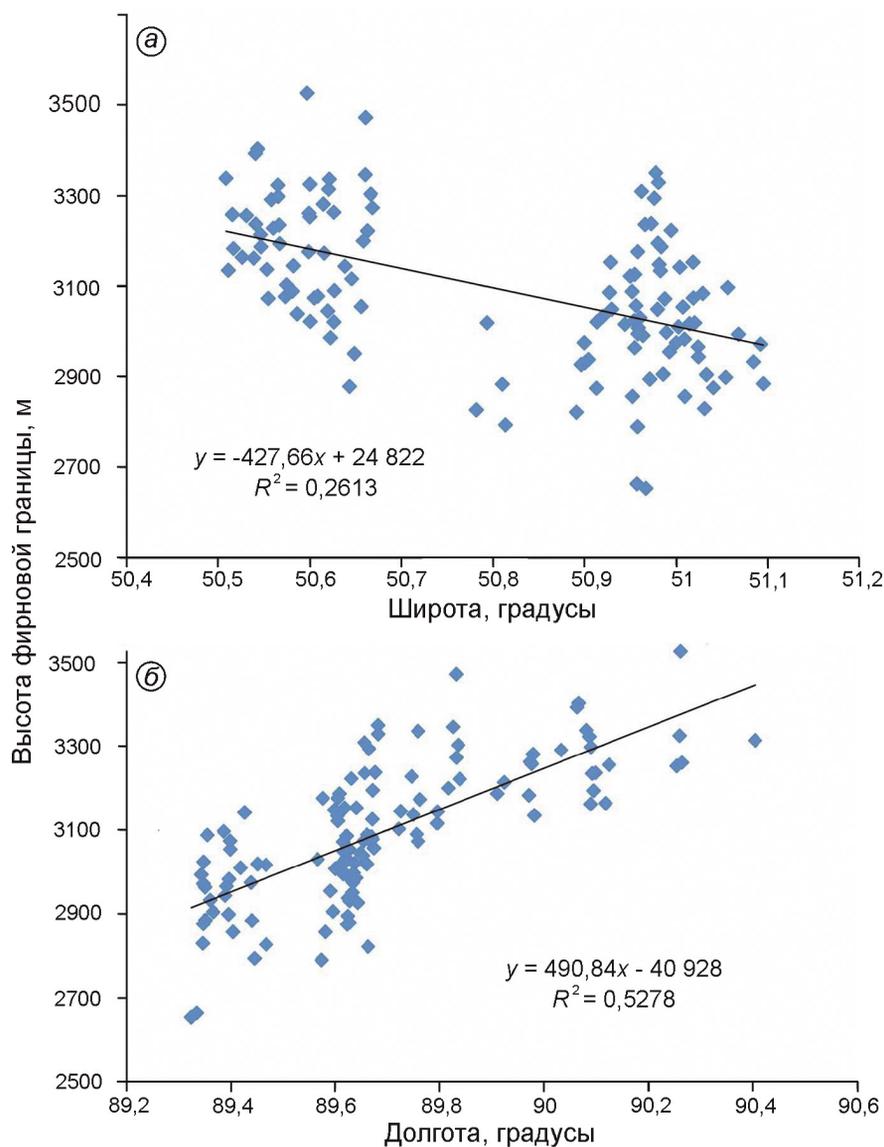
**Fig. 3.** Spatial distribution of glacier areas, km<sup>2</sup>:  
*a* – latitude; *b* – longitude

Интегральной характеристикой, отражающей возможность существования ледников, может служить положительная разность оледенения (см. табл. 4). При наибольших для изучаемого района значениях (свыше 400 м) ледники на северных и северо-восточных склонах достигают средней площади около 0,25 км<sup>2</sup>, а площади крупнейших из них приближаются к 1 км<sup>2</sup>. В экспозиционном отношении в районе исследования количественно доминируют ледники северных и северо-восточных склонов (рис. 5). Ледники наибольших площадей приурочены к северо-восточным склонам, что объясняется их положением по отношению к влагонесущим юго-западным потокам воздуха – снег перемещается с наветренных склонов на подветренные, где и создаются наилучшие условия для формирования ледников. Распределение ледников по морфологическим типам отражает преобладание малых ледников на фоне развитого альпийского рельефа. Преобладают ка-

ровые ледники (табл. 5), долинны ледники, напротив, отсутствуют, а за счёт сильного расчленения рельефа плосковершинные и склоновые ледники распространены незначительно.

Наше исследование Шапшальского центра оледенения – не первое. Так, на основе дешифрирования аэрофотоснимков 1955 г. Н.И. Михайлов обнаружил 27 ледников площадью 10,85 км<sup>2</sup> [8], а Е.Д. Донченко выделил 58 ледников суммарной площадью 19,8 км<sup>2</sup> [7]. Обе работы охватывают не всю территорию нашего исследования, к тому же с 1950-х годов ледники сильно изменились, что не позволяет сопоставить данные этих авторов с нашими. Наиболее детальное исследование оледенения было проведено при составлении Каталога ледников СССР [2], когда данные о ледниках получали на основе аэрофотоснимков 1955, 1959, 1964, 1965 гг.

По данным Каталога [2], в пределах Шапшальского центра оледенения было 128 ледни-



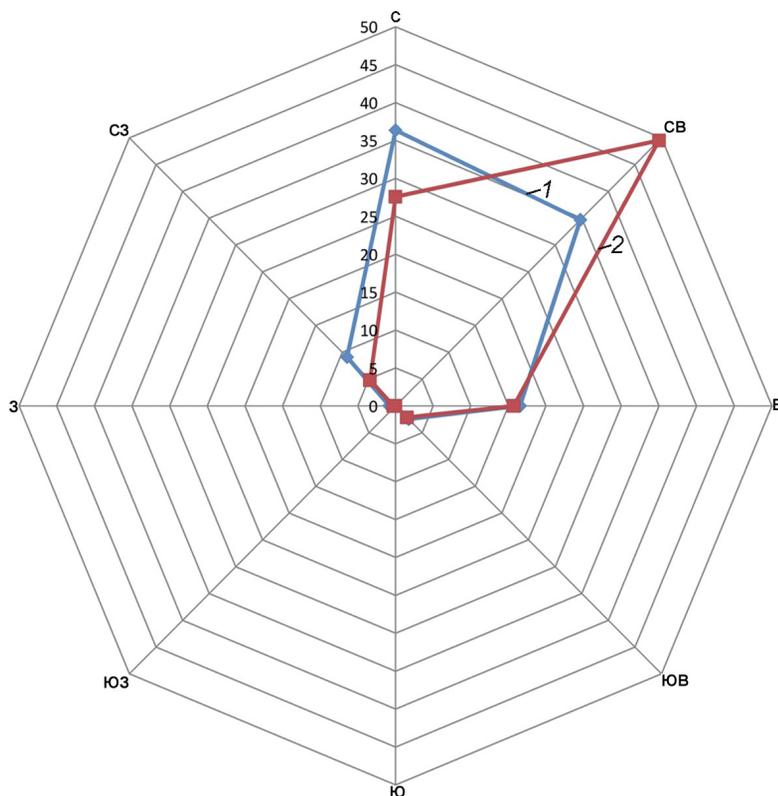
**Рис. 4.** Пространственное распределение высоты фирновой границы ледников, м:  
*a* – по широте; *b* – по долготе

**Fig. 4.** Spatial distribution of the firn line altitude, m:  
*a* – latitude; *b* – longitude

ков суммарной площадью 30,3 км<sup>2</sup>. При этом отмечено наличие 25 ледников площадью менее 0,1 км<sup>2</sup>, которые были учтены в общей статистике по суммарному числу ледников и их суммарной площади. Однако такие ледники не были обозначены на схемах оледенения, им не присвоены номера, а в таблице Каталога по ним нет никаких данных, что не позволяет установить их локализацию. При дешифрировании мы обнаружили 32 ледника, отсутствующих в основной таблице Каталога [2]. Возможно, некоторые из них соответствуют упомянутым ранее 25 лед-

никам площадью менее 0,1 км<sup>2</sup>, однако определить, так ли это – невозможно. Но даже если из 32-х обнаруженных нами ледников 25 уже выделяли при составлении Каталога [2], то остальные 12 обнаружены впервые. Например, ледники в бассейне р. Туту-Оюк, относящейся к бассейну р. Чулышман (в Каталоге [2] все ледники Шапшальского центра отнесены к бассейну р. Хемчик). Кроме того, девять ледников, включённых в Каталог [2], к 2015 г. исчезли.

Поскольку нами установлено наличие не менее 12 ледников, не учтённых в Каталоге [2],



**Рис. 5.** Экспозиционное распределения количества (% от суммарного) (1) и площади (% от суммарной) (2) ледников  
**Fig. 5.** Aspect distribution of numbers (% from the sum) (1) and areas (% from the sum) (2) of the glaciers

вероятно, реальная суммарная площадь ледников в 1950–60-е годы была больше  $30,3 \text{ км}^2$ . Поэтому, исходя из установленной нами на 2015–2016 гг. суммарной площади ледников  $14,07 \text{ км}^2$ , можно предположить чуть более чем двукратное сокращение площади оледенения, хотя по отмеченным здесь причинам трудно дать более точную оценку произошедших изменений. Непосредственно сопоставить полученные нами данные с данными Каталога [2] трудно не только из-за отсутствия в Каталоге [2] некоторых выделенных нами ледников, но и из-за разной точности измерений. В Каталоге [2] площади ледников даны с точностью до  $0,1 \text{ км}^2$ , что, с учётом преобладания ледников малой площади, является довольно грубым округлением. Так, если ледник имеет в Каталоге [2] площадь  $0,2 \text{ км}^2$ , то его неокруглённая площадь может составлять от  $0,15$  до  $0,24 \text{ км}^2$ , т.е. почти 50% от заявленной в Каталоге [2] цифры. Если мы в своём каталоге от 2015–2016 гг. устанавливаем для данного ледника площадь  $0,15 \text{ км}^2$ , то это может означать как то, что ледник сократился на  $0,09 \text{ км}^2$  (т.е. на 38%), так и то, что ледник не сокращался совсем. Поэтому оценка изменения площадей конкретных ледников статистически

некорректна и лишь при сравнении суммарных площадей мы можем допустить, что погрешности, связанные с округлением, будут компенсировать друг друга ввиду своего несистематического характера.

### Обсуждение

Сопоставление выявленного нами двукратного сокращения площади оледенения в период с 1955–1965 по 2015 г. с данными по соседним ледниковым центрам позволяет считать такую оценку реалистичной. Например, в работе [12] установлено, что в период с 1952 г. (данные Каталога [2]) по 2008 г. площадь ледниковой системы Катунского хребта сократилась на 26,1%. Меньшее, чем в случае Шапшальского центра, сокращение ледниковой системы можно объяснить преобладанием в Катунском хребте относительно крупных ледников, более устойчивых к климатическим изменениям. Этот вывод подтверждается взятым из той же работы анализом сокращения ледников разных размеров: ледники Катунского хребта, относящиеся к группе с площадью менее  $0,5 \text{ км}^2$ , сократились

на 43,5%, т.е. почти вдвое. Более крупные ледники региона сократились в меньшей степени. Так, для 126 ледников Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов площадью более 0,5 км<sup>2</sup> сокращение за период с 1952 по 2004 г. составило 19,7±5,8% [11]. Отчётливая связь степени сокращения ледников с их средними размерами прослеживается в оценках изменения площади ледников Русского Алтая за период с 1952 по 2008 г. [21]. В районах с преобладанием относительно крупных ледников сокращение составило, %: Катунский хребет – 9,1; Южно-Чуйский хребет – 9,5; Северо-Чуйский хребет – 10,4; Южный Алтай – 11,5; массив Таван-Богдо-Ола – 11,9%. Напротив, в районах развития малых ледников сокращение было существеннее: для хребтов Сайлюгем и Чихачева – 20,5%; для бассейна р. Бия – 26,9%.

Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г. сократилось на 24,3% [22], оледенение непосредственно примыкающего к Шапшальскому хребту массива Монгун-Тайга за период 1966–2011 гг. уменьшилось на 31% [23]. В обоих случаях ледники этих массивов существенно крупнее, чем ледники Шапшальского центра, что и объясняет их меньшее сокращение. Для территории Монгольского Алтая известны оценки отсутствия изменения площадей ледников массива Цамбагарав в период с 1963 по 2000 г., а для массивов Таван-Богдо-Ола, Турген и Хархира – в период с 1987 по 2000 г. [24]. Согласно другим данным, ледники массива Цамбагарав с 1968 по 2006 г. сократились на 14%, а с 1968 по 2015 г. – на 17% [25]; ледники массива Таван-Богдо-Ола потеряли 17,6% [26]. Для массива Таван-Богдо-Ола в работе [26] проведены расчёты сокращения оледенения различных речных бассейнов параллельно с расчётами интенсивности оледенения. Оледенение речных бассейнов на периферии массива, обладающего сейчас интенсивностью оледенения в пределах 0,07–0,12, что сопоставимо с интенсивностью оледенения Шапшальского центра, уменьшилось на 31–55%. Это близко к нашей оценке сокращения ледников Шапшальского центра.

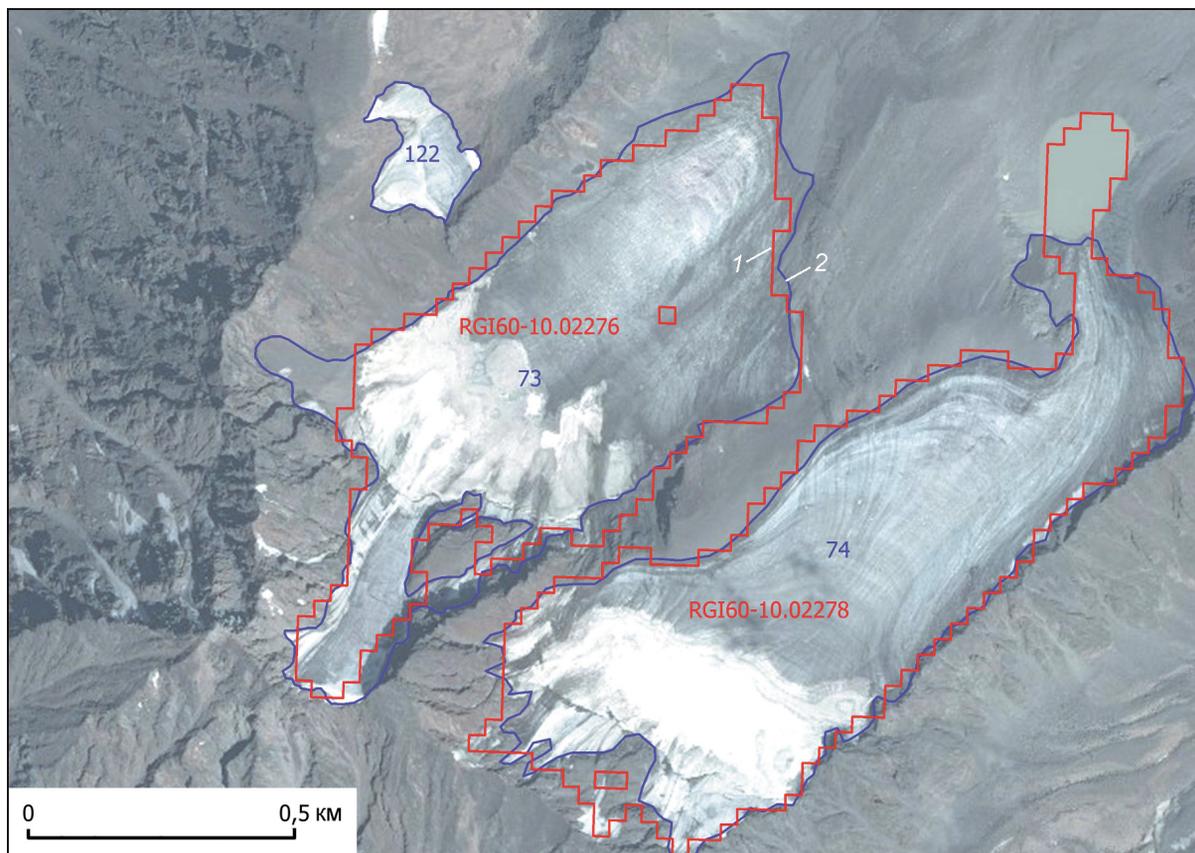
В последние годы в рамках проекта GLIMS и составления Глобального каталога ледников Randolph Glacier Inventory (RGI) была проведена каталогизация ледников северной Азии,

Таблица 5. Морфологические типы современных ледников

Морфологический тип	Число ледников	% от общего числа	% от общей площади
Карово-долинные	5	4,1	18,6
Каровые	40	32,5	45,9
Карово-висячие	19	15,4	11,5
Висячие	34	27,6	13,2
Склоновые	22	17,9	9,7
Присклоновые	2	1,6	0,4
Плосковершинные	1	0,8	0,6

в том числе и Шапшальского центра оледенения, вошедшего в RGI, начиная с пятой версии [10]. Согласно данным RGI, по состоянию на 2011 г. в пределах Шапшальского центра насчитывалось 98 ледников суммарной площадью 14,336 км<sup>2</sup>. Эти данные хорошо согласуются с нашими данными по площади (14,07 км<sup>2</sup>), однако мы на этой территории выделили на 25 ледников больше. Это позволяет констатировать существенное несовпадение наших данных с результатами каталогизации в рамках RGI. Очевидно, что отличия вызваны разными методиками работы и разным исходным материалом. Авторы каталога в рамках RGI использовали полуавтоматический подход к дешифрированию, при котором первичным источником информации были снимки Landsat-5, -7 и -8 (разрешение 30 м), в некоторых случаях (например, участки сезонного снега) полученные первичные контуры подвергались ручной корректировке, иногда использовались доступные на отдельные участки снимки высокого разрешения (но это не относится к району нашего исследования). Очевидно, что при таком большом охвате территории и использовании снимков низкого разрешения дешифрирование малых ледников неизбежно связано с ошибками и неточностями, как-то: выделение крупных снежников в качестве ледников; неточности в определении края ледника при его бронировании моренным материалом, наличии снежного покрова и сильной затенённости. Использование снимков высокого разрешения и ручное дешифрирование в большинстве случаев позволяют решить эти проблемы, хотя и представляет собой довольно трудоёмкий процесс.

В качестве примера приведём фрагмент космического снимка QuickBird-2 от 18.07.2012 г.,



**Рис. 6.** Сопоставление результатов дешифрирования космических снимков согласно RGI-6 (1) и по нашим данным (2) на фоне фрагмента космического снимка QuickBird-2 от 18.07.2012 г.

**Fig. 6.** Comparison of the results of the interpretation of satellite images according to RGI-6 (1) and according to our data (2) against the background of a fragment of the QuickBird-2 satellite image from 18.07.2012

пространственное разрешение которого составляет 2,4 м (рис. 6). На снимок наложены контуры ледников согласно RGI-6 (красным) и нашему дешифрированию (синим). Хорошо видно, что в RGI-6 на данном участке содержатся существенные пробелы и неточности: не выделен ледник (№ 122) площадью 0,03 км<sup>2</sup>; неправильно определён край ледника № 74 (RGI60-10.02278) — в качестве края ледника принято приледниковое озеро; не полностью учтены забронированные участки ледников № 73 (RGI60-10.02276) и № 74 (RGI60-10.02278). Поскольку погрешности в RGI носят противоположный знак, они во многом компенсируют друг друга при рассмотрении суммарных площадей, но при анализе индивидуальных ледников очевидно, что реальные отличия нашего Каталога и данных RGI существенно больше.

Есть основания полагать, что составленный нами Каталог ледников Шапшальского центра

оледенения точнее отражает современное состояние оледенения этого района. Выполненные расчёты интенсивности оледенения  $R$  позволяют охарактеризовать данный центр оледенения с точки зрения его развитости и пространственного размещения. Согласно В.Г. Ходакову [27], выделяют четыре типа оледенения: а) районы дисперсного оледенения; здесь ледники и снежники не составляют единого массива, а представляют собой лишь полосы и очаги сосредоточения; относительная и абсолютная площади ледников малы; б) районы среднего полудисперсного горного оледенения — ледники в них связаны в цепочку или гроздь, отходящие от компактных массивов, площадь их значительна; в) районы крупного полукompактного горного оледенения, они отличаются от предыдущего типа почти полным отсутствием узких ледово-фирновых перешейков, мелких пятен и общей массивностью контура оледенения; г) районы компактного или покровного оледенения.

Г.Е. Глазырин [18] выделил значение  $R = 0,8$  в качестве рубежа между двумя первыми типами (а и б), поскольку при развитии оледенения, вплоть до значения 0,8, число ледников увеличивается, а далее их слияние преобладает над процессом появления новых ледников. Например, для массива Таван-Богдо-Ола значения  $R$  достигают величины 1,1 [26]. Таким образом, Шапшальский центр оледенения, где интенсивность оледенения не превышает 0,12, можно считать районом дисперсного оледенения, причём далёким от перехода к другому типу.

### Выводы

1. По состоянию на 2015 г. в Шапшальском центре оледенения установлено 123 ледника суммарной площадью 14,07 км<sup>2</sup>. Впервые в верховьях р. Чулышман обнаружены малые ледники. В структуре оледенения доминируют малые ледники – площадь 70% ледников не превышает 0,1 км<sup>2</sup>.

2. По сравнению с данными Каталога ледников СССР [2] с 1955–1965 гг. площадь ледников сократилась к настоящему времени более чем в 2 раза, что в превышает сокращение ледников в соседних центрах оледенения. Высокие

темпы сокращения связаны с преобладанием малых ледников.

3. В экспозиционном отношении здесь доминируют ледники северных и северо-восточных склонов, самые крупные ледники находятся на северо-восточных склонах. Приуроченность основных площадей ледников к подветренным склонам указывает на значительную роль в их питании метелевого переноса снега.

4. В морфологическом отношении доминируют каровые ледники, а долинные ледники отсутствуют. В настоящее время в Шапшальском центре доминирует дисперсное оледенение и большинство ледников близко к полному исчезновению.

**Благодарности.** Исследование проведено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-05-00535 А «Природные катастрофы и трансформация ландшафтов юго-восточного Алтая и северо-западной Монголии в период с максимума последнего оледенения».

**Acknowledgments.** The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 19-05-00535 А «Natural catastrophes and transformation of the landscapes of the southeastern Altai and northwestern Mongolia in the period from the maximum of the last glaciations».

### Литература

1. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
2. Каталог ледников СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 4. Бассейн р. Кемчика. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 63 с.
3. Скорняков В.А. Сток на территории бассейна Верхнего Енисея // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957. № 6. С. 15–23.
4. Скорняков В.А. Распределение средних многолетних модулей стока в бассейне верхнего Енисея // Метеорология и гидрология. 1957. № 8. С. 43–44.
5. Севастьянов В.В., Шантыкова Л.Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляциоклиматическим показателям // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. Т. 274. С. 63–68.
6. Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Путешествия 1906–1911 гг. Томск, 1911. 416 с.
7. Донченко Е.Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время (по результа-

### References

1. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian].
2. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 63 p. [In Russian].
3. Skorniyakov V.A. Runoff over the Upper Yenisei basin. *Izvestiya AN SSSR, Ser. Geographicheskaya*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Geography. 1957, 6: 15–23. [In Russian].
4. Skorniyakov V.A. Distribution of average long-term runoff modules in the Upper Yenisei basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1957, 8: 43–44. [In Russian].
5. Sevast'yanov V.V., Shantyikova L.N. Characteristics of annual precipitation field in the Mountain Altai according to glaciological parameters. *Vestnik TGU*. Herald of the Tomsk State University. 2001, 274: 63–68. [In Russian].
6. Sapozhnikov V.V. *Mongolskiy Altai v istokakh Irtysha i Khobdo*. Mongolian Altai in Irtysh and Khobdo headwaters. Tomsk, 1911: 416 p. [In Russian].

- там аэрофотосъемки) // Гляциология Алтая. 1962. № 2. С. 146–172.
8. Михайлов Н.И. Современное оледенение Шапшальского хребта (Восточный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 3. С. 67–68.
  9. Cogley G. (submitter), Kienholz C., Miles E., Sharp M., Wyatt F. GLIMS Glacier Database. National Snow and Ice Data Center, 2015.
  10. Earl L., Gardner A. A satellite-derived glacier inventory for North Asia // Annals of Glaciology 2016. Т. 57. № 71. С. 50–60.
  11. Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid 20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. С. 1–12.
  12. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объёма ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съёмок // Лёд и Снег. 2014. № 2. С. 5–13.
  13. Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J., Kargel J.S., Dashtseren A., Walther M. Recent Glacier Changes in the Mongolian Altai Mountains: Case Studies from Munkh Khairkhan and Tavan Bogd // Global Land Ice Measurements from Space / Ed. Kargel J., Leonard G., Bishop M., Käab A., Raup B. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. S. 481–508.
  14. Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // Geomorphology. 2014. V. 214. P. 22–39.
  15. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [Электронный ресурс]. URL: [https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science\\_center\\_objects=0#qt-science\\_center\\_objects](https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects) (дата обращения: 03.04.2018 г.).
  16. Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Новиков С.А., Севастьянов Д.В. Проблемы устойчивости внутриконтинентальных горных ландшафтов в изменяющемся мире. СПб.: СПб гос. ун-т, 1994. 94 с.
  17. Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe // Pencks Geogr. Abhandlungen. 1891. Bd. 5. S. 115–160.
  18. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 181 с.
  19. Максимов Е.В. Основные закономерности современного оледенения в Киргизском Алатау // Современ. вопросы гляциологии и палеогляциологии. № 17. Л.: Наука, 1964. С. 51–71.
  20. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова Л.: Гидрометеоздат, 1984. 528 с.
  21. Narozhniy Y., Zemtsov V. Current State of the Altai Glaciers (Russia and trends over the period of instrumental observations 1952–2008) // Ambio. 2011. V. 40. № 6. P. 575–588.
  7. Donchenko E.D. Glacierization of the Shapshalsky Range and its dynamics in historical time (based on aerial photography results). *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1962, 2: 146–172. [In Russian].
  8. Mikhailov N.I. Modern Glaciation of the Shapshalskiy Range (Eastern Altai). *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geographicheskaya*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Geography. 1961, 3: 67–78. [In Russian].
  9. Cogley G. (submitter), Kienholz C., Miles E., Sharp M., Wyatt F. GLIMS Glacier Database. 2015.
  10. Earl L., Gardner A. A satellite-derived glacier inventory for North Asia. *Annals of Glaciology*. 2016, 57 (71): 50–60.
  11. Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid 20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. *Journ. of Geophys. Research*. 2010, 115: 1–12.
  12. Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia) since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2: 5–13. [In Russian].
  13. Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J., Kargel J.S., Dashtseren A., Walther M. Recent Glacier Changes in the Mongolian Altai Mountains: Case Studies from Munkh Khairkhan and Tavan Bogd. *Global Land Ice Measurements from Space*. Eds.: Kargel J., Leonard G., Bishop M., Käab A., Raup B. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014: 481–508.
  14. Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. *Geomorphology*. 2014, 214: 22–39.
  15. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [online resource]. URL: [https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science\\_center\\_objects=0#qt-science\\_center\\_objects](https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects) (Retrieved 03.04.2018).
  16. Chistyakov R.V., Seliverstov Yu.P., Moskalenko I.G., Sevast'yanov D.V. *Problemy ustojchivosti vnutrikontinental'nykh gornyx landshaftov v izmenjajushhemsja mire*. Problems of stability of intra-continental mountain landscapes in a changing world. St. Petersburg: St. Petersburg State University, 1994: 94 p. [In Russian].
  17. Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 115–160.
  18. Glazyrin G.E. *Raspredelenie i rezhim gornyx lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
  19. Maksimov E. V. Main patterns of modern glaciation of the Kirgiz Alatau Range. *Sovremennye voprosy' glyaciologii i paleoglyaciologii*. Modern issues of glaciology and paleoglaciology. Leningrad: Nauka, 1964: 51–71. [In Russian].
  20. *Glyatsiologicheskij slovar'*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. L.: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
  21. Narozhniy Y., Zemtsov V. Current state of the Altai glaciers (Russia) and trends over the period of instrumental observations 1952–2008. *Ambio*. 2011, 40 (6): 575–588.

22. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 307–325.
23. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудников Т.Н., Пряхина Г.В. Горный массив Монгун-Тайга / Под ред. К.В. Чистякова. СПб.: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
24. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 185–188.
25. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
26. Ganyushkin D. A., Chistyakov K. V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D. Present Glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and Their Changes since the Little Ice Age // Geosciences. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 2018. V. 8. № 11. P. 414.
27. Ходаков В.Г. Водно-ледниковый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 194 с.
22. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Kharlamova N.F. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 307–325. [In Russian].
23. Chistyakov K.V., Ganyushkin, D. A., Moskalenko I. G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N, Prjehina G.V. *Gornyj massiv Mongun-Tajga*. Mongun-Taiga mountain massif. St.Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
24. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 185–188.
25. Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 437–452. [In Russian].
26. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D. Present Glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and Their Changes since the Little Ice Age. *Geosciences*. 2018, 8 (11): 414.
27. Khodakov V.G. *Vodno-ledovyyi balans rayonov sovremennogo i drevnego oledneniya SSSR*. Ice and water balance in regions of the present-day and former glaciation of the USSR. Moscow: Nauka, 1978: 194 p. [In Russian].

**Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным**© 2021 г. В.В. Поповнин<sup>1\*</sup>, А.С. Губанов<sup>1</sup>, Р.А. Сатылканов<sup>2,3</sup>, Б.О. Эрменбаев<sup>2</sup><sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; <sup>2</sup>Тянь-Шанский высокогорный научный центр при Институте водных проблем и гидроэнергетики НАН Кыргызской Республики, Бишкек, Республика Кыргызстан;<sup>3</sup>Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии, Бишкек, Республика Кыргызстан

\*begemotina@hotmail.com

**Mass balance of the Sary-Tor Glacier reproduced from meteorological data**V.V. Popovnin<sup>1\*</sup>, A.S. Gubanov<sup>1</sup>, R.A. Satylkanov<sup>2,3</sup>, B.O. Ermenbayev<sup>2</sup><sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Tien Shan alpine research centre, Institute of Water Problems and Hydropower, National Academy of Sciences, Bishkek, Kyrgyz Republic; <sup>3</sup>Research Center for Ecology and Environment of Central Asia, Bishkek, Kyrgyz Republic

\*begemotina@hotmail.com

Received December 30, 2019 / Revised October 13, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** glacier, Ak-Shiyrak, mass balance, reconstruction, monitoring, ablation, accumulation, air temperature, precipitation sum.**Summary**

Mass balance  $b_n$  is the most important indicator of a glacier evolution. However, after the decay of the USSR direct measurements of  $b_n$  performed in 1985–1989 in the Inner Tien Shan, including the Sary-Tor Glacier in Ak-Shiyrak Massif, had been desisted. As a result the available series of the data were limited 1989. Measurements in this area were renewed only in 2015. This paper is devoted to restoring the continuity of the mass-balance series over the period of the gap in measurements and extending this series down to 1929, i.e. to the beginning of regular meteorological observations on the reference HMS Tien Shan (3660 m a.m.s.l.). Accumulation was reconstructed using a linear relationship of  $b_n$  with the air temperature and precipitation sum. Reconstruction of ablation was based on its cubic relationship with the temperature (modified Krenke-Khodakov formula) or on two-parameter linear approximation using the air temperature and wind velocity. Thereby, the decade of direct instrumental measurements (1984/85–1988/89 and 2014/15–2018/19) resulted in deriving and analyzing continuous 90-year-long series of annual values of  $b_n$  and its constituents, analytical type of referent glacio-meteorological equations being assumed unchanged in time. Reconstruction for the Sary-Tor Glacier reveals a dominant trend towards the mass loss with rare and short-time episodes of retarding the negative tendencies. The comparison made with the long series of mass balance of other glaciers in Asia indicates a certain degree of synchronicity, which is slightly disturbed in recent years: the degradation of Sary Tor Glacier tends to progress more intensively. Conclusions about its evolution are particularly relevant in connection with the assumption about the impact of the Kyrgyz-Canadian gold mining company «Kumtor Gold Company» on local ecosystems against the background of its interest in expanding the mining zone to the bowels of the Earth under the tongue of this glaciological object.

**Citation:** Popovnin V.V., Gubanov A.S., Satylkanov R.A., Ermenbayev B.O. Mass balance of the Sary-Tor Glacier reproduced from meteorological data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 58–74. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010071.

*Поступила 30 декабря 2019 г. / После доработки 13 октября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.*

**Ключевые слова:** ледник, Ак-Шийрак, баланс массы, реконструкция, мониторинг, абляция, аккумуляция, температура воздуха, сумма осадков.

По длинным рядам метеоданных ГМС Тянь-Шань восстановлены годовые значения аккумуляции, абляции и баланса массы долинного ледника Сары-Тор в массиве Ак-Шийрак. В основе поиска зависимостей – прямые гляциологические измерения в 1980-е и 2010-е годы. Реконструкция позволила заполнить пробел между этими периодами и продлить ряд до 1930 г. Результаты сравниваются с более ранними реконструкциями, а также с длинными балансовыми рядами опорных ледников Азии.

**Введение**

Пресная вода – важный ресурс для человечества, но большая её часть (95%) находится в твёрдом состоянии в ледниках. Страны, имеющие оледенение на своей территории, не могут

не заботиться о том, чтобы рационально распоряжаться тем богатством, которая дала им природа. Эволюцию ледниковых систем характеризует важнейший гляциологический параметр – баланс массы  $b_n$ . В советское время мониторинг баланса массы проводился на многих ледниках

Средней Азии, но после распада СССР в Киргизии он был прекращён повсеместно. Однако в последнее время внимание к ледникам здесь существенно возросло из-за вовлечения их в самые разные социально-экономические сферы. В стране проходят горячие дебаты по поводу проекта Закона «О ледниках Кыргызской Республики», нацеленного на создание законодательной основы для защиты оледенения от хозяйственной деятельности и рационального управления водно-ледовыми ресурсами. После более чем 20-летнего перерыва возобновлены инструментальные масс-балансовые программы. В итоге Кыргызская Республика в настоящее время стоит, пожалуй, на первом месте в постсоветском пространстве по интересу к гляциологии: ледников с регулярными измерениями баланса массы здесь в несколько раз больше, чем в России.

Один из опорных объектов, история исследования которого была заложена ещё в советское время, – ледник Сары-Тор. Воссоздать непрерывность его балансового ряда, ликвидировав пробел в наблюдениях косвенными расчётами, а также пролонгировать эту серию на несколько десятилетий в прошлое – задачи настоящей работы.

Проблема косвенного удлинения в прошлое временной серии  $b_n$  стоит перед каждым гляциологическим объектом, исследования на котором предполагается использовать для долгосрочного прогнозирования. Обычно это связано либо с практическими запросами хозяйственной деятельности в окрестностях ледника, либо с научными целями там, где планируется проводить и в дальнейшем поддерживать длительный мониторинг для облегчения выявления причинно-следственных связей и закономерностей эволюции местного оледенения. Необходимость выведения длинной и непрерывной серии баланса массы для ледника Сары-Тор обусловлена двумя этими мотивами, суть которых будет подробно рассмотрена далее.

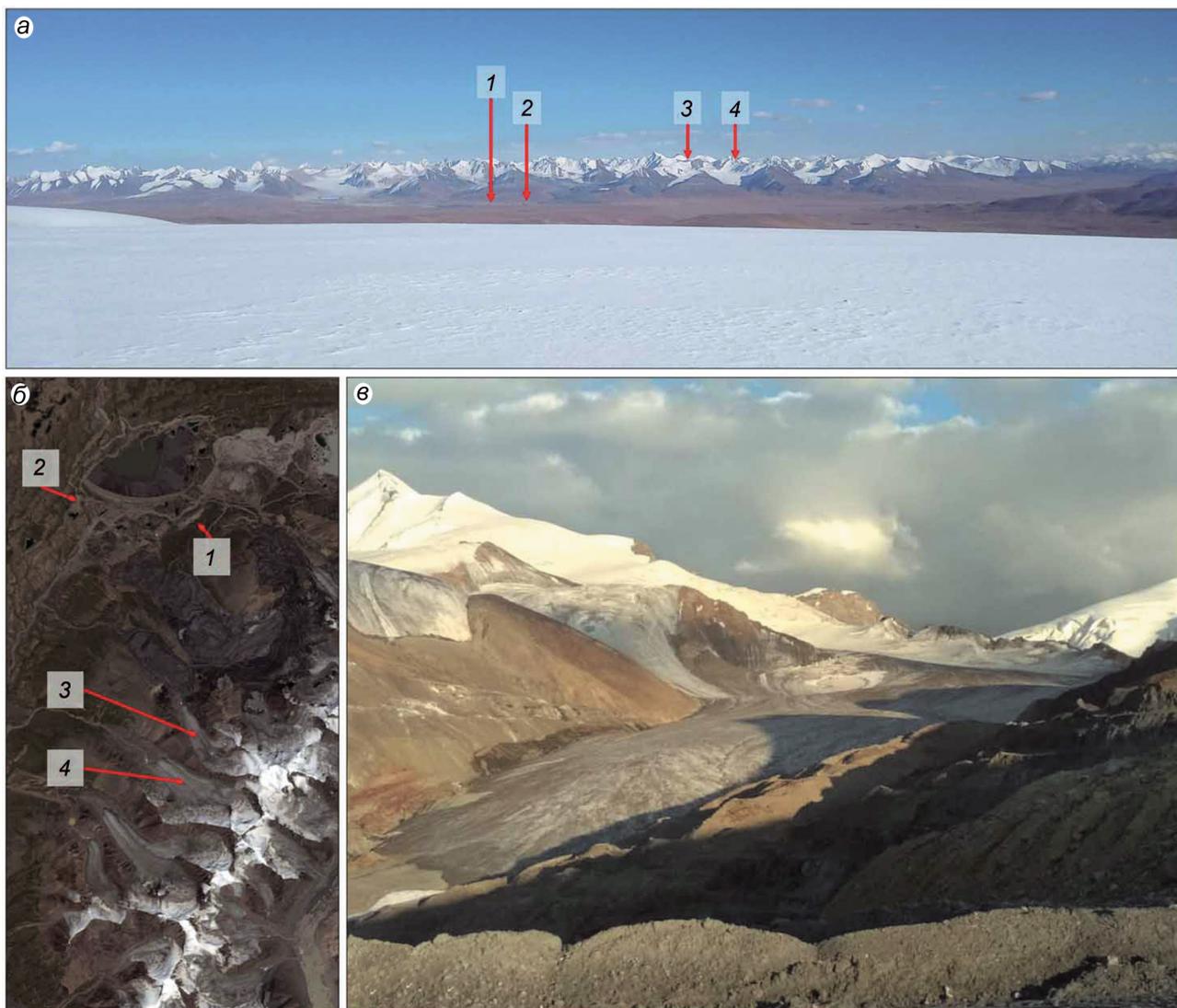
Ранее неоднократно предлагались разные версии восстановления годовых значений баланса массы ледников в прошлом. При постановке подобных задач выбор методов для ретроспективного пролонгирования серий балансовых наблюдений чаще всего сводится к привлечению длинных рядов наблюдений на ближайших сетевых метеостанциях (ГМС), пока

в изменение режима ледника не вмешиваются факторы катастрофического преобразования рельефа. Вопросами масс-балансовых реконструкций именно для этого участка Тянь-Шаня ранее занимались многие учёные, среди которых – В.Н. Михаленко, С.Н. Ушнурцев, С.С. Кутузов и др., поэтому сравнение их выводов с результатами настоящего исследования будет непременно сделано в соответствующем разделе статьи.

Смысл составления нового варианта серии реконструированных значений баланса массы  $b_n$  состоит в естественном стремлении к уточнению косвенных оценок за счёт использования исходных данных более длинного референтного ряда (с учётом последних лет прямых наблюдений) и обновления базовых гляциометеорологических соотношений. Отметим, что появление новых версий балансовых реконструкций для одного и того же объекта по мере увеличения массива входных данных в процессе продолжающегося мониторинга следует воспринимать как естественное приближение к научной истине, поэтому такую процедуру следует не только одобрять, но и всячески рекомендовать.

### Объект и история исследований

Ледник Сары-Тор находится в западном секторе массива Ак-Шийрак (рис. 1, а, б), во Внутреннем Тянь-Шане между хребтами Терскей Ала-Тоо и Какшаал-Тоо. Ак-Шийрак представляет собой три субмеридиональных хребта, возвышающиеся на 1200–1500 м над высокогорными сыртами и более чем на 5000 м над ур. моря. Массив служит водоразделом крупнейших рек региона – Сары-Джаз и Нарын. По мнению Л.Г. Бондарева [1], в 1963 г. оледенение Ак-Шийрака относилось к горно-покровному типу, однако, по нашему мнению, более правильная формулировка М.Б. Дюргерова [2], который характеризовал его как компактный массив, слабо расчленённый в области питания, где ледники контактируют между собой. Они существуют в условиях низких температур и небольшого количества атмосферных осадков. Выше 4000 м более 92% годовых осадков выпадает в твёрдом виде [3], что отражается на процессах льдообразования и на режиме составляющих баланса массы – аккумуляции и абляции.



**Рис. 1.** Район исследований.

Общий вид массива Ак-Шийрак (1 – пос. Кумтор, 2 – ГМС Тянь-Шань, 3 – ледник Сары-Тор, 4 – ледник Борду) с ледника Григорьева (а) (фото Б.О. Эрменбаева 22.09.2019 г.) и из космоса (Sentinel-2 от 11.08.2019) (б); в – ледник Сары-Тор (фото Б. Жакеева 08.08.2019 г.)

**Fig. 1.** Research area.

Panoramic view of Ak-Shiyrak Massif (1 – Kumtor settlement, 2 – Tien Shan weather station, 3 – Sary-Tor Glacier, 4 – Bordu Glacier) from Grigoryev Glacier (a) (photo taken by B.O. Ermenbayev, 22.09.2019) and from outer space (Sentinel-2 from 11.08.2019) (b); в – Sary-Tor Glacier (photo taken by B. Zhakeyev, 08.08.2019)

Долинный ледник Сары-Тор (см. рис. 1, в) расположен в верховьях одноимённой реки и имеет северо-западную экспозицию. В его морфологическом строении выделяются несколько незначительных зон с трещинами и висячие притоки, а область питания представляет собой однокамерный цирк. На 2018 г., по данным с космоснимка Sentinel-2 и ЦМР High Mountain Asia, длина ледника составляла примерно 4 км, площадь в ортогональной проек-

ции –  $2,64 \pm 0,01$  км<sup>2</sup> (включая висячий приток), а нижняя точка языка находилась на высотной отметке  $3950 \pm 10$  м.

В 1980-х годах в ходе серии экспедиций Института географии АН СССР под руководством М.Б. Дюргерова был получен короткий пятилетний ряд баланса массы, тепла и воды Сары-Тора за 1984/85–1988/89 балансовые годы [2]. Однако позже, с 1990-х годов, ледник оказался на концессионной территории кыргызско-канад-

ской золотодобывающей компании Kumtor Gold Company, поэтому возобновление мониторинга произошло только через 25 лет сотрудниками Института водных проблем и гидроэнергетики НАН Кыргызской Республики при участии и научной координации со стороны Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. С тех пор было проведено пять полноценных полевых сезонов, позволивших инструментально определить значения баланса массы и его компонентов за 2014/15–2018/19 гг.

Представление данных отвечало стратиграфической отчётной системе. Зимний баланс ежегодно измерялся по итогам площадных снегосъёмов (май–июнь) по всей поверхности ледника до изогипсы 4400 м на 60–105 пунктах; пройдено также 4–5 шурфов для денсиметрии. Расходный компонент определялся по сети абляционных реек (7–12 штук), обслуживаемых для снятия отсчётов и перебуривания 3–4 раза за сезон, который заканчивался в сентябре после прекращения таяния и начала накопления порций снега новой зимы. Все эти данные отражены в глобальной базе данных Всемирной службы мониторинга ледников WGMS [4]. Тем не менее, для решения многих научных задач (определение долгосрочных трендов, отдельных эволюционных этапов, скрытых гармоник и пр.) двух не связанных между собой серий вещественного баланса 1985–1989 и 2015–2019 гг. явно недостаточно. Необходимо было восстановить непрерывность ряда его годовых значений.

### Методика

При составлении реконструкции баланса массы  $b_n$  ледника Сары-Тор основывались на актуалистическом подходе, т.е. восстановлении годовых значений компонентов  $b_n$  по выявленным на современном этапе их связям с важнейшими метеодетерминантами на ближайшей ГМС при вынужденном теоретическом допущении о неизменности этих связей во времени. Это допущение – самое слабое место принятой концепции, поскольку устойчивость базовых корреляций вряд ли сохраняется при изменении геометрии ледника. Критические стрелы относительно актуалистических построений уже были выпущены [5, 6], поэтому доверительный временной

интервал реконструкции естественным образом был ограничен некоторым неопределённым, но не очень продолжительным периодом, в течение которого колебания размеров ледника не приводят к сколько-нибудь значимым изменениям локального горно-ледникового климата. Вместе с тем актуалистический подход имеет преимущество перед альтернативным – прямым аналитическим подходом – за счёт независимости от непростой логики кернового бурения и трактовки его итогов. Этим объясняется обилие как локальных [например, 7–14], так и обобщающих [15–17] работ, базирующихся на его идеологии. Простота расчётной схемы обеспечивает приемлемую аппроксимацию ключевых характеристик состояния ледника без привлечения точных, но сложных математических алгоритмов, наподобие тех, которые недавно были применены для прогнозирования эволюции ледника Сары-Тор [18]. Уязвимость же главного допущения о правомерности распространения опорных соотношений в прошлое отчасти снижается в данном конкретном случае из-за замены экстраполяции на интерполяцию, поскольку эти соотношения выводятся по общей выборке, состоящей из исходных данных, полученных за оба этапа: и 1985–1989, и 2015–2019 гг.

Для реконструкции баланса массы ледника Сары-Тор использованы данные ГМС Тянь-Шань, учреждённой в 1929 г. и удалённой от него на 6 км. Однако ряд наблюдений неоднороден: в 1996 г. ГМС была перенесена на 1 км к югу, ближе к леднику, а наблюдения были автоматизированы. С помощью корреляционных уравнений с ГМС Сары-Таш ( $H = 3159$  м) ряды метеонаблюдений до и после переноса были гомогенизированы. Такая процедура обеспечивает возможность воссоздать, а затем использовать единую серию наблюдений, что позволяет не только заполнить пробел (1989/90–2013/14 гг.) в прямых наблюдениях, но и косвенно продлить ряд баланса массы ледника Сары-Тор в прошлое до 1930 г.

Выбор оптимальных метеорологических детерминантов, позволяющих установить наивысшую корреляцию с индексами баланса массы ледника, включает в себя подбор наиболее подходящих метеоэлементов и оптимального календарного отрезка для осреднения подобранных предикторов. Из-за бинарного характера  $b_n$  в природе нет ни одного элемента, который мог бы коррелировать с

ним напрямую. Косвенная оценка баланса обычно основывается на раздельном вычислении его компонентов: а) *аккумуляции* (зимнего баланса  $b_w$ ) – по сумме осадков  $X$ , по среднезимним значениям температуры воздуха и атмосферного давления или по их производным и комбинациям; б) *абляции* (летнего баланса  $b_s$ ) – по среднелетней температуре воздуха  $t$  (или сумме положительных температур, когда есть такая информация с суточным разрешением) и коротковолновой радиации  $B_k$ .

Статистические эксперименты с архивами ГМС Тянь-Шань показали, что самая высокая корреляция измеренных величин аккумуляции с их данными достигается в случае не одно-, а двухпараметрической аппроксимации, а именно: если, помимо традиционного использования суммы зимних (сентябрь–июнь) осадков  $X$ , вторым аргументом выводимого соотношения служит температура воздуха  $t$  за сентябрь–май. Введенное на базе таких положений уравнение

$$Ak = -1685 + 1,69 \sum_{IX}^VI X - 114 t_{IX-V}, \quad (1)$$

в котором аккумуляция  $Ak$  и  $X$  выражены в мм в.э., а  $t$  – в °С, характеризуется стандартным отклонением 89 мм и коэффициентом корреляции  $R = 0,77$  ( $R^2 = 0,59$ ); его линейность проверена и подтверждена критерием Фишера.

Косвенный расчёт абляции  $Ab$  обычно характеризуется лучшей корреляцией по сравнению с приходной составляющей баланса, так как основу этой связи составляют строгие законы теплофизики. К сожалению, для ледника Сары-Тор поиск оптимальной двухпараметрической зависимости  $Ab = f(t, B_k)$  невозможен, поскольку на ГМС Тянь-Шань регулярные наблюдения за балансом коротковолновой радиации отсутствуют. Паллиативную связь  $Ab$  с единственной переменной – температурой воздуха  $t$  удаётся найти, модифицируя общеизвестную формулу Кренке–Ходакова [19] в плане подбора локальных значений коэффициента и свободного члена при неизменности аналитического вида функции (кубического):

$$Ab = 5,3(0,5 t_{V-VIII} + 6,3)^3; R = 0,92; R^2 = 0,85. \quad (2)$$

Здесь температура осреднена за май–август и приведена от абсолютной высоты 3660 м, на которой расположена ГМС Тянь-Шань (обозначим этот параметр  $t_{TШ}$ ), к средневзвешенной высоте ледника Сары-Тор ( $t$ ), снятой с гипсографической кривой по состоянию на

2016 г. и совпадающей с изогипсой 4340 м. Данное приведение базировалось: а) на вертикальном температурном градиенте для Внутреннего Тянь-Шаня  $dt/dh = -0,005$  °С/м [3]; б) на вертикальном перепаде  $\Delta H = 680$  м; в) на температурном скачке  $\Delta t_{л} = -1,7$  °С [2] на границе лёд/грунт, откуда следует:

$$t = t_{TШ} - \Delta H(dt/dh) - \Delta t_{л} = t_{TШ} - 4,9. \quad (3)$$

Несмотря на высокие значения коэффициентов корреляции  $R$  и детерминации  $R^2$  соотношения (2) для  $Ab(t)$ , точность косвенной реконструкции абляции ещё больше возрастает в случае двухпараметрической линейной регрессии, в которой вторым аргументом несколько неожиданно выступает скорость ветра  $V$ , м/с. Физическая суть влияния последнего состоит в том, что нередко возникающие здесь в летний сезон холодные кататические ветры с внутренних областей массива Ак-Шийрак перемешивают воздух над поверхностью ледника, тормозя абляцию, поэтому зависимость интенсивности таяния от этой переменной обратная: чем сильнее ветер, тем меньше абляция. Подбор оптимальных периодов осреднения (летние месяцы указаны в подстрочном индексе) приводит к итоговому эмпирическому уравнению

$$Ab = 1487 + 231,6 t_{V-VIII} - 70,3 V_{V-IX}, \quad (4)$$

где показатели тесноты связи увеличиваются до  $R = 0,95$  и  $R^2 = 0,90$  при стандартном отклонении 130 мм. Поэтому в реконструкции предпочтение было отдано уравнению (4). Отметим, что в 1994–2004 гг. скорость ветра наблюдениями на ГМС Тянь-Шань не фиксировалась, поэтому для расчёта абляции этой декады использовалось соотношение (2). Баланс массы  $b_n$  восстанавливался как алгебраическая сумма формул (1) и (4) в общем случае либо формул (1) и (2) для 1994–2004 гг.

## Результаты

Полученная в итоге непрерывная 35-летняя (1984/85–2018/19) серия баланса массы  $b_n$  (рис. 2, а) показала значительное преобладание отрицательных значений при средней величине  $-530 \pm 130$  мм в.э. Они были положительными только дважды: в 1986/87 (+220 мм) и 1992/93 гг. (+90 мм), причём последнее было

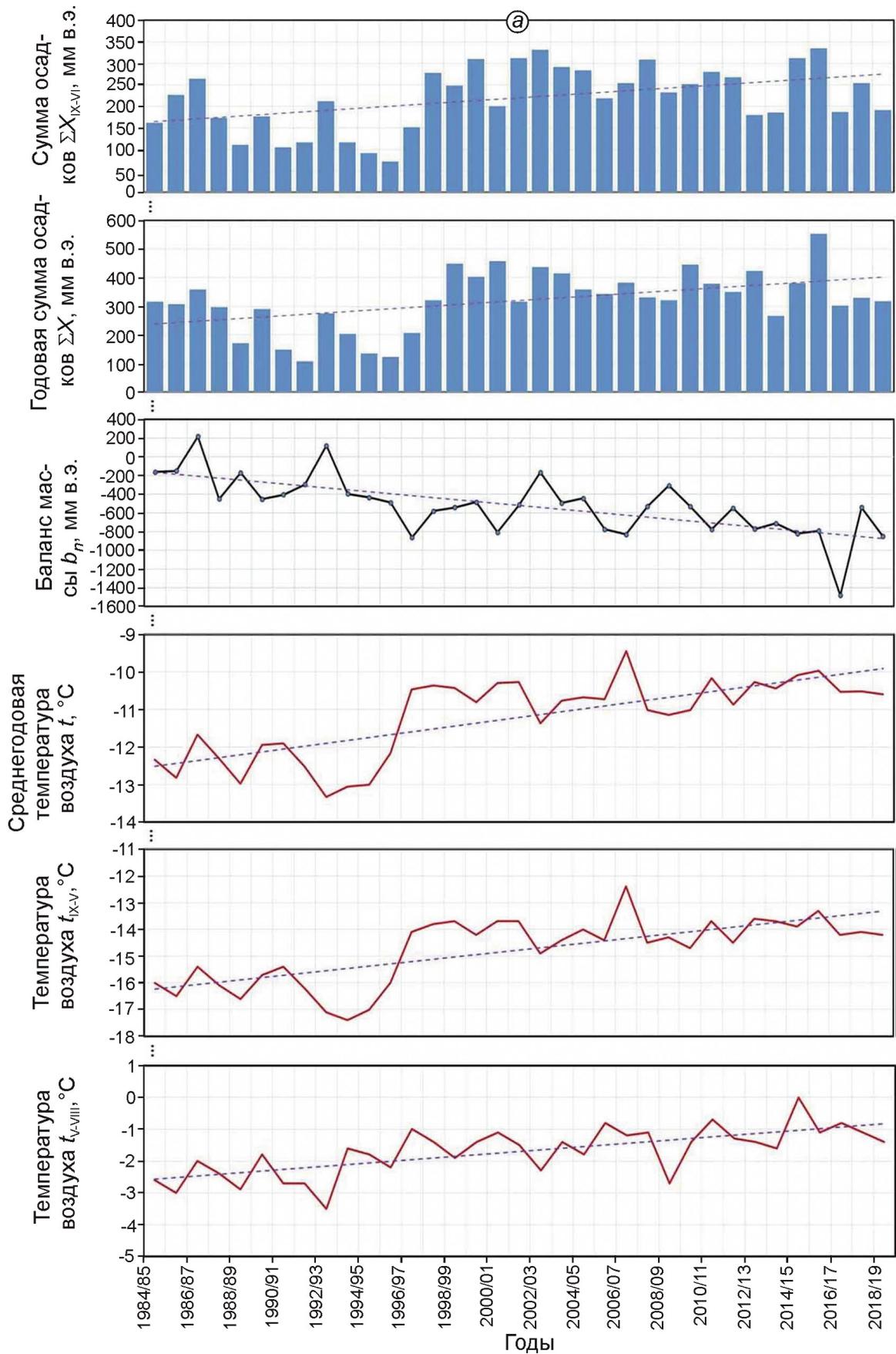
положительным чисто символически. Такие неблагоприятные особенности баланса отражают долгосрочные тенденции к росту основных климатических детерминантов — осадков и температуры воздуха как в годовом, так и в сезонном исчислении. Между двумя пятилетками прямых измерений сумма годовых осадков возросла на 30%, а зимних (сентябрь—июнь) — на 26%, или на 70 мм, т.е. с позиций прихода вещества ледникам стало лучше. Этому же способствовало, исходя из аналитического вида формулы (1), и потепление зим: средняя температура за сентябрь—май увеличилась на 2,2 °С (с -16,1 до -13,9 °С) — примерно так же, как и среднегодовая (с -12,4 до -10,3 °С). Однако в итоге весь положительный эффект превосходило (см. рис. 2, а) повышение температуры за период абляции: за май—август оно составило пусть меньшую величину по абсолютным величинам (с -2,6 до -1,0 °С), но для ледника более значимую в бюджетном смысле. Иными словами: тренды определяющих метеоэлементов оказывают противоположный балансовый эффект на состояние ледника. Господство отрицательных значений  $b_n$  при прогрессирующем увеличении со временем их модулей показывает явно бóльшую важность термического фактора для текущей эволюции ледника Сары-Тор: даже некоторое возрастание увлажнённости в массиве Ак-Шийрак не в состоянии компенсировать негативные для баланса оледенения следствия потепления.

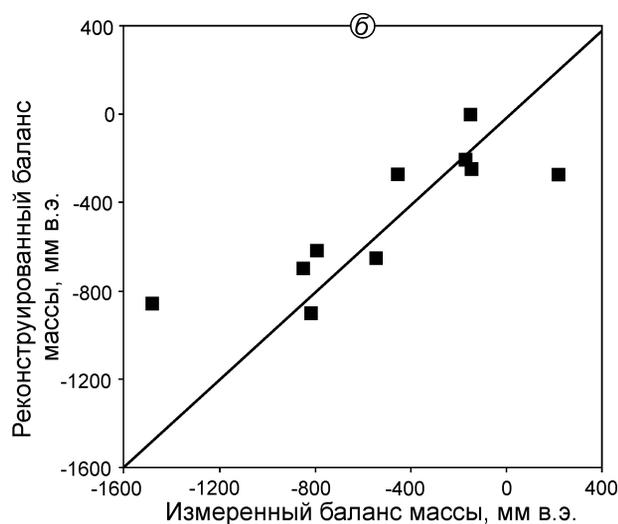
Неплохое соответствие (см. рис. 2, б) между измеренными и расчётными величинами баланса массы (с коэффициентом их взаимной корреляции  $R = 0,83$  и детерминации  $R^2 = 0,69$ ) и выполненная реконструкция позволили объединить в единый 35-летний ряд два временных отрезка фактических наблюдений, разделённые пропуском в 25 лет. Значения баланса массы за этот период колебались в диапазоне от -1480 до +220 мм в.э. в первую очередь за счёт аккумуляции, коэффициент вариации которой ( $C_v = 0,33$ ) превышал этот же параметр для абляции ( $C_v = 0,25$ ). Такое соотношение необычно, поскольку для многих других ледников Тянь-Шаня (например, Туюксу [20], Голубина [21], Абрамова [22]) свойственна обратная картина, которую М.Б. Дюргеров [23] считал характерной прежде всего для ледников континентального климата, а А.Н. Кренке [24] — вообще для боль-

шинства наблюдаемых ледников в мире. В данном случае проявилась степень выраженности экстремумов аккумуляции, обеспечившая несколько нетипичный перевес коэффициента вариации приходного компонента.

Приведённая здесь схема расчёта по формулам (1)–(4) со всеми её допущениями была заимствована и для восстановления баланса массы ледника Сары-Тор с момента основания ГМС Тянь-Шань в 1929 г. Реконструкция (таблица, рис. 3) показывает устойчивую потерю массы за весь 90-летний период: восстановлено только десять случаев положительного баланса. В 1930–50-х годах баланс массы  $b_n$  колебался у нулевых значений, показывая слабую отрицательную динамику. В 1950–70-х годах он оставался по-прежнему слабо отрицательным, но вырос разброс пиковых значений. Общая однородность ряда была осложнена только кратким эпизодом относительного улучшения состояния ледника в конце 1950-х годов. Подобная смена устойчивых темпов деградации на кратковременное относительное улучшение состояния ледников согласуется с данными М.Б. Дюргерова [25], который отмечал схожие тенденции на ряде других ледников Азии в то же время. С 1970-х годов темпы деградации оледенения ускоряются, причём после 1990 г. особенно сильно. В настоящее время ледник деградирует в два раза быстрее, чем в середине прошлого века.

По сравнению с проанализированным здесь заключительным 35-летним периодом среднее значение баланса массы за весь 90-летний срок гораздо менее отрицательно ( $-305 \pm 155$  мм в.э.), а экстремумы не изменились (+220 мм в 1986/87 г. и -1480 мм в 2016/17 г.). Совокупный баланс в слое воды составил около -27 500 мм за 90 лет. Рис. 3 показывает причину господствующей эволюционной тенденции. Для аккумуляции с 1930 г. отмечается тенденция к небольшому понижению годовых значений, несмотря на небольшой рост количества осадков за тот же период. Ход абляции демонстрирует несколько иную динамику: с 1930 по 1980 г. значения летнего баланса медленно, но неуклонно росли (т.е. становились в среднем всё более отрицательными) вместе с температурой воздуха, однако со второй половины 1980-х годов отмечается значительное ускорение роста расходной составляющей. Таким образом, отмеченные для заклю-





**Рис. 2.** Условия существования ледника Сары-Тор в 1985–2019 гг.:

*a* – восстановленная серия баланса массы  $b_n$ , годовые и сезонные суммы осадков  $\Sigma X$  и средняя за год и сезоны аккумуляции и абляции температура воздуха  $t$  на ГМС Тянь-Шань с линиями трендов; *б* – сходимость между фактически измеренными (абсциссы) и косвенно рассчитанными по метеоэлементам (ординаты) величинами баланса массы, мм в.э.

**Fig. 2.** Budget conditions of the Sary-Tor Glacier in 1985–2019:

*a* – reconstructed series of mass balance  $b_n$ , annual and seasonal precipitation sums  $\Sigma X$  and air temperature  $t$  at Tien Shan weather station averaged over balance years and seasons of accumulation and ablation with correspondent trendlines; *b* – compatibility between annual mass balance values, mm w.e., directly measured (absciss axis) and indirectly computed by means of meteorological elements (ordinate axis)

чительного этапа и прослеживаемые по рис. 2 черты современных изменений в состоянии ледника Сары-Тор были заложены ещё в 1960–70-е годы, но стали особенно заметно проявляться после 1990 г. в связи с устойчивым увеличением расходной составляющей баланса, реагирующей на заметный рост температуры воздуха.

### Обсуждение

Возобновлённые с 2014/15 г. полевые наблюдения на леднике Сары-Тор сразу позволили установить существенные различия в масс-балансовых характеристиках по сравнению с первым периодом инструментальных измерений, предпринятых группой М.Б. Дюргерова [2] в 1980-х годах. Выведенные отклонения неравнозначны для разных статей вещественного ба-

ланса. Если приходный компонент за минувшую пятилетку уменьшился на треть относительно среднего значения исходной серии в 490 мм, то абляция возросла гораздо сильнее – более чем на 94%. В результате произошёл значительный сдвиг баланса массы ледника в сторону более отрицательных величин: –896 мм против прежнего значения –140 мм. Климатические условия для таких перемен весьма очевидны: летнее потепление на 2,3 °C за последние 25 лет.

С.Н. Ушнурцев [26] ранее уже предпринимал попытку реконструировать баланс массы ледника Сары-Тор, исходя из материалов наблюдений 1980-х годов и выведенной тогда же связи  $b_n$  с высотой границы питания, которая была косвенно рассчитана по записям ГМС Тянь-Шань. Позже, используя практически идентичную расчётную схему, но привлекая данные ГМС Каракол и потому немного видоизменив коэффициенты, эту реконструкцию продлил до 2005 г. С.С. Кутузов [27]. Сопоставление их результатов с данными таблицы показывает (рис. 4) неплохую синфазность обеих серий  $b_n$  для периода, предшествовавшего первому этапу полевых работ 1985–1989 гг. Причина редких рассогласований в отдельные отрезки времени (например, в 1937–1938 или 1978–1980 гг.) связана, по-видимому, с тем, что наша реконструкция использовала другие метеопредикторы, отсутствовавшие в расчётных схемах у С.Н. Ушнурцева и С.С. Кутузова, аномалии которых в те годы и могли вызвать различия в балансе. Обновлённый с тех пор алгоритм расчёта, представленный в настоящей статье, приводит к заметно меньшей межгодовой вариации параметра и несколько заниженным значениям. Тот же вывод следует и из сравнения нынешней реконструкции для ледника Сары-Тор и реконструкции для всей ледниковой системы массива Ак-Шийрак [11]. И в этом случае (см. рис. 4) серия ледника Сары-Тор обнаруживает систематически более негативный баланс массы, что как раз вполне логично из-за более низкого гипсометрического диапазона отдельного долинного ледника относительно всего оледенения массива, в центральную часть которого входят высокогорные и почти платообразные ледники.

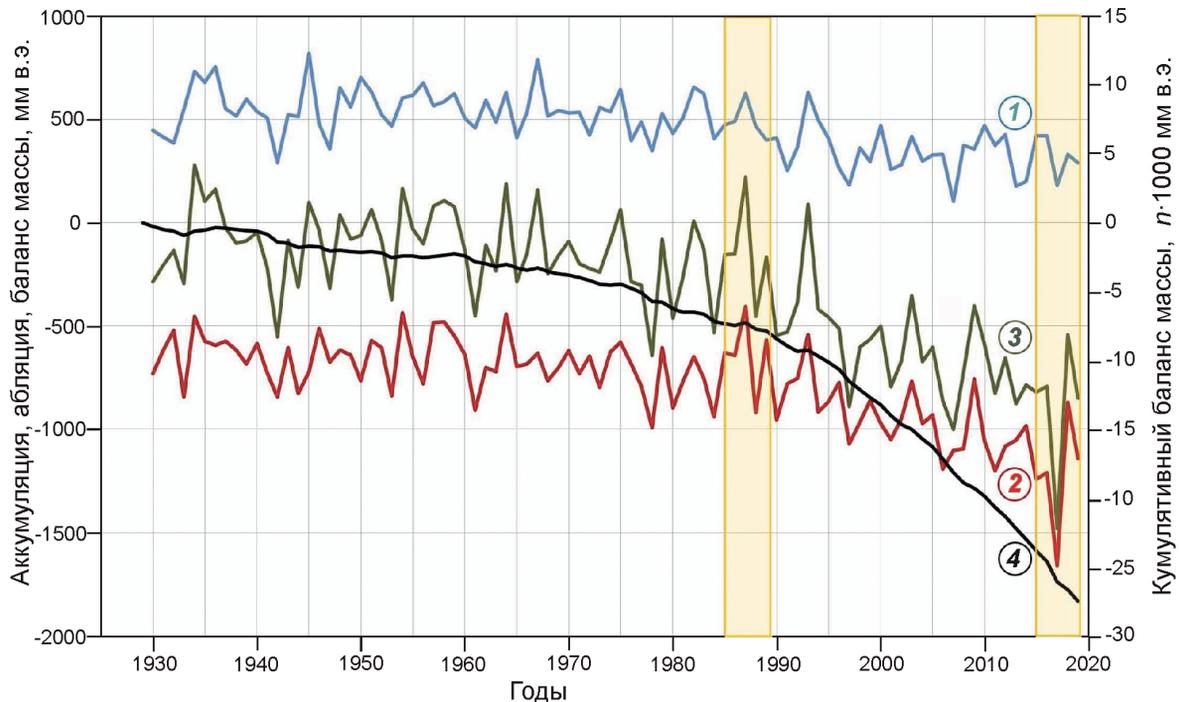
Кумулятивные значения восстановленного баланса массы ледника Сары-Тор за разные отрезки времени можно сравнить с аналогичными величинами, полученными при физико-мате-

Реконструкция показателей внешнего массообмена ледника Сары-Тор для 1930–2019 гг.: метеодетерминанты для формул (1), (2), (4) и восстановленные/измеренные годовые значения баланса массы и его компонентов\*

Балансовый год	Сумма осадков (сентябрь–июнь) $\Sigma_{VI-IX}$ , мм		Средняя температура воздуха, °С		Средняя скорость ветра (май–сентябрь), $V_{V-IX}$ , м/с	Аккумуляция $A_k$ , мм в.э.	Абляция $A_b$ , мм в.э.	Баланс массы $b_p$ , мм в.э.
	сентябрь–май $t_{IX-V}$	май–август $t_{V-VIII}$						
1929/30	156	-16,3	-2,3			450	730	-280
1930/31	177	-15,7	-2,9			410	620	-210
1931/32	202	-15,1	-3,4			390	520	-130
1932/33	184	-16,8	-1,8			550	840	-290
1933/34	252	-17,4	-3,9			730	450	280
1934/35	221	-17,4	-3,1			680	570	110
1935/36	198	-18,4	-3,0			750	590	160
1936/37	171	-17,0	-3,1			550	570	-20
1937/38	163	-16,8	-2,9			520	620	-100
1938/39	181	-17,3	-2,6			600	680	-80
1939/40	230	-16,0	-3,1			540	580	-40
1940/41	217	-16,0	-2,4			510	730	-220
1941/42	137	-15,2	-1,8			290	840	-550
1942/43	202	-16,3	-3,0			520	610	-90
1943/44	193	-16,4	-1,9			510	830	-320
1944/45	243	-18,3	-2,4			820	720	100
1945/46	228	-15,6	-3,5			480	510	-30
1946/47	159	-15,5	-2,6			360	670	-310
1947/48	233	-17,0	-2,9			650	620	30
1948/49	217	-16,4	-2,8			560	640	-80
1949/50	228	-17,5	-2,2			700	760	-60
1950/51	175	-17,7	-3,2			630	570	60
1951/52	210	-16,2	-3,0			520	610	-90
1952/53	220	-15,6	-1,9			470	840	-370
1953/54	219	-16,8	-4,0			600	440	160
1954/55	195	-17,2	-2,8			610	640	-30
1955/56	301	-16,2	-2,1			680	780	-100
1956/57	204	-16,7	-3,7			570	480	90
1957/58	218	-16,6	-3,7			590	480	110
1958/59	235	-16,7	-3,3			620	550	70
1959/60	220	-15,9	-2,8			500	640	-140
1960/61	163	-16,3	-1,6			460	910	-450
1961/62	236	-16,4	-2,5			590	700	-110
1962/63	226	-15,6	-2,4			490	720	-230
1963/64	232	-16,8	-3,9			630	440	190
1964/65	179	-15,7	-2,5			410	690	-280
1965/66	224	-16,1	-2,6			530	680	-150
1966/67	314	-17,0	-2,8			790	630	160
1967/68	180	-16,6	-2,2			520	760	-240
1968/69	240	-15,9	-2,5			540	700	-160
1969/70	202	-16,4	-2,9			530	620	-90
1970/71	255	-15,6	-2,3			530	730	-200
1971/72	201	-15,5	-3,5			420	640	-220

1972/73	237	-16,1	-2,0			560	800	-240
1973/74	216	-16,2	-2,9			540	630	-90
1974/75	205	-17,3	-3,1			640	580	60
1975/76	161	-15,8	-2,6			400	680	-280
1976/77	152	-16,8	-2,1			490	790	-300
1977/78	154	-15,5	-1,2			350	990	-640
1978/79	188	-16,6	-3,0		-	530	610	-80
1979/80	221	-15,2	-1,6			430	900	-470
1980/81	307	-14,6	-2,2			510	770	-260
1981/82	193	-17,6	-2,7			660	650	10
1982/83	176	-17,6	-2,2			620	750	-130
1983/84	145	-16,1	-1,4			410	940	-530
<b>1984/85</b>	162	-16,0	-2,6		3,3	<b>470</b>	<b>630</b>	<b>-160</b>
<b>1985/86</b>	227	-16,5	-3,0		2,7	<b>490</b>	<b>640</b>	<b>-150</b>
<b>1986/87</b>	265	-15,4	-2,0		3,3	<b>630</b>	<b>410</b>	<b>220</b>
<b>1987/88</b>	173	-16,1	-2,4		3,4	<b>470</b>	<b>920</b>	<b>-450</b>
<b>1988/89</b>	111	-16,6	-2,9		3,2	<b>400</b>	<b>570</b>	<b>-170</b>
1989/90	177	-15,7	-1,8		2,2	410	950	-540
1990/91	105	-15,4	-2,7		1,5	250	780	-530
1991/92	116	-16,2	-2,7		2,0	370	750	-380
1992/93	212	-17,1	-3,5		2,3	630	540	90
1993/94	116	-17,4	-1,6			500	910	-410
1994/95	91	-17,0	-1,8			410	870	-460
1995/96	72	-16,0	-2,2			260	770	-510
1996/97	152	-14,1	-1,0			180	1070	-890
1997/98	278	-13,8	-1,4			360	960	-600
1998/99	248	-13,7	-1,9		-	300	860	-560
1999/00	310	-14,2	-1,4			470	970	-500
2000/01	200	-13,7	-1,1			260	1050	-790
2001/02	312	-13,7	-1,5			280	950	-670
2002/03	332	-14,9	-2,3			420	770	-350
2003/04	291	-14,4	-1,4			300	970	-670
2004/05	284	-14,0	-1,8		2,3	330	930	-600
2005/06	218	-14,4	-0,8		1,9	330	1190	-860
2006/07	254	-12,4	-1,2		1,8	100	1100	-1000
2007/08	309	-14,5	-1,1		2,4	370	1090	-720
2008/09	232	-14,3	-2,7		1,7	360	760	-400
2009/10	252	-14,7	-1,4		1,9	470	1060	-590
2010/11	280	-13,7	-0,7		2,0	370	1200	-830
2011/12	268	-14,5	-1,3		1,8	430	1080	-650
2012/13	180	-13,6	-1,4		1,9	180	1050	-870
2013/14	186	-13,7	-1,6		2,4	200	980	-780
<b>2014/15</b>	312	-13,9	0,0		2,3	<b>420</b>	<b>1240</b>	<b>-820</b>
<b>2015/16</b>	335	-13,3	-1,1		1,9	<b>420</b>	<b>1210</b>	<b>-790</b>
<b>2016/17</b>	186	-14,2	-0,8		2,9	<b>180</b>	<b>1660</b>	<b>-1480</b>
<b>2017/18</b>	254	-14,1	-1,1		3,0	<b>330</b>	<b>870</b>	<b>-540</b>
<b>2018/19</b>	191	-14,2	-1,4		2,9	<b>290</b>	<b>1140</b>	<b>-850</b>

\*Годы с прямыми измерениями выделены жирным курсивом. Прочерки – отсутствие наблюдений.



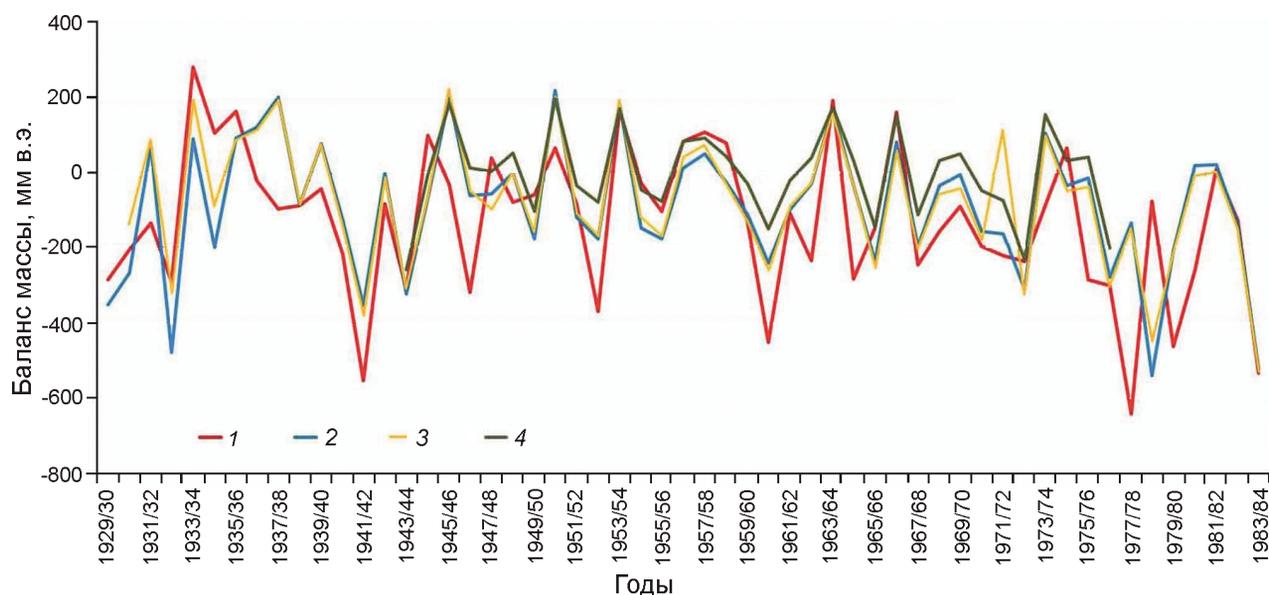
**Рис. 3.** Итоги масс-балансовой реконструкции ледника Сары-Тор за 1930–2019 гг., мм в.э. Левая шкала: годовые величины аккумуляции (1), абляции (2) и баланса массы (3), измеренные в 1985–1989 и 2015–2019 гг. (выделены цветом) и реконструированные значения. Правая шкала: кумулятивный баланс массы (4)

**Fig. 3.** Results of mass-balance reconstruction of the Sary-Tor Glacier during 1930–2019, mm w.e. Left scale: annual values of accumulation (1), ablation (2) and mass balance (3): measured in 1985–1989 and 2015–2019 (pasted time spans) and reconstructed values. Right scale: cumulative mass balance (4)

матическом моделировании или геометрически путём оцифровки ЦМР по разновременным космическим снимкам. В этом случае установлены большие расхождения. Например, модель таяния Е.П. Рец и др. [28] оценивает средний баланс за период 2004–2015 гг. в  $-410$  мм в.э., тогда как данные таблицы за тот же интервал приводят к более отрицательному значению  $-790$  мм. Наоборот, для 1975–2008 гг. Т. Печонка и Т. Болых [29] получили средний баланс  $-510 \pm 250$  мм в.э., тогда как по данным таблицы он не столь отрицателен ( $-420 \pm 150$  мм). Разумеется, причина расхождений может быть в погрешности реконструкции по метеоданным, однако не менее значимые ошибки возможны из-за субъективности при дешифрировании границы ледника, которая частично зависит и от разрешения снимков.

В непосредственной близости от ледника Сары-Тор расположен другой наблюдаемый с позиции баланса массы ледник № 354. Оба ледника принадлежат к одному морфологическому типу, но ледник № 354 почти в три раза круп-

нее по площади ( $6,4$  против  $2,6$  км<sup>2</sup>) и оканчивается почти на  $200$  м ниже ледника Сары-Тор. Для ледника № 354 выполнена палеорекострукция [30]. В модели использованы данные по осадкам и температуре воздуха за период с 1 октября 2003 г. по 30 сентября 2014 г. на ГМС Тянь-Шань-Кумтор ( $3660$  м), расположенной в  $14$  км от ледника. Сравнимые балансовые ряды ледников содержат как реконструированные, так и измеренные значения  $b_n$ , которые показывают некоторую синфазность. Коэффициент вариации  $C_v$  этих рядов одинаков ( $0,57$  у ледника Сары-Тор и  $0,60$  у ледника № 354), а взаимная корреляция характеризуется коэффициентом  $R = 0,54$ . Явные различия наблюдаются преимущественно для аномальных сезонов (например, 2010/11, 2015/16, 2016/17 гг.). Вместе с тем различия между вектором эволюции ледников в эти года вполне можно сгладить ошибками методов ( $\pm 240$ – $310$  мм в.э. для ледника № 354 и  $\pm 130$ – $150$  мм в.э. для ледника Сары-Тор). Сами реконструированные серии показывают единый тренд развития ледников, отличаясь пре-



**Рис. 4.** Сравнение масс-балансовых реконструкций за период до начала развёртывания первых инструментальных измерений 1930–1984 гг.

Ледник Сары-Тор: 1 – данная реконструкция (по таблице); 2 – по [26]; 3 – по [27]; 4 – оледенение массива Ак-Шийрак, по [11]

**Fig. 4.** Comparison of mass balance reconstructions over the period 1930–1984 prior to the start of instrumental measurements.

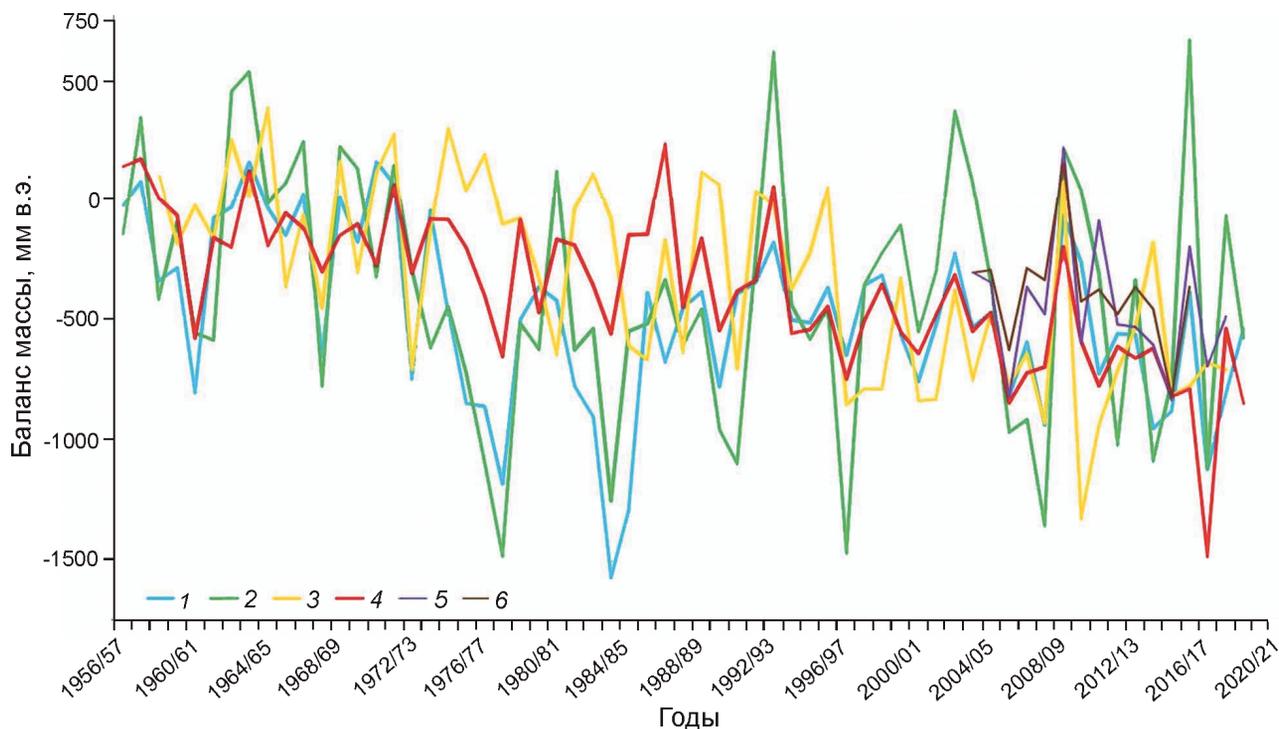
Sary-Tor Glacier: 1 – current reconstruction (see Table); 2 – after [26]; 3 – after [27]; 4 – Ak-Shiyrak glacial system, after [11]

жде всего величиной значений. Кумулятивный баланс массы за 2004–2018 гг. подтверждает разную скорость деградации двух ледников. Среднее годовое значение  $b_n$  за этот период составило  $-0,69$  м в.э. у ледника Сары-Тор и  $-0,45$  м у ледника № 354, т.е. ледник Сары-Тор теряет массу почти в 1,5 раза быстрее, чем ледник № 354. Суммарно за выбранный 14-летний период ледник Сары-Тор потерял 10,4 м в.э., а ледник № 354 – «всего» 6,7 м.

Соседние ледники в одинаковых климатических условиях обнаруживают разные темпы деградации в отдельно взятом году, и этому есть несколько возможных объяснений. Во-первых, ледник № 354, судя по всему, более устойчив к климатическим изменениям. Положительная разность оледенения у него выше, чем у ледника Сары-Тор, как и высота расположения бассейнов питания (и их площадь). Во-вторых, ледник № 354 отделён от ледника Борду более высоким гребнем, чем ледник Сары-Тор от ледника Давыдова, что даёт дополнительное время нахождения тени на леднике. Третья причина – дискуссионная – усиление теплового и физического воздействия на ледник Сары-Тор со стороны Кумторского рудника. Этот вопрос требует от-

дельного исследования, но пыль с предприятия вполне может служить акселератором процессов таяния. Таким образом, два ледника, расположенных в одной части массива Ак-Шийрак в 4–5 км друг от друга, показывают в целом одинаковые эволюционные тенденции. Результаты реконструкции на обоих ледниках различаются незначительно. Правда, ледник № 354 демонстрирует заметно бóльшую устойчивость, чем ледник Сары-Тор.

Сравнение реконструкции баланса массы ледника Сары-Тор с другими азиатскими ледниками, обеспеченными длинными рядами прямых инструментальных измерений (рис. 5), с целью поиска признаков синхронности колебаний обнаруживает непростую картину. Такой поиск может быть предпринят только для части периода реконструкции – с середины 1950-х годов, поскольку примерно тогда были развёрнуты первые непосредственные масс-балансовые полевые наблюдения на ледниках Тянь-Шаня (да и всего континента в целом): Туюксу и Кара-Баткак в СССР и леднике № 1 в Китае [4]. По темпам убыли массы за последние 60 лет ледник Сары-Тор не сильно отличается от остальных ледников Центральной Азии.



**Рис. 5.** Баланс массы основных опорных ледников Тянь-Шаня за 1957–2019 гг., мм в.э.:

1 – Кара-Баткак; 2 – Тууюксу; 3 – № 1; 4 – Сары-Тор; 5 – № 354; 6 – Западный Суёк

**Fig. 5.** Mass balance of main reference glaciers of Tien Shan in 1957–2019, mm w.e.:

1 – Kara-Batкак; 2 – Tuyuksu; 3 – № 1; 4 – Sary-Tor; 5 – № 354; 6 – West Suyok

Пожалуй, только в самые последние годы стали обозначаться признаки чуть более интенсивной потери вещества на этом леднике. Очень неплохая согласованность хода  $b_n$  ледника Сары-Тор отмечается с ледниками, расположенными на территории бывшего СССР. Наиболее заметные пики как в одну, так и в другую сторону у всех них чаще всего совпадают во времени, причём наибольшее сходство с серией ледника Сары-Тор обнаруживается у ледника Кара-Баткак, а наименьшее – у китайского ледника. Несмотря на то, что по своим морфологическим особенностям ледник Сары-Тор скорее ближе к леднику № 1, чем к леднику Кара-Баткак, на отдельных этапах баланс первых двух колеблется чуть ли не в противофазе, тогда как с ледником Кара-Баткак таких прецедентов почти нет. Похоже, фактор удалённости ледников друг от друга играет главную роль при таком сопоставлении.

В этой связи отметим интересное совпадение во времени максимумов баланса массы на таких, вроде бы, далеко разнесённых в пространстве ледниках, как Сары-Тор и Джанкуат на Центральном Кавказе. Для периода после

1967/68 г., когда был начат джанкуатский ряд прямых наблюдений, у обоих объектов два самых благополучных в балансовом отношении сезона приходятся на одни и те же годы – 1986/87 и 1992/93 гг. Особенно сильно выделяется пик 1986/87 г. Даже в более долгосрочном ракурсе, в масштабе полной глубины реконструкций – 90-летней (до 1930 г.) у ледника Сары-Тор и 148-летней (до 1872 г.) у ледника Джанкуат [9] – этот балансовый год оказывается рекордным по своим значениям  $b_n$  у обоих ледников. На леднике Джанкуат его обеспеченность не достигает и 1%-го уровня, а на леднике Сары-Тор приближается к нему. Более того, на обоих ледниках «годы-рекордсмены» по балансу обусловлены долгосрочными аномалиями одной и той же составляющей – аккумуляции: 1986/87 г. представляет собой абсолютный максимум и там, и там, а 1992/93 г. по многоснежности занимает третье место в многолетней серии Сары-Тора и четвёртое – на Джанкуате. Вряд ли следует искать в этом проявление дальних связей (teleconnections), но столь яркое совпадение состояния ледников, характеризующихся принци-

пиально разными режимами, вызывает интерес. Отметим, что экстремумы абляции для обоих объектов совершенно не совпадают. Это указывает на то, что общность аномалий термического режима между Центральной Азией и Кавказом обнаруживается гораздо реже, чем общность циркуляционных схем. При этом в первую очередь единство циркуляционного фактора проявляется при ослаблении черт континентальности в обоих регионах, что и создаёт максимумы снегонакопления; минимумы аккумуляции синхронности не обнаруживают.

Ослабление континентальности на Внутреннем Тянь-Шане в отдельные годы сказывается не только на приходном компоненте баланса массы. Абсолютный максимум аккумуляции на леднике Сары-Тор в 1986/87 г. совпадает здесь с абсолютным минимумом (по модулю) абляции; аналогично, третье место по многоснежности 1992/93 г. отвечает третьему месту с конца в рейтинге расходной составляющей. Оба масс-балансовых компонента своими аномалиями в такие годы как бы способствуют тому, чтобы сезон оставался благоприятным для состояния ледника, и оказывают однонаправленный эффект в сторону положительных значений баланса. Факт противофазы (в масс-балансовом смысле) ведущих метеодетерминантов – осадков и температуры – известен для азиатского оледенения [31], но здесь также можно усмотреть и проявление гомеостаза ледникового организма. Кроме того, на сходствах и различиях сравниваемых серий по разным ледникам должны сказываться и общегорографические показатели. Основные закономерности, проявляющиеся на рис. 5, – это относительно повышенная вариабельность баланса массы  $b_n$  ледников периферийных отрогов Тянь-Шаня (ледник Туюксу – в масштабе всей горной системы, ледник Кара-Баткак – в масштабе Внутреннего Тянь-Шаня) и существенно меньшая дисперсия у ледников в глубине горной системы, которым присуща небольшая энергия оледенения (ледник Сары-Тор). Ледник № 1 занимает в этой связи некоторое промежуточное положение: казалось бы, что его следует отнести к периферийным ледникам с относительно повышенным массообменом, однако на уменьшение межгодовой изменчивости величины  $b_n$  здесь уже влияет в противоположном ключе усиление в Богдо-Шане общей континентальности.

Завершая, можно предположить, что результаты представленной реконструкции баланса массы ледника Сары-Тор ввиду относительной непродолжительности валидационного ряда прямых наблюдений, возможно, уступают по точности известным реконструкциям для других опорных ледников (ИГАН [32], Сареннского [12], Южного Каскадного [8], Джанкуат [9], Фольгетонни [10] и т.д.), но они хотя бы ориентировочно позволяют оценить изменения ледниковой системы Ак-Шийрак за период, когда работы на ледниках массива не проводились, и охарактеризовать место современного эволюционного этапа в масштабе столетия.

### Заключение

Баланс массы ледника Сары-Тор за 90-летний период 1930–2019 гг. в целом сугубо отрицателен, причём, начиная с 1990-х годов, деградация ледника заметно усилилась. Подобные новейшие эволюционные тенденции побуждают возвращаться к задаче реконструкции баланса массы опорного ледника и к попыткам в очередной раз обновлять её. Установлено, что менее чем за столетие ледник безвозвратно утратил более 28 м в слое воды. Примерно половина (47,3%) общего сокращения ледовых ресурсов этого ледника пришлась на период после наступления XXI в. Наименьшие темпы отмечались в 1950-е годы, после которых лишь в четырёх сезонах баланс принимал положительные значения; последний раз это произошло четверть века назад.

Долгосрочные колебания баланса массы ледников массива Ак-Шийрак (как и всего Внутреннего Тянь-Шаня) в основном связаны с изменчивостью летнего баланса, а именно: количества осадков (так как большая их часть выпадает в летнее время) и особенно летней температуры воздуха. Колебания зимнего баланса заметно меньше влияют на общий годовой баланс массы [33]. Поэтому главной причиной прогрессирующего ухудшения бюджетного состояния оледенения массива Ак-Шийрак следует считать наблюдаемое потепление сезонов абляции, о чём по итогам сделанной реконструкции однозначно свидетельствует тренд к постепенному нарастанию по модулю расходной составляющей вещественного баланса.

К сожалению, будущее мониторинга баланса массы ледника Сары-Тор неясно. Аппетиты Kumtor Gold Company, осваивающей золоторудное месторождение, которое непосредственно примыкает к ледниковому языку и частично уходит под него, уже проявились в начатых (см. передний план на рис. 1, в) проходках горных выработок в перигляциальном поясе опорного ледника. Перспектива масштабных промышленных экскаваций для создания открытого карьера (наподобие созданного по соседству на месте искусственно удалённого языка ледника Давыдова) и наполнения долины Сары-Тор пустой породой, безусловно, изменит естественный циркуляционный и теплофизический режим предполья ледника Сары-Тор, нарушит выявленные гляциосиноптические связи и приведёт к утрате репрезентативности его балансового ряда, что до сих пор представляло собой основную научную ценность проводимых здесь гляциологических

работ. Такое развитие событий может вскоре заставить исследователей, к сожалению, отказаться от этого эталонного гляциологического объекта. В качестве вынужденной меры, чтобы вообще не лишиться в будущем информации о дальнейшей эволюции оледенения массива Ак-Шийрак, придётся перенести систему комплексных и детальных измерений на соседний ледник Борду (см. рис. 1, а). Предвидя это, с 2015/16 г. на нём был также развёрнут масс-балансовый мониторинг [4] в целях обнаружения корреляций параллельно с пока продолжающимися исследованиями на леднике Сары-Тор.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А16-116032810095-6.

**Acknowledgements.** Research has been undertaken within the framework of the State Assignment АААА-А16-116032810095-6.

### Литература

1. Бондарев Л.Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1963. 203 с.
2. Дюргеров М.Б., Кунахович М.Г., Михаленко В.Н., Сокальская А.М., Ушнурцев С.Н., Чичагов А.В. Баланс массы, сток и метеорологические условия ледника Сары-Тор в хребте Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань). М.: изд. ИГРАН, 1992. 69 с.
3. Волошина А.П. Климатические и метеорологические особенности района оледенения массива Акшийрак // МГИ. 1988. Вып. 62. С. 184–193.
4. Электронный ресурс: база данных WGMS. <https://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>.
5. Reynaud L., Vallon M., Martin S., Letréguilly A. Spatio-temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas // Geogr. Annals. 1984. V. 66A. № 3. P. 239–247.
6. Letréguilly A., Reynaud L. Space and time distribution of glacier mass-balance in northern hemisphere // Arctic and Alpine Research. 1990. V. 22. № 1. P. 43–50.
7. Кренке А.Н., Попова В.С. Реконструкция изменений баланса массы ледников Казбека по метеорологическим данным // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 264–273.
8. Tangborn V.W. Two models for estimating climate-glacier relationships in the North Cascades, Washington, U.S.A. // Journ. of Glaciology. 1980. V. 25. № 91. P. 3–21.
9. Дюргеров М.Б., Поповнин В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и

### References

1. Bondarev L.G. *Ocherki po oledeneniyu massiva Ak-Shiyrak*. Essays on the glaciation of the Ak-Shiyrak massif. Frunze: Acad. Nauk Kirgizskoy SSR, 1963: 203 p. [In Russian].
2. Dyurgerov M.B., Kunakhovich M.G., Mikhalenko V.N., Sokalskaya A.M., Ushnutsev S.N., Chichagov A.V. *Balans massy, stok i meteorologicheskie usloviya lednika Sary-Tor v hrebte Ak-SHijrak (Vnutrennij Tyan'-SHan')*. Mass balance, runoff and meteorological conditions of the Sary-Tor Glacier, Akshiyrak range (Interior Tian-Shan). Moscow: IG RAS, 1992: 69 p. [In Russian].
3. Voloshina A.P. Climatic and meteorological peculiarities of the glacierized area of the Akshiyrak Range. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 62: 184–193. [In Russian].
4. WGMS glacier mass balance data. <https://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>.
5. Reynaud L., Vallon M., Martin S., Letréguilly A. Spatio-temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas. *Geogr. Annals*. 1984, 66A (3): 239–247.
6. Letréguilly A., Reynaud L. Space and time distribution of glacier mass-balance in northern hemisphere. *Arctic and Alpine Research*. 1990, 22 (1): 43–50.
7. Krenke A.N., Popova V.S. Reconstruction of mass-balance changes of Kazbek glaciers from meteorological data. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1974, 24: 264–273. [In Russian].
8. Tangborn V.W. Two models for estimating climate-glacier relationships in the North Cascades, Washington, U.S.A. *Journ. of Glaciology*. 1980, 25 (91): 3–21.

- жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в // МГИ. 1981. Вып. 40. С. 73–82.
10. *Tvede A.M.* En metode til å beregne hvordan en avløpsserie er blitt påvirket av magasin effekten i brefelter [A method to calculate the influence of runoff series from the reservoir effect of glaciers]. Nordre Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Glaciologiske Undersøkelser i Norge 1980. 1982. Rapport 1–82. P. 64–71.
  11. *Михаленко В.Н.* Расчет и реконструкция баланса массы ледниковой системы Акшийрак на Тянь-Шане // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 102–107.
  12. *Torinesi O., Letréguilly A., Valla F.* A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps // *Journ. of Glaciology*. 2002. V. 48. № 160. P. 142–148. <https://doi.org/10.3189/172756502781831584>.
  13. *Rabatel A., Dedieu J.-P., Thibert E., Letréguilly A., Vincent Ch.* 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54. № 185. P. 307–314.
  14. *Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M., Chen Y., Usabaliev R., Hoelzle M.* Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016 // *Cold Region Science Technology*. 2017. № 135. P. 76–89.
  15. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 184 с.
  16. *Ohmura A.* Physical basis for the temperature-based melt-index method // *Journ. of Applied Meteorology*. 2001. V. 40. P. 753–761.
  17. *Hock R.* Glacier melt: a review of processes and their modelling // *Progress in Phys. Geography*. 2005. V. 29. № 3. P. 362–391. doi: 10.1191/0309133305pp453ra.
  18. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Яицкая Н.А., Поповнин В.В., Лаврентьев И.И., Сатылканов Р., Жакеев Б.* Модельные исследования эволюции горных ледников на примере ледника Сары-Тор (Внутренний Тянь-Шань) // *Криосфера Земли*. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 33–51.
  19. *Кренке А.Н., Ходаков В.Г.* О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–163.
  20. *Ледники Туяксу (Северный Тянь-Шань)*. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 171 с.
  21. *Айзин В.Б.* Баланс массы ледника Голубина в 1959/60–1981/82 гг. // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 44–55.
  22. *Камьянский Г.М., Кислов Б.В., Ноздрюхин В.К.* Баланс массы ледника Абрамова и возможность его расчёта по метеорологическим показателям // МГИ. 1985. Вып. 54. С. 52–59.
  23. *Дюргеров М.Б.* Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: Наука, 1993. 127 с.
  9. *Dyurgerov M.B., Popovnin V.V.* Reconstruction of mass-balance, position and liquid run-off from the Dzhankuat Glacier since the second half of the XIX c. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 40: 73–82. [In Russian].
  10. *Tvede A.M.* En metode til å beregne hvordan en avløpsserie er blitt påvirket av magasin effekten i brefelter [A method to calculate the influence of runoff series from the reservoir effect of glaciers]. Nordre Vassdrags- og Elektrisvesen. Glaciologiske Undersøkelser i Norge, 1980. 1982, Rapport 1-82: 64–71.
  11. *Mikhhalenko V.N.* Computations and reconstruction of the mass balance of the Akshiyrak glacier system, Tien-Shan. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 76: 102–107. [In Russian].
  12. *Torinesi O., Letréguilly A., Valla F.* A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps. *Journ. of Glaciology*. 2002, 48 (160): 142–148. <https://doi.org/10.3189/172756502781831584>.
  13. *Rabatel A., Dedieu J.-P., Thibert E., Letréguilly A., Vincent Ch.* 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54 (185): 307–314.
  14. *Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M., Chen Y., Usabaliev R., Hoelzle M.* Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016. *Cold Region Science and Technology*. 2017, 135: 76–89.
  15. *Glazyrin G.E.* *Raspredelenie i rezhim gornyx lednikov*. Mountain glaciers distribution and regime. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1985: 184 p. [In Russian].
  16. *Ohmura A.* Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journ. of Applied Meteorology*. 2001, 40: 753–761.
  17. *Hock R.* Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Phys. Geography*. 2005, 29 (3): 362–391. doi: 10.1191/0309133305pp453ra.
  18. *Rybak O.O., Rybak E.A., Yaitskaya N.A., Popovnin V.V., Lavrentiev I.I., Satylkanov R., Zhakeyev B.* Modeling the evolution of mountain glaciers: a case study of Sary-Tor Glacier, Inner Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. The Earth's Cryosphere. 2019, XXIII (3): 33–51. [In Russian].
  19. *Krenke A.N., Khodakov V.G.* On the relationship between the surface melting of glaciers with air temperature. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–163. [In Russian].
  20. *Ledniki Tuyuksu (Severnyj Tyan'-Shan')*. Tuyksu glaciers, Northern Tien Shan. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 171 p. [In Russian].
  21. *Aizin V.B.* Mass balance of the Golubin Glacier for 1959/60–1981/82. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1985, 53: 44–55. [In Russian].
  22. *Kamnyanskiy G.M., Kislov B.V., Nozdryukhin V.K.* Mass balance of Abramov Glacier and possibilities of its computations from meteorological indices. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1985, 54: 52–59. [In Russian].

24. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.
25. Dyurgerov M.B. Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis. Occasional Paper. № 55. Boulder, Colorado, 2002. 268 p.
26. Ушнурцев С.Н. Колебания баланса массы ледника Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане и его реконструкция за 1930–1988 гг. // МГИ. 1991. Вып. 71. С. 70–80.
27. Кутузов С.С. Изменение ледников Внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2009. 170 с.
28. Рец Е.П., Петраков Д.А., Шпунтова А.М. Физико-математическое моделирование баланса массы ледника Сары-Тор в 2003/04–2014/15 гг. // Тез. докл. XVI гляциол. симпозиума. Санкт-Петербург, 24–27 мая 2016 г. / В.М. Котляков, С.С. Кутузов (ред.) [USB flash drive], ГА-РГО-ИГРАН-ААНИИ, 2016. С. 86.
29. Pieczonka T., Bolch T. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between 1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery // Global and Planetary Change. 2015. V. 128. P. 1–13.
30. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usubaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kääh A. Mass-balance reconstruction for Glacier. № 354. Tien Shan, from 2003 to 2014 // Annals of Glaciology. 2016. V. 57. № 71. P. 92–102.
31. Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey–Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century // Global and Planetary Change. 2009. V. 69. P. 59–70.
32. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 307 с.
33. Дюргеров М.Б., Ольшанский Г.И., Прохорова Н.В. Изменчивость аккумуляции и абляции горных ледников // МГИ. Вып. 65. 1989. С. 92–102.
23. Dyurgerov M.B. Monitoring balansa massy gornyykh lednikov. Monitoring the mass balance of mountain glaciers. Moscow: Nauka, 1993: 127 p. [In Russian].
24. Krenke A.N. Massoobmen v lednikovyykh sistemakh na territorii SSSR. Mass transfer in glacier systems in the USSR. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
25. Dyurgerov M.B. Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis. Occasional Paper № 55. Boulder, Colorado. 2002: 268 p.
26. Ushnurtev S.N. Mass balance fluctuations of the Sary-Tor glacier, in Internal Tien Shan, and its reconstructions for 1930–1988. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1991, 71: 70–80. [In Russian].
27. Kutuzov S.S. Glacier changes in the Inner Tien Shan over the last 150 years. PhD. Moscow: IG RAS. 2009: 170 p. [In Russian].
28. Retz E.P., Petrakov D.A., Shpuntova A.M. Physico-mathematical modelling of the mass balance of the Sary-Tor glacier in 2003/04–2014/15. *Tez. dokl. XVI glyaciologicheskogo simpoziuma, St. Peterburg*. Abstracts. XVI Glaciol. Symp., St. Petersburg, May 24–27, 2016. Eds.: V.M. Kotlyakov, S.S. Kutuzov. [USB flash drive], GARGO-IGRAN-AANII. 2016: 86. [In Russian].
29. Pieczonka T., Bolch T. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between 1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery. *Global and Planetary Change*. 2015, 128: 1–13.
30. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usubaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kääh A. Mass-balance reconstruction for Glacier. № 354. Tien Shan, from 2003 to 2014. *Annals of Glaciology*. 2016, 57 (71): 92–102.
31. Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey–Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change*. 2009, 69: 59–70.
32. *Oledenenie Urala*. Glaciers of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 307 p. [In Russian].
33. Dyurgerov M.B., Olshanskiy G.I., Prokhorova N.B. Variability of accumulation and ablation of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 65: 92–102. [In Russian].

# СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.324.3

doi: 10.31857/S2076673421010072

## Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Шпицберген)

© 2021 г. А.В. Сосновский\*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

## Effect of snow cover on cooling of the surface layer of the East Grenfjord (Austre Grønfyordbreen) Glacier (Svalbard)

A.V. Sosnovsky\*, R.A. Chernov

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

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

Received July 29, 2020 / Revised September 10, 2020 / Accepted December 22, 2020

Keywords: storage of cold, glacier, snow depth, Svalbard, rain-on-snow, thaws, stratigraphy, thermal conductivity.

### Summary

The purpose of this research is to estimate the effect of snow cover on the store of cold of the glacier surface layer. The store of cold is a complex parameter that shows the degree of cooling of the surface layer of the glacier at the end of the cold period. This value is determined with regard to the dynamics of air temperature and snow cover, changes in the density and structure of snow, and the moisture content (water store) in the snow and firn layer by the beginning of the cold period. Analysis of data from measurements of the thermal regime of the upper 11-meter layer of the East Grenfjord Glacier demonstrated that effect of the snow cover depth (thickness) on the store of cold is ambiguous: when the depth increases, the store of cold can both increase and decrease. For example, in the colder winter of 2013, the store of cold in the upper 11-meter layer of the glacier was smaller than the similar value in the warmer and snowier winter of 2014. It was found that this was caused by influence of thaws and rains in the winter of 2014. They could produce changes in the structure of the snow cover: an increase in its density and hardness after freezing of ice grains, as well as increase thermal conductivity that could result in more significant cooling of the surface layer of the glacier this winter. Numerical experiments made possible to establish the dependence of the store of cold in the upper layer of the glacier on meteorological conditions and the snow depth. Calculations have shown that with the depth of 50 cm, a rise of winter air temperature by 1 °C reduces the store of cold, on average, by 8.5 MJ/m<sup>2</sup>, whereas with a snow thickness of 200 cm, the decrease is 6 MJ/m<sup>2</sup>. Increasing the snow thickness from 50 to 100 cm reduces the store of cold by 11 MJ/m<sup>2</sup> at –6 °C, and by 15 MJ/m<sup>2</sup> at –10 °C. And growth of snow thickness from 150 to 200 cm decreases the store of cold by 4 MJ/m<sup>2</sup> at the temperature of –6 °C, and by 3 MJ/m<sup>2</sup> at –10 °C. According to calculations for the compact snow with a thickness of 150 cm at –10 °C, the store of cold increases by 12% as compared with the average snow hardness. A more significant difference in the value of the store of cold happens when the stratigraphy of the snow cover is not taken into account. Note also, that when modeling the temperature regime and estimating the store of cold in the ice at the end of the cold period, one should take into account the moisture content of the upper 1-m ice layer at the end of the ablation period.

**Citation:** Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Effect of snow cover on cooling of the surface layer of the East Grenfjord (Austre Grønfyordbreen) Glacier (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 75–88. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010072.

Поступила 29 июля 2020 г. / После доработки 10 сентября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *хладозапас, ледник, толщина снега, Шпицберген, зимние дожди, оттепели, стратиграфия, теплопроводность.*

На основе математического моделирования оценено влияния параметров снежного покрова и температуры воздуха на запас холода поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд. При увеличении толщины снежного покрова может происходить как уменьшение, так и увеличение запаса холода. Причина этого заключается в разной стратиграфии снежного покрова из-за оттепелей и жидких осадков. Рассмотрено влияние твёрдости снега и стратиграфии снежного покрова на запас холода верхнего слоя ледника.

## Введение

Полярные районы, наряду с горными ледниками, остаются одними из самых уязвимых регионов мира при глобальном потеплении. Самые быстрые и сильные изменения климата отмечаются в Арктике [1, 2]. Скорость потепления в Арктике в течение трёх десятилетий (с начала 1980 г.) более чем в 2 раза превышала скорость потепления в Северном полушарии [3]. Ледники и ледниковые покровы как одни из ключевых компонентов криосферы сильно реагируют на изменения климата и служат своеобразным климатическим индикатором. Так, потепление климата изменяет гидротермическую структуру политермических ледников Шпицберга [4]. При этом картина изменений отличается от других районов, отражая региональные особенности рельефа и климата. Одна из причин такого разнообразия, которое проявляется даже в пределах одного ледника, — неоднородность параметров снежного покрова [5, 6]. Снежный покров — важный фактор, определяющий гидротермический режим ледника. В работе [7] отмечается, что политермическая структура ледника обусловлена временными изменениями толщины снежного покрова на его поверхности, которая представляет собой один из факторов, определяющих толщину холодного слоя и скорость промерзания тёплого слоя политермического ледника [8].

В условиях глобального потепления изменчивость снежного покрова в значительной степени определяет реакцию оледенения на климатические изменения. Рост температуры воздуха, числа оттепелей и количества жидких осадков [9, 10] влияет на толщину снежного покрова, его стратиграфию (формирование ледяных корок, рост плотности и твёрдости снега), динамику снегонакопления [11] и, как следствие, на теплозащитные свойства снежного покрова и теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой. Таким образом, наличие оттепелей и жидких осадков может привести к обратному эффекту — усилению выхолаживания подстилающего основания [12].

Термическое сопротивление снежного покрова в значительной степени обусловлено его стратиграфией, которая зависит как от температуры воздуха, так и от толщины снежной толщи. Установлено [13], что в течение сезона с боль-

шой толщиной снежного покрова преобладали округлые кристаллы, возникающие в результате метаморфизма замерзания—таяния, однако в сезон с небольшим снегозапасом из-за более высокого температурного градиента господствовали ограниченные кристаллы и слои глубинной изморози, что и определяло температуру поверхности ледника. В работе [8] показано, что толщина снежного покрова влияет на толщину холодного слоя политермического ледника Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене. Это влияние сказывается как на скорости промерзания влажного льда на нижней границе холодного слоя, так и на величине абляции. С ростом толщины снежного покрова уменьшается скорость промерзания влажного льда и снижается выхолаживание приповерхностного слоя льда. Вместе с тем при большой толщине снежного покрова сокращаются продолжительность и интенсивность абляции льда. Исследования реакции ледников на изменения климата с учётом неоднородности снежного покрова и его параметров предусматривают оценку термического режима приповерхностного слоя ледника в зависимости от параметров снежного покрова.

Приповерхностный слой ледника — это пограничная зона, в которой ледник активно взаимодействует с окружающим пространством. В этом слое толщиной до 15 м затухают сезонные колебания температуры и трансформируются тепловые потоки [6, 14]. Температурный режим приповерхностного слоя определяется влиянием как внешних (теплообмен между поверхностью ледника и атмосферой, процессы аккумуляции и абляции), так и внутренних (процессы льдообразования, степень проницаемости льда талыми водами, трещиноватость поверхности) факторов. Процессы теплообмена зависят также от теплофизических свойств льда в верхнем слое ледника. Действие этих факторов в разные сезоны и на разных частях ледника неодинаково. Исследования на леднике Восточный Грэнфьорд показали, что снежный покров препятствует проникновению холода с поверхности и во многом определяет запас холода во льду к началу периода таяния [5]. Установлено, что увеличение толщины снежного покрова способствует повышению температуры льда и уменьшению запаса холода.

С влиянием снежного покрова на температурный режим приповерхностного слоя лед-

ника в значительной степени связано воздействие климатических изменений на термическое состояние всего ледника. При этом температура приповерхностного слоя ледника достаточно точно измеряется термозондированием скважин [6]. Комплексный параметр, показывающий термическое состояние приповерхностного слоя ледника в конце холодного периода, – запас холода этого слоя  $Q_i$ , который рассчитывается по средней температуре данного слоя [5]. Эта величина – результирующий параметр, определяющий степень охлаждения поверхностного слоя ледника и учитывающий такие параметры, как динамика температуры воздуха и снежного покрова, изменение плотности и структуры снега, запас воды в снежном и фирновом слое к началу холодного периода. В работах [5, 6] представлены результаты измерения температуры верхнего 11-метрового слоя ледника в разных точках его поверхности при разной толщине снежного покрова и рассчитан запас холода этого слоя. Измерения показали, что влияние толщины снежного покрова на запас холода неоднозначно: с ростом толщины снежного покрова запас холода может как увеличиться, так и уменьшиться. Например, в более холодную зиму 2013 г. запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника оказался меньше, чем в более тёплую и снежную зиму 2014 г.

Задачи настоящего исследования – оценка влияния параметров снежного покрова на запас холода приповерхностного слоя ледника по данным моделирования, сопоставление результатов расчётов с данными измерений и анализ факторов, влияющих на запас холода приповерхностного слоя ледника.

### Исходные данные и анализ результатов измерений

В работах [5, 6] приведены результаты измерений термического режима приповерхностного 11-метрового слоя льда ледника Восточный Грэнфьорд. Работы выполняли сотрудники Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН в 2012–2014 гг. Ледник Восточный Грэнфьорд расположен в западной части Земли Норденшельда на о. Западный Шпицберген в верховьях залива Грэнфьорд. Длина ледника – около 6 км при средней ши-

рине 1–1,2 км [4]. Ледник состоит из двух потоков льда, сливающихся в средней части на высоте 300–360 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В верховьях ледник имеет широкий ледораздел с ледником Фритьоф (420 м), с которого берёт начало левый поток льда, и небольшую область фирнового питания в истоках правого потока. Язык ледника спускается к северу до высоты 40 м. Особенно заметные изменения произошли в последние 10–12 лет, когда в летний период снеговая линия поднималась выше отметки 500 м и ледник полностью оказывался в области абляции [6]. Мы выполнили бурение ряда неглубоких скважин в разных частях ледника Восточный Грэнфьорд, в них была измерена температура льда на разных глубинах в весенний и летний периоды 2012–2014 гг. [5, 6]. Снегомерная съёмка на леднике проведена с шагом 300 м. Рядом со скважинами были пройдены снежные шурфы, в которых определялась плотность снега. По результатам термометрических измерений рассчитывался запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника. Инструментальная погрешность измерений температуры льда с помощью термисторов, соединённых в термокосу из 12 датчиков, составляла  $\pm 0,05$  °C; погрешность вертикального положения термисторов в термокосу  $\pm 2$  см. В результате относительная погрешность измерений не превышала 4,5%.

Термометрические измерения в скважинах на леднике Восточный Грэнфьорд показали сложную пространственную картину распределения температуры в его приповерхностном слое. Самые низкие температуры в скважинах отмечены на языке ледника, а самые высокие – в верховьях ледника, в области накопления фирна. Материалы термометрии показали, что на глубине 6–8 м весенние и летние температуры практически одинаковы. Это позволяет считать, что на данной глубине сезонные колебания температуры почти полностью затухают [6] и именно поэтому температура на таких глубинах может характеризовать пространственные изменения температуры в приповерхностном слое ледника. При расчёте зимнего запаса холода в 11-метровом слое льда установлены заметные отличия данных из разных скважин. Результаты исследований 2013 г. показали статистически значимую зависимость запаса холода в скважинах в области абляции от толщины снеж-

Таблица 1. Средняя температура воздуха за холодный период, толщина снега в конце периода аккумуляции и запас холода в 11-метровом слое льда в апреле 2013 и 2014 гг.

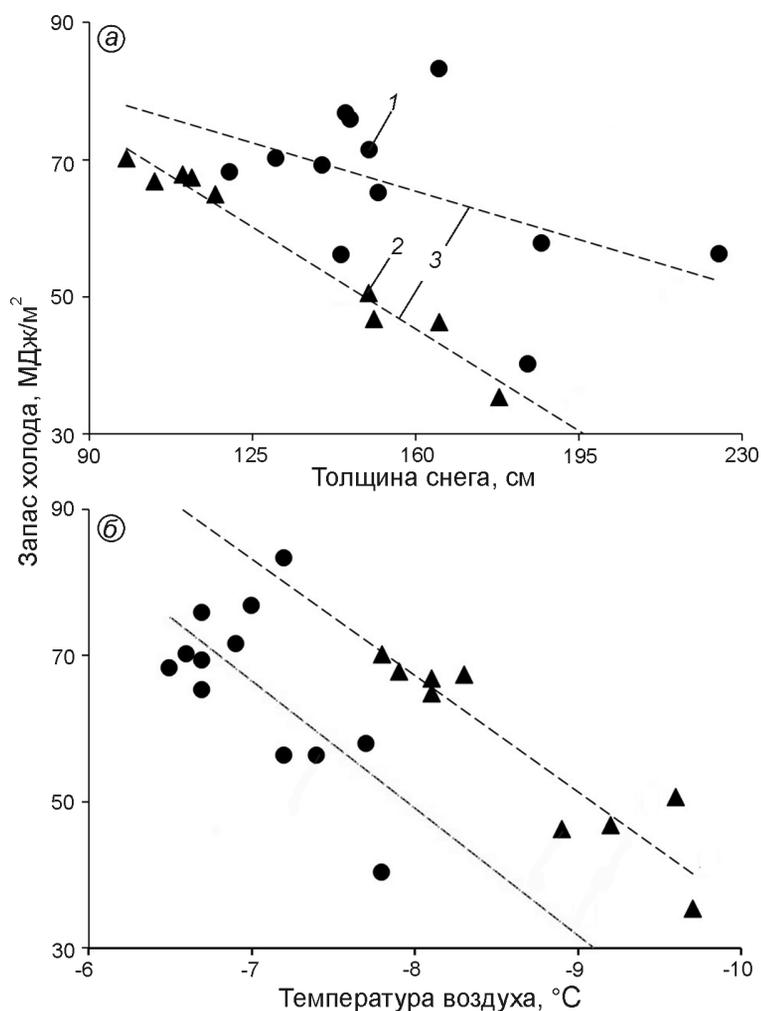
Номер скважины	Абсолютная высота над уровнем моря, м	Средняя температура воздуха за холодный период, °С	Толщина снега в конце периода аккумуляции, см	Запас холода в 11-метровом слое льда в апреле, МДж/м <sup>2</sup>
<i>2013 г.</i>				
1	422	-9,60	150	50,6
3	368	-9,20	151	46,8
4	323	-8,90	165	46,3
5	268	-8,30	112	67,4
6	192	-7,90	110	67,8
6а	171	-7,80	98	70,2
7	225	-8,10	117	64,9
11	226	-8,10	104	66,9
12	440	-9,7	178	35,4
<i>Средние значения</i>		-8,6	131,7	57,4
<i>2014 г.</i>				
1	422	-7,7	187	57,9
3	368	-7,4	144	56,2
4	323	-7,2	225	56,3
5	268	-6,9	150	71,5
6	192	-6,6	130	70,2
6а	171	-6,5	120	68,2
7	225	-6,7	152	65,2
10	228	-6,7	146	75,9
11	226	-6,7	140	69,3
12	440	-7,8	184	40,3
14	280	-7,0	145	76,8
15	335	-7,2	165	83,3
<i>Средние значения</i>		-7,0	157,3	65,9

ного покрова. Результаты измерений и расчёта запаса холода в скважинах 2013 и 2014 гг. по данным работ [5, 6] приведены в табл. 1.

Полученные результаты показывают неоднозначную картину соотношения запаса холода, толщины снега и температуры воздуха. Так, в 2014 г. при приблизительно равной температуре воздуха и высоте над уровнем моря запас холода в скв. 3 и 4 практически одинаков (соответственно 56,2 и 56,3 МДж/м<sup>2</sup>), тогда как максимальная толщина снега в скв. 3 – 144 см – отличалась на 56% от толщины 225 см в скв. 4. В 2014 г. в скв. 5 с более высокой температурой воздуха и большей толщиной снега запас холода оказался равным 71,5 МДж/м<sup>2</sup> против 56,2 МДж/м<sup>2</sup> в скв. 3 с более суровыми условиями. Максимальный запас холода отмечен в скв. 15, где условия не были самыми суровыми (температура воздуха приблизительно соот-

ветствует средним значениям, а толщина снега выше средних значений) по сравнению с данными по другим скважинам.

Отдельно следует рассматривать результаты по скважинам на высотах порядка 400 м, которые имеют небольшой запас холода. Это объясняется наличием слоя влажного фирна к концу сезона абляции, на промерзание которого затрачиваются ресурсы холода [5]. Средние значения запаса холода по всем скважинам в 2013 и 2014 гг. составляют 57,4 и 65,9 МДж/м<sup>2</sup> соответственно. Это не согласуется с суровостью климата в эти годы: зима 2013 г. была более холодной при существенно меньшей толщине снега по сравнению с зимой 2014 г. Средняя температура воздуха за холодный период и толщина снега в конце периода аккумуляции в эти годы равны соответственно: -8,6 °С и 132 см в 2013 г. и -7,0 °С и 157 см в 2014 г. (см. табл. 1). Зависи-



**Рис. 1.** Запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника Восточный Грэнфьорд в зависимости от толщины снега (а) и средней температуры воздуха (б).

Данные измерений: 1 – 2014 г., 2 – 2013 г.; 3 – линейная аппроксимация

**Fig. 1.** The storage of cold of the near-surface 11-meter layer of Austre Grønffjordbreen Glacier depending on snow thickness (а) and an average air temperature (б).

Measurement data: 1 – 2014, 2 – 2013; 3 – linear approximation

мости запаса холода от толщины снежного покрова и температуры воздуха в 2013 и 2014 гг. представлены на рис. 1.

Зависимость запаса холода  $Q_i$  от толщины снега  $H_s$  (м) в 2013 и 2014 гг. аппроксимируется соответственно зависимостями:  $Q_i = -0,4244H_s + 113,25$  МДж/м<sup>2</sup> ( $R^2 = 0,9732$ , где коэффициент достоверности  $R^2$  определялся в соответствии с программой Excel) и  $Q_i = -0,2013H_s + 97,599$  МДж/м<sup>2</sup> ( $R^2 = 0,2498$ );

Запас холода от температуры воздуха в эти годы соответственно аппроксимируется зависимостями:

$$Q_i = 15,93 T + 194,72 \text{ МДж/м}^2 \text{ (} R^2 = 0,8646 \text{) и } Q_i = 17,419 T + 188,44, \text{ МДж/м}^2 \text{ (} R^2 = 0,4155 \text{).}$$

Коэффициент достоверности этих зависимостей  $R^2$  в 2013 г. в 4 и 2 раза больше, чем в 2014 г. ( $R^2$  равно 0,97 и 0,86 в 2013 г. и 0,25 и 0,42 в 2014 г.). В 2013 г. с ростом толщины снега запас холода снижается, тогда как в 2014 г. при толщи-

не снежного покрова в диапазоне 120–165 см наблюдается обратная зависимость. Ещё более сложная ситуация отмечается с зависимостью запаса холода от температуры воздуха. Отметим, что для всей области температур со снижением температуры воздуха запас холода уменьшается. И только в 2014 г. при температурах воздуха до  $-7,2$  °C зависимость соответствует физическим соображениям – с понижением температуры запас холода увеличивается.

Для анализа этих результатов рассмотрим метеорологические условия в 2012–2014 гг. На рис. 2 представлена температура воздуха и толщина снежного покрова на гидрометеостанции (ГМС) Баренцбург. Анализ данных этой ГМС, которая находится на высоте 75 м, показал, что продолжительность периодов с отрицательными температурами воздуха в 2013 и 2014 гг. составила соответственно 231 и 229 сут. Из рис. 2, а видно, что в середине зимы 2014 г. была отте-

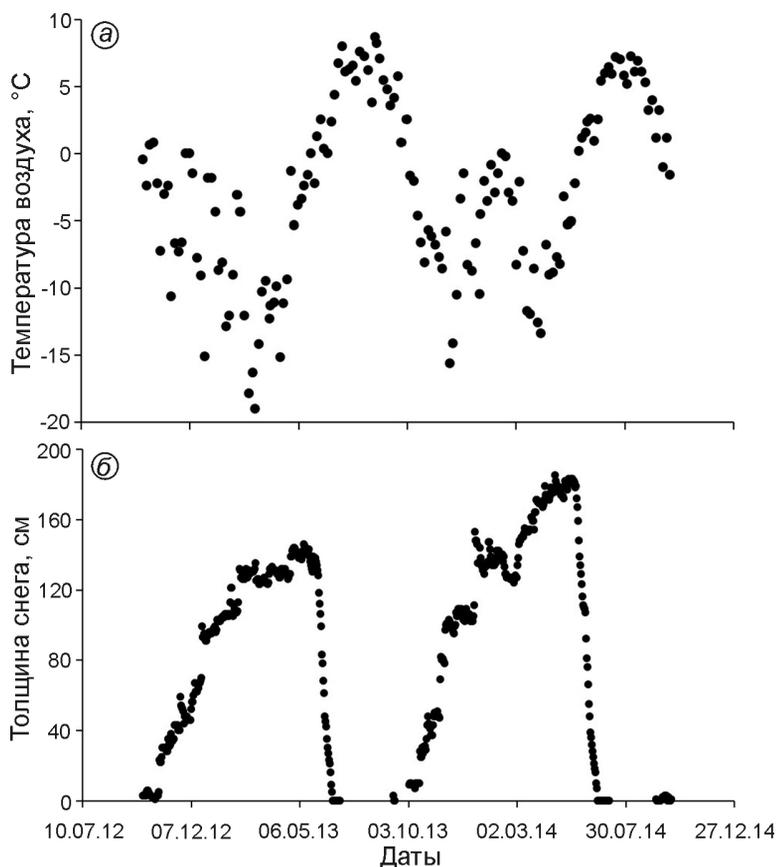


Рис. 2. Температура воздуха, осреднённая за пять суток (а), и средняя суточная толщина снега (б) на метеостанции Баренцбург в 2012–2014 гг.

Fig. 2. Air temperature averaging over 5 days (a), and average daily snow thickness (b) at the Barentsburg weather station in 2012–2014

пель. Средняя температура воздуха в течение 2,5 сут. (22–24 января) составила 1,3 °С, и за это время выпало 26 мм жидких осадков, а толщина снега уменьшилась с 147 до 134 см. В период с 9 по 13 февраля выпало 12 мм жидких осадков при средней температуре воздуха 1,4 °С, и толщина снега уменьшилась с 139 до 129 см. В целом с 3 января по 26 февраля толщина снега на ГМС Баренцбург уменьшилась при оттепелях с 153 до 124 см. При оттепели изменяется структура снега: увеличивается плотность, формируются ледяные прослойки, упрочняются контакты между зёрнами при их смерзании, что приводит к росту теплопроводности [15, 16]. Это может быть одной из причин большего запаса холода в 2014 г., несмотря на более тёплые зимние условия.

В работе [5] отмечается, что только скв. 12 находилась за пределами области абляции. В ней под слоем сезонного снега лежали слои фирна с ледяными прослойками. Очевидно, что, кроме снежного покрова, слои фирна также препятствуют зимнему охлаждению за счёт теплоты, выделяющейся при замерзании в снеге капиллярной воды. При толщине фирна около 1 м

запас холода в скв. 12 оказался в 1,5–2,0 раза меньше, чем в других скважинах. Затраты холода на промерзание 1 м фирна плотностью 600 кг/м<sup>3</sup> и влажностью 6–9 % составляют 12–18 МДж/м<sup>2</sup>. Это компенсирует разницу в запасе холода в 15 МДж/м<sup>2</sup> между скв. 1 (без слоя фирна) на высоте 422 м и скв. 12 на высоте 440 м в 2013 г. В 2014 г. разница в запасе холода между этими скважинами составляла 18 МДж/м<sup>2</sup>. Данные наблюдений показывают, что условия прогрева льда во многом зависят как от пространственных факторов, изменяющихся в масштабе ледника, — абсолютной высоты, запаса холода во льду, так и от локальных факторов — схода снежного покрова, толщины наложенного льда, микрорельефа поверхности, содержания воды в коре таяния и др.

Для оценки влияния изменения параметров снежного покрова при современном климате на термический режим приповерхностной части ледника было проведено математическое моделирование, а также выполнены численные эксперименты. Полученные данные сравнивали с результатами полевых измерений.

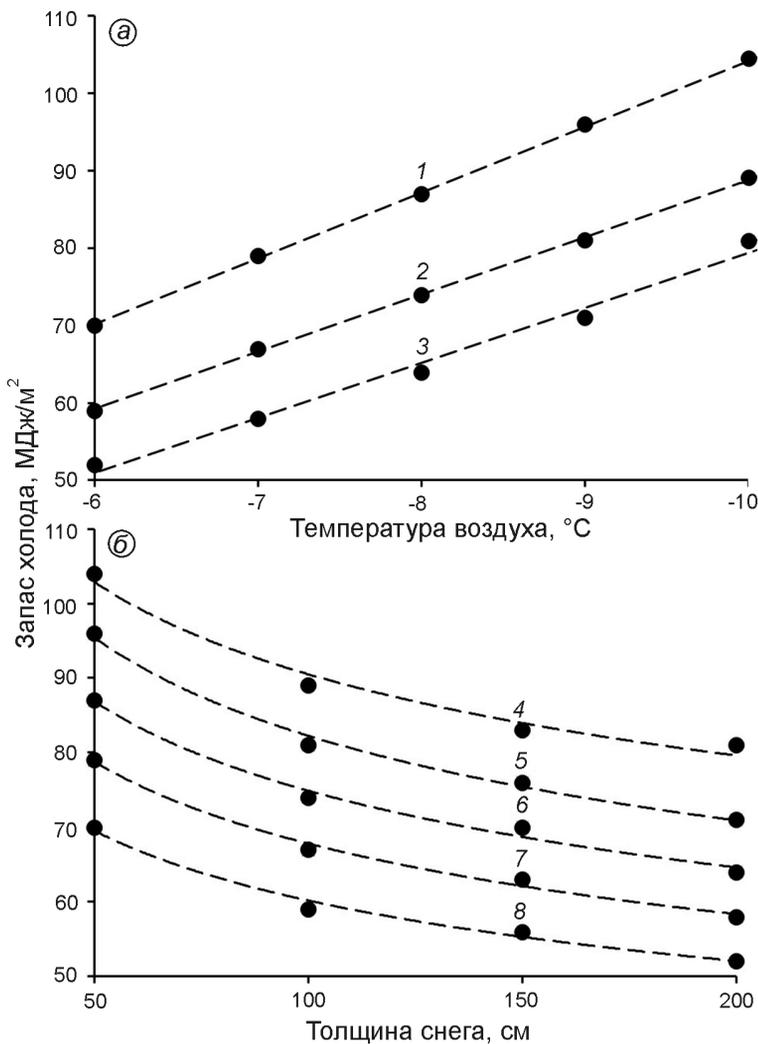
### Математическое моделирование влияния снежного покрова на запас холода приповерхностного слоя ледника

Основы математической модели влияния снежного покрова на термический режим ледника приведены в работе [8]. Модель была доработана применительно к диагностике термического режима приповерхностного слоя ледника и определению его запаса холода в конце холодного периода в зависимости от параметров снежного покрова, температуры воздуха, продолжительности холодного периода и других величин. В модели рассматривается задача промерзания ледника с небольшой скоростью движения, влиянием которого на термическое состояние ледника в первом приближении можно пренебречь. При этом решается задача исследования промерзания влажного льда в области абляции ледника с учётом снежного покрова. На границе холодного и талого слоя задаётся условие Стефана. В такой постановке в результате расчётов находится положение нижней границы холодного слоя и устанавливается её динамика в зависимости от различных параметров процесса. При численной реализации модели рассчитывается глубина промерзания ледника (толщина слоя холодного льда) до установления квазистационарного состояния (в период абляции толщина холодного слоя уменьшается и в течение года восстанавливается до равновесного значения) при принятых климатических и гидротермических условиях.

Распределение температуры в снежном покрове и в холодном слое ледника в рамках одномерной модели находилось по уравнению Фурье. На первом этапе рассчитывались составляющие внешнего теплообмена с ледяной и снежной поверхностью. В период с отрицательными температурами вычислялись параметры снежного покрова и определялось распределение в нём температуры. Температура холодного слоя ледника рассчитывалась на основе равенства температур и потоков тепла на границе снежного и ледяного покрова и нулевой температуры на нижней границе холодного слоя. Проведена серия расчётов термического режима приповерхностного слоя ледника при разных температуре воздуха и толщине снежного покрова. Входные параметры в модели адаптированы для условий Западного Шпицбергена.

Рассмотрим параметры, определяющие процессы тепло- и массообмена на леднике. Снежный покров – важный фактор в теплообмене между приземным слоем атмосферы и ледниковой поверхностью. Он влияет как на скорость промерзания, так и на величину абляции. С увеличением толщины снежного покрова уменьшаются такие параметры, как тепловой поток через снежный покров, выхолаживание приповерхностного слоя льда и скорость промерзания влажного льда. Вместе с тем сокращаются период и величина абляции, что особенно актуально в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике. Температура снежной толщине зависит от температуры воздуха и теплофизических параметров снега. При расчёте распределения температуры в снежном покрове учитывались следующие его параметры: толщина и плотность снега, их динамика, коэффициент теплопроводности снега, период снегонакопления. При расчёте температуры ледника принималось во внимание также тепловыделение за счёт вертикальных и горизонтальных напряжений, связанных с адвекцией и внутренним трением. Отметим, что тепловыделение, обусловленное внутренним трением, зависит от угла наклона поверхности ледника, тогда как тепловыделение за счёт адвекции определяется величиной абляции и толщиной ледника. При этом величина абляции тесно связана с максимальной толщиной снежного покрова, периодом абляции, солнечной радиацией и температурой воздуха на леднике на рассматриваемой высоте. В процессе исследований учитывались динамика температуры воздуха, высотный градиент, температурный скачок в период абляции при переходе с грунтовой поверхности у края ледника на фирново-ледяную [8]. Результаты расчётов запаса холода от толщины снежного покрова и температуры воздуха представлены на рис. 3.

Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от температуры воздуха и толщины снежного покрова и их коэффициенты достоверности  $R^2$  приведены в табл. 2 и 3 соответственно. Результаты расчётов показали, что в диапазоне толщины снега от 50 до 100 см его влияние на запас холода будет наибольшим. При толщине снежного покрова 50 см рост зимней температуры воздуха на  $1^\circ\text{C}$  уменьшает запас холода в среднем на  $8,5 \text{ МДж/м}^2$ ,



**Рис. 3.** Запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника в зависимости от температуры воздуха (а) и толщины снега (б) по данным моделирования:

при толщине снега, см: 1 – 50, 2 – 100, 3 – 200; при температуре воздуха, °C: 4 – -10, 5 – -9, 6 – -8, 7 – -7, 8 – -6

**Fig. 3.** The storage of cold of the near-surface 11-meter glacier layer depending on air temperature (a) and snow thickness (b) according to modeling data:

at snow thickness, cm: 1 – 50, 2 – 100, 3 – 200; at air temperature, °C: 4 – -10, 5 – -9, 6 – -8, 7 – -7, 8 – -6

**Таблица 2.** Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от температуры воздуха при разной толщине снежного покрова в конце периода аккумуляции и их коэффициенты достоверности\*

Толщина снега, см	Аппроксимирующие зависимости	Коэффициент достоверности R <sup>2</sup>
50	$Q_i = -8,5T + 19,2$	0,9996
100	$Q_i = -7,4T + 14,8$	0,9993
200	$Q_i = -7,1T + 8,4$	0,9869

\* $Q_i$  – запас холода, МДж/м<sup>2</sup>;  $T$  – температура воздуха, °C.

тогда как при толщине снега 200 см снижение составит 6 МДж/м<sup>2</sup>. Рост толщины снега с 50 до 100 см уменьшает запас холода на 11 МДж/м<sup>2</sup> при температуре воздуха -6 °C и на 15 МДж/м<sup>2</sup> при -10 °C. Однако при росте толщины снега от 150 до 200 см запас холода уменьшается на 4 МДж/м<sup>2</sup> при температуре воздуха -6 °C и на 3 МДж/м<sup>2</sup> при -10 °C.

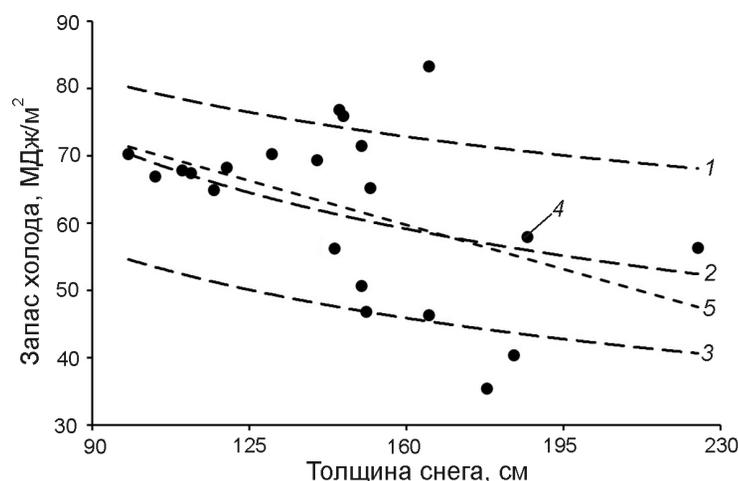
**Таблица 3.** Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от толщины снежного покрова в конце периода аккумуляции при разной температуре воздуха и их коэффициенты достоверности\*

Температура воздуха, °C	Аппроксимирующие зависимости	Коэффициент достоверности R <sup>2</sup>
-10	$Q_i = 212,27H_s^{-0,185}$	0,9782
-9	$Q_i = 220,66H_s^{-0,214}$	0,9933
-8	$Q_i = 200,11H_s^{-0,213}$	0,9881
-7	$Q_i = 183,92H_s^{-0,217}$	0,9924
-6	$Q_i = 157,37H_s^{-0,209}$	0,9876

\* $Q_i$  – запас холода, МДж/м<sup>2</sup>;  $H_s$  – толщина снежного покрова, см.

### Результаты и их обсуждение

Расчётные и измеренные значения запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника от толщины снежного покро-



**Рис. 4.** Запас холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника в зависимости от толщины снега.

Расчётные зависимости (1–3) при температуре воздуха, °С: 1 – –10, 2 – –8, 3 – –6; 4 – данные измерений в 2013 и 2014 гг.; 5 – аппроксимация данных измерений

**Fig. 4.** The storage of cold in the near-surface 11-meter layer of the glacier depending on the snow thickness.

Calculated dependences (1–3) at air temperature, °С: 1 – –10, 2 – –8, 3 – –6; 4 – measurement data in 2013 and 2014; 5 – approximation of measurement data

ва представлены на рис. 4, из которого видно, что расчётные значения при температуре воздуха  $-6 \div -10$  °С охватывают основной диапазон измеренных значений запаса холода. Диапазон измеренной температуры воздуха составляет  $-6,5 \div -9,7$  °С [5, 6]. Зависимость, аппроксимирующая запаса холода от толщины снега по данным измерений 2013 и 2014 гг. (см. рис. 4), имеет следующий вид:  $Q_i = -0,1878H_s + 89,741$  ( $R^2 = 0,2184$ ); в диапазоне изменения толщины снега от 50 до 200 см соответствует расчётам при температуре воздуха  $-8$  °С (кривая 5 на рис. 4). При этом средняя температура воздуха над скважинами составляла  $-7,8$  °С.

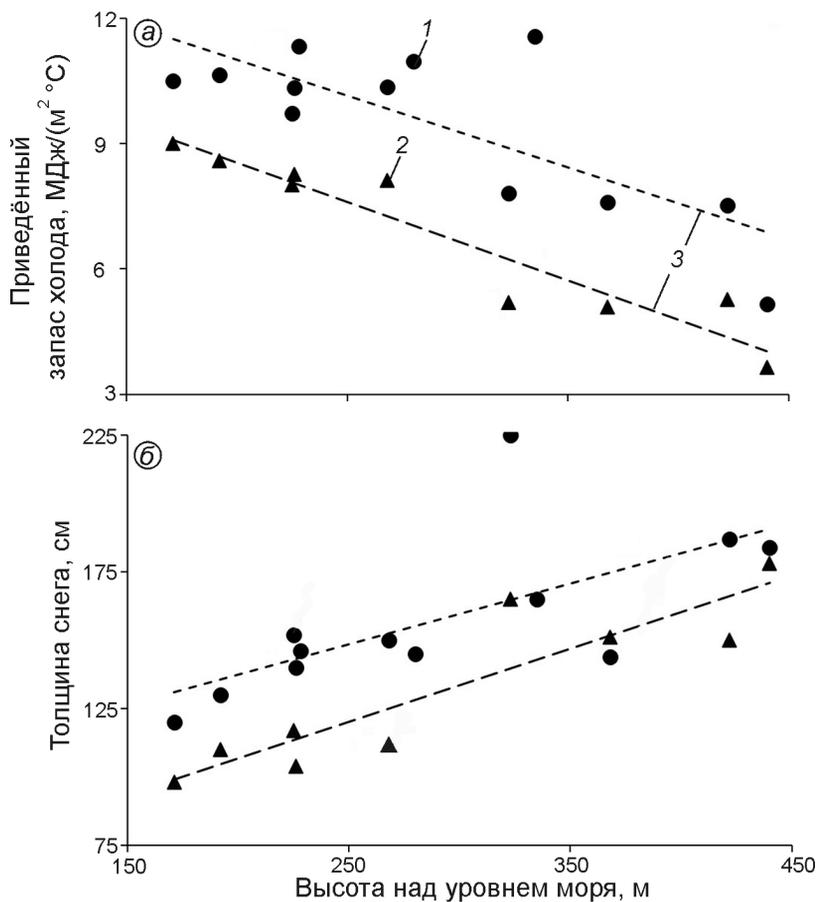
Температура льда в верхнем метровом слое льда во всех скважинах в августе составляла  $0$  °С [6]. Это возможно только, когда в этом слое есть вода. В сухом льду при нулевой температуре поверхности всегда существует градиент температуры. Вода образовывалась из-за проникающей солнечной радиации. Влажность такого слоя может превышать 3% [17]. Расчёты показали, что для промерзания слоя влажностью 3% потребуется отвод тепла величиной  $9$  МДж/м<sup>2</sup>, что снижает запаса холода приповерхностного слоя ледника. Расчётные кривые запаса холода на рис. 4 построены с учётом 3%-й влажности метрового слоя льда приповерхностной части ледника. На выхолаживание подстилающего основания может влиять динамика снегонакопления [18]. Однако в данном случае этот фактор практически не влияет, так как динамика толщины снега в холодные периоды 2012/13 и 2013/14 гг. достаточно близка (см. рис. 1, б): рост толщины снега с 4 до 99 см составил 90 суток в

2012/13 г. и 85 суток при росте толщины снега с 3 до 99 см в 2014 г.

#### Анализ факторов, влияющих на запаса холода

Для анализа факторов, влияющих на запаса холода, рассмотрим приведённый запаса холода  $Q_{it}$ , т.е. величину запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника, приведённого к 1 градусу отрицательной температуры воздуха. На рис. 5 приведены величина  $Q_{it}$  и толщина снежного покрова от высоты над уровнем моря в 2014 и 2013 гг. Из рис. 5 следует, что с ростом высоты над уровнем моря  $H_a$  (м) растёт толщина снега  $H_s$  (см) в соответствии с зависимостями: а)  $H_s = 0,2221H_a + 92,965$  см при  $R^2 = 0,4586$  в 2014 г.; б)  $H_s = 0,2671H_a + 53,452$  см при  $R^2 = 0,8188$  в 2013 г. Это приводит к снижению величины приведённого запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя льда от высоты над уровнем моря согласно следующим зависимостям: а)  $Q_{it} = -0,0171H_a + 14,43$  МДж/м<sup>2</sup> при  $R^2 = 0,5891$  в 2014 г.; б)  $Q_{it} = -0,0188H_a + 12,31$  МДж/м<sup>2</sup> при  $R^2 = 0,9067$  в 2013 г.

В 2013 г. величина  $Q_{it}$  снижается с ростом высоты над уровнем моря из-за увеличения толщины снега. Зависимость величины  $Q_{it}$  от высоты над уровнем моря в 2014 г. неоднозначна: например, до высоты 300 м происходит рост величины  $Q_{it}$ , несмотря на увеличение толщины снега. Причиной этого может быть уплотнение снега из-за оттепели (см. рис. 2). В 2014 г. во время оттепелей средняя температура воздуха на ГМС Баренцбург составляла  $1,3-1,4$  °С. При высотном перепаде



**Рис. 5.** Запас холода приповерхностного 11-метрового слоя льда, приведённого к 1 градусу отрицательной температуры воздуха (а), и толщина снежного покрова (б) в зависимости от высоты над уровнем моря.

Данные измерений: 1 – 2014 г.; 2 – 2013 г.; 3 – линейная аппроксимация

**Fig. 5.** The storage of cold in the near-surface 11-meter layer of the glacier per 1 degree of negative air temperature (a), and the thickness of the snow cover (b), depending on the height above sea level.

Measurement data: 1 – 2014; 2 – 2013; 3 – linear approximation

температур  $0,7^{\circ}\text{C}$  на 100 м на высотах более 350 м оттепели могли не проявиться, так как температура воздуха была ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Поэтому влияние оттепелей на стратиграфию снега на высотах более 350 м невелико, снег не уплотнялся и запас холода был ниже. Измерения показали, что в шурфах, пройденных на высотах более 300 м ледяных корок и смёрзшихся слоёв снега было значительно меньше, чем в нижней части ледника.

Как отмечалось ранее, одна из причин более высоких значений запаса холода в 2014 г. – структурная перестройка снежной толщи после оттепелей, в частности увеличение твёрдости снега и, как следствие, коэффициента теплопроводности [15]. Исследования последних лет показали, что для определения термического сопротивления снежного покрова необходимо, наряду с плотностью снега, измерять и твёрдость снега, которая влияет на его теплопроводность [15]. Описание стратиграфии снега может быть недостаточно для определения его теплозащитных свойств. Например, мелкозернистый снег может быть как рыхлым с небольшой теплопроводностью, так и

твёрдым, смёрзшимся, с более высокой теплопроводностью при одной и той же плотности.

Теплопроводность снега определяется главным образом двумя составляющими – конвективной и кондуктивной теплопроводностью. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда. Чем больше площадь контактов, тем лучше передаётся тепло от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твёрдость. Поэтому и теплопроводность, и твёрдость снега определяются структурой снега [15]. При этом измерения твёрдости снега менее трудоёмки, чем измерения его теплопроводности. Расчёты, приведённые на рис. 5, выполнены с учётом зависимости коэффициента теплопроводности снега от плотности, полученной при осреднении значений по 20 известным формулам [8]. При средней измеренной плотности снега  $370\text{ кг/м}^3$  [5] значения коэффициента теплопроводности снега, равное  $0,28\text{ Вт/(м·К)}$ , соответствуют плотности для среднего по твёрдости

снега [15]. Расчёты для твёрдого снега толщиной 150 см со значением коэффициента теплопроводности снега  $0,35 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  при температуре воздуха  $-10 \text{ }^\circ\text{C}$  показали рост запаса холода на 12% по сравнению со средним по твёрдости снегом. При этом средние значения запаса холода в 2013 и 2014 гг. равны соответственно 57,4 и 65,9 МДж/м<sup>2</sup>, т.е. отличаются на 13%. Однако этого недостаточно, чтобы компенсировать большее отличие в метеоусловиях данных лет.

Особенности стратиграфии снежного покрова — наличие ледяных корок, слоёв глубинной изморози, слоёв рыхлого снега — влияют на теплозащитную способность снежного покрова. В работе [19] на примере описания шурфа в районе ГМС Баренцбург на о. Западный Шпицберген дана оценка термического сопротивления снежного покрова с учётом его стратиграфии. При этом рассмотрены значения термического сопротивления снежного покрова с учётом и без учёта структуры снега. Для каждого слоя снега в зависимости от его плотности и твёрдости рассчитывался коэффициент теплопроводности с учётом эмпирических зависимостей работы [15]. Так, термическое сопротивление снежного покрова  $R_s$  высотой 1,45 м при средней по глубине плотности снега без учёта структуры снега составляет  $4,08 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$ . При учёте послойной плотности снега величина  $R_s$  увеличивается на 4%, а при учёте структуры снега (плотности и твёрдости) рост величины  $R_s$  составляет 30%.

Такая разница в значениях термического сопротивления снежного покрова аналогична росту его толщины на 30% — с 1,45 до 1,89 см. Следовательно, недоучёт стратиграфии снежного покрова может привести к занижению термического сопротивления снежного покрова и увеличению запаса холода. В результате под снежным покровом одинаковой толщины, но разной стратиграфии запас холода приповерхностного слоя льда будет значительно отличаться. Оттепели 2014 г. привели к изменениям стратиграфии снежной толщи, уменьшению её термического сопротивления и росту запаса холода. Такие аномалии будут проявлять всё чаще, так как климатические изменения, наряду с повышением температуры воздуха и увеличением частоты экстремальных явлений, вызывают рост числа оттепелей, количества жидких осадков и их интенсивности [20–22]. Современные климатические

изменения на Шпицбергене [23] вызвали увеличение числа оттепелей и количества жидких осадков [10]. Продолжительность оттепелей за холодный период с 1984 по 2015 г. в районе ГМС Баренцбург возросла с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков с 60 до 120 мм. При этом многократный рост продолжительности оттепелей (в 7 раз) и жидких осадков (в 8 раз) отмечается в январе и феврале [24]. Это изменяет стратиграфию снежного покрова и способствует росту его теплопроводности. В результате термический режим поверхностного слоя ледника будет меняться под влиянием как изменений температуры воздуха, так и параметров снежного покрова. Отметим, однако, что рост температуры воздуха, числа оттепелей и жидких осадков может приводить к обратному эффекту — увеличению запаса холода верхнего слоя ледника.

### Заключение

Климатические изменения влияют на состояние ледников и ледниковых покровов. В первую очередь эти изменения сказываются на термическом состоянии поверхностного слоя ледников. При этом картина изменений отличается существенным разнообразием, отражая региональные особенности рельефа и климата. Причины такого разнообразия, которое может происходить в пределах одного ледника, — неоднородность параметров снежного покрова, его толщины, динамики снегонакопления, термического сопротивления, обусловленная стратиграфией снежного покрова. Безусловно, климатические изменения служат одним из важных факторов неоднородности и изменчивости снежного покрова. Комплексный параметр, показывающий степень охлаждения приповерхностного слоя ледника в конце холодного периода, — запас холода этого слоя.

Анализ данных измерений запаса холода верхнего 11-метрового слоя ледника Восточный Грэнфьорд показал, что толщина снежного покрова влияет на запас холода неоднозначно: с ростом толщины снежного покрова запас холода может как вырасти, так и уменьшиться. Например, в более холодную зиму 2013 г. запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника оказался меньше, чем в более тёплую и снежную зиму

2014 г. Возможная причина этого – наличие оттепелей и жидких осадков зимой 2014 г., которые привели к изменению структуры снежного покрова: росту его плотности и твёрдости после смерзания ледяных зёрен, увеличению теплопроводности и более значительному охлаждению приповерхностного слоя ледника зимой 2014 г.

Численные эксперименты по модели позволили установить зависимость запаса холода в верхнем слое ледника от метеорологических условий и толщины снежного покрова. Результаты расчётов показали, что при толщине снежного покрова 50 см рост зимней температуры воздуха на 1 °С снижает запас холода в среднем на 8,5 МДж/м<sup>2</sup>, тогда как при толщине снежного покрова 200 см снижение составит 6 МДж/м<sup>2</sup>. Рост толщины снежного покрова с 50 до 100 см уменьшает запас холода на 11 МДж/м<sup>2</sup> при температуре воздуха –6 °С и на 15 МДж/м<sup>2</sup> при –10 °С. Вместе с тем рост толщины снега со 150 до 200 см снижает запас холода на 4 МДж/м<sup>2</sup> при температуре воздуха –6 °С и на 3 МДж/м<sup>2</sup> при –10 °С. Расчёты запаса холода для твёрдого снега толщиной 150 см при температуре воздуха –10 °С показали его рост на 12% по сравнению со средним по твёрдости снегом. Более значительное отличие в величине запаса холода происходит из-за недоучёта стратиграфии снежного покрова. При мо-

делировании температурного режима и оценки запаса холода во льду в конце холодного периода необходимо учитывать влажность верхнего метрового слоя льда в конце периода абляции.

**Благодарности.** Математическое моделирование проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка и анализ архивных материалов – по проекту РФФИ № 17-55-80107 БРИКС\_a; численные эксперименты и их анализ – при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067; экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялись при финансовой поддержке Государственного задания № 0127-2019-0009 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

**Acknowledgments.** The mathematical modeling carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing and analysis of experimental data carried out according to the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) № 17-55-80107 BRICS\_a project; numerical experiments and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067; field studies on Svalbard conducted with financial support from the state assignment № 0127-2019-0009 and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

## Литература

1. Forland E.J., Benestad R.E., Flatoy F., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Isaksen K., Sorteberg A., Ådlandsvik B. Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100. Tromsø: Norsk Polar-institutt, Rapportserie. 2009. № 128. 44 p.
2. Graham R.M., Cohen L., Petty A.A., Boisvert L.N., Rinke A., Hudson S.R., Nicolaus M., Granskog M.A. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 44. № 13. P. 6974–6983. doi: 10.1002/2017GL073395.
3. Мохов И.И. Современные изменения климата в Арктике // *Вестн. РАН*. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
4. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритъоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
5. Вишивцева Т.В., Чернов Р.А. Особенности пространственного распределения снежного покрова и

## References

1. Forland E.J., Benestad R.E., Flatoy F., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Isaksen K., Sorteberg A., Ådlandsvik B. Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100. Tromsø: Norsk Polar-institutt, Rapportserie. 2009, 128: 44 p.
2. Graham R.M., Cohen L., Petty A.A., Boisvert L.N., Rinke A., Hudson S.R., Nicolaus M., Granskog M.A. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events. *Geophys. Research Letters*. 2017, 44 (13): 6974–6983. doi: 10.1002/2017GL073395.
3. Mokhov I.I. Modern climate change in the Arctic. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2015, 85 (5–6): 478–484. [In Russian].
4. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grefnfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
5. Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal

- поля температур в верхнем слое политермического ледника // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380.
6. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим приповерхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
  7. Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. V. 117. F04018. doi: 10.1029/2011JF002258.
  8. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37.
  9. Cohen Judah, Ye Hengchun and Jones Justin. Trends and variability in rain-on-snow events // *Geophys. Research Letters*. 2015. № 42. P. 7115–7122. doi: 10.1002/2015GL065320.
  10. Łupikasza E.B., Ignatiuk D., Grabiec M., Cielecka-Nowak K., Laska M., Jania J., Luks B., Uszczyk A., Budzik T. The role of winter rain in the glacial system on Svalbard // *Water*. 2019. № 11. P. 334. doi: 10.3390/w11020334.
  11. Floyd W., Weiler M. Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques // *Hydrol. Process*. 2008. № 22 (24). P. 4805–4812.
  12. 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. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-433.
  13. Margherita Maggioni, Michele Freppaz, Paolo Piccini, Mark W. Williams, Ermanno Zanini. Snow cover effects on glacier ice surface temperature // *Journ. of Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2009. V. 41. № 3. P. 323–329. doi: 10.1657/1938-4246-41.3.323.
  14. Zagorodnov V., Thompson L.G., Nagornov O. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature // *Annals of Glaciology*. 2006. T. 43. P. 285–291. doi: 10.3189/172756406781812203.
  15. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. 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.
  16. Sellers S. Theory of water transport in melting snow with a moving surface. *Cold Regions Science and Technology*. 2000, 31: 47–57.
  17. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
  - glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380.
  6. Chernov R.A., Vasilieva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Gronfjorden (West Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 38–46. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
  7. Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journ of Geophys. Research*, 2012, 117: F04018. doi: 10.1029/2011JF002258.
  8. Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Influence of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in Western Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 27–37. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
  9. Cohen Judah, Ye Hengchun, Jones Justin. Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophys. Research Letters*. 2015, 42: 7115–7122. doi: 10.1002/2015GL065320.
  10. Łupikasza E.B., Ignatiuk D., Grabiec M., Cielecka-Nowak K., Laska M., Jania J., Luks B., Uszczyk A., Budzik T. The role of winter rain in the glacial system on Svalbard. *Water*. 2019, 11: 334. doi: 10.3390/w11020334.
  11. Floyd W., Weiler M. Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques. *Hydrol. Process*. 2008, 22 (24): 4805–4812.
  12. 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. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-433.
  13. Margherita Maggioni, Michele Freppaz, Paolo Piccini, Mark W. Williams, Ermanno Zanini. Snow Cover Effects on Glacier Ice Surface Temperature. *Journ. of Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2009, 41 (3): 323–329. doi: 10.1657/1938-4246-41.3.323.
  14. Zagorodnov V., Thompson L.G., Nagornov O. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature. *Annals of Glaciology*. 2006, 43: 285–291. doi: 10.3189/172756406781812203.
  15. 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. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.

17. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
18. 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.
19. Сосновский А.В., Осокин Н.И. К оценке термического сопротивления снежного покрова на Западном Шпицбергене // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докл. XIV Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 октября – 2 ноября 2018 г. Мурманск: ФИЦ КНЦ РАН Апатиты, 2018. С. 108–109. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191.
20. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM // *Climate Dynamics*. 2002. № 19. P. 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
21. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 945–959.
22. Dae Il Jeong, Laxmi Sushama. Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models // *Climate Dynamics*. 2018. № 50. P. 303–316. doi: 10.1007/s00382-017-3609-x.
23. Eirik J. Forland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100 // Hindawi Publishing Corporation *Advances in Meteorology*. 2011. Article ID 89379. 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
24. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 189–198. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.
18. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
19. Sosnovskii A.V., Osokin N.I. *Kotsenke termicheskogo soprotivleniya snezhnogo pokrova na Zapadnom Shpitsbergene. Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena i priliegayushchego shelf'a: tezisy dokladov. XIV Vseross. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem*. On the assessment of the thermal resistance of the snow cover in Western Svalbard. Complex studies of the nature of Svalbard and the adjacent shelf: abstracts of the reports. XIV All-Russia scientific conf. from intern. participation. Murmansk, October 30 – November 2, 2018. Murmansk: Publishing house of FRC KSC RAS Apatity, 2018: 108–109. [In Russian]. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191.
20. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*. 2002, 19: 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
21. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*. 2011, 5: 945–959.
22. Dae Il Jeong, Laxmi Sushama. Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models. *Climate Dynamics*. 2018, 50: 303–316. doi: 10.1007/s00382-017-3609-x.
23. Eirik J. Forland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. 2011. Article ID 89379: 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
24. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (2): 189–198. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.

## Моделирование перераспределения снежного покрова – ключевого параметра зимних биотопов копытных Дальнего Востока

© 2021 г. О.В. Сухова<sup>1\*</sup>, М.А. Вайсфельд<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета, Пермь, Россия;

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

\*Oks1025@gmail.com

## Modeling the redistribution of snow cover in the Russian Far East which is the key parameter of the winter biotopes of hooves

O.V. Sukhova<sup>1\*</sup>, M.A. Vaisfeld<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Natural Science Institute of Perm State University, Perm, Russia; <sup>2</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*Oks1025@gmail.com

Received March 5, 2020 / Revised September 2, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *snow depth, snow in forest, food availability, passability, multispectral image classification, Russian Far East.*

### Summary

The properties of snow cover, one of the most important abiotic factors for survivability of animals (mainly hooves) in winter, are considered. To analyze possible consequences of this influence, it was necessary to develop a special parameterization of snow cover properties differing from those used in solving hydrometeorological problems. In this paper we present the biotopic approach to spatial and temporal modeling of the snow depth and structure at the mesoscale level. For this scale level, the main factor determining the snow cover depth and structure is the distribution of plant associations (the vegetation cover) on mountain slopes of different exposure and steepness. Our cartographic model of the vegetation cover was developed based on the results of decoding the hierarchical multispectral satellite images. Each combination of a vegetation type, exposure, and steepness of a slope has its own snow accumulation coefficient, which allows calculation of the snow depth in a particular biotope. We propose to analyze winter animal habitats using two parameters depending on the depth and structure of the snow cover: a passability and the food availability. Similarly to the map of plant associations exerting effect on snow cover, a map of plant communities of forage biotopes of specific animals has been built, and a certain snow depth was assigned to each type. The forage biotopes were ranked according to degree of availability and passability. The proposed approach was applied to modeling the passability and food availability for wild boar and red deer biotopes in the southern spurs of the Bureinsky range in the Russian Far East. The snow accumulation coefficients used in the model were obtained from field surveys carried out in 2016–2018 at 173 sites located on slopes of different exposure and steepness and within different types of plant communities. It has been established that a significant part of the favorable foraging territories of wild boar and deer overlap, that may cause the interspecific competition and increased load on forage biotopes during severe and snowy winters. The model also makes possible to introduce additional parameters such as the energy consumption per movement, composition and quantity of feeds.

**Citation:** Sukhova O.V., Vaisfeld M.A. Modeling the redistribution of snow cover in the Russian Far East which is the key parameter of the winter biotopes of hooves. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 89–102. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010073.

Поступила 5 марта 2020 г. / После доработки 2 сентября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *высота снежного покрова, снег в лесу, доступность кормов, проходимость, дешифрирование лесной растительности, Дальний Восток России.*

Описаны принципы биотопического подхода к пространственно-временному моделированию высоты и структуры снежного покрова для анализа характеристик зимних местообитаний животных на мезомасштабном уровне. Анализ зимних местообитаний предложено проводить на основе двух параметров, зависящих от высоты и структуры снежного покрова: проходимости и доступности. На примере ландшафтов южных отрогов Буреинского хребта Дальнего Востока выполнено моделирование высоты снежного покрова для кормовых биотопов кабанов и благородных оленей. На основе коэффициентов снегонакопления, полученных по результатам полевых исследований, с помощью геоинформационных методов проведена экстраполяция значений высоты снежного покрова, свойственных каждому типу кормового биотопа. Площади кормовых биотопов кабана и благородного оленя ранжированы на доступные, труднодоступные и недоступные. Информация о проходимости и доступности пищевых ресурсов в зимний период позволила проанализировать пространственную структуру кормовых биотопов, оценить их разобщённость и предположить возможные пути зимних миграций животных различных видов.

## Введение и постановка проблемы

Снежный покров – один из важных абиотических факторов. Знание пространственного распределения и характеристик снежного покрова позволяет не только оценивать условия существования животных и их популяций в зимний период, но и изучать особенности функционирования бореальных экосистем в целом [1, 2]. Важность комплексного подхода к анализу снежного покрова как экологического фактора обусловлена необходимостью диагностики и динамики его состояния, что даёт возможность спрогнозировать его влияние на животных и механизмы биоценологических взаимодействий.

Снежный покров существенно влияет на жизнедеятельность млекопитающих, коренным образом меняя специфику их передвижения и питания по сравнению с бесснежным периодом. Другими становятся и взаимоотношения между особями одного вида и разных видов. Условно их можно разделить на две группы: сближение (снежный комменсализм) и конкуренция. Из-за воздействия снежного покрова особи одного вида в своей поведенческой активности и в питании могут использовать результаты жизнедеятельности других видов. Например, грызуны или мелкие копытные поедают остатки того, что разрыли из-под снега крупные парнокопытные. Хищники (кошачьи, псовые) нередко перемещаются по тропам, проложенным кабанам [2, 3]. Другая группа взаимодействий – антагонистическая, когда одному виду снег помогает успешнее охотиться за другим, представляющим собой жертву. Так, наст позволяет эффективнее передвигаться и успешнее преследовать добычу настаходящим хищникам. Волки загоняют оленей в глубокий снег, сами передвигаясь при этом по держашему их насту, рысь также по насту может добыть взрослого марала, которого наст не держит, хотя это достаточно редкие случаи [3].

Формализация способности передвижения животных по снегу предложена зоологами в конце 1950-х годов и определялась ими как отношение весовой нагрузки на след к высоте животного на уровне груди ( $\text{г/см}^2/\text{см}$ ). Животные с меньшим показателем «трудности перемещения в снегу» получают преимущество, например тигры по отношению к кабанам и изюбрям [4]. Существенное значение для животных имеет не только высота снежного покрова, но и его структура. Например,

горностаи и ласка в снежный период, особенно в морозы, значительную часть времени проводят под снегом, где охотятся на своих основных жертв – мышевидных грызунов, скрываются от пернатых и наземных хищников или просто пережидают сильные морозы [5]. Безусловно, сильно кристаллизованная крупнозернистая толща снежного покрова, да ещё с погребёнными корками, для этих небольших хищников из семейства куньих крайне неблагоприятна. Структура снега, которая формируется в результате частой смены зимних оттепелей с морозами повышенной влажности, особенно отрицательна для леммингов. Снег, лежащий на поверхности земли, становится твёрдым и примерзает к ней. В результате под снежным покровом исчезает свободное пространство, в котором лемминги перемещаются в поисках пищи, а в конце зимы обзаводятся потомством.

Наличие снежного покрова изменяет характер и степень антропогенного воздействия на животных. Современные средства передвижения по снегу позволяют человеку посещать малодоступные в другой период территории, создавая не только дополнительный фактор беспокойства, но и увеличивая степень прямой угрозы объектам охоты или промысла. Вместе с тем они нередко создают условия для лучшего продвижения по снежному покрову. Известно, что многие виды млекопитающих предпочитают передвигаться по следам транспортных средств, особенно снегоходов [3, 6, наши наблюдения].

В зоологической и биогеографической литературе большинство аспектов взаимодействия животных и снежного покрова носит описательный, а иногда и несистематизированный характер. Это обусловлено особенностями зоологических методов наблюдений, имеющих территориальные ограничения и небольшой список видов в рамках одного эксперимента. С развитием информационных технологий и методик геопространственного моделирования появилась потребность получения обобщающих показателей, использующих накопленный эмпирический материал. Для ряда видов млекопитающих построены карты биотопов или созданы модели биоценологических взаимодействий. Такие работы выполнены для популяций карibu (*Rangifer tarandus caribou*) [7], бурого медведя (*Ursus arctos L.*) [8], амурского тигра (*Panthera tigris altaica*) [9], канадской рыси (*Lynx canadensis*) [10],

олени (*Cervus Canadensis*) [11] и др. В то же время акцент на характеристиках снежного покрова и его влиянии на поведенческие особенности, а также внутри- и межвидовые взаимодействия очень важен именно для таёжной зоны, где значительную часть года лежит снежный покров.

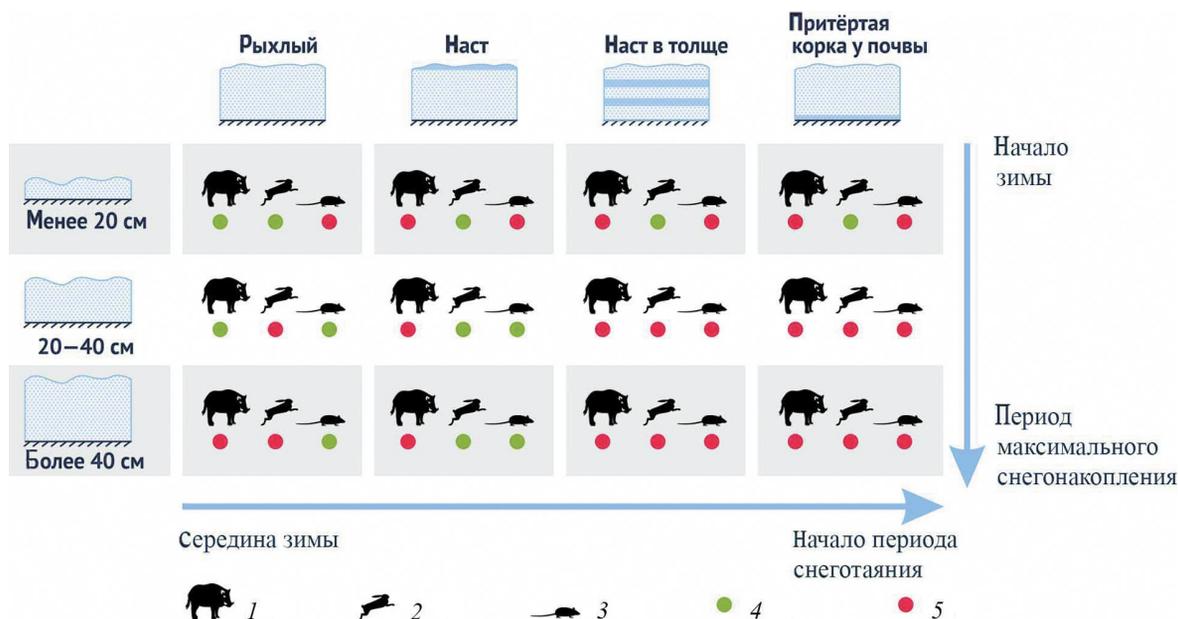
К проблемам использования фактора снежного покрова при биотопическом анализе местообитаний относятся сложности формализации и методическая разобщённость. Информация об экологических и биогеоцентрических свойствах снежного покрова традиционно собирается по методикам, созданным для решения задач, связанных в первую очередь с гидрометеорологическим обеспечением хозяйственной деятельности [12, 13], поэтому её пространственно-масштабный уровень иной. Зоологические и биогеографические описания снежного покрова, как уже отмечалось, имеют несистематизированный характер. Современная специфика характеристики зимних местообитаний животных требует *модификации подходов сбора данных и детализации выделения параметров снежного покрова*, отличных от детализации при решении гидрометеорологических задач. В то же время для возможности работы с массовыми данными необходима *большая параметризация*, чем это принято в сложившейся практике зоологических и биогеографических описаний свойств снежного покрова.

В настоящей работе рассматриваются подходы к моделированию основных пространственно-временных параметров снежного покрова для решения задач экологического картографирования и выяснения характеристик зимних местообитаний животных. К таким характеристикам в первую очередь относятся высота и структура снежной толщи. Приведены результаты моделирования пространственно-временного распределения высоты снежного покрова и основные возможности его применения при анализе характеристик зимних местообитаний. Моделирование пространственно-временного распределения высоты снежного покрова выполнено на примере ландшафтов южных отрогов Буреинского хребта Дальнего Востока. Территория относится к Хингано-Буреинской горной системе. Рельеф – среднегорный с перепадами высот 800 м в северной части района исследования и около 400–500 м в южной. Растительность представлена тёмнохвойными и хвойно-широколиственными лесами с участием корейского кедра, вторичных, пре-

имущественно мелколиственных лесов, лугов и болот. Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом здесь – около 160 дней. Зимой преобладают ветры западного и северного направлений. Как правило, зимы малоснежные с высотой снежного покрова 20–30 см. В отдельные годы высота снежного покрова может превышать 50–60 см. Моделирование проводилось для уточнения структуры кормовых и транзитных биотопов крупных копытных млекопитающих – кабана и благородного оленя – в зимних период.

### **Биотопическая роль пространственно-временного перераспределения снежного покрова**

Предлагается характеристики зимних местообитаний животных анализировать на основе двух параметров, зависящих от высоты и структуры снежного покрова: проходимости и доступности. Под *проходимость* понимается физическая способность животного передвигаться по снегу; под *доступность* – наличие подснежного корма и возможность добычи его животным из-под снега. Оба эти параметра определяются сочетанием высоты снежного покрова и его структуры. Для разных видов млекопитающих чувствительность к предложенным параметрам различна и зависит от их размеров, способов передвижения и добычи пищи. *Мелкие млекопитающие* используют снежную толщу как жизненное пространство, для добывания пищи и в качестве укрытия. *Млекопитающие средних размеров* (зайцеобразные, куньи, мелкие кошачьи, из парнокопытных – мелкие олени, косули) и *крупные копытные* в зимний период используют снег как среду обитания, в большей или меньшей степени затрудняющую передвижение и питание. Толщина и внутреннее строение снежного покрова неоднозначно влияют на представителей этих трёх групп животных. Высокий и рыхлый снег благоприятен для мелких млекопитающих, ведущих *подснежный* образ жизни или перемещающихся нырянием в толщу (полёвки, лемминги, мелкие куньи), тогда как наличие наста или плотной твёрдой корки у земли благоприятнее для млекопитающих средних размеров, способных передвигаться по его поверхности, – *настоходящих*, но затрудняет движение и добычу корма крупным млекопитающим – *надснежным* животным.



**Рис. 1.** Схема влияния характеристик снежного покрова на разные группы млекопитающих. Группы: 1 – надснежные; 2 – настходящие; 3 – подснежные. Влияние: 4 – благоприятно или нейтрально; 5 – неблагоприятно  
**Fig. 1.** Chart of snow cover characteristics influence on the groups of mammals. Groups of mammals: 1 – oversnow; 2 – snow crust walking; 3 – undersnow. The influence: 4 – auspiciously or neutrally; 5 – inauspiciously

Представленные на рис. 1 вариации соотношений высоты и структуры снежного покрова отражают временной ход факторов снегонакопления: от начала зимы к снеготаянию – в колонках и от начала установления снежного покрова к сезону максимального снегонакопления – в строках. Для настходящих млекопитающих толщина однородного и рыхлого снежного покрова более 20 см затрудняет передвижение, однако наст позволяет передвигаться по нему, не проваливаясь. Противоположное отношение к неглубокому снегу (менее 20 см) у подснежных животных, для которых такой покров неблагоприятен, так как не выполняет теплоизолирующих и маскирующих функций. Это позволяет настходящим хищникам успешнее охотиться на мелких млекопитающих. В период максимального снегонакопления и начала снеготаяния наличие в снежной толще корок и превышение высоты снежного покрова в 40 см негативно влияет на крупных млекопитающих, так как они испытывают затруднения при передвижении, проваливаясь сквозь наст и травмируя конечности, а неравномерное распределение кормов не позволяет минимизировать высокие энергетические затраты на перемещение.

Таким образом, при характеристике зимних биотопов по степени благоприятности для мле-

копитающих, выраженных в параметрах проходимости и доступности, необходимо знать распределение высоты снежного покрова по конкретным местообитаниям, а также особенности его структуры в их границах в течение всего периода снегонакопления. В настоящей работе рассмотрены основные подходы к формализации особенностей высоты и структуры снежного покрова для пространственно-временного моделирования. На их основе показана возможность построения статистической модели пространственно-временного распределения высоты снежного покрова в лесных биоценозах. Практическая реализация части подходов, учитывающих особенность структуры снежного покрова в рассматриваемой модели, остаётся за рамками данной работы.

### Принципы биотопического подхода к пространственно-временному моделированию снежного покрова

Поле зимних осадков имеет более гладкую структуру по сравнению с осадками тёплого периода, а синоптические процессы, влияющие на количество осадков, охватывают пространственный масштаб более 300 км<sup>2</sup>, поэтому пло-

Таблица 1. Основные факторы, влияющие на перераспределение зимних осадков и эволюцию снежного покрова на мезомасштабном уровне

Фактор	Специфика воздействия на высоту или структуру снежного покрова	Характерный масштаб
Температура воздуха	Наличие или отсутствие корок, образовавшихся в результате оттепелей	Определяется синоптическими процессами, требует детализации до масштабного уровня модели
Осадки	Высота снежного покрова. Наличие или отсутствие корок, образовавшихся в результате выпадения жидких осадков	
Мезорельеф	Инсоляция и ветровое перераспределение осадков в зависимости от экспозиции и крутизны склонов	Детальность цифровой модели рельефа (ЦМР) – 30 м
Инсоляция склонов	Наличие или отсутствие корок, образовавшихся в результате воздействия солнечной радиации	Детальность ЦМР – 30 м. Детальность контуров с растительным покровом, определяющим степень инсоляции – 30 м
Направление и скорость местных ветров	Высота снежного покрова. Наличие или отсутствие переуплотнённых слоёв, образовавшихся в результате ветрового воздействия	Определяется синоптическими процессами и мезорельефом, требует детализации до масштабного уровня модели
Растительный покров	Высота снежного покрова. Степень инсоляции склонов. Ослабление ветрового перераспределения и переуплотнения	Масштабный уровень модели. Определяет итоговую пространственную детализацию распределения высоты и структуры снежного покрова. Детальность Landsat-8 (30 м)

щадь зимних осадков в 50–100 км<sup>2</sup> рассматривается как однородное поле [14]. В то же время распределение высоты и структуры снежного покрова неоднородно на мезомасштабном уровне (10 км – 100 м), характеризующем параметры проходимости и доступности зимних биотопов для животных. Неоднородность свойств на этом пространственно-масштабном уровне определяется уже не синоптическими процессами, а особенностями локальных факторов перераспределения выпадающих осадков [15] и факторов, влияющих на эволюцию снежной толщи. Биотопический анализ требует учёта этих факторов для получения информации о неоднородности пространственно-временного распределения высоты и структуры снежного покрова на мезомасштабном уровне. Данные факторы можно разделить на два вида. Первые влияют преимущественно на структуру снежного покрова; вторые – и на высоту, и на структуру (табл. 1). Лесная растительность в значительной степени нивелирует влияние ветрового распределения, колебаний температуры воздуха и инсоляционного воздействия [16, 17]. Тем не менее, разница в распределении свойств снежного покрова на склонах разной экспозиции и крутизны статистически прослеживается и была учтена при выполнении полевых измерений. Таким образом, высота снежного покрова изменяется в разных биотопах главным образом из-за особенностей рельефа и характера растительности.

Внутри лесного массива количество снега определяется типом и сомкнутостью полога древостоя. В хвойном лесу из-за удержания его кронами и последующего испарения снега меньше на 20–30%. Смешанные леса занимают промежуточную позицию [14]. Максимальная толщина снега на залесённых территориях наблюдается на опушках, а также на небольших открытых территориях внутри лесных массивов, редианах, полянах, просеках. Объективная характеристика биотопов возможна при детальности, определяемой размерностью среднестатистического контура растительного сообщества. Выполненные эксперименты показали, что создание пространственной модели структуры биотопов возможно на основе результатов классификации мультиспектрального спутникового изображения с разрешением 30 м. Детальность таких данных показывает структуру биотопов копытных с обособлением контуров природных комплексов и основных типов растительных сообществ, его составляющих. При совмещении с информацией цифровой модели рельефа SRTM достигается исчерпывающий набор данных, описывающий условия снегонакопления в любых географических условиях. При использовании цифровых источников информации детальность биотопической модели ограничена двумя показателями: а) разрешением спутникового изображения, используемого при анализе растительного покрова; б) разрешением

Таблица 2. Коэффициенты снегонакопления, полученные по литературным и собственным полевым наблюдениям для растительных ассоциаций в районе исследования (в скобках указано число площадок, на которых проводились измерения в данной категории)

Уклон, градусы							
0–15	0–15	15–35			Более 35		
Экспозиция							
низина	вершина	С–СВ	Ю–ЮВ, З–СЗ	Ю–ЮЗ	С–СВ	Ю–ЮВ, З–СЗ	Ю–ЮЗ
Тип растительности							
<i>спелый и приспевающий лиственный лес</i>							
1*(15)	1,32(4)	1,10(7)	1,37(7)	0,94(3)	1,17(4)	0,94(3)	0,60(9)
<i>спелый и приспевающий смешанный лес</i>							
0,78*(7)	1,51(2)	1,21(6)	0,94(5)	0,81(7)	0,68(3)	0,72(5)	0,72(6)
<i>спелый и перестойный хвойный лес</i>							
0,63*(10)	1,13(5)	0,48(17)	0,68(8)	0,43(3)	0,68(2)	0,55(4)	0,41(1)
<i>молодой лиственный лес, редины и опушки, в том числе других типов леса, кустарниковые ассоциации открытых территорий</i>							
1,42(9)	1,51(3)	1,20(3)	1,25(1)	1,15(2)	1,14(2)	1,09(3)	0,86(2)
<i>территории с отсутствием древесного и кустарникового растительного покрова протяжённостью более 200 м</i>							
0,66*(5)				–			

\*Литературные данные [14, 21–23].

цифровой модели рельефа, используемой для характеристики элементов рельефа.

На исследуемой территории, согласно перечню позвоночных животных заповедника «Бастак» [18], обитают следующие виды копытных: кабан (*Sus scrofa L.*), кабарга (*Moschus moschiferus L.*), изюбрь (*Cervus elaphus xanthopygus*), сибирская косуля (*Capreolus pygargus*) и лось (*Alces alces L.*). Лось и кабарга в соответствии с перечнем отнесены к редким для данной территории видам. Сибирская косуля зимой мигрирует за пределы рассматриваемой области, поэтому в настоящей работе для моделирования предпочитаемых биотопов использованы сведения о кабанах и изюбрях как наиболее массовых и типичных видах.

Для установления пищевых предпочтений и ограничений передвижения копытных в зимний период использованы литературные данные [1, 19, 20], согласно которым на спутниковых снимках были выделены растительные ассоциации, наиболее часто посещаемые кабанами и оленями в поисках корма зимой. Параметр *доступность* в таких ассоциациях считался благоприятным по умолчанию. Параметр *проходимость* определялся по превышению критического для каждого вида значения высоты снежного покрова. Результаты моделирования представляли собой карту превышения/непревышения критических высот снега в границах контуров каждого типа растительности, входящего в кормовой биотоп кабанов и бла-

городных оленей. Таким образом получали пространственную характеристику разных степеней проходимости и доступности для копытных в зависимости от характера снежного покрова.

Моделирование пространственно-временного распределения высоты снежного покрова выполнялось с помощью определения и введения коэффициентов снегонакопления (табл. 2) в контур каждого типа растительности, составляющего зимний кормовой биотоп исследуемых видов. Коэффициенты снегонакопления определяли как отношение высоты снежного покрова в одной ландшафтной фации, принятой за единицу, к высоте снежного покрова в других ландшафтных фациях. Конкретный биотоп устанавливался исходя из экологических задач: в данной работе это – зимние кормовые биотопы рассматриваемых видов, в первую очередь, хвойно-широколиственные леса с наличием желудёво-орехового корма, веточного корма и корневищ. Также были выделены биотопы с зимнезелёными кустарничками и хвощевые фации пойменной растительности.

В качестве входного значения при моделировании перераспределения высоты снежного покрова может быть использовано любое натуральное значение высоты снежного покрова, если оно отвечает ряду условий, а именно: известна его принадлежность к одному из типов ландшафтных фаций, для которой определён коэффициент снегонакопления (см. табл. 2);

расстояние до исследуемой территории не превышает 50–100 км (участок, где измеряется высота снежного покрова, находится в границах одной биоклиматической провинции с участием исследования). С учётом этих условий при моделировании можно использовать данные ближайших метеостанций, а также маршрутных полевых наблюдений. В настоящей работе для решения задач экологического картографирования взяты справочные значения высоты снежного покрова, которые являются критическими для изучаемых видов животных. В этом случае результатом моделирования будет разработка пространственной структуры пороговых значений высоты снежного покрова (когда значение высоты снежного покрова больше или равно критическому), ограничивающей физическое перемещение животных в поисках корма.

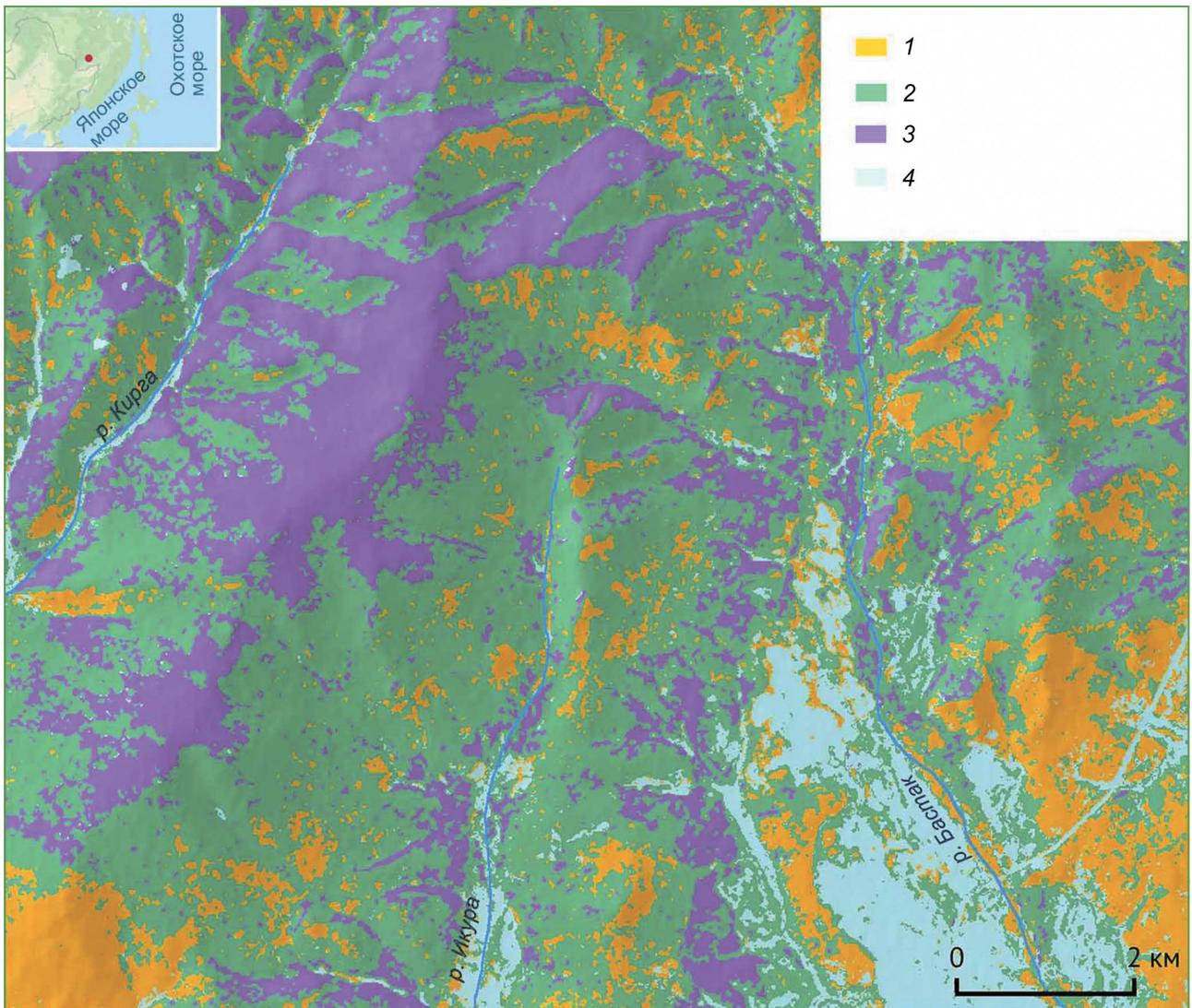
#### **Результаты моделирования пространственно-временного распределения высоты снежного покрова применительно к анализу зимних биотопов копытных**

Коэффициенты снегонакопления в ландшафтных фациях определяли в процессе полевых исследований 2016–2018 гг. на территории южных отрогов Буреинского хребта и в северной части Малого Хингана на 173 площадках. При выборе площадок для измерений принимали во внимание экспозицию и крутизну склонов, неоднородность элементов микрорельефа и неравномерность распределения уже выпавшего снежного покрова под пологом различных лесных сообществ. Наблюдения были двух типов: а) на площадке – для набора статистических данных, характеризующих связь высоты снега с типом растительности в стабильных однородных условиях; б) измерения на трансекте – для статистического описания высоты снега в зонах градиента при переходе от одного типа снегонакопления к другому на различных участках. На площадках выполняли серию измерений снегомерной рейкой в пределах квадрата  $15 \times 15$  м, всего в периметре проводили 10–15 измерений. Число измерений зависело от визуальной неоднородности снега по толщине. В местах с большей неоднородностью измерений делали больше. Также на площадке наблюдали за плотностью снежного

покрова [24] с последующим вычислением снегозапаса и описанием стратификации снежной толщи, степени перекристаллизации слоёв снега, а также наличия или отсутствия наста, притёртых и взвешенных корок, следов ветрового переноса и переуплотнения. Эти данные предполагали включить в модель пространственно-временного распределения структуры снежного покрова. Точки измерений располагали случайным образом в пределах выбранного квадрата для обеспечения стохастичности измерений. На трансекте измеряли только высоту снежного покрова по линейному маршруту. Данные на таких линиях не усредняли, а использовали для уточнения и верификации коэффициентов снегонакопления, полученных на площадках, а также характеристик изменений высоты снежного покрова при переваливании водоразделов со стороны склонов разной экспозиции и крутизны.

Результаты наблюдений *по экспозиции* разделены на три составляющие: а) северные и северо-восточные склоны с преобладанием более глубокого снега при отсутствии корок; б) склоны Ю-ЮЗ экспозиции с наименьшей высотой снежного покрова и наибольшей вероятностью наличия снежных корок; в) склоны с переходными свойствами – В-ЮВ и З-СЗ экспозиций. *По крутизне* склоны делили на пологие ( $0-15^\circ$ ), средние ( $15-35^\circ$ ) и крутые (более  $35^\circ$ ).

В основу моделирования легла цифровая типологическая карта лесной растительности, составленная авторами по спутниковым снимкам. Для картографирования растительных ассоциаций были подобраны космические изображения спутника Landsat-8 за два сезона года (3 мая и 15 сентября 2015 г.). Для классификации изображения использован метод нейронных сетей Кохонена [15, 25, 26]. Параллельная обработка нескольких разновременных, геометрически совмещённых многозональных изображений позволила определить значения спектральных яркостей: прямых характеристик полога древостоя первого яруса (для летнего снимка) и двух-трёх ярусов насаждения (для зимнего снимка). Для обучения классификационного алгоритма выбирались окрестности исходя из максимального охвата всего разнообразия признаков дешифрирования лесного покрова территории и с учётом их зонально-провинциальной специфики. Все пиксели мультисканальных спутниковых изображений в результате классификации были



**Рис. 2.** Растительные ассоциации южных отрогов Буреинского хребта, по-разному влияющие на перераспределение снежного покрова:

1 – спелый и приспевающий лиственный лес; 2 – спелый и приспевающий смешанный лес; 3 – спелый и перестойный хвойный лес; 4 – молодой лиственный лес, редины и опушки, в том числе других типов леса, кустарниковые ассоциации открытых территорий

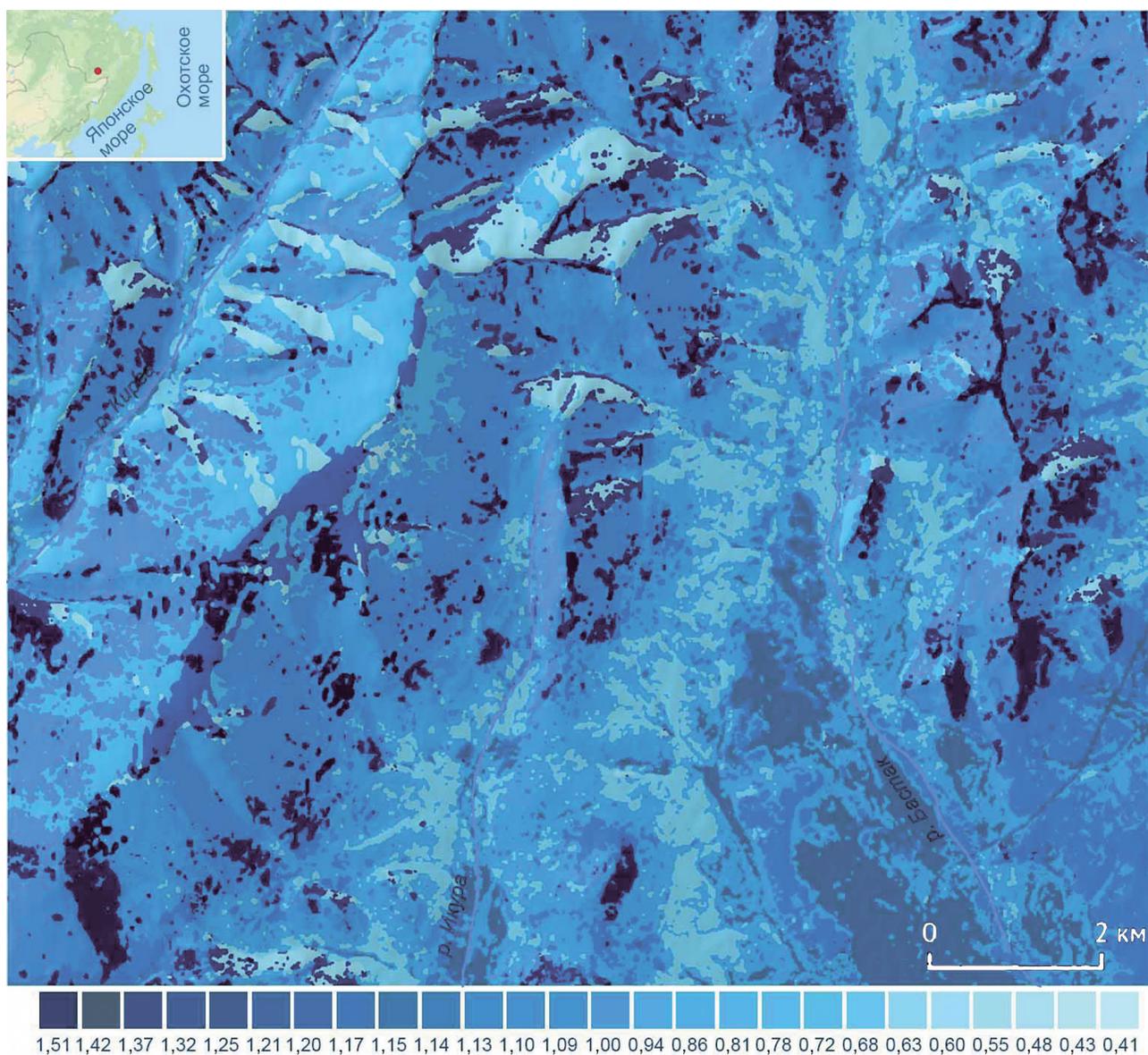
**Fig. 2.** Plant associations the southern spurs of the Bureinsky ridge with the different types of snow accumulation:

1 – medium-age deciduous forest; 2 – medium-age mixed forest; 3 – old-grown coniferous forest; 4 – young deciduous forest, open spaces and edges, including other types of forest, shrub associations of open areas

отнесены к одному из 30 классов растительности, типичной для района исследования. В дальнейшем эти классы группировали для построения картографических моделей влияния растительных ассоциаций на перераспределение снежного покрова, а также пространственную локализацию кормовых биотопов кабана и изюбря.

Для моделирования снежного покрова выделены следующие пять типов растительных ассоциаций: а) спелый и приспевающий лиственный

лес; б) спелый и приспевающий смешанный лес; в) спелый и перестойный хвойный лес; г) молодой лиственный лес, редины и опушки, в том числе других типов леса, кустарниковые ассоциации открытых территорий; д) территории с отсутствием древесного и кустарникового растительного покрова протяжённостью более 200 м. Эти растительные ассоциации универсальны по структуре и могут быть выделены во всех провинциях таёжной зоны. На рис. 2 представлен



**Рис. 3.** Распределение повышающих и понижающих коэффициентов снегонакопления в зависимости от свойств подстилающей поверхности (см. рис. 2) на территории южных отрогов Буреинского хребта

**Fig. 3.** The distribution increasing and decreasing snow depth coefficients depending of underlying surface (see Fig. 2) the southern spurs the Bureinsky ridge

участок исследуемой территории с четырьмя из пяти приведённых здесь типов растительных ассоциаций. Распределение повышающих или понижающих значение высоты снежного покрова коэффициентов снегонакопления зависит от выделенных растительных ассоциаций (см. рис. 2), а также от геоморфологических параметров — экспозиции и крутизны склонов. Таким образом, после классификации и группировки её результатов поле пространственного распределения высоты снежного покрова будет дифференциро-

вано на мезомасштабном уровне во множество контуров ландшафтных фаций (рис. 3).

Полученные коэффициенты снегонакопления сравнивали с литературными данными [14, 21–23]. Поскольку такого рода исследования проводили в разных физико-географических районах и в зимы с разным типом снежности, важно было принципиальное соответствие соотношений коэффициентов снегонакопления в сходных ландшафтных фациях. Там, где были найдены аналоги, коэффициенты снегонакопления сравнивали с

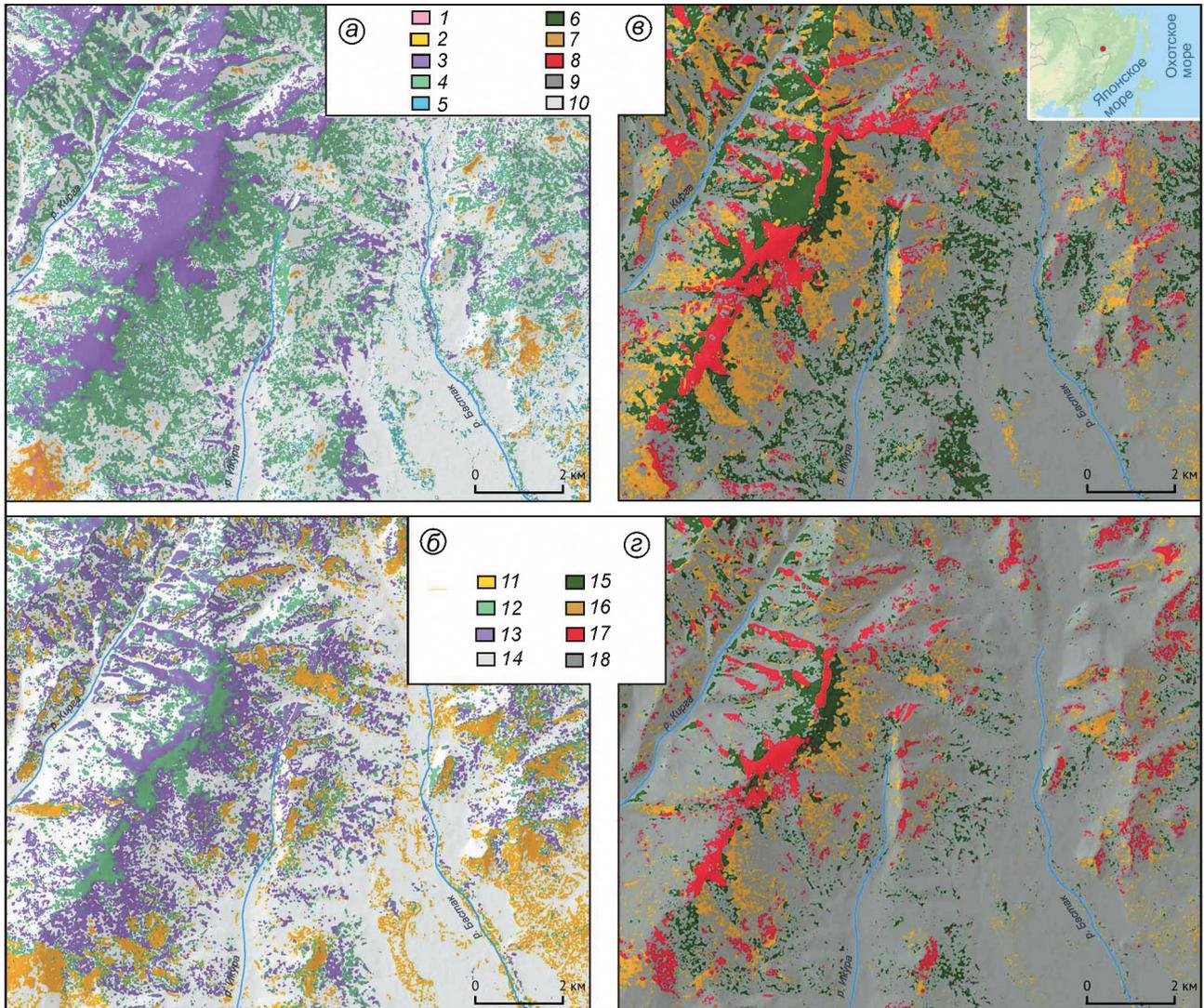
коэффициентами, полученными нами, такие данные отмечены звёздочкой в табл. 2. Коэффициенты снегонакопления справедливы для средне-снежной зимы, многоснежные зимы отличаются большей сглаженностью пространственного распределения высоты снежного покрова [14], мало-снежные зимы значительно не влияют на параметры проходимости и доступности.

Для выборки, полученной при полевых измерениях, рассчитаны средние значения высоты снежного покрова в разных ландшафтных фациях. В спелом и приспевающем лиственном лесу высота снежного покрова составила  $42 \pm 7$  см; в спелом и приспевающем смешанном лесу –  $32 \pm 4$  см; в спелом и перестойном хвойном лесу –  $21 \pm 5$  см; на редианах и опушках –  $45 \pm 6$  см. Затем значения высоты снежного покрова в тех же ландшафтных фациях были получены по данным моделирования с использованием в качестве входного параметра средней высоты снежного покрова по данным стационарных наблюдений на ближайших метеостанциях (Смидович, Облучье и Биробиджан) в период работ. Таким образом, при входном значении 30,7 см высота снежного покрова в спелом и приспевающем лиственном лесу составила 46 см; в спелом и приспевающем смешанном лесу – 36 см; в спелом и перестойном хвойном лесу – 29 см; на редианах и опушках – 66 см. Значительное расхождение между наблюденными значениями ( $45 \pm 6$  см) и значениями, полученными по результатам расчётов (66 см) в контурах луговой и кустарниковой растительности опушек, объясняется наибольшей неоднородностью данного класса по сравнению с распределением высоты снежного покрова в других растительных сообществах. Кроме того, открытые пространства опушек, в отличие от лесопокровных территорий, не снижают влияния экспозиции и крутизны склонов, что также даёт больший разброс результатов (см. табл. 2).

Для моделирования зимних кормовых биотопов кабанов предложена следующая структура выделения объектов (рис. 4, а): а) участки обильно плодоносящих дубрав; б) участки смешанных лесов с преобладанием желудёво-орехового корма и корневищ; в) участки обильно плодоносящих кедровых лесов; г) участки со смешанным типом кормов; д) участки пойменной лесной растительности с преобладанием хвощовых кормов. Для моделирования зимних кормовых биотопов

изюбря предложена другая структура выделения объектов (см. рис. 4, б): а) участки широколиственных лесов с преобладанием веточного и желудёвого корма, а также с примесью хвощей; б) участки обильно плодоносящих хвойно-широколиственных лесов; в) участки обильно плодоносящих кедровых лесов, чередующихся с комплексом полей с зимнезелёными кустарничками.

Анализировалась типичная для экологических исследований ситуация, когда зоолог получает справочное значение необходимого ему метеопараметра и использует его для характеристики интересующих объектов. В качестве входных значений в модель пространственно-временного перераспределения высоты снежного покрова были введены справочные данные о критических для перемещения животных величинах этого параметра. Для передвижения и добычи пищи кабаном они составили 30–40 см, а для изюбрей – 50–60 см [1, 19, 20]. Фактические данные о достижении критических величин, как правило, берутся из официальных данных сети Росгидромета. Детальность этих данных для территорий, изучаемых зоологами, низка из-за факторов рельефа, растительности, удалённости от ближайшей метеостанции. С помощью представленной в работе модели можно снять часть неопределённостей и уточнить высоту снежного покрова в любой интересующей исследователя точке или местности. Принимая во внимание необходимость уточнения коэффициентов снегонакопления при использовании в другом физико-географическом регионе и получив входные данные, мы с помощью коэффициентов снегонакопления присваиваем в ГИС конкретное значение высоты снежного покрова каждому типу кормового биотопа. На рис. 4, в, г красным цветом выделены биотопы, потенциально привлекательные по пищевым ресурсам для рассматриваемых видов копытных, но недоступные из-за наличия глубокого снежного покрова. Это позволяет нам оценить сезонную фрагментацию биотопа по условиям снегонакопления, а также проанализировать, насколько сближены или разрежены благоприятные его фрагменты. Результаты моделирования также дают возможность ответить на ряд вопросов: какова площадь биотопов с благоприятными параметрами по проходимости и доступности; насколько сокращается число реализуемых переходов от одного кормового биотопа к



**Рис. 4.** Ранжирование кормовых биотопов копытных по степени проходимости на территории южных отрогов Буреинского хребта:

*a* – кормовые биотопы кабана в зимний период; *б* – кормовые биотопы оленей в зимний период; *в* – ранжирование биотопов для кабанов; *г* – ранжирование биотопов для оленей.

Рассмотрены ситуации, когда базовое значение высоты снежного покрова при моделировании равно критическому для каждого вида копытных (для кабана – 30–40 см, для оленя – 50–60 см). 1 – участки обильно плодоносящих дубрав; 2 – участки смешанных лесов с преобладанием желудёво-орехового корма и корневищ; 3 – участки обильно плодоносящих кедровых лесов; 4 – участки со смешанным типом кормов; 5 – участки пойменной лесной растительности с преобладанием хвощовых кормов; 6, 10, 14, 18 – другие типы подстилающей поверхности; 7, 15 – доступные кормовые биотопы; 8, 16 – труднодоступные кормовые биотопы; 9, 17 – недоступные кормовые биотопы; 11 – участки широколиственных лесов с преобладанием веточного и желудёвого корма, а также с примесью хвощей; 12 – участки обильно плодоносящих хвойно-широколиственных лесов; 13 – участки обильно плодоносящих кедровых лесов, чередующихся с комплексом полей с зимнезелёными кустарничками

**Fig. 4.** Ranking the auspicious habitats maps by the passability and the food availability the southern spurs of the Bureinsky ridge:

*a* – plant associations – the food sources for wild boar in winter season; *б* – plant associations – the food sources for red deer in winter season; *в* – ranking the habitats maps for wild boar; *г* – ranking the habitats maps for red deer.

Situations are considered when the snow depth base value during modeling is critical for each ungulate species (for a wild boar 30–40 cm, for a deer 50–60 cm). 1 – areas with fruit-bearing oak grove; 2 – mixed forest areas with predominant acorns, nuts and rhizomes; 3 – areas with fruit-bearing cedar forest; 4 – mixed food areas; 5 – floodplain forest areas with predominance equisetum food; 6, 10, 14, 18 – other area type; 7, 15 – high passability and the food availability; 8, 16 – low passability and the food availability; 9, 17 – inaccessible passability and the food availability; 11 – mixed forest areas with predominance twigs and acorns as a food, by places equisetum; 12 – areas with fruit-bearing coniferous-broadleaf forest; 13 – areas with fruit-bearing cedar forest alternate with glades of winter-green prostrate shrubs

другому; что повышает предсказуемость маршрутов копытных и соответственно увеличивает риск добычи животных хищниками или человеком.

Отметим, что значительная часть благоприятных кормовых территорий кабанов и оленей совпадает. Это может привести к межвидовой конкуренции за кормовые ресурсы в суровые многоснежные зимы. Наиболее благоприятные участки для обоих видов копытных – хвойные и хвойно-широколиственные леса на западных макросклонах южных отрогов Буреинского хребта. Биотопы пойменной растительности в долинах малых рек Икура и Бастак сильно фрагментированы, что увеличивает энергозатраты на переходы между кормовыми участками, делая их, вероятно, энергетически не выгодными. Для уверенного заключения о возможных энергозатратах на перемещение в транзитных зонах необходимы дополнительные исследования этого аспекта. Участки широколиственного леса и редколесий, несмотря на наличие кормов, в многоснежные зимы недоступны для обоих видов копытных. Тем не менее, для труднопроходимых участков, выделенных жёлтым цветом на рис. 4, в, г, возможна прокладка троп кабанам с последующим копытеньем и переработкой снежной толщи совместными усилиями всего стада. Результатами этого воздействия на снежную толщу могут пользоваться другие копытные. Часть биотопов, используемая обоими видами в силу ограниченного доступа к другим участкам, испытывает повышенную нагрузку, что также необходимо учитывать при расчёте кормовой ёмкости биотопа.

Итог всего комплекса работ по оценке неоднородностей снегонакопления в условиях таёжной зоны – цифровая картографическая модель биотопов, потенциально используемых этими животными в зимний период. При низкой степени антропогенного воздействия на леса такая модель может применяться исследователями в течение 5–10 лет. После этого она потребует актуализации изменений в структуре и составе растительных сообществ, вызванных их развитием, приспеванием и старением.

### Обсуждение и выводы

В зимний период значительные площади кормовых территорий рассматриваемых видов копытных становятся недоступными из-за развития глубокого снежного покрова. Отдельные

кормовые территории представляют собой изолированные анклав, окружённые труднопроходимыми участками. Из-за этого часть площадей кормовых биотопов становится малопригодной для изучаемых животных. Это требует перерасчёта запасов кормов при прогнозе условий перезимовки копытных в зимы разной снежности.

Уровень пространственной детализации метеорологической информации, получаемой на метеостанциях, недостаточен для анализа зимних кормовых биотопов копытных на мезомасштабном уровне. Распределение высоты и структуры снежного покрова в одном и том же типе биотопа сильно меняется в течение всего периода снегонакопления. Разработка принципов и подходов получения коэффициентов снегонакопления для растительности конкретного физико-географического района с последующим их уточнением позволит не только детализировать пространственно-временное распределение высоты снежного покрова, но и исследовать пространственные закономерности поведения животных, связанные с поиском пищи и миграциями в зимний период. Информация о проходимости и доступности пищевых ресурсов в зимний период даст возможность анализировать пространственную структуру кормовых биотопов, оценивать их сближенность и выдвигать предположения о вероятных путях миграции животных различных видов. Возможны и оценка уровня конкуренции за пищевые ресурсы при совпадении значительного числа благоприятных биотопов у разных видов, и ранжирование территории по энергозатратам животных на перемещение по ним.

Картографическое представление ранжированных по степени доступности и проходимости кормовых биотопов отображает генерализованную структуру пространственных меж- и внутривидовых взаимодействий в зимний период. Работа с информацией разного временного и масштабного ранга позволяет получать более детализированное представление о пространственной организации структуры биотопов по сравнению с традиционными описаниями. Модель пространственно-временного распределения высоты снежного покрова может быть реализована для любой залесённой территории с постоянным снежным покровом в холодное время года. Дополнительно требуются проведение верификационных полевых измерений снежного покрова и построение карты целевых биотопов.

Модель пространственно-временного распределения высоты снежного покрова разработана с учётом последующего ввода блока структуры снежного покрова, содержащего анализ факторов температуры, осадков и инсоляционного воздействия. Биотопическое моделирование на основе результатов классификации космических снимков открывает широкие возможности ввода дополнительных параметров, необходимых для изучения пространственного поведения животных в зависимости от типа

зимы, урожайности кормов или факторов беспокорства, в том числе антропогенного характера.

**Благодарности.** Работа выполнена по гранту РФФИ № 18-05-60057 «Позеленение» тундры как драйвер современной динамики арктической биоты».

**Acknowledgments.** The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, grant № 18-05-60057 «The tundra «greening» as a driver of the Arctic biota modern dynamics».

## Литература

## References

1. *Насимович А.А.* Роль режима снежного покрова в жизни копытных животных на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 403 с.
2. *Формозов А.Н.* Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 287 с.
3. *Собанский Г.Г.* Звери Алтая. Ч. 1. Крупные хищники и копытные. Новосибирск—Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2008. 414 с.
4. *Юдаков А.Г., Николаев И.Г.* Экология амурского тигра. По зимним стационарным наблюдениям 1970—1973, 1996—2010 гг. в западной части Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2002. 202 с.
5. *Вайсфельд М.А.* Горностай. Европейский Север. Северо-восток // Колонок, горностай, выдра. Размещение запасов, экология, использование и охрана. Сер. Промысловые животные СССР и среда их обитания. М.: Наука, 1977. С. 92—108.
6. *Баскин Л.М., Охлопков И.М.* Охрана крупных млекопитающих от индустриальных угроз. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 201 с.
7. *Johnson C.J., Seip D.R., Boyce M.S.* A quantitative approach to conservation planning: using resource selection functions to map the distribution of mountain caribou at multiple spatial scales // *Journ. of Applied Ecology*. 2004. V. 41. Is. 2. P. 238—251. doi: 10.1111/j.0021-8901.2004.00899.x.
8. *Ziółkowska E., Ostapowicz K., Radeloff V.C., Kuemmerle T., Sergiel A., Zwiżacz-Kozica T., Zięba F., Śmietana W., Selva N.* Assessing differences in connectivity based on habitat versus movement models for brown bears in the Carpathians // *Landscape Ecology*. 2016. V. 31. Is. 8. P. 1863—1882. doi: 10.1007/s10980-016-0368-8.
9. *Добрынин Д.В., Рожнов В.В., Савельев А.А., Сухова О.В., Ячменникова А.А.* Комплексирование данных мечения животных GPS-передатчиками и материалов мультиспектральной космической съемки для детальной характеристики местообитаний // *Исследования Земли из космоса*. 2017. № 3. С. 40—52. doi: 10.7868/S0205961417030022.
10. *Holbrook J.D., Squires J.R., Olson L.E., DeCesare N.J., Lawrence R.L.* Understanding and predicting habitat for wildlife conservation: the case of Canada lynx at the range periphery // *Ecosphere*. 2017. V. 8. Is. 9. e01939. doi: 10.1002/ecs2.1939.
1. *Nasimovich A.A.* *Rol režhima snezhnogo pokrova v zhizni kopytnykh zhivotnykh na territorii SSSR.* The role of snow regime in the ungulates life in the USSR. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 403 p. [In Russian].
2. *Formozov A.N.* *Snezhnyi pokrov kak faktor sredy, ego znachenie v zhizni mlekopitayushchikh i ptits SSSR.* Snow cover as an environmental factor, its significance in the mammals and birds life of the USSR. Moscow: MSU, 1990: 287 p. [In Russian].
3. *Sobanskii G.G.* *Zveri Altaya. Chast 1. Krupnye khishchniki i kopytnye.* Animals of Altai. Part 1. Large predators and ungulates. Novosibirsk—Moscow: KMK Scientific Press Ltd., 2008: 414 p. [In Russian].
4. *Yudakov A.G., Nikolaev I.G.* *Ekologiya amurskogo tigra. Po zimnim statsionarnym nablyudeniya 1970—1973, 1996—2010 gg. v zapadnoy chasti Srednego Sikhote-Alinya.* Ecology of the Amur tiger. According to winter stationary observations 1970—1973, 1996—2010. in the western part of Middle Sikhote Alin. Vladivostok: Dalnauka, 2002: 202 p. [In Russian].
5. *Vaisfeld M.A.* *Gornostai. Ermine. European North. Northeast. Kolonok, gornostai, vydra. Razmeshchenie zapasov, ekologiya, ispolzovanie i okhrana. Ser. Promyslovye zhivotnye SSSR i sreda ikh obitaniya.* Column, ermine, otter. Stocking, ecology, use and protection. Ser. Commercial animals of the USSR and their habitat. Moscow: Science, 1977: 92—108. [In Russian].
6. *Baskin L.M., Okhlopov I.M.* *Okhrana krupnykh mlekopitayushchikh ot industrialnykh ugroz.* Protection of large mammals from industrial threats. Moscow: KMK Scientific Press Ltd., 2010: 201 p. [In Russian].
7. *Johnson C.J., Seip D.R., Boyce M.S.* A quantitative approach to conservation planning: using resource selection functions to map the distribution of mountain caribou at multiple spatial scales. *Journ. of Applied Ecology*. 2004, 41 (2): 238—251. doi: 10.1111/j.0021-8901.2004.00899.x.
8. *Ziółkowska E., Ostapowicz K., Radeloff V.C., Kuemmerle T., Sergiel A., Zwiżacz-Kozica T., Zięba F., Śmietana W., Selva N.* Assessing differences in connectivity based on habitat versus movement models for brown bears in the Carpathians. *Landscape Ecology*. 2016, 31 (8): 1863—1882. doi: 10.1007/s10980-016-0368-8.
9. *Dobrynin D.V., Rozhnov V.V., Saveliev A.A., Sukhova O.V., Yachmennikova A.A.* Integration of Satellite Tracking Data and Satellite Images for Detailed Characteristics of Wildlife Habitats. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017, 53 (9): 1060—1071. doi: 10.1134/S0001433817090080.
10. *Holbrook J.D., Squires J.R., Olson L.E., DeCesare N.J., Lawrence R.L.* Understanding and predicting habitat for wildlife conservation: the case of Canada lynx at the range periphery. *Ecosphere*. 2017, 8 (9). e01939. doi: 10.1002/ecs2.1939.

11. Rickbeil G.J.M., Merkle J.A., Anderson G., Atwood M.P., Beckmann J.P., Cole E.K., Courtemanch A.B., Dewey S., Gustine D.D., Kauffman M.J., McWhirter D.E., Mong T., Proffitt K., White P.J., Middleton A.D. Plasticity in elk migration timing is a response to changing environmental conditions // *Global Change Biology*. 2019. V. 25. Is. 7. P. 2368–2381. doi: 10.1111/gcb.14629.
12. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 61–72. doi: org/10.15356/2076-6734-2015-4-61-72.
13. Китаев Л.М., Тихонов В.В., Титкова Т.Б. Точность воспроизведения по спутниковым данным аномальных значений снегозапасов // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 1. С. 27–39. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-27-39.
14. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 167 с.
15. Сухова О.В. Создание карты лесной растительности для моделирования снегонакопления на территории Пермского края // *Вестн. Удмуртского ун-та. Биология. Науки о Земле*. 2013. Вып. 4. С. 132–139.
16. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 118 с.
17. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: ГЕОС, 2013. 482 с.
18. Позвоночные животные заповедника «Бастак» (Российская Федерация) и заповедника «Хунхэ» (Китайская Народная Республика). Хабаровск: Антар, 2017. 117 с.
19. Матюшкин Е.Н. Избранные труды. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. 660 с.
20. Стивенс Ф.А., Заумыслова О.Ю., Астафьев А.А., Хэйвард Г.Д., Микелл Д.Дж. Анализ динамики населения копытных в Сихотэ-Алиньском биосферном заповеднике. Владивосток: Дальнаука, 2012. 164 с.
21. Дыгало В.С. Распределение снежного покрова на водосборе р. Медвенки // *Тр. Центрального института прогнозов*. 1961. Вып. 134. С. 29–37.
22. Обидин А.А. Текущий прирост сосновых снегополос и снегонакопление // *Вестн. Алтайского госуд. аграрного ун-та*. 2012. № 10 (96). С. 59–61.
23. Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 2. С. 183–190. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190.
24. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 302 с.
25. Сухова О.В., Добрынин Д.В. Моделирование поведения копытных для оценки пространственного распределения кормовой базы амурского тигра в зимний период // *VI Всерос. конф. по поведению животных*. Москва 4–7 декабря 2017 г. С. 155.
26. Dobrynin D., Saveliev A. Hierarchical Multispectral Image Classification Based on Self Organized Maps // *Hamburg, IGARSS*, 28 June – 02 July 1999. P. 2510–2513.
11. Rickbeil G.J.M., Merkle J.A., Anderson G., Atwood M.P., Beckmann J.P., Cole E.K., Courtemanch A.B., Dewey S., Gustine D.D., Kauffman M.J., McWhirter D.E., Mong T., Proffitt K., White P.J., Middleton A.D. Plasticity in elk migration timing is a response to changing environmental conditions. *Global Change Biology*. 2019, 25 (7): 2368–2381. doi: 10.1111/gcb.14629.
12. Gelfan A.N., Moreido V.M. Describing macro-scale structure of the snow cover by a dynamic-stochastic model. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 61–72. [In Russian]. doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-61-72.
13. Kitaev L.M., Tikhonov V.V., Titkova T.B. The accuracy of snow water equivalent anomalies retrieval from satellite data. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (1): 27–39. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-27-39. [In Russian].
14. Kuzmin P.P. *Formirovanie snezhnogo pokrova i metody opredeleniya snegozapasov*. Snow cover formation and methods for determining snow reserves. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1960: 167 p. [In Russian].
15. Sukhova O.V. Mapping of forest vegetation for snow accumulation modeling in the Perm region. *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Biologiya. Nauki o Zemle*. Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences. 2013, 4: 132–139. [In Russian].
16. Rikhter G.D. Snow cover, its formation and properties. U.S. Army CRREL, Transl. 6, NTIS AD 045950, Hanover, NH, 1954: 66 p.
17. Kolomyts E.G. *Teoriya evolyutsii v strukturnom snegovedenii*. Theory of Evolution for Snow Structure Studies. M.: GEOS, 2013: 482 p. [In Russian].
18. *Pozvonochnye zhivotnye zapovednika «Bastak» (Rossiiskaya Federatsiya) i zapovednika «Khunkhe» (Kitaiskaya narodnaya respublika)*. Vertebrates «Bastak» Reserve (The Russian Federation) and «Honghe» Reserve (People's Republic of China). Khabarovsk: Antar, 2017: 117 p. [In Russian].
19. *Matyushkin E.N. Izbrannye trudy*. Selected Works. Moscow: KMK Scientific Press Ltd., 2005: 660 p. [In Russian].
20. Stivens F.A., Zaumyslova O.YU., Astafev A.A., KHeivard G.D., Mikell D.Dzh. *Analiz dinamiki naseleniya kopytnykh v Sikhote-Alinskom biosfernom zapovednike*. Analysis of the ungulates population dynamics in the Sikhote-Alin Biosphere Reserve. Vladivostok: Dalnauka, 2012: 164 p. [In Russian].
21. Dygalo V.S. The snow cover distribution on the river Medvenka catchment. *Trudy Tsentralnogo instituta prognozov*. Proc. of the Central Forecasting Institute. 1961, 134: 29–37. [In Russian].
22. Obidin A.A. Current apical growth of forest belts and snow accumulation *Vestnik Altaiskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta*. Bulletin of Altai State Agricultural University. 2012, 10 (96): 59–61. [In Russian].
23. Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 183–190. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190. [In Russian].
24. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Is. 3. Part. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 302 p. [In Russian].
25. Sukhova O.V., Dobrynin D.V. Modeling the ungulates behavior for assess the food base spatial distribution of the Amur tiger in winter. *VI Vserossiyskaya konferentsiya po povedeniyu zhivotnykh. Moskva 4–7 dekabrya 2017*. VI All-Russian Conference on Animal Behavior. Moscow 4–7 December 2017: 155. [In Russian].
26. Dobrynin D., Saveliev A. Hierarchical Multispectral Image Classification Based on Self Organized Maps. *Hamburg, IGARSS*, 28 June – 02 July 1999: 2510–2513.

## Опыт применения высокочастотного георадара для ландшафтной снегомерной съёмки в окрестностях городов Кировск (Хибины) и Апатиты

© 2021 г. Р.А. Чернов\*, А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, 119017, Москва, Россия

\*rob31@mail.ru

## Experience in using high-frequency georadar for landscape snow survey in the vicinity of Kirovsk (the Khibiny Mountains) and Apatity (the Kola Peninsula)

R.A. Chernov\*, A.Ya. Muraviev

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

\*rob31@mail.ru

Received June 2, 2020 / Revised October 17, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *snow cover, radar sounding, snow depth, snow density, snow pits, landscape, Khibiny Mountains.*

### Summary

The results of processing of a profile snow-measuring survey of snow cover in the Khibiny Mountains are presented. The survey was performed during the period of maximum snow accumulation (March of 2020) on the main elements of the landscape: mixed forest on the plain, open woodlands at the bottom of valleys, plateaus, wooded slopes, and upper slopes without woody vegetation. The averaged values of snow storage for different types of the landscapes were obtained for the period of the maximum snow accumulation in the snowy winter of 2019/20. The maximum snow storage (> 700 mm w.e.) was determined for areas on the high plateaus and open woodlands at the bottom of valleys. Minimum snow storage (> 400 mm w.e.) was recorded in areas of mixed forest on the plain and on an ice cover of lakes. Measurements of snow depth were carried out by the standard method (a handspike) and the ground-based radio-echo sounding using georadar with the frequency of 1600 MHz. The accuracy of this method allows measuring of the snow depth with accuracy of 1 cm for a dense snow and 2 cm for a loose one. Thus, the accuracy of measuring the snow depth with the radar is comparable to the accuracy of a handspike. A large number of radar measurements of snow depth on the profiles makes possible to determine the spatial variability of this value and its statistical characteristics. As a result, a vertical gradient of snow accumulation was defined as 25 mm w.e. per 100 m. The smallest spatial variability of snow depth was observed on profiles in the forests on the plain, in woodlands, and on the upper slopes. On profiles with complex relief (plateau, lower slopes), the spatial variability of snow depth is significant – the standard deviation was within limits of 30%. Based on the results of processing the field data, a map of snow storage over the studying area during the period of maximum snow accumulation was constructed. When constructing the map, we took into account the averaged data of the measurements for each type of landscape, the boundaries of woody vegetation, the height, steepness of slopes, and the high-altitude gradient of snow accumulation. It was found that features of the spatial distribution of snow cover were primarily due to the location of natural landscape complexes. The role of changes in snow storages with altitude was found to be insignificant.

**Citation:** Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Experience in using high-frequency georadar for landscape snow survey in the vicinity of Kirovsk (the Khibiny Mountains) and Apatity (the Kola Peninsula). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (1): 103–116. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010074.

*Поступила 2 июня 2020 г. / После доработки 17 октября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.*

**Ключевые слова:** *снежный покров, радиолокационные измерения, толщина снежного покрова, плотность снега, снежные шурфы, ландшафт, Хибины.*

Исследовано пространственное распределение снежного покрова с помощью высокочастотного георадара в период максимальных снегозапасов в Хибинских горах в многоснежную зиму 2019/20 г. Наблюдения в смешанном лесу, редколесье на дне долин, на плато, залесённых и оголённых склонах показали, что распределение снежного покрова обусловлено прежде всего естественными границами природных ландшафтных комплексов. Изменение снегозапасов с высотой выражено лишь на отдельных протяжённых склонах.

### Введение

Снежный покров – важный элемент ландшафта; он участвует в формировании растительного и почвенного покровов, определяет

температурный режим грунтов и многолетней мерзлоты. Недостаточная изученность современного состояния снежного покрова материковой части Евразийской Арктики затрудняет эффективное освоение арктических территорий.

Снежный покров в Хибинских горах распределён крайне неравномерно из-за сильной расчленённости рельефа и метелевого переноса снега. Значительную изменчивость его пространственных характеристик — толщину, плотность и связанных с ними механических свойств — отмечали и ранее [1, 2]. Некоторое представление о максимальных снегозапасах и лавинной активности в Хибинах позволяют получить карты атласа [3]. Однако из-за мелкого масштаба карты максимальных снегозапасов (1:10 000 000) детальных данных о распределении снежного покрова в Хибинах здесь не приводится, а величина максимальных снегозапасов определяется как «более 200 мм слоя воды» для всего горного массива.

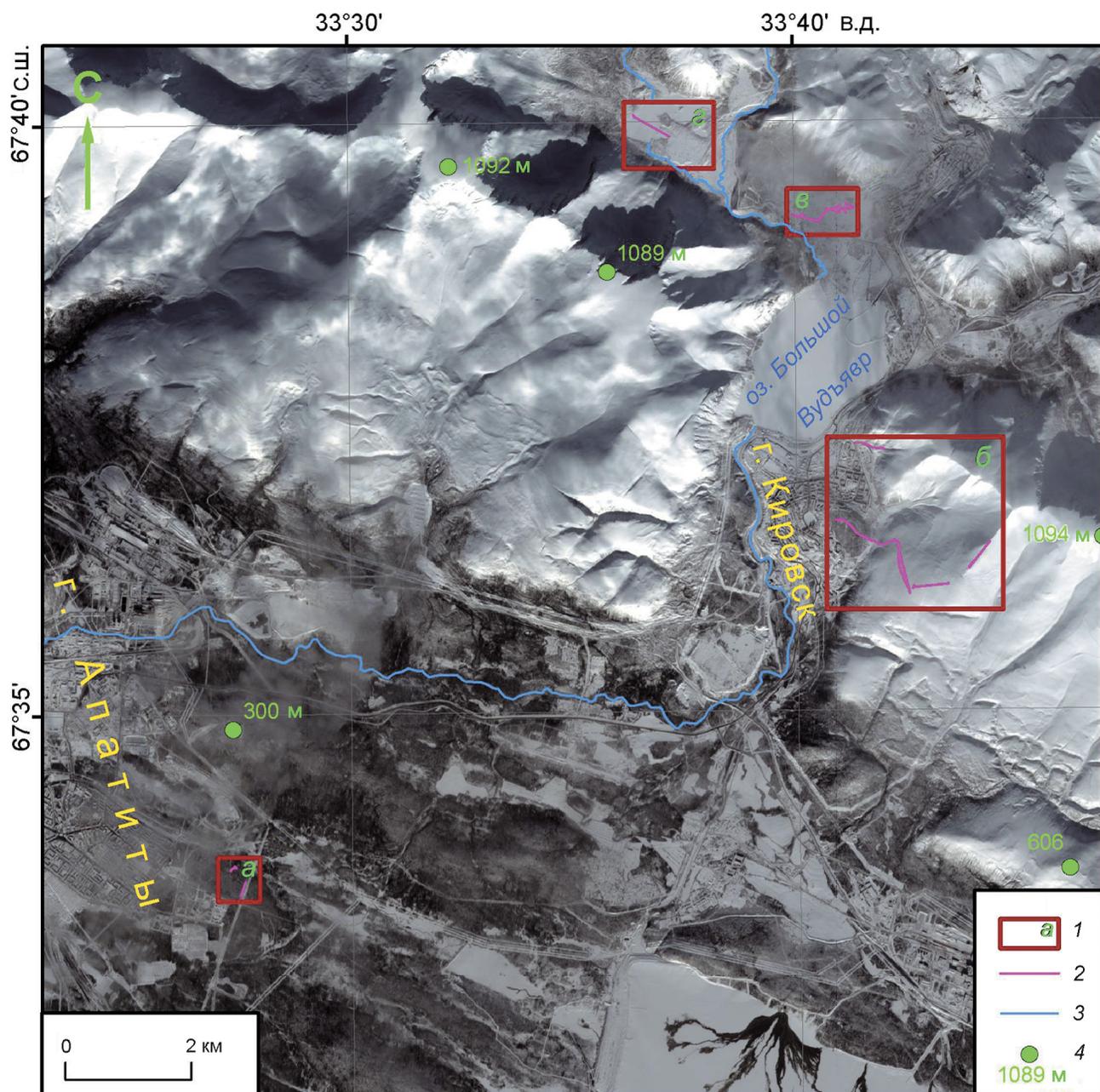
Сложный рельеф, значительное количество твёрдых осадков, выпадающих в Хибинах, и пространственное перераспределение снега способствуют образованию лавин разного типа [4, 5]. Работы по изучению снежного покрова с целью прогноза лавинной опасности начаты здесь почти 100 лет назад, накоплен значительный материал, в том числе благодаря Хибинской учебно-научной базе МГУ (ХУНБ). Фактический материал по снежному покрову отражён в редких публикациях на основе мониторинга в долине оз. Большой Вудъявр и на отдельных склонах в окрестностях города Кировск.

Снежный покров Хибин изучался также для оценки изменений климата в Субарктике. Выделены тенденции в изменении снежности зим и зимних температур по данным метеостанций (ГМС) Кольского полуострова [4, 6, 7], что вполне согласуется с общими тенденциями на севере Русской равнины [8]. Охват исследований изменчивости снежного покрова Хибин очень разный. Обработка спутниковых снимков и обобщение полученных ранее сведений о характеристиках снежного покрова позволили делать лавинные прогнозы в зависимости от зимних условий [5] в масштабах всего горного массива. Напротив, исследования пространственной изменчивости снежного покрова в масштабах склона или лавиносбора выполняли для решения задач лавиноведения [9]. Прежние оценки средней толщины снежного покрова были даны с учётом ландшафтного разнообразия Хибинских гор [10, 11], однако данных о снегомерных съёмках в период максимального снегонакопления опубликовано мало.

Большинство авторов отмечают, что к основным факторам изменчивости характеристик снежного покрова относятся сложный рельеф и режим снегонакопления; последний определяется частой сменой погодных условий, что характерно для Кольского полуострова. Несмотря на доступность Хибинских гор, масштабные снегомерные съёмки в условиях Хибин — крайне трудоёмкая задача. Периоды устойчивой погоды, как правило, кратковременны, и традиционные снегосъёмки не позволяют исследовать обширную территорию. Применение радиолокации для исследования снежного покрова даёт возможность в короткий срок собрать обширный материал [12]. Правда, в этом случае значительное время уходит на обработку данных, так как число полученных измерений увеличивается в тысячи раз. Использование высокочастотного георадара «Пикор-Лёд» для снегомерной съёмки в многоснежную зиму показало значительные преимущества наземного радиозондирования по сравнению с традиционной снегосъёмкой — время измерений на каждом профиле значительно сократилось. При этом точность измерений толщины снежного покрова с помощью радиолокации сопоставима с измерением шупом. Основная цель настоящей работы — определить средние значения снегозапасов на рассматриваемой территории с учётом особенностей распределения снежного покрова на период максимума снегонакопления.

### Характеристика района исследований

Хибин — горный массив на Кольском полуострове в 150 км к северу от Полярного круга, характеризующийся платообразными сглаженными вершинами высотой до 1190 м. Здесь развиты широкие троговые долины, цирки и кары с крутыми склонами. Климатическое влияние Атлантики и Арктического бассейна способствует значительному накоплению снега и продолжительной зиме. Устойчивый снежный покров образуется в конце октября — начале ноября и держится до начала мая. В отдельные годы сроки схода снега отмечены во второй половине мая, а на горных плато снег лежит до июня. Продолжительность зимнего периода — более 210 дней. Устойчивые отрицательные температуры воздуха характерны с ноября по апрель.



**Рис. 1.** Участки ландшафтной снегосъёмки в 2020 г.:

1 – участки работ; 2 – профили измерений; 3 – реки; 4 – абсолютная высота, м

**Fig. 1.** Areas of snow mapping of landscapes in 2020.

1 – work sites; 2 – measurements profiles; 3 – rivers; 4 – elevation, m

По архивным данным ГМС Апатиты [13], с 2010 по 2020 г. температуры зимнего периода (ноябрь–апрель) изменялись от  $-6,5$  до  $-9,2$  °С. С зимы 2014/15 г. отмечается тренд к похолоданию: за последние годы температура понизилась приблизительно на 1 °С. При этом сумма зимних осадков остаётся прежней. Среднее значение максимальной толщины снежного покрова на ГМС Апатиты

в 2010–2020 гг. – 84 см. Однако зима 2019/20 г. оказалась значительно более снежной – максимальная толщина снежного покрова увеличилась до 99 см. В окрестностях Кировска толщина снега превышала 1 м, а на отдельных участках была более 2,5 м. Снегомерные работы проводили в окрестностях городов Кировск и Апатиты (южная часть Хибин) на различных ландшафтных участках (рис. 1).

## Данные и методы

В работе использованы результаты съёмки снежной толщи георадаром «Пикор-Лёд» (многофункциональный контрольно-индикационный прибор «Пикор-Лёд», ТУ 6683-002-092550026-2015, предприятие-изготовитель ООО ФПК «ЭСТРА»), выполненной в марте 2019 и 2020 гг. в окрестностях городов Кировск и Апатиты в различных ландшафтных условиях. Толщина сезонного снежного покрова в районе исследований в марте близка к максимальной. Отсутствие таяния снега позволяет успешно использовать высокочастотный георадар для зондирования снежной толщи. Радар «Пикор-Лёд» предназначен для подповерхностного зондирования льда, снега и других материалов природного и техногенного генезиса с низким влагосодержанием. Согласно паспортным данным, его центральная частота – 1600 МГц, точность измерений толщины льда – 1–2 см, а минимальный размер объекта исследований (разрешающая способность) – 3 см. По данным производителя, прибор позволяет определять толщину льда в диапазоне 5–200 см, а толщину снега – в диапазоне 5–300 см [14]. В зависимости от характера поверхности прибор можно переносить на руках, на кронштейне или устанавливать на сани.

Настройки программного обеспечения георадара позволяют работать со снежным покровом в широком диапазоне его толщины и плотности. Опыт использования прибора в арктических условиях показал, что с его помощью можно измерять снежный покров в эрозионных врезках толщиной до 8 м [15]. Положения границ снежной толщи непрерывно отображаются на экране компьютера в виде гиперболических отражений и маркируются линиями раздела слоёв (сред). Численное значение текущей толщины показывается на экране. Это позволяет в режиме реального времени оценивать измеряемую величину, особенности положения границ, а при необходимости ставить метки контрольных точек непосредственно в записи. В дальнейшем в процессе обработки данных радарограмм выделяли стабильные границы в соответствии с гиперболическими отражениями, записанными в формате DEL. Границы поверхности и основания снежного покрова на радарограммах корректировали вручную, так как автоматизированное определе-

ние данных границ в программном обеспечении «Пикор-Лёд 4.1» даже при оптимальных настройках имеет погрешности. В большинстве случаев вылеты такого определения границ легко восстановить визуально в записи отражений, а их суммарная длительность не превышает 10–15% длины записи радарограмм. Причина появления вылетов связана со случаями, когда значенная плотности снега между слоями или с подстилающей поверхностью отличаются мало. Корректировка вылетов вносит незначительные изменения в средние величины. Если эта процедура выполняется одним оператором, то различия средней толщины не превышают 0,5%.

На погрешность результата сильнее всего влияет диэлектрическая проницаемость снега, величина которой зависит от плотности и структуры снежного покрова. Величина диэлектрической проницаемости устанавливается в настройках перед началом съёмки. Для подбора её значений необходимы предварительные измерения толщины шупом и проверка показаний георадара на экране. Другие настройки георадара (число регистрируемых границ, чувствительность, вертикальный масштаб шкалы экрана) также выбираются на основе предварительных измерений шупом. Результаты дешифрирования радарограмм экспортируются в обменный формат. Дальнейшую статистическую обработку данных проводили в редакторах электронных таблиц Microsoft Excel и LibreOffice Calc. Для уточнения диапазона настроек радара проведены и исследованы тестовые профили на плотном и рыхлом снегу. Длина профилей измерялась рулеткой, а проверочные измерения шупом проводили с шагом 1 и 5 м в зависимости от изменения толщины снега по профилю. Для определения плотности снега в слоях и характера подстилающей поверхности были пройдены шурфы. Дополнительно рассмотрены возможности использования радара в руках оператора и на санях-волокушах. В большинстве случаев в условиях горного рельефа предпочтительнее было нести оборудование на руках. Таким образом была проведена подготовка к измерениям на ландшафтных профилях в Хибинах.

Выбор участков ландшафтной снегосъёмки основан на результатах ландшафтного районирования [10]. Участки работ определены заранее в ноябре 2018 г. до начала формирования снеж-

Таблица 1. Толщина снежного покрова на различных ландшафтных участках Хибин в марте 2020 г.\*

Ландшафтные участки (комплексы) и опытные площадки	Высотный диапазон профилей и площадок, м	Длина профиля $L$ , м	Измерения георадаром «Пикор-Лёд» на профиле				Измерения щупом в отдельных точках на профиле		
			$\varepsilon$	$N$	$Hc$ , см	$\sigma$ , см	$N$	$Hc$ , см	$q$ , %
Смешанный лес на равнине	190–195	200	1,3	9800	130,4	8,6	61	121	8
Нижние склоны	380–450	420	1,5	19000	196,3	53,6	6	161	22
Верхние склоны	500–860	800	1,5	30000	138,2	31,2	31	138	1
Плато	855–895	520	1,7	10000	175,0	42,9	5	182	4
Днища долин	310–330	1400	1,5	25000	203,0	10,7	16	205	1
«Зимник»	190–200	300	1,7	8750	71,8	6,1	4	72	1
«Трасса»	200	220	1,5	5000	98,6	5,9	5	98	1

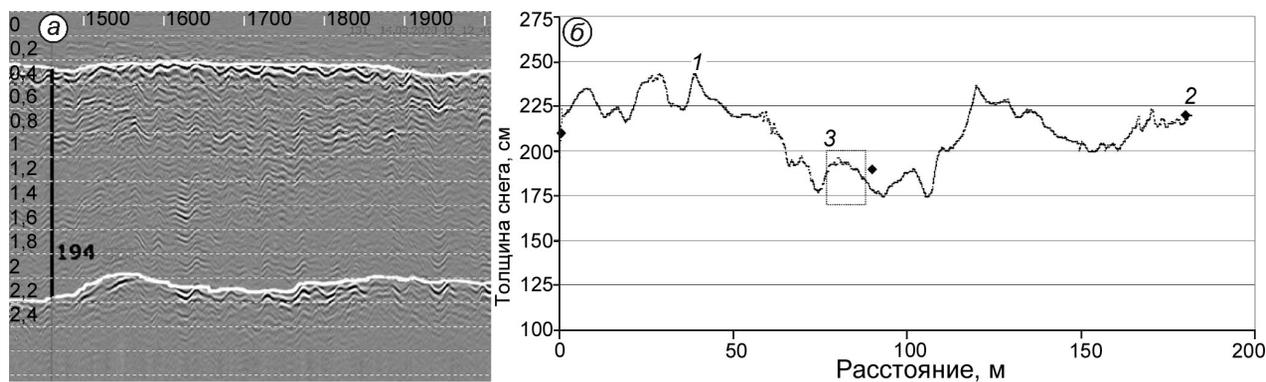
\* $\varepsilon$  – диэлектрическая проницаемость;  $N$  – число измерений;  $Hc$  – средняя толщина снежного покрова;  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение на профиле;  $q$  – относительное отклонение от среднего значения измерений георадаром.

ного покрова, что позволило выделить основные типы ландшафтов района исследований и наметить расположение профилей снегомерной съёмки. Съёмка проводилась по линейным профилям разной протяжённости (до 1400 м), которая, как правило, не превышала 300 м. Длина профиля определялась условием ландшафтной однородности рассматриваемого участка. Всего выполнено 50 радарный профилей с тестовыми измерениями щупом на пяти характерных участках ландшафта Хибин: смешанный лес; днища долин (преимущественно заняты редколесьем); залесённые склоны; склоны выше леса; горные плато. Отдельные измерения выполняли на поверхности озёр. Радиолокационную запись на профиле вели непрерывно, её состояние проверяли визуально на экране компьютера, где были отражены текущие границы и толщина снежного покрова. Возможность контролировать границы и толщину снега в режиме реального времени существенно упрощает процесс настройки радара и измерений. Измерения щупом выполнены с разным шагом на границах профиля и в случайных точках. На тестовых профилях снежного покрова измерения щупом проводили с разным шагом (около 5 м) в смешанном лесу на равнине вблизи г. Апатиты. Тестовый профиль отмеряли рулеткой, измерения радаром и щупом вели при разных настройках с целью выбора оптимальных. Наилучший результат давало расхождение двух методов в определении средней толщины снежного покрова приблизительно в 1%.

На профилях в Хибинах измерения проводили радаром. С помощью щупа выполняли выборочную проверку в случайных точках на каждом профиле, как правило, 2–3 измерения на 100 м

профиля. Это связано с объективными трудностями ручных измерений при толщине снега более 2 м. Критерием служила величина средней ошибки выборки из генеральной совокупности данных. При этом средняя ошибка выборки была меньше, чем приемлемая погрешность измерений. Желаемый результат – различия двух методов менее 10%. Средняя ошибка выборки рассчитывалась на основе значений среднеквадратичного отклонения толщины снежного покрова и числа точек измерения щупом. В табл. 1 приведены эти значения для профилей. Измерения щупом проводили параллельно измерениям радаром, так как положение точек маркировалось на поверхности снега в тот момент, когда в записи ставилась метка на радарограмме. Оптимальные настройки георадара подбирали в начальной точке каждого профиля по совпадению толщины снежного покрова. Пространственное положение всех профилей во время съёмки фиксировали с помощью GPS-навигатора. Погрешность измерений георадаром оценивалась согласно методике радиолокационных измерений снежного покрова на ледниках [16, 17].

На каждом исследуемом участке выполнены исследования характеристик снежного покрова в шурфах. Стратиграфию снежной толщи описывали по методике Международной классификации сезонно-выпадающего снега [18]. Для оценки средних снегозапасов горной территории выделено несколько типов ландшафтов: верхние (безлесные) склоны; нижние (залесённые) склоны; платообразные горные вершины; равнинные участки днищ долин (преимущественно заняты редколесьем); озёра; техногенно преобразованные ландшафты (населённые



**Рис. 2.** Фрагмент радарограммы (а) и толщина снежного покрова на плато (б):

1 – толщина снежного покрова по георадару; 2 – контрольные измерения шупом; 3 – участок, показанный на радарограмме; см. текст

**Fig. 2.** Fragment of the radar recording (a) and the thickness of the snow cover at plateau (б):

1 – thickness of the snow cover by radar; 2 – control measurements with a probe; 3 – the section shown on the radar recording; see text

пункты, промышленные зоны, карьеры, отвалы, железные и автомобильные дороги и т.п.). Дешифрирование границ разных ландшафтов и озёр выполняли в ручном режиме по спутниковому снимку *Pléiades-1A* от 26.07.2017 (ортопродукт) с пространственным разрешением 2 м в мультиспектральном диапазоне и разрешением панхроматического канала 0,5 м. Дополнительно использовали результаты обработки мозаики цифровой модели рельефа *ArcticDEM v3.0* [19] с пространственным разрешением 10 м – растровые изображения экспозиции и уклонов поверхности района исследований. Также по *ArcticDEM v3.0* были построены изогипсы поверхности и определены средние высоты различных типов ландшафтных комплексов (как среднее значение высот ячеек ЦМР в пределах их границ). За склоны принимались поверхности с углами наклона более  $10^\circ$ . Днища долин и платообразные горные вершины были ограничены наклоном поверхности менее  $10^\circ$ . Высокое пространственное разрешение спутникового снимка позволяло уверенно опознавать на нём древесную растительность.

### Результаты и обсуждение

Полевые исследования снежного покрова проводили в окрестностях городов Кировск и Апатиты с 11 по 15 марта 2020 г. Как уже отмечалось, толщину снежного покрова измеряли в пределах разных типов ландшафтов на заранее намеченных профилях. На каждом профиле измеряли

толщину снежного покрова георадаром и шупом. Плотность снега и его структурные характеристики определяли в шурфах. На каждом ландшафтном участке проходили не менее двух шурфов. Настройки георадара подбирали с учётом наилучшего совпадения толщины снежного покрова, измеренной двумя способами. Пример фрагмента записи радарограммы и толщины снежного покрова на участке плато (высота 890 м) показан на рис. 2. На радарограмме (см. рис. 2, а) границы снежного покрова проведены автоматически на основе программного обеспечения «Пикор-Лёд». Вертикальная шкала строится автоматически, на ней указана толщина снежного покрова в метрах (слева); цифра «194» на мониторе указывает толщину снежного покрова в точке измерения. Поле радарограммы показывает внутренние отражения в слоях снежного покрова, которые в данном примере практически не наблюдаются, так как снежная толща на плато сложена метелевым снегом и имеет однородное строение без чётких границ разновозрастных слоёв. Обработка радарограммы показана в виде графика изменения толщины снежного покрова на части профиля на плато (см. рис. 2, б). Фрагмент записи (см. рис. 2, а) относится к центральному участку профиля (см. рис. 2, б). Точками показаны значения тестовых измерений толщины шупом.

Предварительный анализ полученных данных съёмки георадаром «Пикор-Лёд» показал, что автоматическое определение границ кровли и подошвы снежного покрова в программе «Пикор-Лёд» (входит в комплектацию георада-

ра) в отдельных случаях даёт неудовлетворительный результат, поэтому для установления непрерывных границ необходимо проверять всю запись на профиле и исправлять «провалы границ» вручную. Эта процедура значительно улучшает результат дешифрирования границ снежного покрова, так как случайный сбой сигнала исключается. Характеристики участков, на которых проведены измерения, а также результаты обработки радарограмм и измерений толщины снежного покрова шупом приведены в табл. 1.

Длина профилей сильно различалась, что связано прежде всего с пространственной однородностью участков и трудоёмкостью измерений шупом. Опытные площадки «Зимник» и «Трасса» в лесной зоне использованы для настройки георадара. В процессе работ отмечено, что пространственная изменчивость толщины снежного покрова на подготовленной лыжной и снегоходной трассах невелика, поэтому был выполнен ряд повторных измерений георадаром и шупом для настройки георадара. В настройках георадара значения диэлектрической проницаемости, числа импульсов и чувствительности приёма сигнала подбирали таким образом, чтобы на уплотнённом снегу трассы различия в толщине снежного покрова, измеренные георадаром и шупом, были минимальны – около 1–2 см. Определение диапазона изменчивости этих параметров для уплотнённого снега («Зимник» и «Трасса») и для рыхлого снега под пологом леса позволили в дальнейшем сократить время настройки георадара на других участках.

Общие черты распределения снежного покрова в ландшафте в снежную зиму 2019/20 г. выявили значительные ландшафтные различия в снегозапасах. В целом распределение снежного покрова в многоснежную зиму соответствует выявленному ранее распределению в нормальные зимы [10], но выражено оно более явно. Эти различия отмечены не только на профилях, но и в шурфах. В табл. 2 приведены значения толщины, плотности и снегозапасов, полученные в шурфах, а также структурные характеристики снежного покрова.

Наибольшие средние значения толщины снежного покрова были установлены в нижних частях склонов, на плато и в редколесье на дне долины; наименьшие значения естественного снежного покрова – в смешанном лесу на рав-

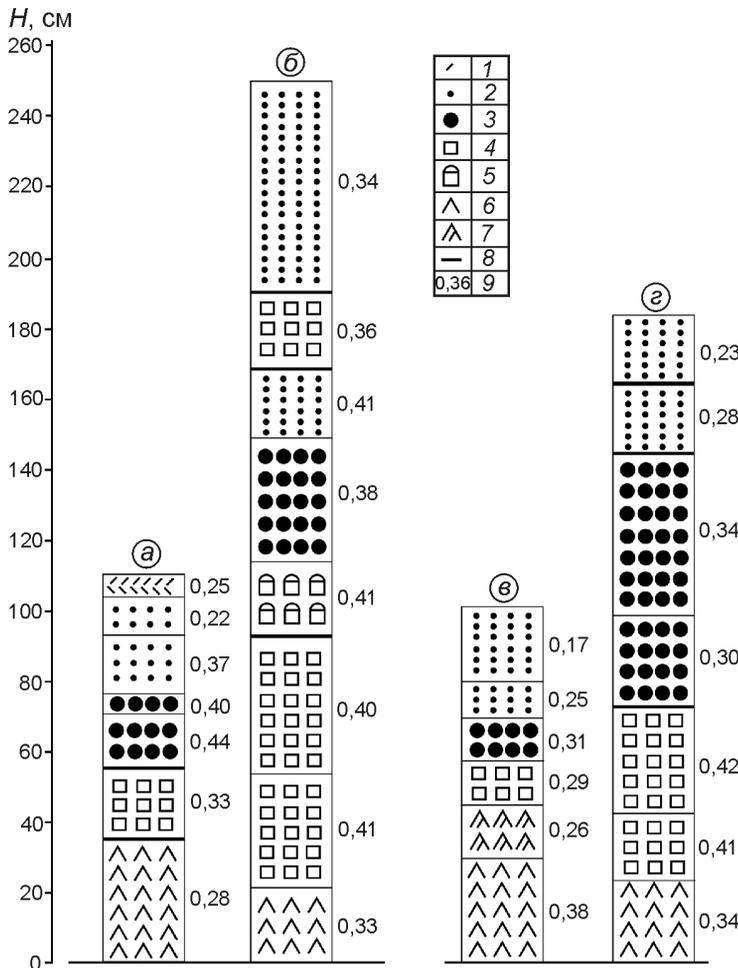
Таблица 2. Физико-механические и структурные характеристики снежного покрова, полученные в шурфах на каждом участке

Ландшафтные участки (комплексы)	Средние характеристики снежного покрова в шурфах (12–15 марта 2020 г.)*				
	$H_c$ , см	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$W$ , мм в.э.	$\kappa$ , %	$D_{max}$ , мм
Смешанный лес на равнине	140	0,28	392	32	1
Нижние склоны	155	0,31	474	7	1,2
Верхние склоны	136	0,33	448	49	1,5
Плато	250	0,38	949	21	1
Днища долин	184	0,35	628	13	1,5
«Зимник»	60	0,43	255	0	1
«Трасса»	110	0,33	369	60	2

\* $H_c$  – толщина снега;  $\rho$  – плотность снега;  $W$  – снегозапас в шурфе;  $\kappa$  – доля слоёв снега, находящихся в стадии конструктивного метаморфизма: отношение толщины этих слоёв ко всей толщине снежного покрова;  $D_{max}$  – размер кристаллов.

нине. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова характеризуется величиной среднеквадратичного отклонения  $\sigma$  (см. табл. 1), которая оказалась максимальной для профилей, расположенных в нижней части склонов. Это обусловлено сложным рельефом подстилающей поверхности. На таких участках профили неоднократно пересекали эрозионные врезы и толщина снежного покрова варьировала в диапазоне от 1,1 до 2,5 м. Поскольку контрольные измерения шупом не охватывали участки врезав, замётённых снегом, различия средних величин, полученных разными методами, оказались значительными – 22% (см. табл. 1, величина  $\rho$ ). Определение толщины снежного покрова разными методами показало, что при небольших значениях  $\sigma$  различия в средних величинах минимальны. Так, для участков верхней части склонов, в редколесье на дне долин и на опытных площадках различие средней толщины снежного покрова, измеренной разными способами, было в пределах 1%, что даже меньше инструментальной погрешности обоих методов.

В каждом типе ландшафта были получены средние значения плотности снега в шурфах. Зимой 2019/20 г. снежная толща развивалась по типу уплотнения, а рост кристаллов снега в слоях был замедлен. Основная причина этого – чрезвычайно снежная зима: количество осадков в этот год превысило норму в 1,44 раза. На горных плато толщина снежного покрова достигала



**Рис. 3.** Стратиграфический разрез снежного покрова на плато (высота 890 м):

*a* – 26.03.2019 г.; *б* – 13.03.2020 г.; в редколесье на дне долин (высота 320 м) в окрестности г. Кирова: *в* – 27.03.2019 г., *з* – 13.03.2020 г.

Условные обозначения согласно [18]: 1 – частично разрушенные снежинки; 2 – мелкие округлые частицы; 3 – крупные округлые частицы; 4 – оgranённые кристаллы; 5 – округляющиеся оgranённые кристаллы; 6 – глубинная изморозь; 7 – цепочки кристаллов глубинной изморози; 8 – ледяной слой; 9 – плотность снега в слое, г/см<sup>3</sup>

**Fig. 3.** Stratigraphy of the snow cover on the plateau:

*a* – 03/26/2019; *б* – 03/13/2020; in the open woodland at the bottom of the valleys (altitude 320 m) in the vicinity of Kirovsk city: *в* – 27/03/2019, *з* – 13/03/2020.

Legend in accordance with [18]: 1 – small rounded particles; 2 – large rounded particles; 3 – partly decomposed precipitation particles; 4 – faceted crystals; 5 – rounding faceted particles; 6 – depth hoar; 7 – chains of depth hoar; 8 – ice layer; 9 – snow density in layer, g/cm<sup>3</sup>

2,5 м, в редколесье на дне долин она составляла 1,8 м, в лесной зоне на равнине – 1,1–1,4 м. Плотность снежного покрова определялась как средняя плотность по шурфу с учётом вклада плотности каждого слоя снега и ледяных корок. В шурфах выполнены исследования характеристик снежного покрова, проведены измерения толщины, плотности слоёв снега и оценены средние размеры кристаллов (см. табл. 2). Различия средней плотности при сравнении лесного участка на равнине, редколесья на дне долин и склонов оказались небольшими. Самая значительная плотность снега отмечена на плато, чему способствуют уплотнение снега под влиянием ветра и давление массы вышележащих слоёв. На площадке «Зимник» большая плотность снега определена механическим уплотнением снега снегоходной техникой.

В марте 2020 г. шурфы были пройдены в тех же точках, что и в марте 2019 г. Это позволило сравнить строение снежной толщи в нормаль-

ную и многоснежную зимы. Наибольшие различия отмечаются в лесной зоне на равнине, где ветровое уплотнение минимально и дополнительное накопление снега заметно сказывается на условиях метаморфизма. Менее заметные различия обнаружены при сравнении горных участков, где первоначальное ветровое уплотнение слоёв случается часто. Стратиграфия снежного покрова для плато и редколесья на дне долин по данным исследования проб шурфов, пройденных в марте 2019 и 2020 гг., приведена на рис. 3. Условные обозначения в стратиграфических разрезах даны в соответствии с Международной классификацией сезонного снега [18]. Доля слоёв снега в стадии конструктивного метаморфизма зимой 2019/20 г. была невелика, максимальные размеры кристаллов снега, отмеченные в нижних слоях, не превышали 1,5–2,0 мм (см. табл. 2 и рис. 3).

В марте 2020 г. снежная толща на всех участках была сложена слоями зернистого снега под-

класса *RGl<sub>r</sub>*, в верхней части разреза — *RGxf*, а в нижней части — ограниченными кристаллами *FCso* и *FCxr*. Небольшие кристаллы глубинной изморози *DHcp* обнаружены в нижнем слое всех шурфов и только на участке с механическим уплотнением снега; размер кристаллов глубинной изморози был около 2 мм (см. табл. 2). Плотность снега в разрезе (цифры справа от стратиграфического разреза, см. рис. 3) увеличивается с глубиной до больших значений — 0,44 г/см<sup>3</sup>. Тонкие ледяные корки толщиной менее 0,3 мм встречаются редко. В марте 2019 г. на тех же участках снежная толща была более стратифицирована как по разнообразию кристаллов снега, так и по плотности.

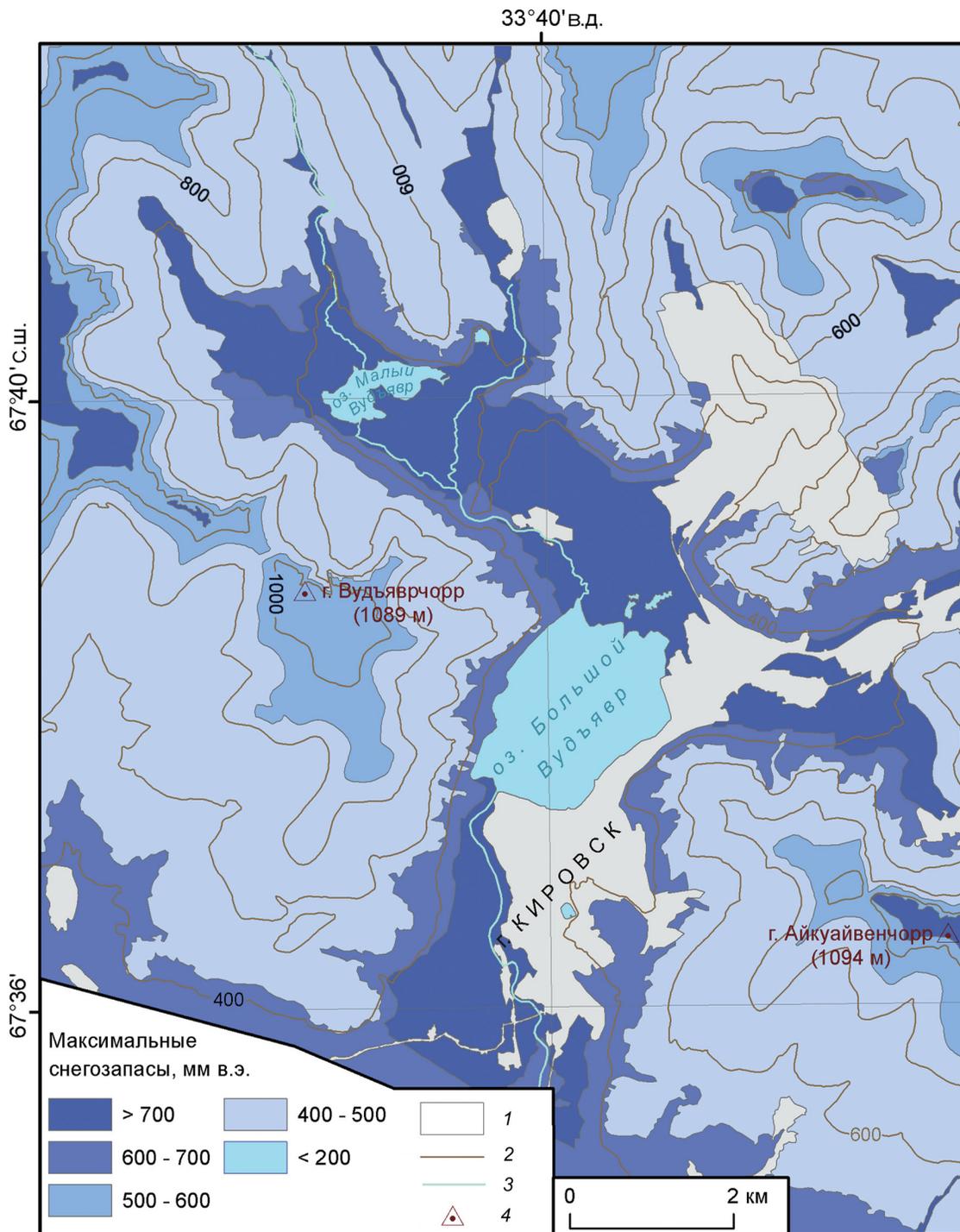
Несмотря на значительные различия зим по количеству осадков, оказалось, что снежная толща сохраняет общие черты развития — в нижних слоях формируется горизонт вторично-идиоморфных форм кристаллов разной стадии развития. Этот горизонт мало уплотняется со временем. Верхний горизонт сложен плотными слоями, формирующимися при ветровом воздействии и при действии оттепелей. Скачки плотности в нижних слоях снежного покрова обнаружены в записи регистрируемых границ георадаром, особенно на участке «Трасса», где мощный горизонт глубинной изморози перекрыт плотным слоем снега. Это позволяет в дальнейшем рассмотреть возможность определения толщины слоя разрыхления в толще снега около лавинно-опасных склонов, особенно в условиях нормальных зим, на примере зимы 2018/19 г. (см. рис. 3).

Ранее отмечалось, что максимальная толщина снежного покрова приурочена к ландшафтам, расположенным на днищах долин [10]. Подобный аспект был подтверждён по результатам снегомерной съёмки 2020 г. (см. табл. 1). Увеличение толщины снежного покрова с высотой, характерное для горных территорий, на склонах Хибин выражено неявно. Небольшой высотный градиент снегонакопления, отмеченный на склонах, характеризуется увеличением толщины снежного покрова на 7,6 см на 100 м подъёма. Эта величина оказалась в 5–6 раз меньше, чем измеренная на ледниках Западного Шпицбергена в подобном диапазоне высот [20]. Высотные различия толщины снежного покрова на протяжённых склонах не превышают 0,7 м при толщине снежного покрова более 1,5 м. Более выражены высот-

ные различия в величине снеготпасов. С учётом средней плотности снежного покрова в лесу на равнине (0,28 г/см<sup>3</sup>) и плотности снега на плато (0,38 г/см<sup>3</sup>) различия достигают 400 мм в.э., т.е. на плато снеготпасы более чем вдвое превышают снеготпасы в лесной зоне на равнине.

На основе обработанных полевых данных, полученных в марте 2020 г., была составлена карта максимальных снеготпасов части Хибин в районе Кировска (рис. 4). Условия зимнего сезона 2019/20 г. характеризуются высокой снежностью — максимальной за последние 10 лет. Так, на ГМС Апатиты сумма осадков с ноября 2019 г. по апрель 2020 г. составила 349 мм [13] при средних значениях 242 мм в период с 2010 по 2020 г. Исходные данные для составления карты — средние значения толщины снежного покрова и плотности снежного покрова в шурфах, измеренные на высоте профилей и приведённые в табл. 1 и 2. Расчётные, средние по высоте снеготпасы на ландшафтных участках даны в табл. 3. На границах ландшафтных участков величину снеготпасов оценивали с учётом их высотного градиента, составившего 25 мм в.э. (7,6 см снега при его средней плотности 0,33 г/см<sup>3</sup>) на 100 м подъёма. Было сделано допущение, что среднее значение снеготпасов соответствует средней высоте участка. Далее был проведён расчёт снеготпасов на средних высотных уровнях в каждом типе ландшафтов с учётом измеренного высотного градиента снегонакопления.

Границы района, охватываемого картой, включали в себя все основные типы ландшафтов, характерные для южной части Хибин. Границы ландшафтных комплексов определяли при визуальном дешифрировании по спутниковому снимку *Pléiades-1A* от 26.07.2017 г. с использованием результатов анализа наклона поверхности (растровое изображение наклона поверхности, созданное на основе мозаики *ArcticDEM v3.0* с пространственным разрешением 10 м). К горным плато относили привершинные поверхности с наклоном менее 10°. Ниже плато горные постройки обрамляет пояс безлесных (верхних) склонов, ниже которых располагается пояс горных склонов, занятых лесной растительностью (нижних). Равнинные участки днищ долин, занятые преимущественно редколесьем, включали в себя территорию на дне горных долин с наклоном поверхности менее 10°. Береговые линии озёр и границы антропогенно преобразованных



**Рис. 4.** Карта максимальных снегозапасов окрестностей г. Кировск в Хибинах в 2020 г.:

1 – нет данных; 2 – изогипсы; 3 – реки; 4 – горные вершины

**Fig. 4.** Map of the maximum snow reserves in the vicinity of Kirovsk in the Khibiny in 2020:

1 – no data; 2 – isohypse; 3 – rivers; 4 – mountain peaks

ландшафтов определяли визуально по спутниковому снимку Pléiades-1A от 26.07.2017 г. Границы между градациями (см. легенду карты на рис. 4) в пределах ландшафтов одного типа проводили по

высотным уровням, расчётное значение снегозапаса на которых соответствовало граничному значению между разными градациями (500, 600 или 700 мм в.э.). Высотные уровни при этом определя-

Таблица 3. Снегозапасы в районе исследований в пределах различных ландшафтных комплексов в период максимального снегонакопления.

Ландшафтные участки (комплексы)	Общая площадь*, км <sup>2</sup>	Доля в исследуемой площади, %*	Средняя высота, м	Средний снегозапас, измеренный по профилям, мм в.э.	Расчётный снегозапас на средней высоте, мм в.э.
Нижние склоны	15,6±0,8	11,3	430	608±36	612±36
Верхние склоны	92,1±1,0	66,5	710	456±27	464±27
Плато	2,5±0,1	1,8	1070	665±38	714±39
Днища долин	23,6±0,9	17,0	370	710±41	707±41
Озёра	4,7±0,2	3,4	340	185±10	185±10

\*За вычетом техногенно-преобразованных ландшафтов.

ли по ЦМР. Так, на верхних безлесных склонах расчётный снегозапас 500 мм в.э. приурочен к высотам около 900 м. Расчётный снегозапас 700 мм в.э. на плато был приурочен к высотам около 1015 м.

При построении карты учитывалось, что пространственная изменчивость толщины и плотности снежного покрова в пределах каждого типа ландшафта была небольшой и в пересчёте на снегозапас оказалась существенно меньше установленных градаций величины снегозапасов на карте. Отметим, что расстояние от участков измерений до наиболее отдалённых от них участков карты (см. рис. 4) не превышает 9 км. Мы допускаем, что в масштабе выделенного района условия снегонакопления на участках с подобными типами ландшафта были близки как по толщине снежного покрова, так и по плотности. При небольшом высотном градиенте снегонакопления полученные границы распределения снежного покрова незначительно отличались от границ естественных ландшафтов. Наиболее протяжённая и изменчивая в пространстве граница на карте проведена между залесёнными нижними склонами (600–700 мм в.э.) и безлесными верхними склонами ниже 900 м (400–500 мм в.э.). Именно в нижних склонах мы отметили наибольшую пространственную изменчивость толщины снежного покрова. Другие границы ландшафтных комплексов – границы между залесёнными склонами и днищами долин (более 700 мм в.э.), границы горных плато между градациями «600–700 мм в.э.» и «более 700 мм в.э.» – были более однородны. Распределение снегозапасов по высоте имеет два максимума (см. рис. 4), поэтому границы «более 700 мм в.э.» отмечаются в двух случаях: на высоте 275 м в южной части крупной горной долины к югу и юго-западу от Кировска, и на высоте 1015 м. Границы между техногенно-преобразо-

ванными и природными ландшафтами определены инфраструктурой района.

Основной вклад в погрешность величины снегозапасов даёт ошибка в определении толщины снежного покрова радаром на исследуемом профиле, которая составляет 5% в соответствии с методикой, изложенной в работах [17, 21]. Инструментальная погрешность весового метода определения плотности снега – около 0,01 г/см<sup>3</sup>. Общая инструментальная погрешность оценки снегозапаса рассчитывалась как среднеквадратичное значение погрешностей радарных измерений и весового метода определения плотности снега. В итоге погрешность определения снегозапаса составила 5,5–6,0% в зависимости от ландшафтных условий. Средняя величина снегозапасов с учётом погрешности находится в пределах выбранных диапазонов их изменчивости в ландшафтных зонах, что позволяет в перспективе планировать более детальные исследования отдельных участков ландшафта Хибин.

Максимальные снегозапасы для техногенно-преобразованных ландшафтов (9,1% площади района исследований) не оценивались. Подобные оценки требуют отдельного исследования перераспределения снежного покрова в результате хозяйственной деятельности, что выходит за рамки задач данной работы.

Максимальные снегозапасы в границах береговых линий озёр оценивали на основе измерений на оз. Малый Вудъявр и на двух небольших озёрах в окрестностях г. Апатиты и пос. Кукисвумчорр. Полевые работы, выполненные в марте 2019 и 2020 гг., показали принципиальное отличие ситуации на ледяном покрове озёр от окружающих ландшафтов. На озёрном ледяном покрове толщина снежного покрова была более чем вдвое меньше, чем на берегах. Толщина снежного покрова составляла 35–40 см, нижние 5–10 см из которых

были обводнены. Отметим, что эти озёра расположены на разных высотах — 380, 335 и 180 м. Снежный покров на озёрах формируется после образования прочного ледяного покрова. При этом для озёр в районе исследований типичен прорыв воды из-под ледяного покрова в результате действия ветровой нагрузки снежного покрова.

На созданной нами карте видны основные закономерности распределения снеготолщин. Наибольшие величины максимальных снеготолщин (более 700 мм в.э.) характерны для пологих днищ долин и платообразных горных вершин. Меньшими величинами (600–700 мм в.э.) отличаются платообразные горные вершины ниже 1010–1020 м и нижние части горных склонов, покрытые лесом. Максимальные снеготолщины на безлесных горных склонах существенно меньше, но увеличиваются с высотой от 400–500 до 500–600 мм в.э. Наименьшие снеготолщины (менее 200 мм в.э.) характерны для поверхности ледяного покрова озёр, что связано с особенностями их ледового режима. Большую часть площади (66,5%) исследуемой территории Хибин (за вычетом техногенно-преобразованных ландшафтов) занимают безлесные горные склоны (см. табл. 3). Остальная территория преимущественно занята выложенными днищами долин (17,0%) и залесёнными нижними частями горных склонов (11,3%). Минимальная доля занимаемой площади характерна для платообразных горных вершин (1,8%) и озёр (3,4%).

Карта снеготолщин отражает особенности снегонакопления в зависимости от ландшафтных условий, изменения осадков с высотой и метеорологического перераспределения снега. Максимальное снегонакопление приурочено к пологим поверхностям днищ долин и плато, минимальное — к горным склонам без древесной растительности. Высотная дифференциация количества выпадающих твёрдых осадков играет здесь второстепенную роль и лучше выражена на протяжённых горных склонах с большим перепадом высот.

### Выводы

В марте 2020 г. были проведены снегомерные работы в Хибинских горах и в лесной зоне в окрестностях городов Кировска и Апатиты. Выполнена ландшафтная снегомерка в преде-

лах характерных элементов ландшафта Хибин: редколесье на днищах долин; нижних залесённых и верхних безлесных горных склонах; плато; смешанном лесу на равнинах предгорий. Работы выполнялись по профилям, проложенным на однородных участках местности, протяжённостью до 1,4 км. Использование георадара в условиях масштабных снегомерных работ показало значительные преимущества метода без потери точности измерений. Георадар «Пикор-Лёд» с частотой сигнала 1600 МГц позволяет определять толщину снежного покрова с точностью 1 см для плотного снега и 2 см для рыхлого. Таким образом, измерения георадаром по точности сравнимы с измерениями шупом. Большое число измерений толщины снежного покрова на профилях, производимые с помощью георадара, даёт возможность установить пространственную изменчивость этой величины и её статистические характеристики.

Ландшафтная снегомерка в условиях многоснежной зимы 2019/20 г. позволила обнаружить значительные пространственные различия в распределении снежного покрова, которые обусловлены главным образом пространственной и высотной сменой ландшафтных комплексов. Максимальные снеготолщины (свыше 700 мм в.э.) получены для редколесья на днищах долин и на горных плато, а минимальные (менее 400 мм в.э.) характерны для безлесных склонов гор и смешанного леса на равнинной территории. Высотные изменения снеготолщин выражены лишь на протяжённых горных склонах. По результатам измерений на горных склонах определён вертикальный градиент снегонакопления: 25 мм в.э. на 100 м.

По результатам обработки данных измерений построена карта максимальных снеготолщин участка Хибин (около 138 км<sup>2</sup>) в районе Кировска. На карте показано распределение снеготолщин в снежную зиму 2019/20 г., в основу которого положены данные полевых измерений и обработки космических снимков. По результатам исследования шурфов получены данные о строении снежной толщи на различных ландшафтных участках. Наиболее явные различия отмечены при сравнении результатов двух зим — 2018/19 и 2019/20 гг., которые были разными по условиям снегонакопления. Так, в обычную зиму 2018/19 г. снежная толща разви-

валась по типу разрыхления и более половины толщины снежного покрова находилось в стадии конструктивного метаморфизма. В снежную зиму 2019/20 г. снежная толща развивалась по типу уплотнения и её строение было относительно однородно.

**Благодарности.** Исследование пространственного распределения снежного покрова и обработка полученных данных проведены при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60067.

## Литература

1. *Войтковский К.Ф.* Механические свойства снега. М.: Наука, 1977. 126 с.
2. *Трошкина Е.С., Сапунов В.Н., Селиверстов Ю.Г., Черноус П.А.* Динамика снежного покрова в Хибинах (1936–2002 гг.) // МГИ. 2005. № 99. С. 112–115.
3. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Под ред. В.М. Котлякова. Т. 1. М: изд. РАН, 1997. 392 с.
4. *Глазовская Т.Г.* Возможное изменение снежности и лавинной активности вследствие прогнозируемого глобального потепления // МГИ. 2000. № 88. С. 70–73.
5. *Викулина М.А., Черноус П.А.* Прогнозирование лавиноопасных ситуаций с использованием ГИС-технологий. // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. Докл. V науч.-практ. конф. М., 2006. С. 311–320.
6. *Заика Ю.В., Викулина М.А., Черноус П.А.* Многолетняя динамика нивальных процессов в Хибинах // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 69–74. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-69-74.
7. *Vignols R.M., Marshall G.J., Gareth W.R., Zaika Y., Phillips T., Blinova I.* Assessing snow cover changes in the Kola Peninsula, Arctic Russia, using a synthesis of MODIS snow products and station observations // The Cryosphere. Discuss. 2019. № 9. P. 1–33. doi: 10.5194/tc-2019-9.
8. *Китаев Л.М., Володичева Н.А., Олейников А.Д.* Многолетняя динамика снежности на северо-западе Русской равнины // МГИ. 2007. № 102. С. 65–72.
9. *Черноус П.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 353–358. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-353-358.
10. *Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Глазовская Т.Г., Селиверстов Ю.Г., Соловьев А.Ю.* Ландшафтная дифференциация в распределении снежного покрова в горах Субарктики (Хибинские горы) // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 55–59.

Создание карты максимальных снегозапасов проведено в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

**Acknowledgments:** A study of the spatial distribution of snow cover and processing of the data obtained was supported by a grant Russian Foundation for Basic Research (RFBR) № 18-05-60067. Creating a map of the maximum snow reserves produced within the framework of the research project № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

## References

1. *Voitkovskiy K.F. Mekhanicheskie svoistva snega.* Mechanic properties of snow. Moscow: Nauka, 1977: 126 p. [In Russian].
2. *Troshkina E.S., Sapunov V.N., Seliverstov Yu.G., Chernous P.A.* Dynamics of snow cover in Khibiny Mts. (1936–2002). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 112–115. [In Russian].
3. World atlas of snow and ice resources. Ed. V.M. Kotlyakov. V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.
4. *Glazovskaya T.G.* Possible change of snowiness and avalanche activity as a result of predicted global warming. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 70–73. [In Russian].
5. *Vikulina M.A., Chernous P.A.* Forecasting avalanche situations using GIS technologies. *Problemy prognozirovaniya chrezvychaynykh situatsiy. Dokladyi V nauchno-prakticheskoi konferentsii.* Emergency forecasting problems. Reports of the V scientific and practical conference. Moscow, 2006: 311–320.
6. *Zaika Yu.V., Vikulina M.A., Chernous P.A.* Long-term dynamics of nival processes in the Khibiny Mountains. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 1 (117): 69–74. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-69-74. [In Russian].
7. *Vignols R.M., Marshall G.J., Gareth W.R., Zaika Y., Phillips T., Blinova I.* Assessing snow cover changes in the Kola Peninsula, Arctic Russia, using a synthesis of MODIS snow products and station observations. *The Cryosphere.* Discuss. 2019, 9: 1–33. doi: 10.5194/tc-2019-9.
8. *Kitaev L.M., Volodicheva N.A., Oleynikov A.D.* Long-term dynamics of snowiness in northwestern part of Russian Plain. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 65–72. [In Russian].
9. *Chernous P.A., Osokin N.I., Chernov R.A.* Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 353–358. doi:10.15356/2076-6734-2018-3-353-358. [In Russian].
10. *Sapunov V.N., Sapunova G.G., Glazovskaya T.G., Seliverstov Yu.G., Soloviev A.Yu.* Landscape differentiating

11. Казаков Н.А., Генсировский Ю.В., Жируев С.П. Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 1. С. 72–93. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-1(72-93).
12. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
13. Электронный ресурс: rp5.ru
14. Электронный ресурс: <https://uwbs.ru/products/izmeritel-tolschiny-lda-picor-ice/>
15. Василевич И.И., Чернов Р.А. К оценке снегозапасов в русловых врезках методом георадиолокации на территории Арктического региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. № 64 (1). С. 5–15. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-5-15.
16. Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
17. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20.
18. 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 (International Hydrological Programme)-VII, Technical Documents in Hydrology, No 83; IACS (International Association of Cryospheric Sciences) contribution № 1). Paris: UNESCO/Division of Water Sciences, 2009: vi+67+18 p.
19. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>. Архив данных от 29.08.2018.
20. Вшивцева Т.В., Чернов Р.А. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380
21. Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Espanol 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
- of snow cover distribution in Khibiny mountains. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2001, 91: 55–59. [In Russian].
11. Kazakov N.A., Gensirovskiy J.V., Zhiruev S.P. Snow lithostratigraphic complexes. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2018, XXII (1): 72–93. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-1(63-81).
12. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov*. Radioecho sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p. [In Russian].
13. <https://rp5.ru>.
14. <https://uwbs.ru/products/izmeritel-tolschiny-lda-picor-ice/>.
15. Vasilevich I.I., Chernov A.A. Estimation of snow reserves in watercourses in the Arctic Region. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 5–15. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-5-15. [In Russian].
16. Kotlyakov V.M., Macheret Y.Y., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Speed of radio wave propagation in dry and wet snow. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
17. Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Gronfjordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20. [In Russian].
18. 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 (International Hydrological Programme)-VII, Technical Documents in Hydrology, No 83; IACS (International Association of Cryospheric Sciences) contribution No 1). Paris: UNESCO/Division of Water Sciences, 2009: vi+67+18 p.
19. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse. V.1. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>. Archive of data from 29.08.2018.
20. Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380. [In Russian].
21. Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Espanol A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: groundpenetrating radar measurement errors. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326.1/.2(268.53/.56)

doi: 10.31857/S2076673421010075

## Летняя кромка льдов и осенние сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в 1981–2018 гг.

© 2021 г. А.Г. Егоров

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия  
ego@aari.ru

## Positions of the summer ice edge and autumn dates of stable ice formation in the Laptev, East-Siberian and Chukchi seas in 1981–2018

A.G. Egorov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia  
ego@aari.ru

Received January 21, 2020 / Revised March 31, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *dates of start of stable ice formation, multi-year variability of ice conditions, ice edge in late summer, ice cover of the Russia's Arctic seas, the Laptev Sea, the East-Siberian Sea, the Chukchi Sea.*

### Summary

The spatial and temporal variability of ice edge position at the end of the summer period, the dates of the beginning of stable ice formation in early autumn in the Russia's Eastern Arctic seas (Laptev, East-Siberian, and Chukchi) during 1981–2018 together with climate changes in the 21<sup>st</sup> century are analyzed. The analysis of summer and autumn ice characteristics shows certain common features occurring for many years: since the beginning of the 21<sup>st</sup> century, ice conditions have significantly improved, which is due to the more Northern position of the ice border in August–September and later dates for the beginning of stable ice formation in September–October. On average for the period 2002–2018, the ice edge at the end of the period of clearance from ice shifted (as compared to 1981–2001) in a northerly direction by about 400–500 km. Observations did show that in 2003–2018, the beginning of stable ice formation in the autumn season (as compared to 1981–2002) occurred later by about three weeks. The maximum northward shift of the ice edge was first observed (since 2002) on the aquatory to the East of the New Siberian Islands, and then (since 2011) – to the West of them. The greatest anomalies of late dates (onset) of ice formation were first observed (since 2003) in the Chukchi Sea, then (since 2008) – in the Laptev Sea, and later (since 2014) – again in the Chukchi Sea. Long-term changes in the ice conditions occur according to the similar scenario: first, an anomaly of the latitudinal position of the edge or the date of the ice formation beginning was formed in the Eastern part of the studied aquatory, and then this anomaly shifted from East to West. At the same time, the anomaly diminishes in the East that makes it possible to interpret the observed natural changes as fluctuations of the «ice wave» type. Taking into account the wave features of changes in summer and autumn ice indicators, we can assume that in the 2020s we should expect a similar continuation of natural fluctuations in changes in ice conditions, which will be accompanied by a spatial shift of the ice edge in the South direction and relatively earlier dates for the beginning of ice formation.

**Citation:** Egorov A.G. Position of the summer ice edge and autumn dates of stable ice formation in the Laptev, East-Siberian and Chukchi seas in 1981–2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (1): 117–127. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010075.

Поступила 21 января 2020 г. / После доработки 31 марта 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *дата начала устойчивого ледообразования, многолетняя изменчивость ледовых условий, кромка льдов в конце летнего периода, ледяной покров арктических морей России, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море.*

По сравнению с 1980–90-ми годами с начала 2000-х годов в восточных арктических морях России происходят кардинальные изменения, связанные с более северным положением кромки льдов и более поздними сроками начала ледообразования. Многолетние изменения летних и осенних ледовых условий в XXI в. происходят по типу волновых колебаний, при которых область наибольших ледовых аномалий постепенно смещается из Чукотского моря в море Лаптевых. Предполагается, что в 2020-х годах (по сравнению с 2000–20-ми годами) следует ожидать более южного пространственного положения кромки льдов и более ранних дат начала ледообразования.

## Введение

Происходящие в XXI в. в Арктике и арктических морях изменения в состоянии природной среды затронули практически все составляющие гидрометеорологических условий [1, 2]. Особенно радикальны тенденции по деградации ледяного покрова — как его толщины зимой, так и пространственного распространения летом [3, 4]. Исключительно важен (и в климатическом, и в прикладном отношении) хронологический период конца летнего сезона и начала осеннего сезона, когда, с одной стороны, наблюдается сезонный пик очищения акватории ото льда, а с другой, начинаются процессы образования новых молодых льдов [5, 6]. Хронологическая граница летнего и осеннего сезонов — важнейший информационный период формирования наиболее значимых природных изменений [7, 8]. Однако более подробные — региональные и локальные — особенности формирования позднелетних и раннеосенних ледовых условий на акватории арктических морей России до сих пор исследованы недостаточно.

Географический объект настоящего исследования — акватория восточных арктических морей России (Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского) общей площадью около 2,2 млн км<sup>2</sup>. Она характеризуется определённым единством природных особенностей: открытой и протяжённой границей с Арктическим бассейном; отсутствием крупных островов (за исключением Новосибирских); локализацией наиболее мощных отроговых ледяных массивов (Таймырского, Айонского, Северного Чукотского); относительной близостью к сибирскому побережью границы многолетних арктических льдов [9, 10]. Именно здесь, на акватории от Северной Земли до Аляски, в начале XXI в. происходят существенные природные изменения, связанные с полярным потеплением, уменьшением толщины и пространственного распространения ледяного покрова [11, 12], что открывает новые возможности для арктического транзитного судоходства между Атлантическим и Тихим океанами [13].

В настоящей работе исследуются изменения именно ледового режима в летне-осенний период, без специального анализа атмосферных, океанических и иных факторов, представляющих собой причину наблюдаемых природных трансформаций.

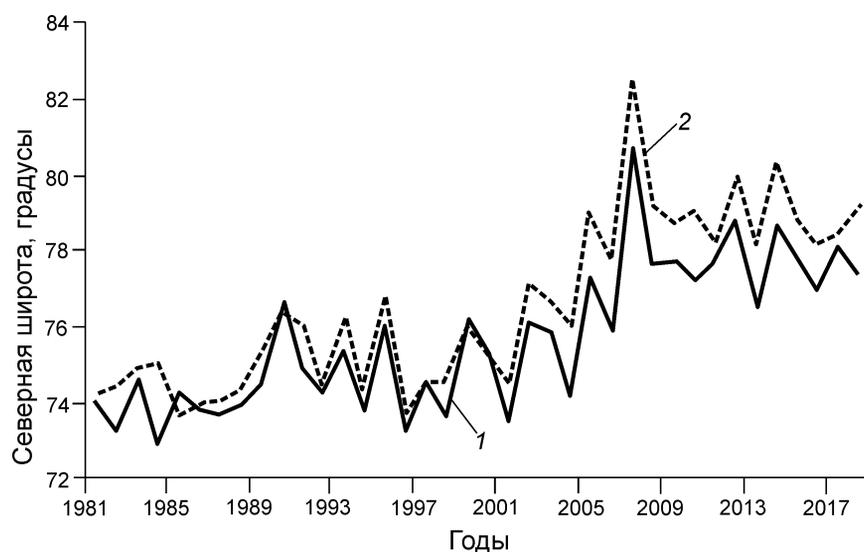
## Используемые данные

Для настоящего исследования подготовлен специализированный архив информации о ледовых условиях в конце летнего и начале осеннего периодов, в который входило: положение кромки льдов в конце августа и в конце сентября на меридиональных створах с шагом 10° долготы — от 100° в.д. до 160° з.д., а также сроки устойчивого ледообразования в узлах регулярной сетки с шагом 5° по долготе и 1° по широте. Как показывает опыт режимной и прогностической работы, такая пространственная дискретность достаточна для воспроизведения основных региональных и локальных особенностей ледовых условий [14]. Период наблюдений — 1981–2018 гг. Он включает в себя два десятилетия XX в. с относительно тяжёлыми ледовыми условиями и почти два десятилетия XXI в., вблизи границы которых существенно изменилось состояние природной среды в Арктике.

Под датой (или сроком) начала устойчивого ледообразования обычно понимается календарная дата, начиная с которой ледообразование происходило непрерывно в течение не менее 30 дней [15]. При организации архива использованы два различных вида данных: 1) для периода 1981–1996 гг.: бумажные карты ледовых условий с шагом в 1 декаду (10 сут.), на которой представлены различные ледовые границы, в том числе остаточных и молодых льдов в летний и осенний периоды, построенные в Центре ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ; 2) для периода 1997–2018 гг.: данные характеристик ледяного покрова из архива Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ ААНИИ); архив содержит еженедельные геопривязанные данные характеристик ледяного покрова по Арктике и арктическим морям; архив представлен в формате СИГРИД-3 (SIGRID-3).

### Изменение положения кромки льдов в летний период в конце XX — начале XXI вв.

В течение 1981–2018 гг. среднее широтное положение кромки льдов на всей восточной арктической акватории от Северной Земли до Аляски в конце тёплого сезона очищения моря ото льдов (август–сентябрь) характеризуется боль-



**Рис. 1.** Средняя широта положения кромки льдов на суммарной акватории восточных арктических морей в конце августа (1) и сентября (2) в течение 1981–2018 гг.

**Fig. 1.** Mean latitude of ice edge position on the total area of the eastern Arctic seas in late August (1) and in late September (2) during 1981–2018

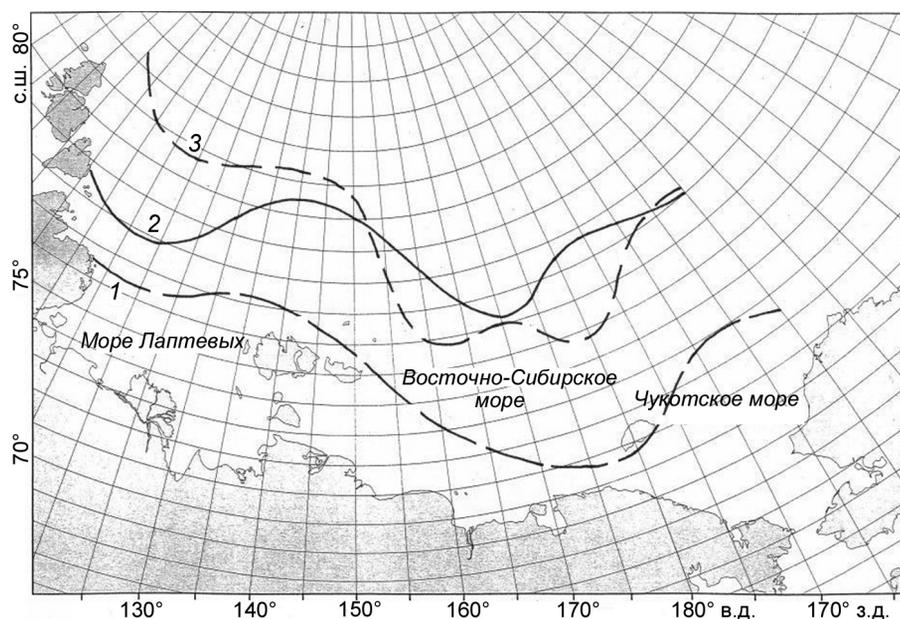
шой изменчивостью (рис. 1). Последние четыре десятилетия можно разделить на два примерно равных по продолжительности периода в зависимости от преобладающего знака аномалии средней для всех 11 меридиональных створов широты кромки: а) период 1981–2001 гг. с преимущественно южным положением кромки; б) период 2002–2018 гг. с преимущественно северным положением кромки.

В августе 1981–2001 гг. среднее широтное положение кромки составило  $74,4^{\circ}$  с.ш. (аномалия  $-0,69$  величины среднего квадратичного отклонения – СКО), а в 18 случаях из 21 наблюдались отрицательные аномалии положения кромки. В 2002–2018 гг. среднее положение кромки составило  $77,3^{\circ}$  с.ш. (аномалия  $+0,85$  величины СКО), а в 16 случаях из 17 наблюдались положительные аномалии положения кромки. Разница между двумя этими периодами равна в среднем  $2,9^{\circ}$  с.ш. (или  $1,54$  величины СКО), а разница между экстремальными значениями в 1984 г. (средняя кромка на  $72,9^{\circ}$  с.ш.) и 2007 г. (средняя кромка на  $80,6^{\circ}$  с.ш.) –  $7,6^{\circ}$  с.ш. (или  $4,04$  величины СКО). Разница между наибольшим и наименьшим значением соответствует пространственному смещению кромки льдов в северном направлении примерно на  $800-850$  км.

В сентябре 1981–2001 гг. среднее широтное положение кромки составило  $74,9^{\circ}$  с.ш. (аномалия  $-0,75$  величины СКО), а в 20 случаях из 21 наблюдались отрицательные аномалии положения кромки; в 2002–2018 гг. среднее положение кромки –  $78,7^{\circ}$  с.ш. (аномалия  $+0,93$  величины

СКО), а в 16 случаях из 17 наблюдались положительные аномалии положения кромки. Разница между двумя этими периодами составляет в среднем  $3,8^{\circ}$  с.ш. (или  $1,68$  величины СКО), а разница между экстремальными значениями в 1996 г. (средняя кромка на  $73,5^{\circ}$  с.ш.) и 2007 г. (средняя кромка на  $82,5^{\circ}$  с.ш.) –  $9^{\circ}$  с.ш. (или  $4,00$  величины СКО). Разница между наибольшим и наименьшим значением соответствует пространственному смещению кромки льдов в северном направлении примерно на  $1000$  км.

Отдельный интерес вызывает анализ той скорости, с которой произошло среднее пространственное смещение кромки от 1981–2001 гг. к 2002–2018 гг. Наибольшее изменение ледовых показателей как августа, так и сентября приходится на временной период 2004–2007 гг. Так, в августе 2004 г. среднее положение кромки льдов в восточных арктических морях составило  $74,2^{\circ}$  с.ш., а в 2007 г. – уже  $80,6^{\circ}$  с.ш., т.е. за три года кромка сместилась к северу на  $6,4^{\circ}$  с.ш. (в среднем на  $2,1^{\circ}$  с.ш./год), что соответствует расстоянию примерно  $230$  км. На отдельных створах продвижение кромки на север было ещё больше: для створа  $170^{\circ}$  в.д. положение кромки за три года изменилось от  $70,7^{\circ}$  с.ш. до  $83,0^{\circ}$  с.ш. (в среднем на  $4,1^{\circ}$  с.ш./год, или расстоянию около  $450$  км). Для сентября наблюдаются близкие к августовским значения. Так, в сентябре 2004 г. среднее положение кромки льдов в восточных арктических морях составило  $76,0^{\circ}$  с.ш., а в 2007 г. – уже  $82,5^{\circ}$  с.ш., т.е. за три года кромка сместилась к северу на  $6,5^{\circ}$  с.ш. (в среднем на  $2,2^{\circ}$  с.ш. за год,



**Рис. 2.** Среднее положение кромки льдов в конце сентября в течение многолетних однородных периодов:

1 – 1981–2001 гг.; 2 – 2002–2010 гг.; 3 – 2011–2018 гг.

**Fig. 2.** Mean latitude of ice edge position in late September during the multiyear uniform periods:

1 – 1981–2001; 2 – 2002–2010; 3 – 2011–2018

или расстоянию примерно 240 км). На отдельных створах продвижение кромки на север было ещё больше: для створа 170° в.д. положение кромки за три года изменилось от 73,0° с.ш. до 85,5° с.ш., т.е. скорость смещения кромки льдов составила 4,2° с.ш. за год (что соответствует пространственному смещению кромки льдов каждый год примерно на 460 км).

Таким образом, переход от одного длительного климатического состояния к другому произошёл за относительно короткий временной промежуток продолжительностью примерно в три года (2004–2007 гг.). 2007 был годом абсолютного максимума в продвижении средней для всех меридиональных створов кромки льдов на север (80,6° с.ш. в августе и 82,5° с.ш. в сентябре). После 2007 г. кромка сместилась к югу примерно на 3–4° с.ш. и в течение последнего десятилетия сохраняет определённое пространственное постоянство своего положения в зональной полосе примерно 78–80° с.ш. Отметим, что в сентябре положение кромки было примерно одинаковым в течение нескольких лет до и после 2007 г. и составляло в среднем 78,4° с.ш. за 2005–2006 гг. и 78,9° с.ш. за 2008–2018 гг.

Важнейшая пространственная особенность ледового режима в течение 2002–2018 гг. состоит в том, что смещение кромки в северном направлении по-разному происходит в западной и восточной частях исследуемой акватории, граница между которыми проходит примерно по мериди-

ану о. Новая Сибирь. В 2002–2018 гг. смещение кромки на север в период от конца августа до конца сентября составило: к западу от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 100° и 150° в.д.) в среднем около 0,8° с.ш., к востоку от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 160° в.д. и 160° з.д.) – в среднем около 1,9° с.ш., т.е. различие между западной и восточной частями акватории составило около 1,1° с.ш. Таким образом, пространственное смещение кромки на север в самом конце летнего очищения к востоку от меридиана Новосибирских островов было в несколько раз больше, чем к западу от указанной границы. Новосибирские острова – некий природный рубеж, который разделяет акватории с существенно различающимся режимом пространственного перемещения кромки льдов. Выделяют два многолетних периода с пространственно различной аномальностью в положении кромки льдов (рис. 2).

В 2002–2010 гг. в семи случаях из девяти наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдались в восточном фрагменте исследуемой акватории. Среднее значение аномалии для створов 100–150° в.д. составляет 0,39 величины СКО, а для створов 160° в.д. – 160° з.д. увеличивается до 1,06 величины СКО (т.е. почти в 3 раза больше). В 2007 г. зафиксировано экстремальное северное положение кромки к востоку от Новосибирских островов (среднее значение на восточных створах со-

ставило  $84,0^\circ$  с.ш.). Напротив, в 2011–2018 гг. в шести случаях из восьми наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдались уже в западном фрагменте азиатского шельфа. Среднее значение аномалии для створов  $100\text{--}150^\circ$  в.д. составляет 1,25 величины СКО, а для створов  $160^\circ$  в.д. –  $160^\circ$  з.д. уменьшается до 0,67 величины СКО (т.е. примерно в 2 раза меньше). В 2014 г. зафиксировано экстремально северное положение кромки к западу от Новосибирских островов (среднее значение на западных створах –  $84,5^\circ$  с.ш.).

Переход от периода преобладания наибольших изменений в восточной части акватории к периоду преобладания наибольших изменений в западной части акватории произошёл в 2011 г., так что годы с двумя наибольшими аномалиями в 2007 г. (на востоке) и 2014 г. (на западе) находятся в пространственно различающихся временных периодах. Отметим, что, многолетнее смещение кромки льдов в восточных арктических морях в северном направлении, наблюдаемое в первые два десятилетия XXI в., представляет собой единое природное явление, состоящее из двух взаимосвязанных частей, хронологически следующих одна за другой.

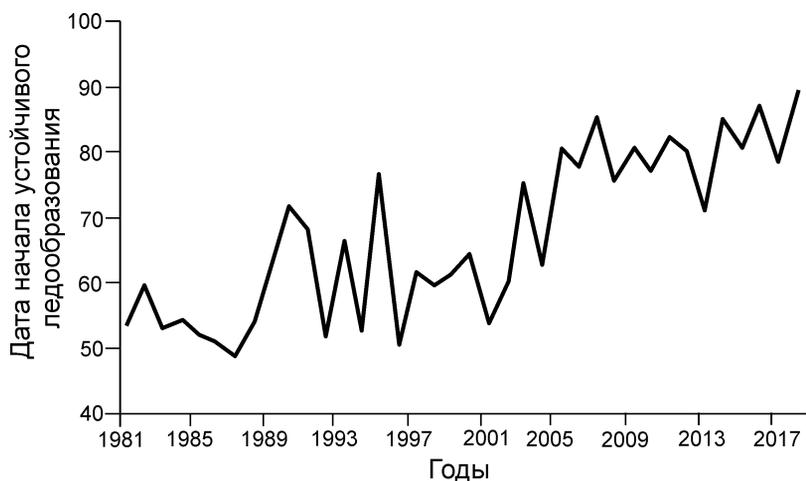
Относительно периода 1981–2001 гг., когда в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском пространственное положение кромки было характерным для большей части в XX в., в течение 2000-х годов ситуация изменилась так, что кромка стала достаточно быстро продвигаться к северу, прежде всего в восточной части акватории, к востоку от Новосибирских островов. В течение 2002–2010 гг. среднее сентябрьское изменение в положении кромки составило  $5,2^\circ$  с.ш. (от  $72,1^\circ$  с.ш. к  $77,3^\circ$  с.ш.) для створов  $160^\circ$  в.д. –  $160^\circ$  з.д. и только  $2,2^\circ$  с.ш. (от  $77,2^\circ$  с.ш. к  $79,4^\circ$  с.ш.) для створов  $100\text{--}150^\circ$  в.д. В самом начале 2010-х годов началась вторая фаза многолетнего природного процесса, когда наибольшее смещение кромки на север уже наблюдалось в западной части акватории, к западу от Новосибирских островов. В течение 2011–2018 гг. кромка продвинулась к северу на  $1,8^\circ$  с.ш. (от  $79,4^\circ$  с.ш. к  $81,2^\circ$  с.ш.) для створов  $100\text{--}150^\circ$  в.д. Другая особенность этого периода – пространственное смещение кромки в противоположном направлении: с севера на юг примерно на  $1,1^\circ$  с.ш. (от  $77,3^\circ$  с.ш. к  $76,2^\circ$  с.ш.) для створов  $160^\circ$  в.д. –  $160^\circ$  з.д. Таким

образом, впервые за два последних десятилетия кромка льдов к востоку от Новосибирских островов поменяла направление своего многолетнего перемещения и стала дрейфовать с севера на юг, что маркировало важнейший временной рубеж в изменении природных тенденций.

Упорядоченное изменение в многолетнем положении кромки в течение 2002–2018 гг. подобно некоторому волновому поступательно-колебательному процессу: сначала гребень «ледовой волны» поднимается с юга на север в восточной части акватории (Чукотское и Восточно-Сибирское моря), а затем, по мере развития природного колебания, перемещается в западную часть акватории (море Лаптевых). После активизации волны сначала на востоке, а потом и на западе происходит некоторое успокоение колебательного процесса. В результате кромка начинает смещаться в южном направлении сначала в восточной части акватории, а затем, как можно предположить, и в западной части акватории. Как следствие, ожидается, что в течение ближайших 10–15 лет продолжится постепенное пространственное смещение кромки льдов в южном направлении в среднем примерно на  $1,5^\circ$  с.ш. Характерные особенности многолетнего режима широтного положения кромки льдов в конце летнего сезона влияют на ледовые условия в последующий осенний период, прежде всего, на формирование аномалий сроков начала устойчивого ледообразования.

#### **Изменение сроков начала устойчивого ледообразования в осенний период в начале XXI в.**

В 1981–2018 гг. даты начала устойчивого ледообразования на акватории трёх арктических морей (Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского) в течение осеннего периода показывают примерно ту же доминирующую тенденцию многолетней изменчивости, что и режим кромки льдов в конце летнего сезона (рис. 3). Последние четыре десятилетия можно разделить на две примерно равные по продолжительности части в зависимости от преобладающего знака аномалии даты начала устойчивого ледообразования: а) период 1981–2002 гг. с преимущественно ранними сроками; б) период 2003–2018 гг. с преимущественно поздними сроками.



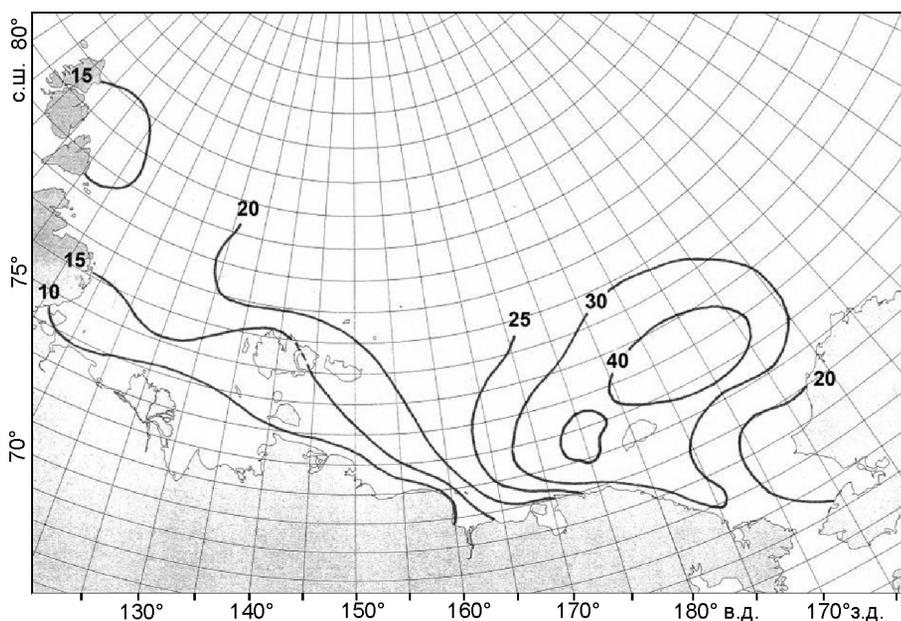
**Рис. 3.** Средняя дата начала устойчивого ледообразования на суммарной акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в течение 1981–2018 гг. (дата начала ледообразования отсчитывается в сутках от 1 августа)

**Fig. 3.** Mean date of start of stable ice formation on the total area of the Laptev, East-Siberian and Chukchi Seas during 1981–2018 (date of ice formation is counted in days from August 1)

В 1981–2002 гг. средняя дата начала устойчивого ледообразования на акватории трёх арктических морей составила 28 октября. В 19 случаях из 22 (повторяемость 86%) наблюдалась отрицательная аномалия даты начала устойчивого ледообразования со средним значением  $-0,70$  величины СКО. Напротив, в 2003–2018 гг. средняя дата начала устойчивого ледообразования на восточной арктической акватории – 18 ноября. В 15 случаях из 16 (повторяемость 94%) наблюдалась положительная аномалия срока устойчивого ледообразования со средним значением  $+0,96$  величины СКО. Разница между двумя многолетними периодами ранних и поздних дат начала осеннего образования льдов в море составила в среднем 20,7 сут., или 1,66 величины СКО.

Представление результатов произошедших изменений за период 2003–2018 гг. по сравнению с 1981–2002 гг. на картах (рис. 4) показывает, что в протяжённой зональной акватории от Северной Земли до Аляски наблюдаются существенные пространственные неоднородности в распределении аномалий дат начала ледообразования.

Область наибольших изменений в датах начала устойчивого ледообразования в 2003–2018 гг., примерно ограниченная изохроной 30 сут., включает в себя северо-восточную часть Чукотского моря и восточную часть Восточно-Сибирского моря. Максимальные значения (до 47 сут.) наблюдаются к северо-востоку от о. Врангеля, в северной части Чукотского моря около  $73^\circ$  с.ш. приблизительно вдоль  $170^\circ$  з.д. Область наи-



**Рис. 4.** Разница (сутки) в дате начала устойчивого ледообразования в восточных морях российской Арктики между периодами 2003–2018 и 1981–2002 гг.

**Fig. 4.** Difference (days) between the dates of start of stable ice formation in the eastern Arctic seas during 2003–2018 and 1981–2002

меньших изменений в датах начала устойчивого ледообразования в 2003–2018 гг., примерно ограниченная изохроной 10 сут., располагается в южной части моря Лаптевых (южнее 74-й параллели) и на юго-западном мелководье Восточно-Сибирского моря. Минимальные значения (до 5–6 сут.) наблюдаются вблизи устьевых взморья рек Оленёк и Индигирка.

Для акватории Чукотского моря средняя дата начала устойчивого ледообразования в 1981–2002 гг. – 18 октября, в 2003–2018 г. – 17 ноября, разница – около 30 сут. Для акватории Восточно-Сибирского моря средняя дата начала устойчивого ледообразования в 1981–2002 гг. – 21 сентября, в 2003–2018 г. – 13 октября, разница – около 22 сут. Для акватории моря Лаптевых средняя дата начала устойчивого ледообразования в 1981–2002 гг. – 22 сентября, а в 2003–2018 г. – 7 октября, разница – около 14 сут. Таким образом, средний для акватории размах изменений дат начала ледообразования в XXI в. в Чукотском море примерно в 2 раза больше, чем в море Лаптевых.

16-летний период 2003–2018 гг., характерный для поздних дат начала ледообразования в XXI в., очень неоднороден по пространству и может быть разделён на три 5–6-летних периода в зависимости от географической локализации области наибольших аномалий дат начала устойчивого ледообразования в тех или иных восточных арктических морях России (таблица). Основным критерий выделения временных границ – пространственное (на востоке или на западе исследуемой акватории) расположение самых крупных по величине поздних аномалий начала ледообразования.

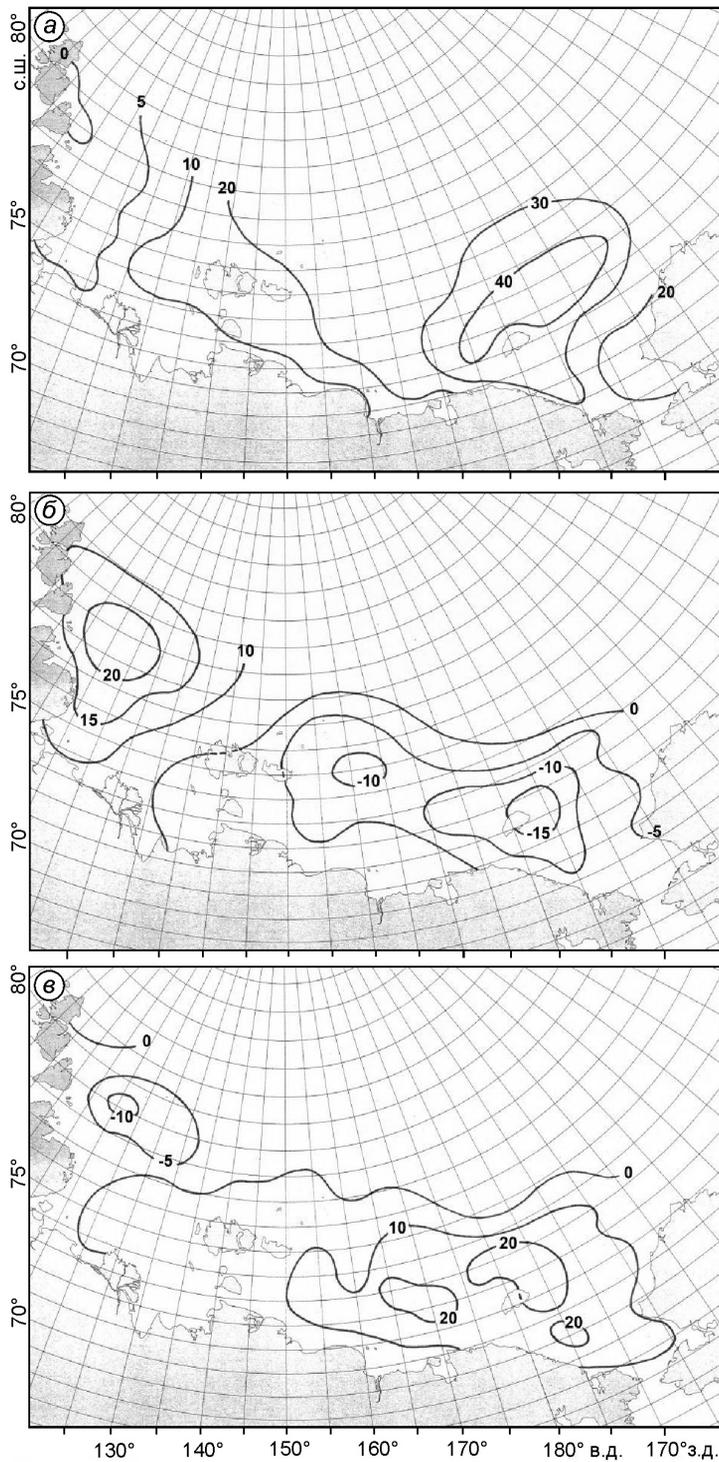
В 2003–2008 гг. наибольшие положительные аномалии дат начала устойчивого ледообразования (1,48 величины СКО) наблюдались в Чукотском море, а в море Лаптевых отмечался близкий к среднемноголетнему режим ледообразования (средняя аномалия только 0,30 величины СКО). Восточно-Сибирское море по степени аномальности было ближе к Чукотскому, которое представляло собой единственную акваторию, где ежегодно в течение шести лет подряд величина аномалии не опускалась ниже 1,00 величины СКО (как, например, это наблюдалось в Восточно-Сибирском море в 2004 г.). В 2009–2013 гг. наибольшая положительная аномалия

Средние многолетние значения аномалий (относительно периода 1981–2018 гг.) даты начала устойчивого ледообразования (доли среднего квадратичного отклонения) в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в течение трёх периодов

Годы	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Суммарная акватория
2003–2008	0,30	1,34	1,48	1,20
2009–2013	1,58	1,06	0,99	1,39
2014–2018	1,49	1,69	1,84	1,92

сместилась с востока в западном направлении и наблюдалась уже в море Лаптевых (1,58 величины СКО). В Восточно-Сибирском и Чукотском морях средняя аномалия по сравнению с предыдущим периодом уменьшилась примерно на 20–30% – до 1,0 величины СКО. В 2012 г. в Чукотском море и в 2013 г. в Восточно-Сибирском даты начала ледообразования примерно соответствовали многолетней (для 38-летнего ряда) норме. В 2014–2018 гг. наибольшие аномалии, как и в 2003–2008 гг., вновь наблюдались в Чукотском море (1,84 величины СКО), однако и в двух остальных морях сохранялись достаточно большие значения положительных аномалий (1,49–1,69 величины СКО). В Чукотском море ежегодно в течение пяти лет подряд положительная аномалия превышала значение в 1,5 величины СКО, а в Восточно-Сибирском море – в 1,4 величины СКО. В 2017 г. в море Лаптевых даты начала ледообразования примерно соответствовали многолетней (для 38-летнего ряда) норме.

В целом для акватории всех трёх восточных арктических морей в 2003–2018 гг. характерно постепенное увеличение величины положительных аномалий (от 1,20 величины СКО в 2003–2008 гг. до 1,92 величины СКО в 2014–2018 гг.). Это происходит в результате двух обстоятельств: а) пространственного вовлечения в процесс позднего ледообразования, начавшегося в Чукотском море в 2003 г., всех остальных морей – сначала Восточно-Сибирского в 2005 г., а затем и моря Лаптевых в 2009 г.; б) сохранения уже достигнутой величины положительных аномалий в море Лаптевых и некоторого её увеличения в Восточно-Сибирском и особенно в Чукотском морях. Волна поздних сроков начала ледообразования, возникнув в Чукотском море, в своём пространственном движении сначала достигла



**Рис. 5.** Разница (сутки) в дате начала устойчивого ледообразования в восточных морях Российской Арктики между однородными периодами: *a* – 2003–2008 и 1981–2002 гг.; *б* – 2009–2013 и 2003–2008 гг.; *в* – 2014–2018 и 2009–2013 гг.

**Fig. 5.** Difference (days) between the dates of start of stable ice formation in the eastern Arctic seas during the multiyear uniform periods: *a* – 2003–2008 and 1981–2002; *б* – 2009–2013 and 2003–2008; *в* – 2014–2018 and 2009–2013

моря Лаптевых, а затем вернулась обратно, количественно сохранив и даже несколько увеличив степень своего развития.

Разница между картами распределения дат начала устойчивого ледообразования соседних 5–6-летних временных периодов показывает более подробные особенности и пространственные тенденции этого многолетнего природного явления с характерным временным масштабом около одного десятилетия. Как и в случае с режимом кромки льдов, формирование поздних дат начала устойчивого ледообразования в течение 2003–2018 гг. происходит в виде многолетних волновых колебаний (рис. 5).

В 2003–2008 гг. по отношению к 1981–2002 гг. наблюдается начальная фаза колебательного процесса, основная особенность которого заключается в формировании области наибольших положительных аномалий к западу от Новосибирских островов, на акватории около о. Врангеля, и постепенного уменьшения величины колебаний при движении на запад, к морю Лаптевых, п-ову Таймыр и Северной Земле. С одной стороны, в Чукотском море и в восточной части Восточно-Сибирского моря наблюдается наибольший размах колебаний (позднее ледообразование), а, с другой стороны, в западной части моря Лаптевых эти колебания почти полностью исчезают (среднее ледообразование).

В 2009–2013 гг. по отношению к 2003–2008 гг. наблюдается колебательное (как пространственное, так и возвратное) развитие ледовой волны. Пространственное смещение характеристик волны на запад способствует тому, что область наибольших положительных аномалий наблюдается уже к западу от Новосибирских островов, в западной части моря Лаптевых (с центром несколько восточнее пролива Вилькицкого). Возвратное колебание волны приводит к тому, что в Восточно-Сибирском и Чукотском морях происходит компенсационное формирование уже отрицательных аномалий. Узловая линия колебаний, разделяющая области положительных и отрицательных аномалий, находится в районе Новосибирских островов, а также к востоку от последних вдоль зональной полосы 74–78° с.ш.

В 2014–2018 гг. по отношению к 2009–2013 гг. происходит почти зеркальное, обратное повторение предыдущей фазы волновых колебаний: к востоку от Новосибирских островов наблюдается область положительных аномалий (продолжение позднего ледообразования), а к западу от Новосибирских островов – область отрицательных аномалий (компенсационная тенденция к среднему ледообразованию). Узловая линия разнонаправленных колебаний располагается несколько западнее Новосибирских островов, а также вблизи северной границы Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Таким образом, пространственная изменчивость дат начала ледообразования, осреднённая для 5–6-летних однородных периодов, происходит по типу волновых колебаний. В режиме колебаний этой многолетней волны можно выделить несколько характерных особенностей.

1. Амплитуда волновых колебаний между западной и восточной частями исследуемой акватории, достигнув некоторого максимума, уже начала уменьшаться. В течение 2003–2008 гг. гребень волны был в Чукотском море (наибольшая аномалия 40–45 сут.), а подошва волны – в море Лаптевых (аномалия 0–5 сут.); размах колебаний – около 40 сут. В 2009–2013 гг. гребень волны находился в море Лаптевых (наибольшая аномалия около 25 сут.), а подошва волны – в Чукотском море (наибольшая аномалия около 15 сут.); размах колебаний – также около 40 сут. В 2014–2018 гг. гребень волны вновь наблюдался на востоке, на акватории около о. Врангеля (наибольшая аномалия около 20 сут.), а подошва волны – в море Лаптевых (величина отрицательной аномалии 5 – 10 сут.); размах колебаний – примерно 25–30 сут., т.е. по сравнению с периодами 2003–2008 и 2009–2013 гг. в течение последнего периода 2014–2018 гг. амплитуды волновых колебаний уменьшились примерно на 40%.

2. Амплитуда волновых колебаний уменьшалась после того, как гребень ледовой волны (область положительных аномалий) сначала получил наибольшее развитие в Чукотском море (2003–2008 гг.), а затем этот же гребень получил такое же развитие уже в море Лаптевых (в 2009–2013 гг.). Наконец, после завершения некоторого естественного двухчастного комплекса колебаний в пространстве между Аляской и Северной Землёй в 2014–2018 гг. определённо наб-

людается начало некоторого ослабления интенсивности и размаха колебательных изменений.

3. Узловая линия колебаний, находившаяся в 2009–2013 гг. вблизи Новосибирских островов (в районе Янского ледяного массива), в 2014–2018 гг. сместилась на запад примерно на 400–500 км, в центральную часть моря Лаптевых (в район Таймырского ледяного массива).

4. Та область наибольших колебаний, которая располагается к востоку от Новосибирских островов, постепенно (от одного однородного периода к другому) смещается по направлению с северо-востока на юго-запад (из мористой акватории ближе к берегу): в 2003–2008 гг. она располагалась к северо-востоку от о. Врангеля, а в течение 2014–2018 гг. – около о. Врангеля, вблизи о. Айон и Колючинской губы.

Совокупность особенностей волновых колебаний позволяет предположить наиболее вероятные общие тенденции их изменений в ближайшие годы. В течение 2020-х годов можно прогнозировать продолжение сокращения амплитуды колебаний, начавшееся в 2014–2018 гг. Составной частью этого волнового ослабления, как ожидается, будет уменьшение величины положительных аномалий. Следовательно, даты начала устойчивого ледообразования будут постепенно и инерционно медленно возвращаться к тем среднесреднегодным значениям, которые наблюдались в конце XX в., т.е. ожидаются более ранние сроки начала ледообразования по сравнению с их современными значениями. Таким образом, общая тенденция ожидаемых изменений в датах начала устойчивого ледообразования примерно та же, что и у кромки льдов: прогнозируется, что в течение 2020-х годов (по сравнению с 2010-ми годами) будет наблюдаться некоторое ухудшение ледовых условий, связанное с относительно более южным положением кромки в конце летнего периода и со сравнительно более ранним ледообразованием в осенний период.

## Заключение

При анализе изменения летне-осеннего ледового режима восточных арктических морей России в начале XXI в. установлен ряд основных природных особенностей.

1. Многолетнее изменение широтного положения кромки льдов в конце лета и дат начала

устойчивого ледообразования осенью в восточных арктических морях России в 1981–2018 гг. показывает схожие между собой особенности крупномасштабных тенденций. В 1980–90-х годах наблюдалось относительно южное положение кромки льдов и раннее начало устойчивого ледообразования, а в 2000–2010 гг. – относительно северное положение кромки льдов и поздние даты устойчивого ледообразования.

2. Разница между средним положением кромки льдов в сентябре в 1981–2001 гг. ( $74,9^\circ$  с.ш.) и в 2002–2018 гг. ( $78,7^\circ$  с.ш.) составляет  $3,8^\circ$  с.ш., а между экстремальными значениями 1996 и 2007 г. –  $9,0^\circ$  с.ш., что соответствует пространственному смещению кромки с юга на север примерно на 1000 км.

3. Многолетнее смещение кромки льдов на север состоит из двух взаимосвязанных частей, с пространственной акцентацией области наибольшей изменчивости по разные стороны от Новосибирских островов: в 2002–2010 гг. наибольшее смещение кромки наблюдается в Чукотском и Восточно-Сибирском морях (максимум в 2007 г.), а в 2011–2018 гг. – в море Лаптевых (максимум в 2014 г.).

4. Особенности пространственного смещения кромки льдов на север подобны колебаниям «ледовой волны», гребень которой сначала поднимается с юга на север в восточной (Чукотское море), а затем – в западной (море Лаптевых) части акватории. После волнового дрейфа с востока на запад размах колебаний ослабляется, а также происходит региональное смещение кромки в противоположном направлении – с севера на юг.

5. Разница между средней датой начала устойчивого ледообразования осенью в период раннего (1981–2002 гг.) и позднего (2003–2018 гг.) ледообразования составляет около 21 сут. (в Чукотском море – 30 сут., в Восточно-Сибирском – 22 сут., в море Лаптевых – 14 сут.). Позднее ледообразование отмечено: в Чукотском море – в

2003 г., в Восточно-Сибирском – в 2005 г., в море Лаптевых – в 2009 г. Вовлечение новых акваторий способствует сохранению положительной аномалии дат начала ледообразования на обобщённой акватории трёх арктических морей.

6. Пространственная изменчивость дат начала ледообразования в 2003–2018 гг. также происходит по типу волновых колебаний в 5–6-летних периодах. Область наибольших положительных колебаний наблюдается: сначала (в 2003–2008 гг.) на востоке (в северной части Чукотского моря), затем (в 2009–2013 гг.) – на западе (в море Лаптевых) и, наконец, (в 2014–2018 гг.), вновь на востоке (на акватории к востоку от Новосибирских островов).

7. Особенности волновых колебаний позволяют предположить общие тенденции будущих природных изменений в течение 2020-х годов. Ожидается, что кромка льдов продолжит постепенное пространственное смещение в южном направлении примерно на  $1,5^\circ$  с.ш. Для дат начала устойчивого ледообразования прогнозируется постепенный и очень медленный инерционный возврат к некоторому среднему фону, более раннему по сравнению с его текущим состоянием. Причины (метеорологические, океанические, геофизические и пр.) наблюдаемых многолетних изменений ледового режима арктических морей требуют отдельных и дополнительных исследований.

**Благодарности.** Статья подготовлена по результатам проектов «Исследование гидрометеорологических процессов в Мировом океане, морях и устьях рек России, Арктике и Антарктике» ЦНТП Росгидромета.

**Acknowledgments.** The article was prepared based on the results of the projects «Study of hydrometeorological processes in the world ocean, seas and estuaries of Russia, Arctic and Antarctic» of the Roshydromet CSTP.

## Литература

1. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
2. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. 432 с.

## References

1. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
2. *Okeanografiya i morskoy led*. Oceanography and sea ice. М.: Paulsen, 2011: 432 p. [In Russian].

3. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
4. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 33–41.
5. Спичкин В.А. Основные природные факторы, определяющие аномалии сроков начала ледообразования в мелководных районах арктических морей // Тр. ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 81–92.
6. Крутских Б.А. Особенности ледообразования в арктических морях // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 106–117.
7. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 348 с.
8. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 288 с.
9. Захаров В.Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 95 с.
10. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
11. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.
12. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.
13. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
14. Егоров А.Г. Долгосрочный прогноз сроков ледообразования в юго-западной части Карского моря // Информ. сб. Гидрометцентра РФ. 2005. № 31. С. 120–136.
15. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 56 с.
3. Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M. The role of the boundaries of sea ice and sea surface temperature in regional climate changes in Eurasia over the last decade. *Izvestiya Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of Atmosphere and Ocean. 2012, 48 (4): 403–421. [In Russian].
4. Alekseev G.V., Radionov V.F. Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E. Arctic climate change under global warming. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 1 (103): 33–41. [In Russian].
5. Spichkin V.A. Main natural factors defining the anomalies of the dates of ice formation in shallow water regions of the Arctic seas. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1987, 402: 81–92. [In Russian].
6. Krutskich B.A. Peculiarities of ice formation in the Arctic seas. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1970, 292: 106–117. [In Russian].
7. Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A. *Osnovy metodiki dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlya Arkticheskikh morey*. Frequency of occurrence of large anomalies of the dates of stable ice formation in the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
8. Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Kuznetsov I.M., Losev S.M., Sokolov A.L. *Osnovy fiziko-statisticheskikh metodov ledovykh prognozov i raschetov dlya arkticheskikh morey zablagovremennost'yu do 30 sutok*. Basis of the physical-statistical methodology of ice forecasts and simulations for the Arctic seas up to 30 days in advance. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983: 288 p. [In Russian].
9. Zakharov V.F. *Pokholodanie Arktiki i ledyanoy pokrov arkticheskikh morey*. Cold snap of the Arctic and ice cover of the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 95 p. [In Russian].
10. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morey aziatskoy chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of an Asian part of Russia. Obninsk: IG-SOTsIN, 2017: 640 p. [In Russian].
11. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Eds.: V.M. Kattsov, S.M. Semenov. Moscow: Roshydromet, 2014: 1005 p. [In Russian].
12. *Opasnye ledovye javleniya dlya sudohodstva v Arktike*. Dangerous ice conditions for shipping in the Arctic. Ed. E.U. Mironov. St. Petersburg: AARI, 2010: 320 p. [In Russian].
13. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolianitskii V.M. Climatic changes of ice conditions in the Arctic seas of the Euroasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 149–160. [In Russian].
14. Egorov A.G. Long-range forecast of ice formation dates in the south-western Kara Sea. *Informatsionnyi sbornik Gidromettsentra RF*. Information release of the Hydrometeorological Center of Russian Federation. 2005, 31: 120–136.
15. *Mezhdunarodnaya simbolika dlya morskikh ledovykh kart i nomenklatura morskikh ldov*. International symbols on sea ice charts and sea ice nomenclature. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1984. 56 p.

## Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа

© 2021 г. Б.С. Шапкин<sup>1\*</sup>, А.В. Рубченя<sup>1</sup>, Б.В. Иванов<sup>2,1,3</sup>, А.Д. Ревина<sup>2,3</sup>, М.В. Богрянцев<sup>4</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>Институт физики атмосферы РАН, Москва, Россия;

<sup>4</sup>Государственный университет морского и речного флота, Санкт-Петербург, Россия

\*shap99boris@gmail.com

## Long-term changes in ice coverage in the area of the Svalbard (Spitsbergen) and Franz Josef Land archipelagos

B.S. Shapkin<sup>1\*</sup>, A.V. Rubchenia<sup>1</sup>, B.V. Ivanov<sup>2,1,3</sup>, A.D. Revina<sup>2,3</sup>, M.V. Bogryantsev<sup>4</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>Institute of Atmospheric Physic, Russian Academy of Science, Moscow, Russia; <sup>4</sup>State University of Maritime and River Fleet, St. Petersburg, Russia

\*shap99boris@gmail.com

Received April 13, 2020 / Revised October 14, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *changes in ice coverage, variability, ice condition, ice extent, Franz Joseph Land, Spitsbergen.*

### Summary

A comparative analysis of inter-annual changes in ice coverage and time scales of its variability in the waters surrounding the Svalbard and Franz Josef Land archipelagos has been performed. The analysis was carried out for the selected quasi-homogeneous regions. Open sources of information (satellite observations) collected by the Arctic and Antarctic Research Institute were used. Seasonal and inter-annual changes in ice coverage were studied over the period 1979–2019, since the uniform series of the satellite data were available for this period. The change of a relatively stable type of ice regime to a regime with a high level of inter-annual variability, which occurred in 2004–2006, was established. A significant negative trend in the change in ice coverage, characteristic of the waters surrounding both archipelagos, was revealed. Correlation and spectral analyses were used to estimate possible periods of cyclic fluctuations in ice coverage (taking into account the limited duration of the observation series), which amounted about 5–6 years. An efforts were made to establish possible relationships between the ice coverage fluctuations and the main atmospheric and oceanic indices. Essentially, no statistical connection with the main atmospheric indices (Arctic and North Atlantic Oscillations) was found, but the feedback with the Atlantic Multi-decadal Oscillation index had been established. The maximum correlation coefficients for Spitsbergen are observed in the winter season, while in the area of Franz-Joseph Land this takes place in summer, which may be attributed to the final velocity of the Atlantic Multidecadal Oscillation signal.

**Citation:** Shapkin B.S., Rubchenia A.V., Ivanov B.V., Revina A.D., Bogryantsev M.V. Long-term changes in ice coverage in the area of the Svalbard (Spitsbergen) and Franz Josef Land archipelagos. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (1): 128–136. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010076.

Поступила 13 апреля 2020 г. / После доработки 14 октября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

**Ключевые слова:** *сезонные и межгодовые изменения ледовитости, изменчивость, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген.*

На основе спутниковых данных выполнен сравнительный анализ ледовых условий в водах, омывающих архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Исследуются сезонная и многолетняя изменчивость ледовых условий, изменение ледовой обстановки, а также связь ледовых условий с основными океаническими и атмосферными индексами за 1979–2019 гг.

### Введение

В последнее время внимание климатологов и исследователей льда приковано к сокращению площади распространения и толщины арктического ледяного покрова. Как известно, начиная с 1980–90-х годов происходит потепление климата, которое охватило не только приземную атмосферу, но и проявилось в изменении состоя-

ния морского ледяного покрова – составной части полярной климатической системы. Наиболее выраженные изменения климата наблюдаются в окраинных морях Арктики, в том числе в Северо-Европейском бассейне Северного Ледовитого океана [1, 2]. Один из основных индикаторов потепления в арктических широтах – сокращение ледовитости, которое наблюдается с конца 1980-х – начала 1990-х годов [3]. Под ледовито-

стью понимается «доля площади, занятой льдом любой сплочённости, по отношению к общей площади моря или какого-нибудь большого географического района; этот район может быть глобальным, включающим площадь морей целого полушария, или какой-либо частью океана или моря» [4]. Выражается ледовитость в соответствии с принятой международной практикой в процентах [4, 5]. С конца 1990-х годов отмечается ускорение сокращения площади морских льдов в Северном Ледовитом океане. Установлены последовательно рекордные минимумы летней площади морского ледяного покрова (2007, 2012, 2016, 2019 гг.) с абсолютным минимумом в сентябре 2012 г. В зимний период морские льды распространяются к югу на опреснённые акватории морей континентального шельфа [6]. Летом льды сохраняются в центральной части Арктического бассейна и частично в прилегающих районах арктических морей [7].

Спутниковые наблюдения – основа мониторинга ледяного покрова в Арктике. Они позволяют получать сведения о состоянии морского льда и изменении ледовых условий. Кроме того, они дают возможность оценивать произошедшие изменения и на основе полученной информации разрабатывать прогнозы различной степени заблаговременности и сценарии возможных будущих изменений. Возможности и ограничения методов дистанционного зондирования при мониторинге ледяного покрова зависят от используемого спектрального диапазона средств измерений, типа зондирования (активное или пассивное), а также от параметров съёмки и технических свойств аппаратуры [8].

Особенности распространения морского ледяного покрова в районе архипелага *Земля Франца-Иосифа* связаны с его географическим положением, а также с циркуляцией океана и атмосферы. Важнейшую роль в формировании ледовых условий к северу от архипелага играет вынос старых (многолетних, двухлетних, остаточных [4]) льдов из центральной части Арктического бассейна и однолетних льдов из северной части Карского моря (в результате Трансарктического дрейфа льда). Атлантические воды, проникающие в Баренцево море, оказывают заметное тепляющее влияние на районы к югу от архипелага [9]. Сезонные изменения в распространении морского ледяного покрова в целом схожи с ледовым режимом арктических морей Сибирского шельфа.

Одни из главных особенностей района архипелага *Земля Франца-Иосифа* – образование припая в проливах между островами и вдоль побережья, а также наличие заприпайных полыней [9].

Ледовые условия в водах, омывающих архипелаг *Шпицберген*, также определяются особенностями океанической и атмосферной циркуляции. Вдоль западного побережья архипелага (район пролива *Фрама*) отсутствие или минимальное количество дрейфующих льдов на протяжении практически всего года связано с тепляющим влиянием Западно-Шпицбергенского течения. На ледовитость северо-восточных и восточных районов архипелага главное воздействие оказывают многолетние льды, выносимые Восточно-Шпицбергенским течением, а также поступающие из центральных районов Арктического бассейна в пролив *Фрама* [10].

Наибольшая межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости в районе архипелагов *Шпицберген* и *Земля Франца-Иосифа* наблюдается с мая по октябрь. Максимальные колебания площади распространения ледяного покрова отмечаются в августе–сентябре. В эти месяцы площадь его распространения минимальна. Отметим, что в последние годы всё чаще наблюдается полное очищения ото льда района *Земли Франца-Иосифа* в августе–сентябре [9]. Авторами работ [9, 11] выполнено предварительное исследование сезонной и межгодовой изменчивости ледовитости в районе обоих архипелагов. Установлено, что с ноября по апрель в водах, омывающих *Шпицберген* [11], наблюдается максимальная изменчивость ледовых условий, тогда как в районе *Земли Франца-Иосифа* [9] эта изменчивость – наименьшая. В период с августа по сентябрь в районе *Шпицбергена* разница максимального и минимального значений ледовитости в два раза меньше, чем в районе *Земли Франца-Иосифа*. В то же время отмечены некоторые особенности, характерные для обоих районов. Например, очень близкий характер имеет временная структура межгодовых изменений ледовитости, что может указывать на общую внешнюю причину наблюдаемых процессов.

Задачи настоящей работы – изучить региональные особенности сезонных и межгодовых изменений ледовых условий в районе архипелагов *Земля Франца-Иосифа* и *Шпицберген*, а также провести сравнительный анализ изменений ледовых условий в этих смежных районах. Для реализации указанной цели сформулирован ряд задач:

1) выделить однородные районы в водах, омывающих архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, а также характерные сезоны изменения ледовитости;

2) определить особенности развития ледовитости для каждого района в выделенные сезоны;

3) провести сравнительный анализ структуры колебаний ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

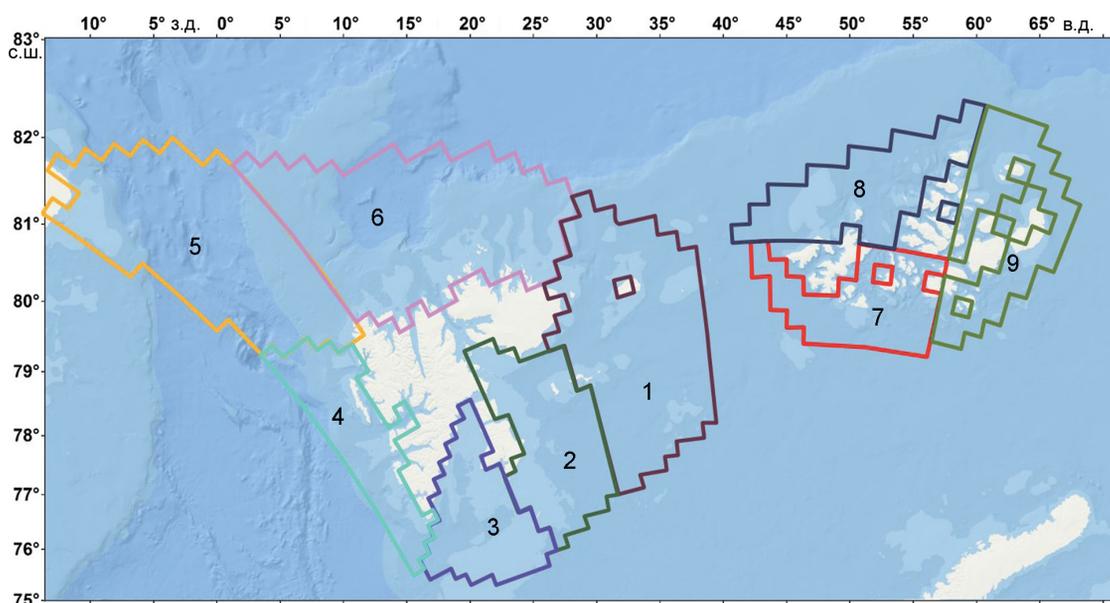
### Материалы и методы

Анализ особенностей межгодовых и сезонных изменений ледовитости выполнен на основе расчётной информации, полученной в Мировом центре данных по морскому льду Арктического и Антарктического научно-исследовательского института [12]. Источник информации для расчётов – матрицы оценок общей сплочённости Северной полярной области (севернее 45° с.ш.) с дискретностью 1–2 дня, полученные на основе обработанных по алгоритму NASATEAM данных многоканальных микроволновых радиометров SSMR-SSM/I-SSMIS Национального центра данных по снегу и льду США за период

с 26 октября 1978 г. по настоящее время. Пространственное разрешение анализируемых спутниковых данных – 25 × 25 км, что накладывает определённые ограничения на возможности их использования. В частности, это позволяет проводить исследования в региональном масштабе, но не даёт возможности анализировать морфометрические характеристики ледяного покрова.

Квазиоднородные районы выделяли на основе анализа значений повторяемости встречи со льдом в зимний (ноябрь–май) и летний (июнь–сентябрь) сезоны, а также в месяцы максимального (март) и минимального (сентябрь) развития ледяного покрова. Объективность выделения районов подтверждена анализом сезонных изменений ледовитости, показавшим значимые различия в сезонной динамике и абсолютных величинах ледовитости.

В данной работе акватория вокруг архипелага Земля Франца-Иосифа разделена на *три квазиоднородных района* (рис. 1). Первый район – восточный, на который значительно влияют льды, выносимые из Карского моря. Второй район – южный, подверженный воздействию атлантических вод, распространяющихся в северо-восточной части Баренцева моря. Третий район – северный, на-



**Рис. 1.** Районирование акватории морей в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа: районы Шпицбергена: 1 – восточный, 2 – баренцевоморский, 3 – южный, 4 – западный, 5 – пролив Фрама, 6 – северный; районы Земли Франца-Иосифа: 7 – южный, 8 – северный, 9 – восточный

**Fig. 1.** Areas around the Svalbard and Franz Josef Land:

Svalbard: 1 – Eastern, 2 – Barents Sea region, 3 – Southern, 4 – Western, 5 – Fram Strait, 6 – Northern; Franz Josef Land: 7 – Southern, 8 – Northern, 9 – Eastern

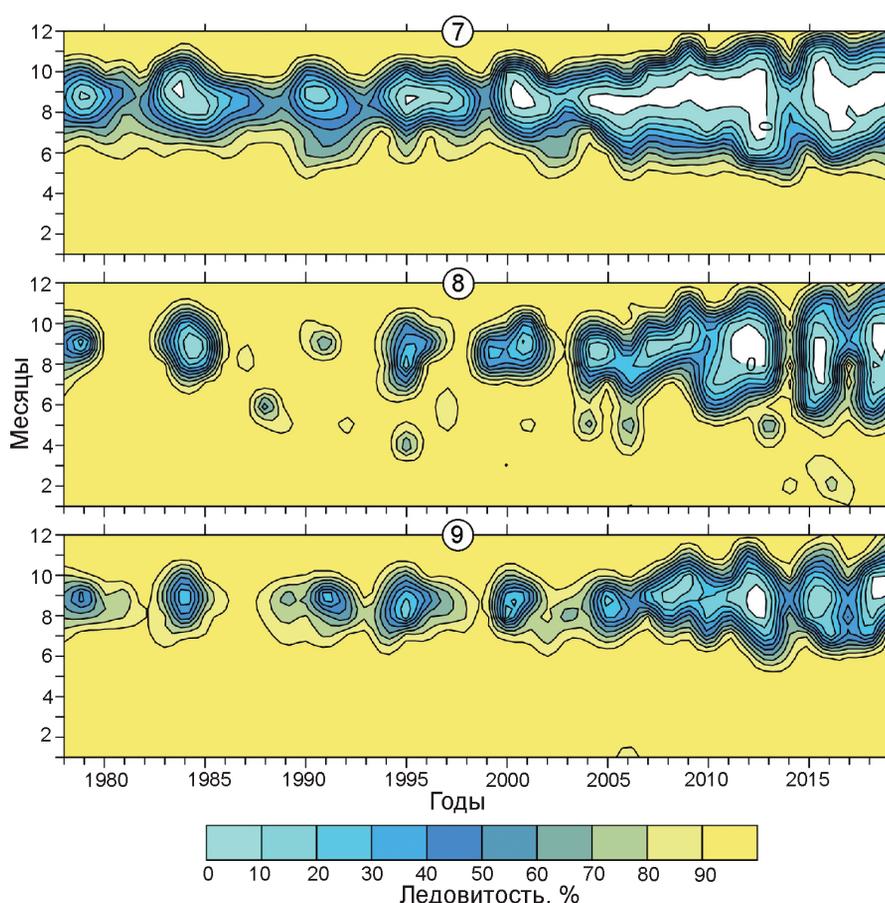
ходящийся под влиянием выноса старых льдов из центральной части Арктического бассейна. Результаты расчёта временных серий величин ледовитости по указанным трём районам непосредственно доступны на сервере Мирового центра данных по морскому льду в каталоге <http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/>.

В работе [11] предложено разделить акватории вокруг архипелага Шпицберген на шесть районов, имеющих следующую общегеографическую специфику: 1 – Восточный Шпицберген, 2 – Баренцево-морский, 3 – Южный Шпицберген, 4 – Западный Шпицберген, 5 – пролив Фрама, 6 – Северный Шпицберген («Китовая бухта»). Аналогичное деление используется и в данной работе (см. рис. 1). Также мы будем придерживаться понятий зимнего (ноябрь–апрель) и летнего (май–октябрь) сезонов года, что соответствует наблюдаемым в Арктике природным условиям и используется в многочисленных работах российских исследователей [2, 5–9, 13–16]. Отметим, что включение мая и октября в летний сезон сделано авторами исключительно для данного района приатлантической Арктики

и не может использоваться для других акваторий Северного Ледовитого океана.

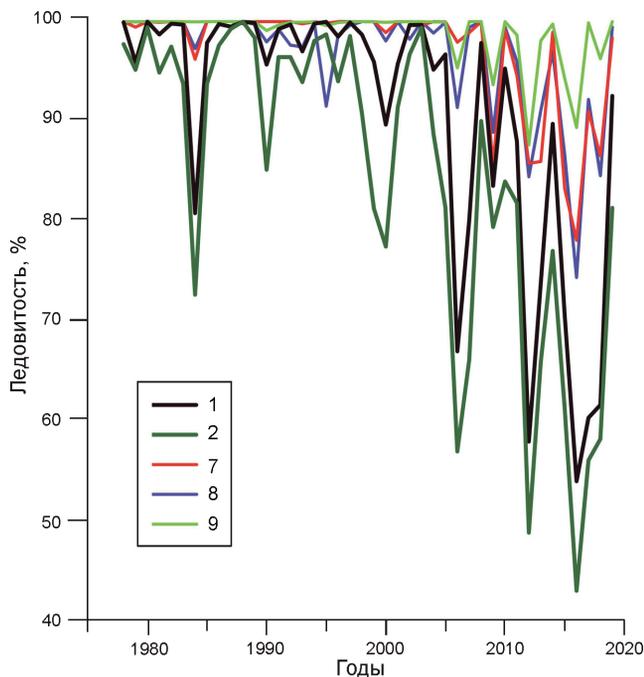
### Полученные результаты

На рис. 2 представлены сезонные и многолетние изменения ледовитости в *южном* (номер 7), *северном* (номер 8) и *восточном* (номер 9) районах акватории Земли Франца-Иосифа. Отметим, что в последние годы произошло заметное сокращение ледовитости во всех трёх районах. С 2004 г. в сентябре южный район Земли Франца-Иосифа практически всегда свободен ото льда (исключение составляет 2014 г.), в то время как в северном и восточном районах подобная ситуация наблюдается крайне редко. В южном районе акватории архипелага Земли Франца-Иосифа наблюдается максимальная изменчивость сезонного хода ледовитости, что объясняется, по-видимому, воздействием атлантических вод. До 2006 г. ледяной покров в районе архипелага в зимний сезон занимал практически всю площадь выделенных



**Рис. 2.** Временное распределение среднемесячных значений ледовитости в южном (7), северном (8) и восточном (9) районах акватории архипелага Земли Франца-Иосифа (белым цветом отмечено отсутствие льда)

**Fig. 2.** Temporal distribution of mean month ice values the Southern (7), Northern (8) and Eastern (9) areas of the Franz Josef Land (white color indicates the absence of ice)



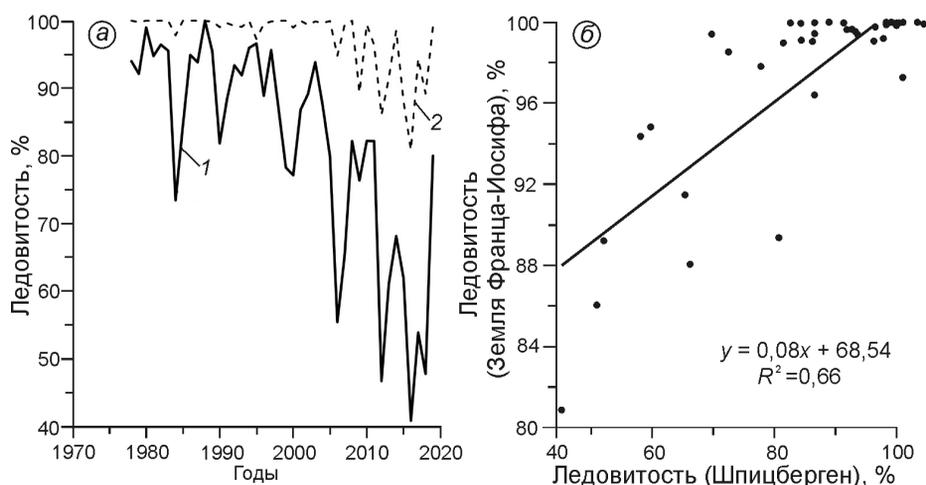
**Рис. 3.** Межгодовой ход изменений зимней ледовитости в районе восточного Шпицбергена (1) и баренцевоморском районе (2), а также в южном (7), северном (8) и восточном (9) районах архипелага Земли Франца-Иосифа в период с 1978 по 2019 г.

**Fig. 3.** Changes of winter ice extent in the in the region of Eastern Svalbard (1) and Barents Sea region (2) Svalbard, and Southern (7), Northern (8) and Eastern (9) areas of Franz Josef Land during 1978 to 2019

районов. Однако, как следует из рис. 3, с 2006 г. начались значительные межгодовые колебания ледовитости, что, по нашему мнению, может свидетельствовать о смене характера ледового режима на данной акватории.

Аналогичная ситуация зафиксирована в районах 1 и 2 к востоку от архипелага Шпицберген. Здесь также отмечаются значительные межгодовые колебания ледовитости, начиная с 2004–2006 гг. (см. рис. 3). В то же время в других районах Шпицбергена этого не наблюдается [11]. Возможная причина таких изменений в ледовом режиме – потепление атлантических вод. Так, в работе [13] отмечается, что потепление атлантических вод могло быть одной из причин, вызвавших соответствующие изменения климата в районе архипелага Шпицберген в 2006 г.

На рис. 4, а представлены графики межгодовых колебаний зимней ледовитости в районе архипелагов Шпицберген (среднее значение для районов 1, 2, 3, 6) и Земли Франца-Иосифа (среднее значение для районов 7–9), а на рис. 4, б – характер взаимосвязи этих процессов (линейная регрессия) для всего периода наблюдений. Районы 4 и 5 вблизи Шпицбергена исключены из сравнительного анализа, поскольку изменения ледовитости в них определяются иными внешними причинами по сравнению с внутренними районами



**Рис. 4.** Межгодовой ход изменений ледовитости (а) в районе архипелагов Шпицберген (среднее значение для районов 1, 2, 3, 6) и Земли Франца-Иосифа (среднее значение для районов 7–9) и взаимосвязь между этими величинами (б) в период с 1978 по 2019 г.:

1 – Шпицберген; 2 – Земля Франца-Иосифа

**Fig. 4.** Changes of ice extent in winter season (а) in the area of the Svalbard (average value for regions 1, 2, 3, 6) and Franz Josef Land (average value for regions 7–9) and the relationship between these quantities (б) from 1978 to 2019:

1 – Spitsbergen; 2 – Frantz Joseph Land

Баренцева моря. Из рис. 4 следует, что колебания ледовитости в зимний сезон происходят синхронно, что указывает, по нашему мнению, на общие внешние факторы, влияющие на данный процесс. Коэффициент корреляции, равный 0,81, позволяет предположить высокий уровень взаимосвязи между изменениями ледовитости в районе архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, а сама линейная регрессия описывает более 65% общей дисперсии процесса. Аналогичный анализ проведён и для значений летней и среднегодовой ледовитости. В обоих случаях коэффициенты корреляции находятся в пределах 0,78–0,82.

В таблице приведены характерные периоды колебаний ледовитости в районе Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, полученные на основе расчёта автокорреляционных функций и функций спектральной плотности для каждого района и сезона года. В целом характерный период колебаний составляет около 5–6 лет. В зависимости от района и сезона выявленный период может незначительно изменяться ( $\pm 1$  год). Исключение составляет район 5 архипелага Шпицберген, где зафиксированы колебания с периодом 6–8 лет.

Заметим, что анализ колебаний ледовитости для Северного Ледовитого океана в целом и отдельно для Баренцева моря проводили многие исследователи. Так, согласно работе [17], колебания с периодами менее 10 лет в основном обусловлены особенностями атмосферной циркуляции и взаимодействия океана и атмосферы. Авторы работы [14] отмечают зависимость таких колебаний ледовитости не только от долгопериодных процессов в океане и атмосфере, но и от астрофизических факторов, к которым могут относиться: 11-летний цикл солнечной активности; 6–7-летний цикл колебаний положения полюса вращения Земли; изменения в скорости вращения Земли. Значительный вклад в колебания ледовитости в Баренцевом море вносит и нутационная вариация ледовитости [18], которая возникает в результате наложения 14-месячной волны «полюсного прилива» на сезонные изменения циркуляции морских вод, причём период таких многолетних колебаний ледовитости может изменяться от 5 до 8 лет.

Полициклический характер колебаний ледовитости морей Сибирского шельфа отмечен также в ряде работ специалистов ААНИИ [15, 19]. Астрофизические причины указаны авторами как

Характерные временные масштабы (число лет) временной изменчивости ледовитости в районе архипелагов Шпицберген (районы 1–6) и Земли Франца-Иосифа (районы 7–9) в зимний и летний сезоны

Район	Зимний сезон (число лет)	Летний сезон (число лет)
1	4–5	5–6
2	4–5	5–6
3	6–7	5–6
4	6–7	5–6
5	7–8	6–7
6	6–7	6–7
7	3–4	5–6
8	3–4	5–6
9	3–4	5–6

наиболее важные для формирования долгопериодных (порядка 60 лет и более) колебаний ледовитости. Взаимодействия в системе «океан–морской лёд–атмосфера» ответственны в большей степени за колебания с периодами порядка 10 лет и менее. При этом для ледовитости морей Западной Арктики (Гренландское, Баренцево, Карское) статистически значимы колебания как с периодами 60, так и 5–7 лет. В работе [16] по виду автокорреляционных функций установлены характерные периоды межгодовых колебаний ледовитости для осенне-зимних (период 2–3 года) и весенне-летних сезонов (периоды 4–5 и 7–9 лет) в Баренцевом море. Близкая по характеру картина колебаний отмечена и в рамках наших исследований, причём в акватории архипелага Земля Франца-Иосифа эти процессы более выражены по сравнению с районом Шпицбергена.

Для оценки влияния крупномасштабных атмосферных и океанических процессов на ледовые условия в исследуемых районах были рассчитаны коэффициенты корреляции значений ледовитости и следующих глобальных индексов: индекса Арктического колебания (Arctic Oscillation – AO) [20]; индекса Североатлантического колебания (North Atlantic Oscillation – NAO) [21]; индекса Атлантического мультидекадного колебания (Atlantic Multidecadal Oscillation – AMO) [22]. Для работы были использованы среднемесячные значения ледовитости и сумма исходных среднемесячных значений AO, NAO и AMO за период с 1979 по 2019 г. К сожалению, ожидаемых значимых связей с индексами AO и NAO мы не обнаружили, несмотря на то, что ряд исследователей в своих работах ссылается на выявленные взаимосвязи между ледовы-

ми условиями в Баренцевом море и особенностями атмосферной циркуляции [23–27].

С индексом АМО ещё более сложная ситуация. Для района Шпицбергена обратную (отрицательную) связь мы обнаружили в зимний сезон. В то же время в районе Земли Франца-Иосифа аналогичная картина наблюдается летом. Поскольку индекс АМО характеризует тепловой режим поверхности воды в Северной Атлантике (аномалии температуры поверхности океана), можно предположить, что приток более тёплых поверхностных вод в акваторию Баренцева моря и в район исследуемых архипелагов вызывает уменьшение ледовитости в целом. Причины выявленной оппозиции пока недостаточно ясны, однако в ряде работ указывается на конечную скорость распространения этого сигнала из района Северной Атлантики [23–27] как возможную причину уменьшения ледовитости в различных районах в разные сезоны года. Предположительная причина выявленных нами квазициклических колебаний ледовитости с периодом 5–6 лет – короткопериодная составляющая АМО [28], имеющая именно такой период колебаний. Непосредственной физической причиной в этом случае могут быть короткопериодные изменения термической структуры Северо-Атлантического течения и влияние этих изменений на атмосферные процессы.

### Выводы

На основе актуальной спутниковой информации, включая данные за 2019 г., получены оценки долгопериодных изменений ледовитости и временных масштабов её изменчивости в районах архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Полученные результаты, подтверждая общий отрицательный тренд ледовитости в Арктическом бассейне, тем не менее, указывают на сложный механизм взаимодействия между Северной Атлантикой и Западной Арктикой, обусловленный атмосферным и океаническим форсингом и в первую очередь, вероятно, короткопериодной составляющей Атлантического мультидекадного колебания. С конца 1990-х – начала 2000 годов происходит смена режима этого колебания, что соотносится со сменой ледового режима в исследуемом регионе, которая хорошо проявляется с середины 2000-х годов.

Приведём основные результаты выполненных исследований:

1) подтверждено наличие отрицательного тренда в изменении ледовитости в исследуемых районах за период спутниковых наблюдений (1979–2019 гг.), что соответствует наблюдаемой глобальной тенденции потепления климата;

2) выявлено заметное увеличение межгодовых колебаний ледовитости с 2004–2006 гг. в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, указывающее на крупномасштабную смену ледового режима в Западной Арктике, что, вероятно, свидетельствует о перестройке атмосферной и океанической циркуляции;

3) установлены циклические колебания ледовитости с периодом порядка 5–6 лет, наблюдаемые в различные сезоны в районе архипелага Земля Франца-Иосифа, а также в районах к востоку и северу от архипелага Шпицберген, причиной которых, по нашему мнению, служат короткопериодные изменения в структуре Северо-Атлантического течения;

4) обнаружена обратная связь ледовитости с индексом Атлантического мультидекадного колебания, при которой максимальные значения коэффициентов корреляции для района Шпицбергена наблюдаются в зимний сезон, а для района Земли Франца-Иосифа – в летний, что можно объяснить конечной скоростью распространения сигнала Атлантического мультидекадного колебания.

**Благодарности.** Работа выполнена в соответствии с планом НИТР/ОПР Росгидромета (проект 24, раздел 5.1.4 «Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова», Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген») при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования грант № 05.616.21.0109 (075-15-2019-1487) (RFMEFI61619X0109) и российско-норвежского «Соглашения в области анализа климатических данных и данных по морскому льду в северной части Баренцева моря» (2019–2020 гг.).

**Acknowledgments.** This work was carried out in accordance with the Roshydromet project «Monitoring of

the state and pollution of the environment, including the cryosphere, in the Arctic basin and in the areas of the research base «Ice Base Cape Baranova», Tiksi Hydrometeorological Observatory and the Russian Science Center at Svalbard Archipelago». This study

was supported by Ministry of Science and Higher education grant № 05.616.21.0109 (075-15-2019-1487) (RFMEFI61619X0109) and Russian-Norwegian «Agreement in area of analysis of climate and sea ice data in the North part of Barents Sea» (2019–2020).

## Литература

## References

1. Борзенкова И.И. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 221–234. doi: 10.15356/20766734-2016-2-221-234.
2. Гудкович З.М., Захаров В.Ф., Аксенов Е.О., Позднышев С.П. Взаимосвязь современных климатических изменений в атмосфере, океане и ледяном покрове // Тр. ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 7–17.
3. AMAP A. Climate Change Update 2019: An Update to Key Findings of Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 // Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 2019. 12 с.
4. Крутских Б.А. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 56 с.
5. <http://wdc.aari.ru/wmo/nomen/volume1.html> – Номенклатура ВМО по морскому льду // ВМО/ОММ/ВМО. 2014. № 259. V. 1. Edition 1970–2014.
6. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
7. Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735. doi: 10.1134/S0001433809060012.
8. Шалина Е.В., Бобылев Л.П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 28–41.
9. Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского науч. центра РАН. 2014. № 4. С. 82–89.
10. Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследования снежно-ледяного покрова залива Грён-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 43–54.
11. Тисленко Д.И., Иванов Б.В., Смоляницкий В.М., Священников П.Н., Исаксен К., Гьетлен Н. Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген за период 1979–2015 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 3. № 109. С. 50–59.
12. Электронный ресурс: <http://wdc.aari.ru/datasets/> – Мировой центр данных по морскому льду ААНИИ.
13. Walczowski W., Piechura J., Goszczko I., & Wieczorek P. Changes in Atlantic water properties: an important factor in the European Arctic marine climate // ICES
1. Borzenkova I.I. History of the sea ice in the Arctic basin: lessons from the past for future. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 221–234. doi: 10.15356/20766734-2016-2-221-234. [In Russian].
2. Gudkovich Z.M., Zaharov V.F., Aksenov E.O., Pozdnyshv S.P. Interrelation of modern climatic changes in the atmosphere, ocean and ice cover. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1997, 437: 7–17. [In Russian].
3. AMAP A. Climate Change Update 2019: An Update to Key Findings of Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 2019: 12.
4. Krutskikh B.A. Mezhdunarodnaya simbolika dlya morskikh ledovykh kart i nomenklatura morskikh ldov. Symbols for Nautical Ice Charts and Sea Ice Nomenclature. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 56 p. [In Russian].
5. <http://wdc.aari.ru/wmo/nomen/volume1.html> – Номенклатура ВМО по морскому льду. WMO Sea-Ice Nomenclature Terminology // WMO/OMM/BMO, 2014, 259:1, Edition 1970–2014. [In Russian].
6. Zaharov V.F., Morskije ldy v klimaticheskoy sisteme. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1996: 213 p. [In Russian].
7. Alekseev G., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuzmina S.I., Ivanov N.E. Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modelling. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2009, 45 (6): 723–735. doi: 10.1134/S0001433809060012. [In Russian].
8. Shalina E.V., Bobylev L.P. Change of ice conditions in the Arctic according to satellite observations. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (6): 28–41. [In Russian].
9. Zhichkin A.P. Ice conditions in the Franz Josef Land region. *Trudy Kolskogo nauchnogo centra RAN*. Proc. of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. 2014, 4: 82–89 [In Russian].
10. Ivanov B.V., Pavlov A.K., Andreev O.M., Zhuravskii D.M., Svyashchennikov P.N. Investigation of snow and ice cover in Grönfjorden (Spitsbergen): historical data, in situ observations and modelling. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 2 (92): 43–54. [In Russian].
11. Tislenko D.I., Ivanov B.V., Smolyanitsky V.M., Svyashchennikov P.N., Isaksen K., Herdis M. Seasonal and long-term changes of sea ice extent in the Svalbard archipelago area during 1979–2015. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 3 (109): 50–59. [In Russian].
12. <http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi> – AARI World Data Center for Sea Ice.
13. Walczowski W., Piechura J., Goszczko I., & Wieczorek P. Changes in Atlantic water properties: an important

- Journ. of Marine Science. 2012. V. 69. № 5. P. 864–869. doi: 10.1093/icesjms/fss068.
14. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Юлин А.В. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 148–168. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168.
  15. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
  16. Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А. Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря // Ледяные образования морей Западной Арктики. 2006. С. 10–26.
  17. Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М., Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Развитие ледовых и метеорологических условий в арктике в период 2007–2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90–102
  18. Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 447 с.
  19. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovaliev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Springer-Praxis Books. ISBN 978-3-540-85874-4. 2009. P. 165.
  20. [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml).
  21. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>.
  22. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.
  23. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 38–56.
  24. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–63.
  25. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 106–123.
  26. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390.
  27. Alekseev G., Kuzmina S., Bobilev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // Intern. Journ. of Climatology. 2019. V. 39. № 8. P. 3582–3592. doi.org/10.1002/joc.6040.
  28. Электронный ресурс: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.
  - factor in the European Arctic marine climate. ICES Journ. of Marine Science. 2012, 69 (5): 864–869. doi:10.1093/icesjms/fss068.
  14. Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Yulin A.V. Climatic changes of seasonal and inter-annual variability of the ice cover of the Greenland and Barents Seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (2): 148–168. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168. [In Russian].
  15. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovaliev YE.G., Smolyanitsky V.M. Climatic changes of ice conditions in the arctic seas of the euroasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 149–160. [In Russian].
  16. Zubakin G.K., Buzin I.V., Skutina E.A. Seasonal and long-term variability of the state of the ice cover of the Barents Sea. *Ledyanye obrazovaniya morey Zapadnoy Arktiki*. Ice formations of the Western Arctic seas. 2006: 10–26. [In Russian].
  17. Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Mironov E.U., Ivanov V.V., Losev S.M., Dymant L.N., Smolyanitskiy V.M., Frolov S.V., Yulin A.V., Usolceva E.A. Development of ice and weather conditions in the arctic during 2007–2013. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 2 (96): 90–102. [In Russian].
  18. Maksimov I.V. *Geofizicheskie sily i vody okeana*. Geophysical forces and ocean waters. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 447 p. [In Russian].
  19. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin B.P., Kvalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate change in Eurasian Arctic Shelf Seas, Springer-Praxis Books. ISBN 978-3-540-85874-4, 2009: 165 p.
  20. [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao).
  21. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>.
  22. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.
  23. Alekseev G.V., Glok N.I., Smirnov A.V., Vyazilova A.E. The influence of the North Atlantic on climate variations in the Barents Sea and their predictability. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 8: 38–56. [In Russian].
  24. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgildeeva A.V., Bobilev L.P. The influence of atmospheric transport of heat and moisture to enhance the warming in the Arctic in winter. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 1: 43–63. [In Russian].
  25. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I. Influence of temperature anomalies of the ocean surface in low latitudes on the atmospheric heat transport to the Arctic. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2017, 1: 106–123. [In Russian].
  26. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381–390. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390.
  27. Alekseev G., Kuzmina S., Bobilev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. Intern. Journ. of Climatology. 2019, 39 (8): 3582–3592. doi.org/10.1002/joc.6040.
  28. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.

# Палеогляциология

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673421010077

## Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала

© 2021 г. Ю.Н. Чижова<sup>1\*</sup>, Е.М. Бабкин<sup>2</sup>, А.В. Хомутов<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;<sup>2</sup>Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

\*eacentr@yandex.ru

## Isotopic composition of oxygen and hydrogen of ice wedges in Central Yamal

Ju.N. Chizhova<sup>1\*</sup>, E.M. Babkin<sup>2</sup>, A.V. Khomutov<sup>2</sup><sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;<sup>2</sup>Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

\*eacentr@yandex.ru

Received February 6, 2020 / Revised June 25, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** oxygen and hydrogen isotopes, deuterium excess, ice wedges, Yamal Peninsula.

### Summary

New data on the distribution of the isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of ice wedges in Central Yamal are presented. In the summer of 2019, the massive wedge ice was studied in the thermal circus of the third marine terrace. On the surface of the terrace, polygonal-vein relief is common with a polygon size of about 10–20 m. The largest ice wedge № 1 in the upper part was 1.5 m wide, and its visible depth in the outcrop amounted to 2.3 m. Perpendicular to this wedge, another one № 2 was opened with a width of 60 cm, and 20 m from them the wedge № 3 was opened along the strike. At the level of the head of the wedge № 1, radiocarbon AMS dating was performed based on a sample of host deposits, which showed that the ice in the upper part was about 13 thousand years old (the ice age was of 13.6 cal. BP). According to the isotopic characteristics (average values of  $\delta^{18}\text{O} = -24.8$ , and  $\delta\text{D} = -187.6$  ‰), the ice corresponds to the Yamal ice-wedge ice, which was formed during the MIS-2 isotopic stage (the end of the Late Pleistocene). The isotopic composition of oxygen indicates temperatures of the cold period of the vein formation from  $-22.8$  to  $-26.8$  °C (on average 7 °C colder than the present-day) and the January temperatures from  $-34.2$  to  $-40.2$  °C (on average 10 °C colder than the present-day). For some ice samples (11 out of 43), high values of deuterium excesses ( $d_{\text{exc}} = 12 \div 17$  ‰) were observed, which is unusual for this type of ice. A few examples of high  $d_{\text{exc}}$  values of ice wedges are mentioned in the literature for sections of Seyakha yedoma, Cape Sabler and Bolshoi Lyakhovsky Island, and note that for the ice dated to the Late Pleistocene. The deuterium excess values may reflect the unstable climatic conditions of the Late Pleistocene associated with changes in the vapor source and the trajectories of the air masses over the continent.

**Citation:** Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic composition of oxygen and hydrogen of ice wedges in Central Yamal. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 137–148. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010077.

Поступила 6 февраля 2020 г. / После доработки 25 июня 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

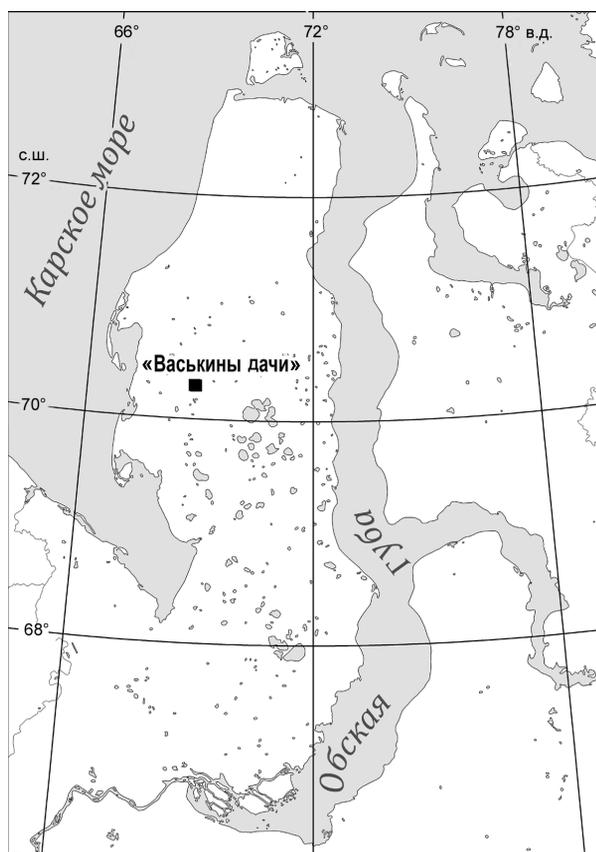
**Ключевые слова:** изотопный состав кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс, повторно-жильный лёд, Ямал.

Приведены новые данные о распределении  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в повторно-жильном льду Центрального Ямала. По своим изотопным характеристикам (средние значения  $\delta^{18}\text{O} = -24,8$ , а  $\delta\text{D} = -187,6$  ‰) лёд соответствует жильным льдам Ямала, которые формировались в изотопную стадию МИС-2 (конец позднего плейстоцена). Для некоторых образцов льда отмечены высокие значения дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exc}} = 12 \div 17$  ‰), что нехарактерно для этого типа льдов. Немногочисленные свидетельства высоких значений  $d_{\text{exc}}$  в позднеплейстоценовом жильном льду описаны в литературе для разрезов р. Сеяха, мыса Саблера и о. Большой Ляховский.

### Введение

Одна из самых интересных черт подземных льдов Ямала — их парагенетическое сочетание: например, сочетание дислоцированных пласто-

вых льдов с жильными льдами и инъекционными штоками в разрезах полярной станции Марре-Сале [1] и проникновение жил льда в толщу пластовой ледяной залежи в верховьях р. Мордыяха [2]. Несмотря на хорошую изученность гео-



**Рис. 1.** Район исследований  
**Fig. 1.** Study area

криологических условий Ямала, данных об изотопном составе жильного льда получено немного. Величина дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$ , как правило, служит показателем условий источника влаги (основных районов, где формируются влагонесущие воздушные массы), так как напрямую зависит от температуры воды и относительной влажности воздуха над морской поверхностью [3, 4]. Поскольку жильный лёд обычно формируется из смеси снега и жидких осадков, выпадающих на снежный покров в начале весны, когда талые воды попадают в морозобойную трещину, его изотопные характеристики отражают изотопный состав атмосферных осадков зимнего (и частично весеннего) сезона. Этот факт – основная предпосылка для использования значений  $\delta^{18}\text{O}$  при реконструкции зимних палеотемператур по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) [5]. Базой для неё служит закономерная связь значений  $\delta^{18}\text{O}$  в осадках с температурой приземного слоя воздуха [6].

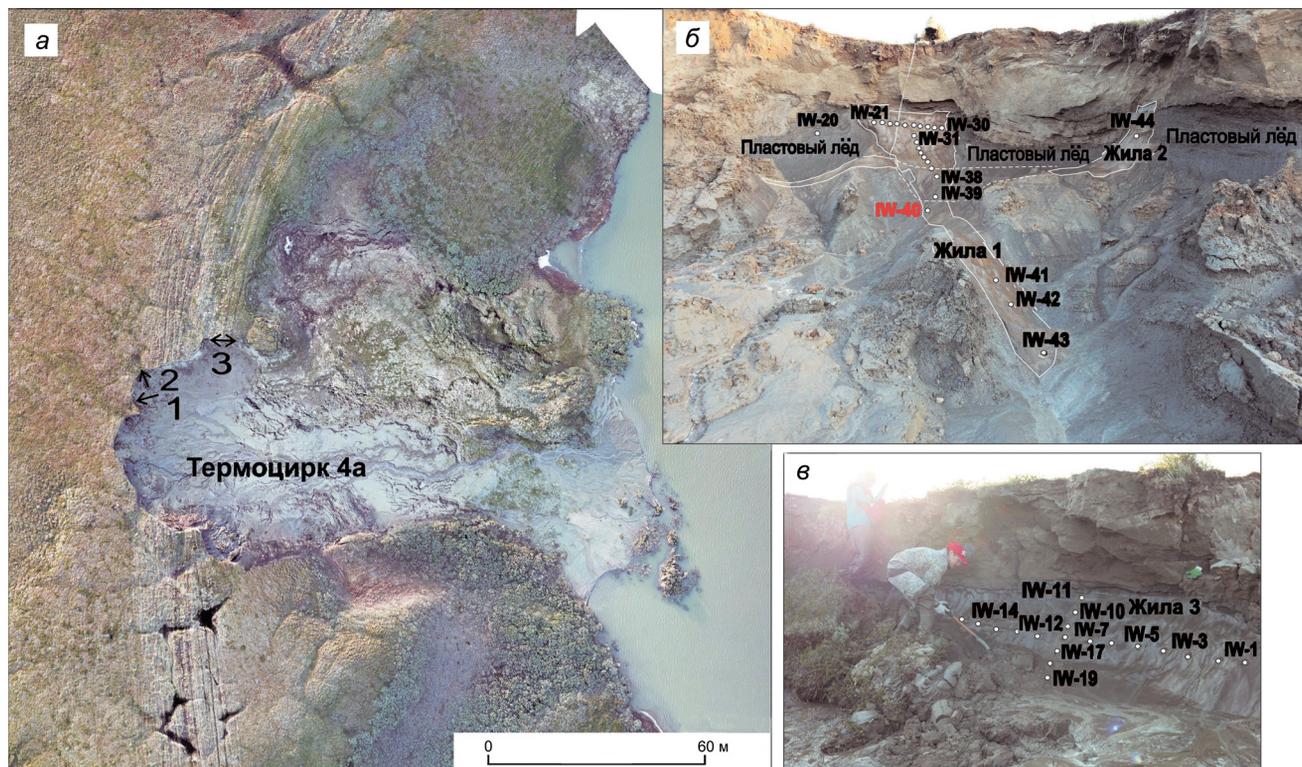
Первыми работами, в которых изотопный состав кислорода ледяных жил использовался для па-

леотемпературных построений, были исследования Ф. Майкла, Дж. Маккая и Ю.К. Васильчука [7–10]. Палеорекострукции температур зимнего периода по ПЖЛ в основном выполняются по изотопному составу кислорода жил, поскольку он отражает климатический сигнал зимнего сезона. Изотопный состав водорода ранее мало использовался, как правило, чтобы показать соответствие значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  жильного льда глобальной линии метеорных вод и, таким образом, валидность палеотемпературной интерпретации. В последние годы появляется все больше данных по изотопному составу водорода жил разного возраста [11–18]. Вариации величины дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  в жильном льду могут указывать на: 1) изменение соотношения зимний снег/весенние осадки, поскольку в разные сезоны или периоды времени трещины могут заполняться либо талой водой, либо снегом, который в разной степени может быть промочен тальми водами или жидкими атмосферными осадками; 2) изменения в источнике осадков или траекториях их поступления, что прямо влияет на дейтериевый эксцесс атмосферных осадков региона.

Задачи данной работы – определить изотопные характеристики сингенетического позднеплейстоценового повторно-жильного льда ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) и рассмотреть вариации дейтериевого эксцесса. Объект исследования – ПЖЛ Центрального Ямала (район научно-исследовательского стационара «Васькины дачи»), вскрытые в обнажении термоцирка третьей морской террасы. На поверхности этой террасы с выраженным полигональным рельефом в районе стационара «Васькины дачи», вблизи Бованенковского газоконденсатного месторождения (рис. 1, рис. 2, а), на Центральном Ямале распространены термоденудационные формы рельефа (термоцирки), в стенках которых вскрываются пластовые ледяные залежи и ПЖЛ. В одном из термоцирков ( $70^{\circ}13'57,632''$  с.ш.,  $69^{\circ}0'58,485''$  в.д., № 4а в работе [19]) на высоте местности 28 м над ур. моря под слоем суглинка мощностью 1 м были вскрыты сингенетические ПЖЛ, парагенетически залегающие в пластовых льдах.

## Материалы и методы

На момент опробования мощность обнажения, вскрывающего сочетание нескольких жил льда и вмещающих их пластовых льдов, состав-



**Рис. 2.** Схема опробования жильного льда:

*a* – конфигурация полигонов и местоположение жил в термоцирке; *б* – жилы № 1 и 2; *в* – жила № 3; прерывистой линией показано пересечение жил № 1 и 2

**Fig. 2.** The scheme of sampling of ice-wedge ice:

*a* – configuration of polygons and location of ice wedges in the thermal cirque; *б* – ice wedges № 1 and 2; *в* – ice wedge № 3; the dashed line shows the intersection of ice wedges № 1 and 2

ляла 3 м. Пластовый лёд представлял собой горизонтально-слоистую пачку ледогрунта, в который на глубину 2,3 м проникал жильный лёд. Минеральная составляющая пластового льда представлена серым суглинком, в котором была рассеяна мелкая органика. Такие осадки типичны для донных отложений мелких озёр, которые чрезвычайно широко распространены на выровненных поверхностях морских террас Ямала [20].

Две жилы были вскрыты вкрест простирания, одна – в продольном сечении, размер сетки полигонов составлял около 10–20 м. Полигональный рельеф и сетка полигонов хорошо просматриваются с поверхности за счёт процессов термокарста по ледяным жилам (см. рис. 2, *a*). Жилы имеют чёткую клинообразную форму. Слои вмещающих жилы отложений пластового льда (ледогрунта) имеют выраженный изгиб вверх у контакта с ледяными жилами, повторяя конфигурацию подошвы сезонно-талого слоя (СТС) в полигональных ваннах во время на-

копления в них отложений и роста ПЖЛ. Ширина жилы № 1 в верхней части – 1,5 м. Опробование жильного льда выполнялось по горизонтали (обр. IW-21–IW-30) и вертикали (обр. IW-31–IW-43). Также был отобран образец льда из жилы второй генерации полигона, которая простиралась перпендикулярно жиле № 1 и имела ширину около 60 см (обр. IW-44). Жильный лёд был чистым, прозрачным. Вмещающий жилу ледогрунт был отобран на расстоянии 50 см от левого края жилы (см. рис. 2, *б*) на одном уровне с образцами жильного льда горизонтального отбора для радиоуглеродного AMS-датирования.

Особенность разреза – малая заторфованность вмещающих отложений. Ни в перекрывающих супесях, ни в ледогрунте не встречено торфяных прослоев, поэтому AMS-датирование выполнено по общему органическому углероду (ТОС – total organic carbon), представленному мелким детритом и частицами хорошо разложившейся органики. В 20 м от опробованных

Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ), водорода ( $\delta\text{D}$ ) и  $d_{\text{exc}}$  повторно-жильных льдов

Номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰	$d_{\text{exc}}$ , ‰
<i>Жила № 3, по горизонтали от правого края</i>				
IW-1	0	-25,6	-194,2	10,3
IW-2	15	-26,1	-199,2	9,6
IW-3	30	-25,7	-197,3	8,2
IW-4	45	-25,7	-195,3	10,0
IW-5	60	-25,4	-192,7	10,4
IW-6	75	-26,1	-199,4	9,1
IW-7	90	-25,3	-195,0	7,8
IW-8	105	-25,4	-195,1	8,4
IW-12	120	-25,3	-193,3	8,9
IW-13	135	-24,8	-186	12,4
IW-14	150	-24,8	-180,9	17,4
IW-15	165	-23,5	-175	13
IW-16	180	-24,9	-184	15,2
<i>Жила № 3, по глубине от поверхности</i>				
IW-9	130	-25,2	-194,7	6,9
IW-10	120	-25,0	-193,1	7,1
IW-11	110	-25,1	-192,6	7,9
IW-17	180	-26,1	-195	13,8
IW-18	160	-24,5	-184,6	11,4
IW-19	175	-25,1	-186,4	14,4
<i>Жила № 1, по горизонтали от левого края</i>				
IW-21	0	-25,0	-185,7	14,5
IW-22	15	-25,9	-191,0	16,1
IW-23	30	-25,1	-185,9	14,8
IW-24	45	-25,0	-183,7	15,9
IW-25	60	-23,3	-180,2	6,3
IW-26	75	-25,0	-193,1	6,6
IW-27	90	-26,2	-203,1	6,7
IW-28	105	-25,7	-194,4	11,4
IW-29	120	-22,7	-170,9	10,7
IW-30	135	-21,2	-157,5	12,2
<i>Жила № 1, по глубине от поверхности</i>				
IW-31	140	-24,9	-190,2	9,2
IW-32	155	-24,5	-187,7	8,5
IW-33	170	-24,6	-187,3	9,7
IW-34	185	-24,1	-183,0	10,1
IW-35	200	-24,1	-182,2	11,0
IW-36	215	-23,9	-181,0	9,9
IW-37	230	-23,1	-176,1	8,6
IW-38	245	-23,0	-174,1	10,1
IW-39	260	-22,9	-174,8	8,7
IW-40	280	-25,0	-190,4	9,6
IW-41	305	-26,0	-198,8	9,0
IW-42	330	-25,7	-196,5	8,8
IW-43	355	-25,2	-191,2	10,1
<i>Жила № 2</i>				
IW-44	150	-23,0	-174,5	9,7
<i>Пластовый лёд, вмещающий жилу № 1</i>				
IW-20	160	-22,6	-168,5	12,0

жил № 1 и 2 вскрыт фрагмент жилы № 3 в продольном сечении. В плане жила № 3 расположена субпараллельно жиле № 1 и перпендикулярно жиле № 2. Жила № 3 обнажается на верхнем контакте (голова жилы) с перекрывающими её супесями, контакт горизонтальный чёткий, лёд жилы в этом фрагменте чистый, белый, пузырчатый. Вскрытая в обнажении мощность фрагмента составила 3 м по ширине и 1 м по глубине.

Лёд этого фрагмента отбирался по горизонтали (обр. IW-1–IW-8 и IW-12–IW-16) и вертикали (обр. IW-9–IW-11 и IW-17–IW-19). Расстояние между образцами по горизонтали и вертикали составляло 15 см. Образцы льда высверливали алмазной коронкой с использованием дрели Metabo BS 18 LTX Impuls, помещали в пластиковые zip-пакеты, а затем растапливали и переливали в пробирки, крышки которых герметизировали парафиновой лентой. Анализ изотопного состава кислорода и водорода выполнен в изотопной лаборатории Российского химико-технологического университета им. Д.И. Менделеева на анализаторе Los Gatos Research Triple-Liquid Water Isotope Analyzer (LGR T-LWIA, Model 912-0050). Измеренные величины калиброваны и приведены относительно V-SMOW. Точность измерений – 0,1 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и 1 ‰ для  $\delta\text{D}$ .

## Результаты

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда жил изменяются от -21,2 до -26,2 ‰ и от -157,5 до -203,1 ‰ соответственно (таблица). Средние значения:  $\delta^{18}\text{O} = -24,8$  и  $\delta\text{D} = -187,6$  ‰. Величины  $d_{\text{exc}}$  – от 6,3 до 17,4 ‰ при среднем значении 10,5 ‰. Все полученные значения можно описать уравнением линейной регрессии  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10,5$  ‰ ( $R^2 = 0,9$ ). При этом графически образцы ПЖЛ в основном соответствуют линии метеорных вод. Часть образцов (11 из 43), в которых величина  $d_{\text{exc}} > 10$  ‰, на изотопной диаграмме формируют точки, располагающиеся выше линии метеорных вод. По образцу IW-20 на уровне головы жилы № 1 была получена радиоуглеродная датировка 13,6 тыс. калиброванных лет назад ( $\text{IGAN}_{\text{AMS}} 7698$ ) по общему органическому углероду (TOC total organic carbon). Это позволяет сделать вывод, что возраст опробованного жильного льда 13 тыс. л.н. или старше, т.е.

время конца изотопной стадии МИС-2, длившейся от 29 до 11,7 калиброванных тыс. л.н. [21].

Полученные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда численно соответствуют величинам  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  повторно-жильных льдов Ямала изотопной стадии МИС-2 [16, 22, 23]. Повторно-жильный лёд Сеяхинской едомы позднеплейстоценового возраста (от 23 до 15 тыс. л.н.) характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-23,4$  до  $-26,6$  ‰ [22]. Возраст повторно-жильного льда вблизи полярной станции Марре-Сале оценён в 24–11 тыс. л.н. [16], он характеризуется средним значением  $\delta^{18}\text{O} = -24,1$  (от  $-21,43$  до  $-27$  ‰) и  $\delta\text{D} = -184,9$  ‰ (от  $-161$  до  $-208$  ‰) [23]. Однако  $d_{\text{exc}}$  в этом льду не достигает полученных нами значений, он изменяется от 5,8 до 12,2 ‰ и в среднем составляет 8,1 ‰ [23]. Вообще, высокие значения  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ – редкость не только на Ямале, но и в большинстве изученных разрезов криолитозоны Арктического побережья России, причём не только в позднеплейстоценовом, но и в голоценовом льду [11–13, 18].

### Обсуждение результатов

О том, что изученные нами ПЖЛ относятся к сингенетическим, указывают выраженный изгиб вверх у контакта с ледяными жилами вмещающих отложений (и пачки пластового льда) и дугообразное выгибание вниз между жилами, что повторяет конфигурацию подошвы СТС в полигональных ваннах во время накопления в них отложений и роста ПЖЛ. Ярко выраженная полигональность поверхности ведёт к дифференциации обводнённости и влажности отложений СТС, глубин сезонного оттаивания и накопления осадка. В результате пояски и ледяные шпирь в обводнённых полигональных ваннах приобретают изгиб, повторяя конфигурацию подошвы СТС [24, 25].

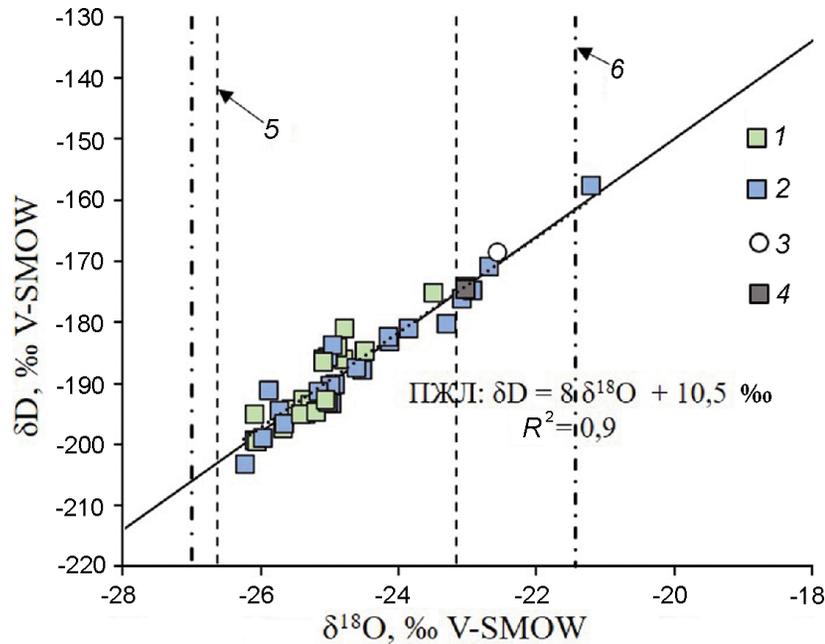
По нашему мнению, ледогрунт и ПЖЛ формировались в переувлажнённых озёрных отложениях в условиях мелкого озера или на краю обмелевшего озера. Озёра часто могут менять свои конфигурации, перемещаться и мелесть из-за активных процессов эрозии. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  пластового льда (обр. IW-20, см. таблицу), численно близкие к ПЖЛ, могут косвенно указывать на то, что в момент формирования пластового льда в обстановке мелкого

озера или частичной заозёрности был выражен термокарст по уже сформированным ледяным жилам и жилы частично протаяли, добавив изотопный сигнал жильного льда в поверхностную воду. Затем, при дальнейшем обмелении и переходе части воды в пластовый лёд, возобновился и более активный рост жил. Значение  $\delta^{18}\text{O} = -21,2$  ‰, полученное на краю жилы (обр. IW-30), – относительно высокое по сравнению с другими определёнными значениями по жильному льду и, вероятно, связано со вторичной сегрегацией вдоль контакта с жилой.

Один из случаев сочетания в разрезе горизонтально-слоистого пластового льда и сингенетического повторно-жильного льда описан в верховьях р. Мордыяха [2]. Авторы делают вывод, что в краевых частях озёр могли формироваться сингенетические повторно-жильные льды, образуя парагенез пластовых (возникших из озёрной воды сегрегационным или инъекционным механизмом) и жильных льдов.

**Палеотемпературы.** Поскольку изотопный состав кислорода ПЖЛ успешно применяется для расчёта палеотемператур, необходимо рассмотреть, какие температуры показывают установленные нами вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в жилах Центрального Ямала. Наиболее близки по величине  $\delta^{18}\text{O}$  к изученному нами льду повторно-жильные льды Сеяхинского разреза (рис. 3). Сначала Сеяхинский разрез был датирован по вмещающим суглинистым отложениям, и наиболее близкими ко времени накопления отложений третьей террасы были признаны датировки 25 и 26 тыс. лет [26]. Это позволило считать, что суглинки третьей террасы, вмещающие и перекрывающие ПЖЛ, формировались от 25 до 20 тыс. л.н. и несколько позднее. Затем были получены радиоуглеродные датировки по аллохтонному торфу, которые показали, что время формирования ПЖЛ Сеяхинского разреза относится к периоду завершающего цикла позднеплейстоценового криохрона и жилы формировались от 23 до 15 тыс. л.н. [26]. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в Сеяхинской жиле варьируют от  $-23,15$  до  $-26,63$  ‰, среднее значение составляет  $-24,75$  ‰. В работе [22] на основе этих изотопных данных сделаны оценки среднеянварских температур воздуха периода 23–15 (18) тыс. л.н., которые находятся в пределах  $-35 \div -39$  °С.

Ю.К. Васильчуком на основе сопоставления современных температур воздуха зимнего пери-



**Рис. 3.** Соотношение  $\delta D$ – $\delta^{18}O$  для льда изученных фрагментов полигонально-жильных льдов (ПЖЛ):

1 – из жилы № 3; 2 – из жилы № 1; 3 – пластовый лёд, вмещающий ПЖЛ № 1; 4 – из жилы № 2; 5 – диапазон изменения величин  $\delta^{18}O$  позднелейстоценовых ПЖЛ Сеяхинской едомы в работе [22]; 6 – диапазон изменения величин  $\delta^{18}O$  позднелейстоценовых ПЖЛ Марре-Сале в работе [23]

**Fig. 3.** The  $\delta D$ – $\delta^{18}O$  relationship for the studied ice-wedges:

1 – from the ice-wedge № 3; 2 – from the ice-wedge № 1; 3 – massive ice near the ice-wedge № 1; 4 – from the vein № 2; 5 – the range of  $\delta^{18}O$  values of the Late Pleistocene ice-wedge of Seyakha [22]; 6 – range of  $\delta^{18}O$  values of the Late Pleistocene ice-wedge near Marre-Sale station [23]

ода, самого холодного месяца зимы (января), и изотопного состава кислорода элементарных ледяных жилок были предложены прямые формулы для расчёта температуры  $T$  по величинам  $\delta^{18}O$  [10]. Затем были опубликованы ещё несколько уравнений регрессии  $T$  –  $\delta^{18}O$  [27, 28]. Все эти зависимости рассмотрены в обзоре Т. Опеля [5]. При использовании формулы Ю.К. Васильчука для среднего значения исследованных нами ПЖЛ  $\delta^{18}O = -24,8$  ‰ средняя температура воздуха времени формирования жилы оценивается в  $-24,8 \pm 2$  °С, средняя январская – в  $-37,2 \pm 3$  °С. Отметим, что в обзоре Т. Опеля ошибочно упоминается эта формулы ( $\delta^{18}O = T \pm 2$ ) как зависимость, характеризующая связь изотопного состава кислорода жил с температурами воздуха периода с декабря по февраль. Однако данная формула получена для климатического зимнего (не календарного) периода, т.е. для холодного периода – с октября по май [10].

Более поздние пересчёты по большому объёму опубликованных значений  $\delta^{18}O$  по ПЖЛ [27], с одной стороны, показали хорошую линей-

ную связь  $\delta^{18}O$ – $T$  для большого массива данных (особенно, если аппроксимировать значения  $\delta^{18}O$  по ПЖЛ таких удалённых друг от друга разрезов, как, например, п-ов Ямал и о. Котельный), а с другой стороны – достаточно большой разброс значений относительно линейной аппроксимации для отдельных районов (что выразилось в том числе в величине коэффициента достоверности линейной аппроксимации  $R^2 = 0,75$  и  $0,67$  для  $T_{\text{ср.январь}}$  и  $T_{\text{хол.пер}}$  соответственно). Отдельно для Ямала рассчитать более точную зависимость  $\delta^{18}O$ – $T$ , скорее всего, невозможно. Если рассматривать опубликованные данные по Ямалу для современных ледяных жилок, то можно видеть, что не все значения  $\delta^{18}O$  можно использовать как современные, поскольку они некорректно согласуются друг с другом и с географическим положением участков опробования. Величина  $\delta^{18}O$  для современной жилки в Марре-Сале, составившая  $-14$  ‰ [16, 27], возможно, контаминирована современным текстурным льдом (который имеет более высокие значения  $\delta^{18}O$ , чем ПЖЛ).

Также вероятно, что опробованные современные ПЖЛ в долине р. Щучья контаминированы голоценовым льдом МИС-1. Установленная величина  $\delta^{18}\text{O} = -18,2 \text{ ‰}$  [10] скорее голоценовая, а не современная, поскольку географическое положение обнажения на р. Щучья, учитывая изотопное обеднение атмосферных осадков, выраженное с запада на восток, диктует более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  современных жил, которые должны попадать в диапазон значений между станциями Амдермой и Сеяхой. Таким образом, даже сама вариативность изотопного состава кислорода элементарных ледяных жил служит препятствием для получения более точных зависимостей  $\delta^{18}\text{O}-T$ .

Использование любой из предложенных зависимостей  $\delta^{18}\text{O}-T$  [5] для среднего значения  $\delta^{18}\text{O}$  исследованных нами ПЖЛ показывает температуры, попадающие в диапазон  $T_{\text{ср.январь}} = -37,2 \pm 3 \text{ °C}$  (т.е. от  $-34,2$  до  $-40,2 \text{ °C}$ ) и  $T_{\text{хол.пер}} = -24,8 \pm 2 \text{ °C}$  (т.е. от  $-22,8$  до  $-26,8 \text{ °C}$ ). Современные температуры воздуха Центрального Ямала можно оценить двумя разными способами. Так, если использовать средние многолетние данные наблюдений на ст. Сеяха ( $70^\circ$  с.ш.,  $72,5^\circ$  в.д.) за период с 1961 по 1990 г., то разница между современными температурами холодного периода и временем формирования опробованных нами жил составляет около  $7 \text{ °C}$  (и  $10 \text{ °C}$  для среднеянварских). Если же оценивать температуры воздуха для координат района исследований по данным реанализа ERA-Interim, который работает с 1979 г. (и по 2019 г. включительно), то во время формирования жил  $T_{\text{хол.пер}}$  были на  $10 \text{ °C}$  ниже современных, а среднеянварские – на  $16 \text{ °C}$ . Скорее всего, такие выраженные различия в оценках современных температур воздуха связаны со значительным отклонением метеорологических показателей за последние 20–30 лет по сравнению с нормами 1961–1990 гг.

Если рассматривать весь диапазон полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  по ПЖЛ (см. таблицу, без учёта одного значения  $\delta^{18}\text{O} = -21,2 \text{ ‰}$ ), то общий диапазон вариации температур воздуха холодного периода составлял  $5 \pm 2 \text{ °C}$ , а среднеянварских –  $7,5 \pm 3 \text{ °C}$ . Современный диапазон изменений температур воздуха холодного периода (с октября по май) для Центрального Ямала (координат района исследования) по данным реанализа Era-Interim составляет около  $7 \text{ °C}$ . Современный климат показывает намного более

выраженную межгодовую изменчивость температур воздуха, особенно за последние 30 лет, и из-за различий в масштабе осреднения не выдерживает сравнения с предшествующими временными периодами, доступными по палеоклиматическим архивам. Отметим, что полученные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  по ПЖЛ Центрального Ямала имеют достаточно большой диапазон, что указывает на некоторую нестабильность метеорологических условий зимнего сезона в позднем плейстоцене. Возможно, именно с такой нестабильностью климатических условий связаны и вариации дейтериевого эксцесса в жильном льду.

**Дейтериевый эксцесс.** Только ограниченный объём изотопных данных с величинами  $d_{\text{exc}} > 10 \text{ ‰}$  получен для ПЖЛ криолитозоны арктических побережий возрастом от 24 до 14 тыс. л. Например, для ПЖЛ Сеяхинской едомы, значения  $\delta^{18}\text{O}$  льда которой близки к полученным нами и лёд которой датирован от 23 до 15 тыс. л.н. [22], был отмечен экскурс значительный  $d_{\text{exc}}$  до  $19 \text{ ‰}$  [17, 26]. Для большинства исследованных геокриологических разрезов величины  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ не превышают  $10 \text{ ‰}$ . Крупные сингенетические сартанские (МИС-2) жилы на мысе Сопочная Карга в отложениях второй террасы Енисея характеризуются величинами  $d_{\text{exc}}$  от  $2,6$  до  $10,9 \text{ ‰}$  (46 образцов) [23]. Значение  $d_{\text{exc}}$  в среднем меньше  $10 \text{ ‰}$  (от  $8,2$  до  $10,2 \text{ ‰}$ ) отмечено в повторно-жильных льдах разреза «мыс Макаревича – устье р. Крестьянка» сартанско-голоценовой толщи, значения  $d^{18}\text{O}$  и  $dD$  в которых изменяются от  $-23,5$  до  $-22,0 \text{ ‰}$  и от  $-179,7$  до  $-167,7 \text{ ‰}$  соответственно [23]. В сингенетических ПЖЛ нижнего яруса в районе пос. Диксон значения  $d^{18}\text{O}$  составляют от  $-26,8$  до  $-24,3 \text{ ‰}$ ,  $d_{\text{exc}} = 9,3 \text{ ‰}$  [23].

В жилах позднеплейстоценового возраста ( $< 18$  тыс. л.н.) мыса Саблер (26 образцов) значение  $d_{\text{exc}} = 13,9 \text{ ‰}$  [15]. В жилах возрастом от 20 до 26 тыс. л.н. на Таймыре (оз. Лабаз), п-ове Быковском и о. Большом Ляховском средние величины  $d_{\text{exc}}$  составили от 3 до  $9,2 \text{ ‰}$  [13]. При детальном рассмотрении изотопных данных, полученных по ПЖЛ позднеплейстоценового возраста с о. Большой Ляховский, видно, что из 174 образцов ледового комплекса, формирование которого датировано от 55 до 28 тыс. л.н. [11], только 10 образцов льда при среднем значении  $d_{\text{exc}} = 10,3 \text{ ‰}$  характеризу-

ются максимальными величинами до 15,1 ‰; ещё шесть образцов льда при среднем значении  $d_{\text{exc}} = 11,3 \text{ ‰}$  демонстрируют максимум в 15,4 ‰. Возраст этого льда по соотношению абсолютной высоты отбора и выполненного датирования вмещающих жилы отложений [11] может быть условно принят в 35 и 28 (или моложе) тыс. лет соответственно. Таким образом, высокие величины  $d_{\text{exc}}$  в позднеплейстоценовых ПЖЛ составляют небольшую часть всех полученных значений. Это показывает, что период позднего плейстоцена, соответствующий изотопной стадия МИС-2, характеризовался климатической нестабильностью, связанной либо с глобальной циркуляцией атмосферы, либо с большой вариативностью локальных климатических условий.

В голоценовых ПЖЛ высокие величины  $d_{\text{exc}}$  чаще отмечены в Западной Сибири, а не в Восточной. Голоценовые ледяные жилы отражают более высокие температуры воздуха зимнего периода по сравнению с поздним плейстоценом — увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в среднем на 6 и 40 ‰ соответственно характеризует климатическую границу плейстоцен—голоцен, что было установлено как по подземным льдам, так и по Гренландским ледниковым кернам. Однако поведение дейтериевого эксцесса не так однозначно. Голоценовые жилы (МИС-1) в районе пос. Диксон имеют значения  $d_{\text{exc}}$  около 11 ‰, а в голоценовых жилах в отложениях второй террасы Енисея значения  $d_{\text{exc}}$  составили от 4,4 до 13,8 ‰ — это максимальное значение по 29 образцам [23]. Ранее относительно высокие значения  $d_{\text{exc}}$  (> 10 ‰) для голоценовых ПЖЛ были получены близ г. Воркута [29], где они составили от 9 до 13,8 ‰. Отметим, что при переходе от плейстоцена к голоцену при выраженном сдвиге значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  практически не отмечено значительного изменения в величинах  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ Восточной Сибири. Немного увеличивающиеся средние значения  $d_{\text{exc}}$  (около 2 ‰ для Ойгосского Яра и около 1 ‰ для о. Большой Ляховский), которые соответствуют переходу от позднеплейстоценового криохрона к голоцену [11, 18], соответствуют наблюдениям на мысе Мамонтов Клык [30] и в дельте р. Лена [31] и указывают на довольно постоянные пути образования и переноса влаги. Напротив, средние значения  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ на п-ове Быковский

показывают выраженный сдвиг в сторону увеличения  $d_{\text{exc}}$  [12] в голоцене. Пожалуй, это — единственные данные (кроме полученных нами и Ю.К. Васильчуком для Сеяхинского разреза позднеплейстоценовых ПЖЛ) с такими высокими значениями  $d_{\text{exc}}$ . В 109 образцах позднеголоценового жильного льда аласной котловины, датированного от 3285 до 1171 калиброванных л.н. (обр. ВУК А-2 в работе [12]), величины  $d_{\text{exc}}$  составили от 10,7 до 17,8 ‰. Возможно, такие высокие  $d_{\text{exc}}$  в позднеголоценовых жилах не были получены только потому, что пока не удалось опробовать жильный лёд моложе 3 тыс. лет в других разрезах Восточной Сибири. Высокие значения  $d_{\text{exc}}$  в таких молодых жилах отражают существенные изменения локального или регионального режима влажности и переноса воздушных масс позднеголоценового времени.

После того, как В. Дангор предложил дополнительный расчётный параметр — дейтериевый эксцесс  $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$  [6] как показатель неравновесности формирования изотопного состава осадков, он стал использоваться в палеоклиматологии по ледниковым кернам. Л. Мерливат и Ж. Жузель [32] показали, что величина  $d_{\text{exc}}$  связана с условиями в районе испарения влаги, которая затем выпадает в виде атмосферных осадков. Они разработали первую теоретическую модель процессов фракционирования изотопов кислорода и водорода при испарении с поверхности океана, которая до сих пор широко используется. Согласно этой модели, величина  $d_{\text{exc}}$  в водяном паре связана с относительной влажностью воздуха над поверхностью океана и с температурой поверхности моря. Ограниченные наблюдения за изотопным составом водяного пара некоторых регионов подтверждают приоритетное влияние относительной влажности на изменчивость  $d_{\text{exc}}$ , в то время как влияние температуры остаётся труднооцениваемым в этом контексте. Основываясь на теории испарения и наблюдениях на границе атмосфера/океан, модель [32] также учитывает влияние скорости ветра на процессы кинетического фракционирования во время испарения и, следовательно, на величину  $d_{\text{exc}}$  в паре. Последними исследованиями установлено, что ветровой режим практически не влияет на величину  $d_{\text{exc}}$  [4] и изотопный состав кислорода и водорода пара обусловлен относительной влажностью

воздуха и температурой поверхности: увеличение относительной влажности воздуха над морской поверхностью на 10% приводит к снижению  $d_{\text{exc}}$  приблизительно на 3 ‰, а увеличение температуры на 10 °С вызывает увеличению  $d_{\text{exc}}$  приблизительно на 3 ‰.

Изменения циркуляции атмосферы, которые влияют на увеличение  $d_{\text{exc}}$  в ПЖЛ, могут быть как локального/регионального, так и глобального масштаба. Единственный глобальный фактор, влияющий на изотопный состав осадков на территории криолитозоны России, который можно исключить из рассмотрения, — существование обширного покровного оледенения на севере Европейской части. Для территории от Ямала до Якутии общий характер циркуляции в период 34–10 тыс. л.н. менялся очень мало [10, 27]. А на Западном Ямале и побережьях Байдарацкой губы установлены континентальные (аллювиальные, озёрные, лагунные, эоловые) отложения, формировавшиеся в период от современности до 37 тыс. л.н. [33]. Таким образом, в позднем плейстоцене на Ямале шло непрерывное прибрежно-морское и континентальное осадконакопление, что исключает мощное покровное оледенение [34]. То, что  $d_{\text{exc}} > 10 ‰$  отмечается в отдельных образцах ПЖЛ на Ямале и дальше по арктическому побережью на восток (мыс Саблера, отдельные образцы ПЖЛ на о. Большой Ляховский), может указывать на масштабные атмосферные изменения в период 20–14 тыс. л.н. А то, что таких образцов ПЖЛ с высокими  $d_{\text{exc}}$  было получено мало, возможно, свидетельствует о довольно кратковременных периодах, в течение которых изменившаяся обстановка повлияла на величину  $d_{\text{exc}}$ .

Одна из возможных причин — изменение в источнике пара: смещение основного района происхождения влаги. Чтобы описать полученные данные (с возросшими величинами  $d_{\text{exc}}$  при относительно постоянных значениях  $\delta^{18}\text{O}$ ), нужно предположить смещение источника пара к югу при уменьшении относительной влажности воздуха. Такая ситуация возможна, если увеличивается протяжённость на юг морского льда в Северной Атлантике и происходят крупные отколы и выносы айсбергов у берегов Гренландии, что вызвало перемещение области формирования пара (области испарения) на юг. Такие изменения в Атлантике установлены

для второй фазы события Хайнриха (Heinrich Stadial 1 — от 17,5 до 14,7 тыс. л.н.) по исследованию Гренландского ледяного керна NGRIP. В ледниковом керне для периода, предшествовавшего переходу плейстоцен/голоцен, отмечены резкие изменения в величине  $d_{\text{exc}}$  — от 5 до 14 ‰ [35]. При этом распространение на юг большого количества морского льда и айсбергов должно было повлиять на уменьшение температуры поверхностного слоя воды в Атлантике, и, следовательно, смещение района испарения на юг не означало увеличение температуры воды и не приводило к выраженному увеличению значений  $\delta^{18}\text{O}$  формирующихся осадков. Наличие морского льда в зимний сезон также удовлетворяет предположению о низких величинах относительной влажности воздуха (а следовательно, высоких значениях  $d_{\text{exc}}$ ). Возможно, этот процесс смещения источника пара действительно затрагивал глобальную атмосферную циркуляцию в Северном полушарии.

Смещение к югу основного района-поставщика влаги в Атлантике также могло сопровождаться изменением (удлинением) траектории движения воздушных масс, приносящих осадки на Ямал. Пролегание путей движения воздушных масс над континентом могло вызывать выраженное изотопное обеднение на последних ступенях рэлеевской дистилляции и возрастание дейтериевого эксцесса.

Возникновение высоких значений  $d_{\text{exc}}$  жильного льда, по нашему мнению, не может быть связано с увеличением доли зимнего снега по сравнению с количеством весенних осадков. Этот процесс должен сопровождаться не только ростом  $d_{\text{exc}}$ , но и уменьшением значений  $\delta^{18}\text{O}$ , что логично следует из преобладания зимнего изотопно лёгкого снега. По нашим данным, образцы с высокими значениями  $d_{\text{exc}}$  имеют те же значения  $\delta^{18}\text{O}$ , что и образцы с невысокими значениями  $d_{\text{exc}}$ , следовательно, мы не можем констатировать, что выделяется тренд уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$  с ростом  $d_{\text{exc}}$  (частично и потому, что данных для этого недостаточно). Если предполагать неизменную картину заполнения морозобойной трещины в течение длительного времени смесью зимнего, весеннего снега и весенних осадков, то рост  $d_{\text{exc}}$  в этой смеси скорее показывает не только изменение пропорции смешивания, но и изменения изотопных параметров самих компонентов.

## Выводы

1. Исследован изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильного льда на Центральном Ямале. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда изменяются от  $-21,2$  до  $-26,2$  ‰ (среднее  $-24,8$  ‰) и от  $-157,5$  до  $-203,1$  ‰ (среднее  $-187,6$  ‰) соответственно. В целом, все полученные значения описываются уравнением линейной регрессии  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10,5$  ‰ ( $R^2 = 0,9$ ).

2. Величины дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  изменяются от  $6,3$  до  $17,4$  ‰ при среднем значении  $10,5$  ‰. Для 11 образцов льда отмечены высокие значения  $d_{\text{exc}}$  (от  $12$  до  $17$  ‰), что необычно для этого типа льда. Немногочисленные свидетельства высоких значений  $d_{\text{exc}}$  в жильном льду описаны в литературе для разрезов Сеяхинской едомы (повторно-жильного льда, сформированного от  $23$  до  $15$  тыс. л.н.) и мыса Саблера, датированного моложе  $18$  тыс. л.н. Величина  $d_{\text{exc}}$ , возможно, отражает нестабильные климатические условия позднего плейстоцена, связанные с изменением в источнике пара и пролеганием траекторий движения воздушных масс над континентальной частью, что при общем западном переносе приводило к выраженному изотопному истощению и высоким значениям  $d_{\text{exc}}$ .

3. По изотопным характеристикам исследованный повторно-жильный лёд соответствует жильным льдам Ямала, формировавшимся в течение изотопной стадии МИС-2 (конец позднего плейстоцена). Изотопный состав кисло-

рода свидетельствует о температурах холодного периода времени формирования жилы около  $13$  тыс. л.н. порядка  $-22,8 \div -26,8$  °C (в среднем на  $5-9$  °C холоднее современных) и январских температурах от  $-34,2$  до  $-40,2$  °C (на  $8-14$  °C холоднее современных). Эти температуры близки к ранее реконструированным температурам холодного периода по Сеяхинскому разрезу.

**Благодарности.** Авторы благодарят НП «Российский центр освоения Арктики» за содействие в организации полевых работ. Ю.Н. Чижова искренне признательна проф. Ю.К. Васильчуку за обсуждение научной проблематики. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов: № 19-05-00813 – изотопные определения и интерпретация, полевые работы Ю.Н. Чижовой; № 18-05-60272 – обобщение данных; № 18-05-60222 – изучение термоцирков и полевые работы А.В. Хомутова и Е.М. Бабкина.

**Acknowledgments.** We thank Russian Center for Arctic Development for assistance in organization of field work. Ju.N. Chizhova sincerely grateful to Prof. Yu.K. Vasilchuk for a discussion. This work was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects № 19-05-00813 – isotopic analysis and interpretation, field works of Yu.N. Chizhova, № 18-05-60272 – data compilation, № 18-05-60222 – study of thermal circuses and field work of A.V. Khomutov and E.M. Babkin).

## Литература

1. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Структура и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 9–22.
2. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. Изотопный и спорово-пыльцевой состав пластовой ледяной залежи на реке Мордыяха, Центральный Ямал // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 204–208.
3. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? // Climate of the Past. 2014. V. 10. P. 771–781.
4. Bonne J-L., Behrens M., Meyer H., Kipfstuhl S., Rabe B., Schonicke L., Steen-Larsen H.C., Werner M. Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector // Nature communications. 2019. № 10. P. 1632. doi.org/10.1038/s41467-019-09242-6.

## References

1. Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. The structure and genesis of underground ice in the Upper Pleistocene-Holocene sediments of Cape Marre-Sale (Western Yamal). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2012, 16 (2): 9–22. [In Russian].
2. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A. *Izotopnyy i sporovo-pyl'tsevoy sostav plastovoy ledyanoy zalezhi na reke Mordyyakha, Tsentral'nyy Yamal*. Isotope and spore-pollen composition of the ice sheet on the Mordyyakha river, Central Yamal. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2012, 446 (2): 204–208. [In Russian].
3. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*. 2014, 10: 771–781.
4. Bonne J-L., Behrens M., Meyer H., Kipfstuhl S., Rabe B., Schonicke L., Steen-Larsen H.C., Werner M. Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector. *Nature communications*. 2019, 10: 1632. doi.org/10.1038/s41467-019-09242-6.

5. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, V. 29. P. 199–209.
6. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964, V. 16. P. 436–468.
7. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. PhD. Canada: University of Waterloo, 1982. 424 с.
8. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Current Research. Part B. Geological Survey of Canada. 1983. Paper 83-1B. P. 67–74.
9. Васильчук Ю.К. Реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена и голоцена на основе изотопных исследований подземных льдов и вод криолитозоны // *Водные ресурсы*. 1990. № 6. С. 162–170.
10. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М.: РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992. Т. 1. 420 с. Т. 2. 264 с.
11. Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002, V. 13. P. 91–105.
12. Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. 2002, V. 70. P. 37–51.
13. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A.A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2011, V. 30. P. 3139–3151.
14. Dereviagin A.Yu., Meyer H., Chizhov A.B., Hubberten H.W., Simonov E.F. New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region // *Polarforschung*. 2002, № 70. P. 27–35.
15. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зиеерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // *Криосфера Земли*. 1999. Т. 3. № 3. С. 41–49.
16. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 83–92.
17. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C.  $^{14}\text{C}$  dating of peat and  $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$  in ground ice from Northwest Siberia // *Radiocarbon*. 2001, V. 43. № 2B. P. 527–540.
18. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Climate of the Past*. 2017, V. 13. P. 587–611.
19. Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины дачи» на центральном Ямале: 30 лет исследований // *Криосфера Земли*. 2019. Т. 23. № 1. С. 91–95.
20. Данилов И.Д. Пластовые льды и субаквальный криолитолиз // *Геокриологические исследования*. М.: изд. МГУ, 1989. С. 16–29.
21. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-
5. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29: 199–209.
6. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
7. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. PhD. Canada: University of Waterloo, 1982: 424 p.
8. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. *Current Research. Part B. Geological Survey of Canada*. 1983, Paper 83-1B: 67–74.
9. Vasilchuk Yu.K. Paleoclimatic reconstruction of the Late Pleistocene and Holocene based on isotopic studies of underground ice and cryolithozone waters. *Vodnyye resursy*. Water resources. 1990, 6: 162–170. [In Russian].
10. Vasilchuk Yu.K. *Izotopno-kislorodnyy sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy)*. Isotope-oxygen composition of underground ices (experience of paleogeocryological reconstructions): In 2 v. Moscow: RIO Mosobluprpoligraphizdat, 1992. V. 1: 420 p. V. 2: 264 p. [In Russian].
11. Meyer H., Dereviagin A. Y., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002, 13: 91–105.
12. Meyer H., Dereviagin A. Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. *Polarforschung*. 2002, 70: 37–51.
13. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A. A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30: 3139–3151.
14. Dereviagin A.Yu., Meyer H., Chizhov A.B., Hubberten H.W., Simonov E.F. New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region. *Polarforschung*. 2002, 70: 27–35.
15. Derevyagin A.Yu., Chizhov A.B., Brezgunov V.S., Hubberten G.V., Siegert K. Isotopic composition of ice-wedge ices of Cape Sabler (Lake Taimyr). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 1999, 3 (3): 41–49. [In Russian].
16. Strelitskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblgov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic composition of underground ices of the Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 83–92. [In Russian].
17. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C.  $^{14}\text{C}$  dating of peat and  $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$  in ground ice from Northwest Siberia. *Radiocarbon*. 2001, 43 (2B): 527–540.
18. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A. Y., Fuchs M. C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). *Climate of the Past*. 2017, 13: 587–611.
19. Leibman M.O., Khomutov A.V. The Vaskiny Dachi station in central Yamal: 30 years of research. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2019, 23 (1): 91–95. [In Russian].
20. Danilov I.D. Formation ice and subaquatic cryolithogenesis. *Geokriologicheskiye issledovaniya*. Geocryological studies. Moscow: MGU, 1989: 16–29. [In Russian].
21. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records. *Permafrost and Periglacial Process*. 2020, 31 (1): 429–441. <https://doi.org/10.1002/ppp.2052>.

- water isotope records // *Permafrost and Periglacial Process*. 2020. V. 31. № 1. С. 429–441. <https://doi.org/10.1002/ppr.2052>.
22. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Высокоразрешающая изотопно-кислородная диаграмма позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов Сеяхинской едомы, Восточный Ямал // *ДАН*. 2019. Т. 487. № 2. С. 208–211.
  23. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.
  24. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: изд. МГУ, 1967. 304 с.
  25. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
  26. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
  27. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // *Криосфера Земли*. 2015. Т. 19. № 2. С. 98–106.
  28. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
  29. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержницкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Первые для севера Европы  $^{14}\text{C}$ -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ города Воркуты // *ДАН*. 2005. Т. 400. № 5. С. 684–689.
  30. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 31–46.
  31. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeyer L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1523–1540.
  32. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journ. of Geophys. Research*. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
  33. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. V. 57. № 3. P. 355–370.
  34. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС Пресс, 2014. 180 с.
  35. Landais A., Capron E., Masson-Delmotte V., Toucanne S., Rhodes R., Popp T., Vinther B., Minster B., Prié F. Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation // *Climate of the Past*. 2018. V. 14. P. 1405–1415. doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018.
  22. Vasilchuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasilchuk A.K. High-resolution isotope-oxygen diagram of the Late Pleistocene ice-wedge ice of the Seyakha Edoma, East Yamal. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2019, 487 (2): 208–211. [In Russian].
  23. Oblogov G.E. *Evolutsiya kriolitozony poberezh'ya i shel'fa Karskogo morya v pozdnem neopleystotsene – golotsene. Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*. Evolution of the permafrost zone of the coast and shelf of the Kara Sea in the Late Neopleistocene – Holocene. PhD. Tyumen: Institut kriosfery Zemli SO RAN, 2016: 197 p. [In Russian].
  24. Popov A.I. *Merzlotnyye yavleniya v zemnoy kore (kriolitologiya)*. Permafrost phenomena in the earth's crust (cryolithology). Moscow: Moscow University Press, 1967: 304 p. [In Russian].
  25. Romanovsky N.N. *Osnovy kriogeneza litosfery*. Basics of cryogenesis of the lithosphere. Moscow: Moscow University Press, 1993: 336 p. [In Russian].
  26. Vasilchuk Yu.K. *Povtorno-zhil'nyye l'dy: geterotsiklichnost', geterokhronnost', geterogennost'*. Ice wedge: heterocyclicality, heterogeneity, heterogeneity. Moscow: Moscow University Press, 2006: 404 p. [In Russian].
  27. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. *Rekonstruktsiya paleoklimata of the Russian Arctic in the Late Neopleistocene-Holocene based on the isotopic composition of polygonal ice wedges. Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2015, 19 (2): 98–106. [In Russian].
  28. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost. *Quaternary Research*. 1995, 43 (1): 14–21.
  29. Vasilchuk Yu.K., Papesh V., Rank D., Sulerzhitsky L.D., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. The first  $^{14}\text{C}$ -dated isotope-oxygen and deuterium diagrams from re-vein ice near the city of Vorkuta for the north of Europe. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 400 (5): 684–689. [In Russian].
  30. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia. *The Cryosphere*. 2013, 7: 31–46.
  31. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A. A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeyer L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2008, 27: 1523–1540.
  32. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journ. of Geophys. Research*. 1979, 84: 5029–5033.
  33. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quaternary Research*. 2002, 57 (3): 355–370.
  34. Belova N.G. *Plastovyye l'dy yugo-zapadnogo poberezh'ya Karskogo morya*. Massive ices of the southwestern coast of the Kara Sea. Moscow: MAX Press, 2014: 180 p. [In Russian].
  35. Landais A., Capron E., Masson-Delmotte V., Toucanne S., Rhodes R., Popp T., Vinther B., Minster B., Prié F. Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation. *Climate of the Past*. 2018, 14: 1405–1415. doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018.

# Экспресс - информация

УДК 551.321

doi: 10.31857/S2076673421010078

## Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г.

© 2021 г. В.Н. Михаленко<sup>1\*</sup>, С.С. Кутузов<sup>1</sup>, И.И. Лаврентьев<sup>1</sup>, П.А. Торопов<sup>1,2</sup>,  
Д.О. Владимирова<sup>1</sup>, А.А. Абрамов<sup>3</sup>, В.В. Мацковский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия; <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; <sup>3</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия

\*mikhhalenko@igras.ru

## Glacioclimatological investigations of the Institute of Geography, RAS, in the crater of Eastern Summit of Mt. Elbrus in 2020

V.N. Mikhhalenko<sup>1\*</sup>, S.S. Kutuzov<sup>1</sup>, I.I. Lavrentiev<sup>1</sup>, P.A. Toropov<sup>1,2</sup>,  
D.O. Vladimirova<sup>1</sup>, A.A. Abramov<sup>3</sup>, V.V. Matskovsky<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

<sup>3</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

\*mikhhalenko@igras.ru

Received November 1, 2020 / Revised November 24, 2020 / Accepted December 22, 2020

**Keywords:** *Elbrus, ice core, meteorological regime, heat budget, heat flux, methane, ground temperature.*

### Summary

During the field campaign in August 18–30, 2020 the meteorological regime and heat balance of the glacier surface were investigated in the crater of Mt Elbrus Eastern Summit (5600 m a.s.l.) together with the GPR measurements of the ice thickness and seasonal snow cover. Preliminary data analysis allowed the following features: the predominance of synoptic fluctuations over the diurnal ones; the high values of average and maximum wind speed associated with the impact of jet streams and with influence of leeward storms; extremely high temporal variability of relative humidity and its very high deficit in cloudless conditions conducive to intensive evaporation and sublimation from the snow surface. The maximum thickness of ice in the crater reaches 100 m, and the average is 34 m. A new ice core with a length of 96.01 m from the glacier surface to its bed had been obtained. The drilling speed varied from 11 to 1 m/h, decreasing with depth from 4.5 to 4.0 m/h on average. The thickness of the snow-firn mass is about 20 m, which is three times less than on the Western Plateau of Mt Elbrus. According to measurements in the borehole, temperature at the glacier bed is  $-0.6$  °C. The calculated heat flux is  $0.39$  W/m<sup>2</sup>. Air sampling was carried out in the crater of the Eastern Summit of Elbrus and on the Garabashi glacier. Repeated measurements of the soil temperature in the fumarole field on the outer edge of the crater of the Elbrus Eastern Summit allow the conclusion that the temperature regime is stable.

**Citation:** Mikhhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Toropov P.A., Vladimirova D.O., Abramov A.A., Matskovsky V.V. Glacioclimatological investigations of the Institute of Geography, RAS, in the crater of Eastern Summit of Mt. Elbrus in 2020. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 149–160. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010078

Поступила 1 ноября 2020 г. / После доработки 24 ноября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

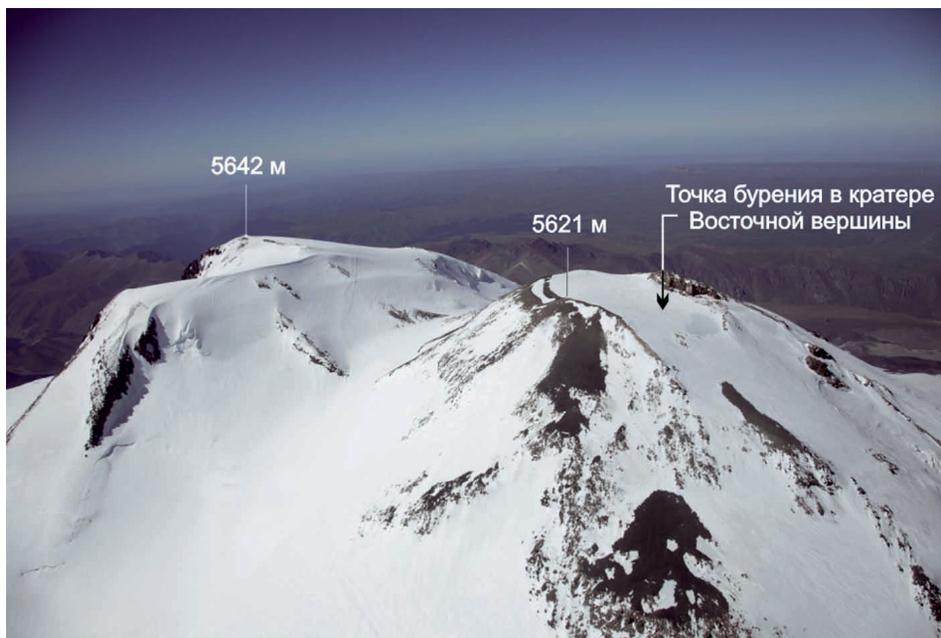
**Ключевые слова:** *Эльбрус, ледниковый керн, метеорологический режим, тепловой баланс, тепловой поток, метан, температура грунта.*

С 18 по 30 августа 2020 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса впервые проводились наблюдения за метеорологическим режимом и тепловым балансом ледника. Выполнена также радиолокационная съёмка толщины льда и сезонного снежного покрова, пробурена скважина от поверхности до ложа с получением керна льда, измерены температуры в скважине, в шурфе из сезонной снежной толщи отобраны образцы для изотопного, химического и спорово-пыльцевого анализа, на поверхности fumarольного поля и в атмосфере над ледником взяты образцы газа, продолжен мониторинг температуры грунта на fumarольной площадке.

### Введение

В августе 2020 г. сотрудниками Института географии РАН был выполнен комплекс исследований в кратере Восточной вершины Эльбру-

са на высоте 5600 м над ур. моря (все высоты в статье даны над ур. моря) (рис. 1). Работы по изучению глубинного строения ледников Эльбруса, их метеорологического режима и теплового баланса ведутся в Институте географии с 2004 г.,



**Рис. 1.** Ледник в кратере Восточной вершина Эльбруса. Фото И.И. Лаврентьева 30 августа 2020 г.  
**Fig. 1.** Glacier in the crater of the Eastern summit of Elbrus. Photo by I.I. Lavrentiev, August 30, 2020

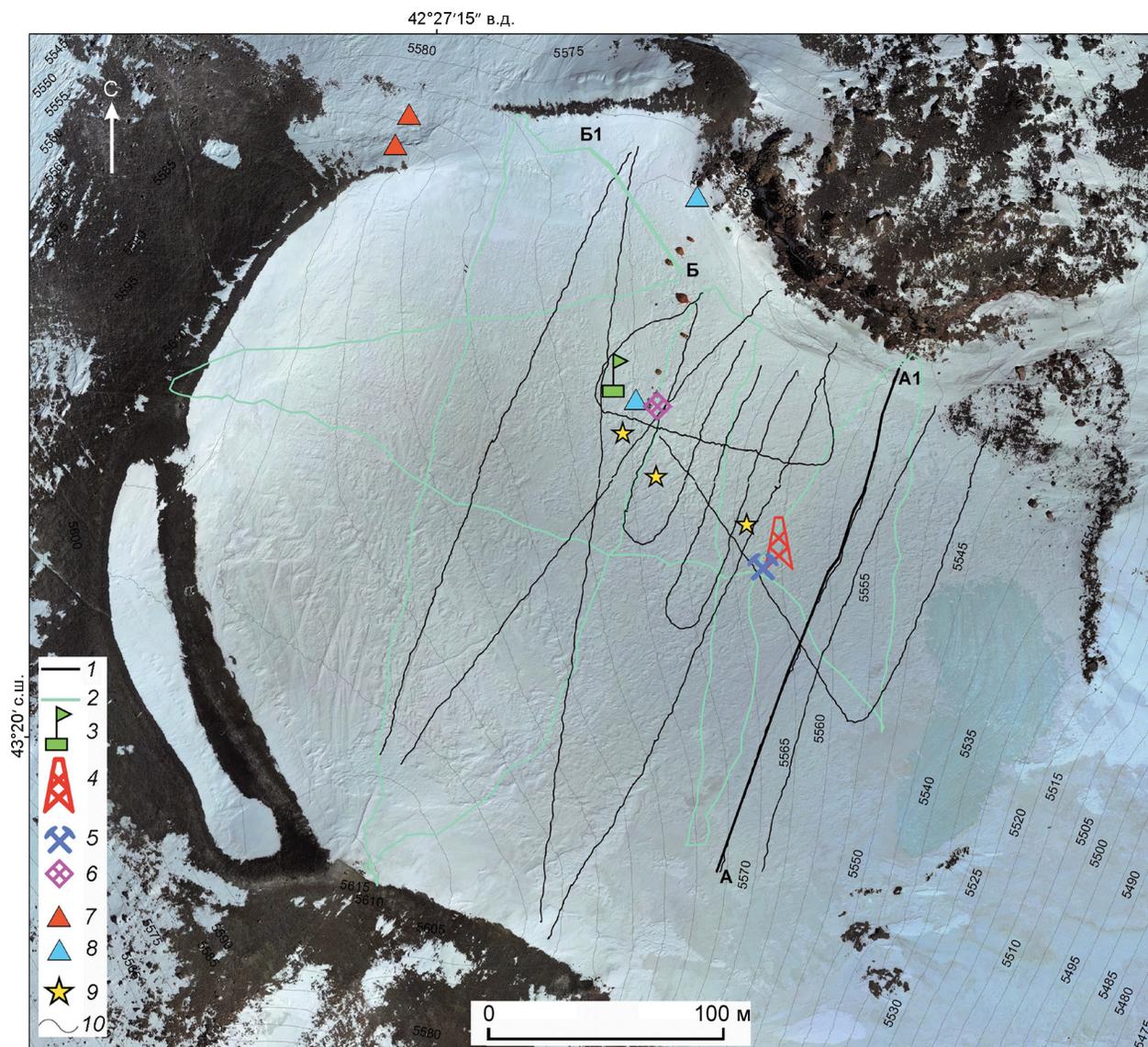
и их результаты опубликованы в недавно вышедшей монографии «Ледники и климат Эльбруса» [1]. На Западном плато Эльбруса в 2009 г. был получен ненарушенный керн льда от поверхности до ложа длиной 182 м. Из-за высокой скорости аккумуляции (около 1400 мм в.э.) возраст придонных слоёв льда составил около 2 тыс. лет [2].

Значительная величина теплового потока ( $0,34 \text{ Вт/м}^2$ ) [3] и относительно невысокая температура на ложе ледника ( $-2,4 \text{ }^\circ\text{C}$ ) не исключают возможности донного таяния в наиболее глубоких слоях и потери части информации. Поэтому было высказано предположение, что в кратере Восточной вершины Эльбруса, расположенном выше плато на 500 м, годовая аккумуляция снега может быть значительно ниже из-за ветрового перераспределения снега; температура воздуха здесь, по наблюдениям 2013–2015 гг., опускается до  $-40 \text{ }^\circ\text{C}$  [1]. В ходе предварительных исследований на Восточной вершине была проведена серия радиолокационных съёмок, показавшая, что толщина льда достигает 100 м, и сделан анализ изотопного состава ледникового льда [4].

Согласно современным геологическим и геофизическим исследованиям, вулкан Эльбрус не утратил своей активности, но находится в

пассивной фазе. Кальдера Эльбруса образовалась около 800 тыс. лет тому назад, а затем периоды активной вулканической деятельности чередовались с затишьями продолжительностью до 50 тыс. лет. В этот период происходили отдельные извержения, в результате чего магматический очаг оставался в горячем состоянии [5–7]. В голоцене интенсивность вулканической деятельности Эльбруса усилилась, что привело к формированию Восточной вершины. Последнее сильное извержение Эльбруса происходило в I–II веках, а менее интенсивное – около 900 лет тому назад [8]. О современной вулканической активности Эльбруса косвенно свидетельствует наличие фумарольных полей на склонах Восточной вершины и тёплых минеральных источников вокруг вулкана.

С 18 по 30 августа 2020 г. в кратере Восточной вершины проводили наблюдения за метеорологическим режимом и тепловым балансом ледника, была выполнена радиолокационная съёмка толщины льда и сезонного снежного покрова, пробурена скважина от поверхности до ложа с получением керна льда, измерены температуры в скважине, в шурфе из сезонной снежной толщи отобраны образцы для изотопного, химического и спорово-пыльцевого анализов, проведён отбор образцов газа на поверхности



**Рис. 2.** Объекты исследования в кратере Восточной вершины Эльбруса в августе 2020 г.:

1 – профили радиозондирования на частоте 20 МГц; 2 – профили РЛЗ на частоте 1400 МГц; 3 – автоматическая метеостанция; 4 – скважина глубиной 96 м; 5 – снежный шурф; 6 – точка измерения температуры снежной толщи; 7 – точки отбора проб газа и измерения температуры грунта на fumarольной площадке; 8 – точки отбора проб газа на леднике; 9 – точки отбора образцов пыльцы с поверхности ледника; 10 – изогипсы поверхности ледника (проведены через 5 м). А–А1, Б–Б1 – профили, радарограммы вдоль которых приведены на рис. 4. В качестве подложки использован снимок 19 августа 2020 г. с дрона DJI MAVIC 2 Pro в нади́р с высоты 200 м (фото А.А. Абрамова); создание ортофотоплана и цифровой модели рельефа выполнено в программе Agisoft Metashape

**Fig. 2.** Research objects in the crater of the Eastern summit of Elbrus in August 2020:

1 – radar profiles at a frequency of 20 MHz; 2 – radar profiles at 1400 MHz; 3 – automatic weather station; 4 – borehole 96 m; 5 – snow pit; 6 – snow cover temperature measurement site; 7 – points of gas sampling and measurement of soil temperature at the fumarole site; 8 – points of gas sampling on the glacier; 9 – points of pollen sampling on the glacier surface; 10 – isohypses of the glacier surface (drawn every 5 m). A–A1, Б–Б1 – the profiles along which the radarograms are shown in Fig. 4. A photograph of August 19, 2020 from a DJI MAVIC 2 Pro unmanned aero vehicle in nadir from a height of 200 m (photo by A.A. Abramov) was used as a background, orthomosaic and digital elevation model creation in the Agisoft Metashape software

фумарольного поля и в атмосфере над ледником, продолжен мониторинг температуры грунта на fumarольной площадке, начатый в 2013 г.

(рис. 2). Кратер Восточной вершины Эльбруса заполнен ледником площадью 0,09 км<sup>2</sup>, расположенном в диапазоне высот от 5621 до 5520 м.

Наклон поверхности льда в пределах кратера в среднем составляет  $11^\circ$  и меняется от  $2-5^\circ$  в привершинной области до  $25-30^\circ$  в восточной, крутонаклонённой части. Кратер Восточной вершины – самая верхняя часть области питания ледников Ирик и Джикиуганкез.

### Метеорологические условия на Восточной вершине

Метеорологические наблюдения на Восточной вершине проводили с 20 по 30 августа 2020 г. с целью накопления рядов данных о типичных и экстремальных значениях метеорологических параметров в высокогорных зонах ледников, для валидации теплобалансовых блоков ледниковых моделей [9–11] и данных реанализов [12, 13], а также для физически обоснованной оценки потери массы снега во время сильных метелей за счёт возгонки ледяных кристаллов и изменений турбулентного теплообмена [14, 15]. Такие длительные и полные метеорологические измерения на Восточной вершине Эльбруса выполнены впервые. Они включали в себя: измерения температуры и влажности воздуха на уровнях 1 и 2 м над снежной поверхностью (ветровые датчики Campbell, Davis и акустический анемометр GILL), скорости, направления и порывистости ветра на высотах 0,25, 0,5 и 2 м (датчики Campbell и Davis), компонентов радиационного баланса (радиометры KIPP&Zonen), турбулентных пульсаций трёх компонентов скорости ветра и температуры (акустический анемометр GILL). Временная дискретность измерений составляла 1 мин, у акустического анемометра – 10 Гц. Результаты наблюдений представлены на рис. 3 и в таблице.

Первоначальный анализ данных позволил установить следующие особенности метеорологического режима на Восточной вершине: 1) амплитуда колебаний синоптического масштаба превышает амплитуду суточного хода основных величин; 2) высокие значения средней и максимальной скоростей ветра, связанные с прохождением атмосферных фронтов, переносом кинетической энергии струйного течения из верхней тропосферы в среднюю, а также с эффектами подветренных бурь, которые проявляются и в высокогорных районах Эльбруса [1]; 3) чрез-

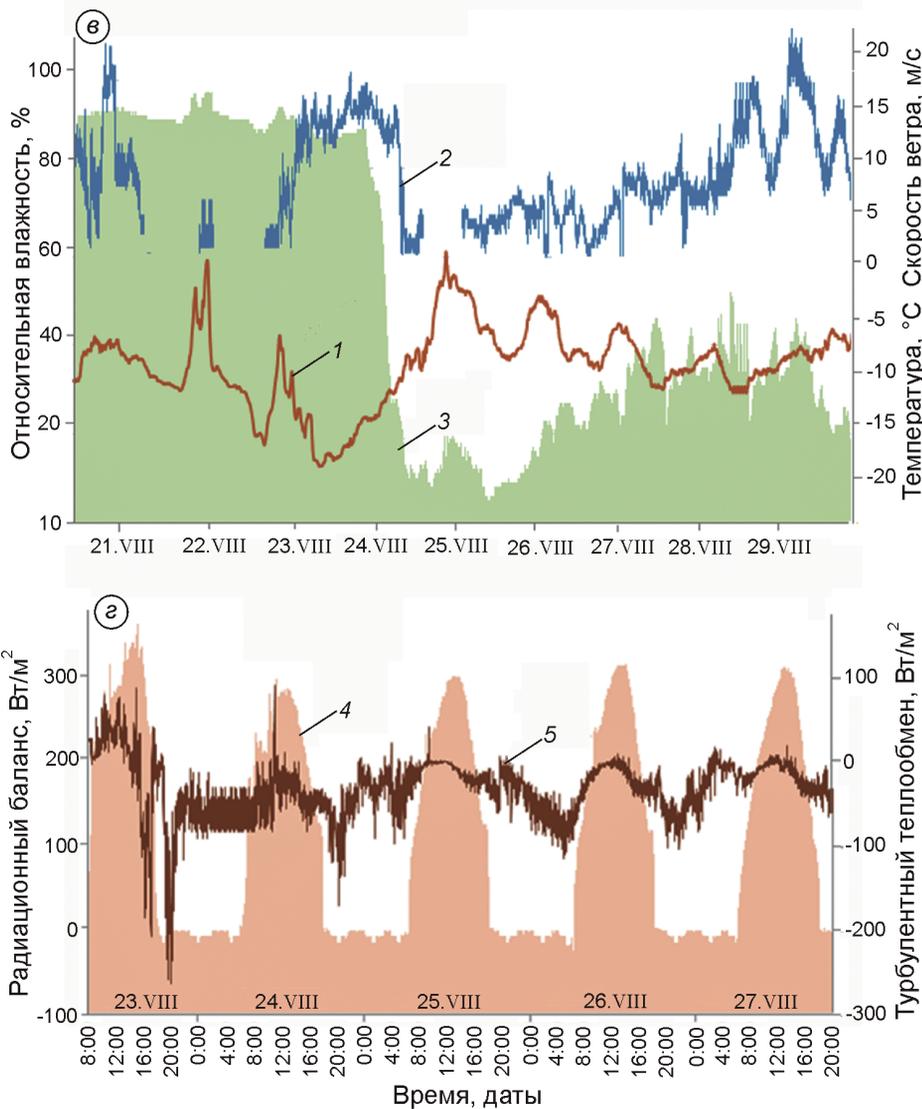
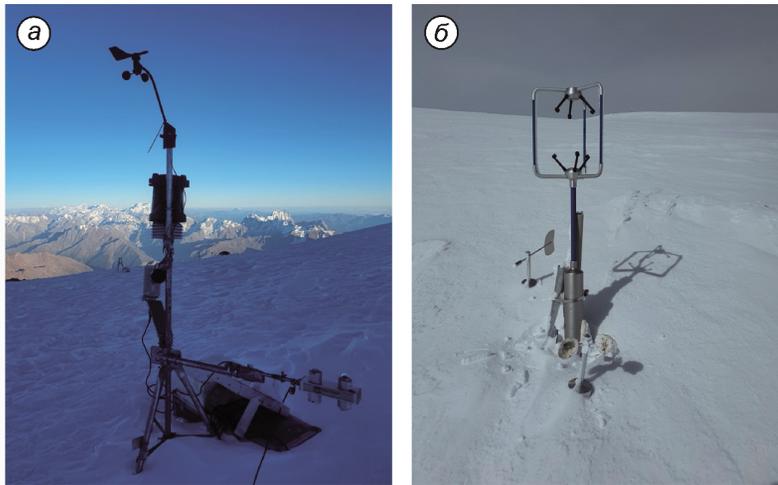
простейшие статистические характеристики основных метеорологических величин на Восточной вершине Эльбруса за период 20–30 августа 2020 г. (в скобках указано стандартное отклонение)

Параметры	Значения		
	средние	максимальные	минимальные
Температура, °С	$-10,2(\pm 3,7)$	0,5	$-19,7$
Относительная влажность, %	$51(\pm 33)$	100	5
Парциальное давление пара, гПа	$1,3(\pm 0,9)$	5,6	0,2
Скорость ветра, м/с	$6,1(\pm 4,0)$	20,8	–

вычайно высокая временная изменчивость относительной влажности (стандартное отклонение вдвое выше, чем в среднегорных условиях) и очень высокий дефицит влажности в безоблачных условиях, что способствует интенсивному испарению и сублимации с поверхности снега.

Среди метеорологических явлений наиболее часто повторяется низовая метель, суммарная продолжительность которой в период экспедиции составила около 48 ч. В условиях безоблачной погоды во время низовой метели происходит интенсивная сублимация снежных кристаллов в воздухе [14], что может существенно увеличивать потерю массы в области аккумуляции эльбрусских ледников. Полученные данные позволят оценить этот эффект количественно.

Из компонентов теплового баланса преобладающую роль играет приходящая коротковолновая радиация, величина которой в окологлоу-денные часы достигала  $1150 \text{ Вт/м}^2$ . Однако при среднем альбедо 70% и слабоотрицательных значениях длинноволнового бюджета итоговый радиационный баланс не превышал  $350 \text{ Вт/м}^2$ , что в среднем вдвое ниже, чем в области абляции ледников Кавказа [16]. Интересный результат – преобладание отрицательных значений турбулентных потоков тепла, среднее значение которых составило  $-35 \text{ Вт/м}^2$ . Особенно интенсивным отвод тепла от поверхности был в штормовых условиях 21 и 23–24 августа, когда максимальные значения турбулентного потока тепла по модулю превышали  $200 \text{ Вт/м}^2$ . Таким образом, турбулентный теплообмен в условиях Восточной вершины представляет собой расходную составляющую теплового баланса. Похожие результаты для Западного плато Эльбруса на основе расчёта



**Рис. 3.** Метеорологические наблюдения на Восточной вершине Эльбруса:

*a* – автоматизированный метеорологический комплекс, содержащий датчики температуры, влажности и скорости ветра Campbell и Davis, радиометры KIPP&ZONNEN; *б* – акустический анемометр GILL; *в* – ход основных метеорологических величин на уровне 2 м над поверхностью: 1 – температуры воздуха, °C; 2 – максимальной скорости ветра, м/с; 3 – относительной влажности, %; *г* – изменчивость основных компонент теплового бюджета: 4 – радиационного баланса  $R$ , Вт/м<sup>2</sup>; 5 – турбулентного потока тепла  $H$ , Вт/м<sup>2</sup>

**Fig. 3.** Meteorological observations at the Eastern Summit of Elbrus:

*a* – an automated meteorological complex, including Campbell and Davis temperature, humidity and wind speed sensors, KIPP & ZONNEN radiometers; *б* – the GILL acoustic anemometer; *в* – the course of the main meteorological values at the level of 2 meters above the surface: 1 – air temperature, °C; 2 – maximum wind speed, m/s; 3 – relative humidity, %; *г* – variability of main heat budget's components: 4 – radiation balance  $R$ , W/m<sup>2</sup>; 5 – turbulent heat flux, W/m<sup>2</sup>

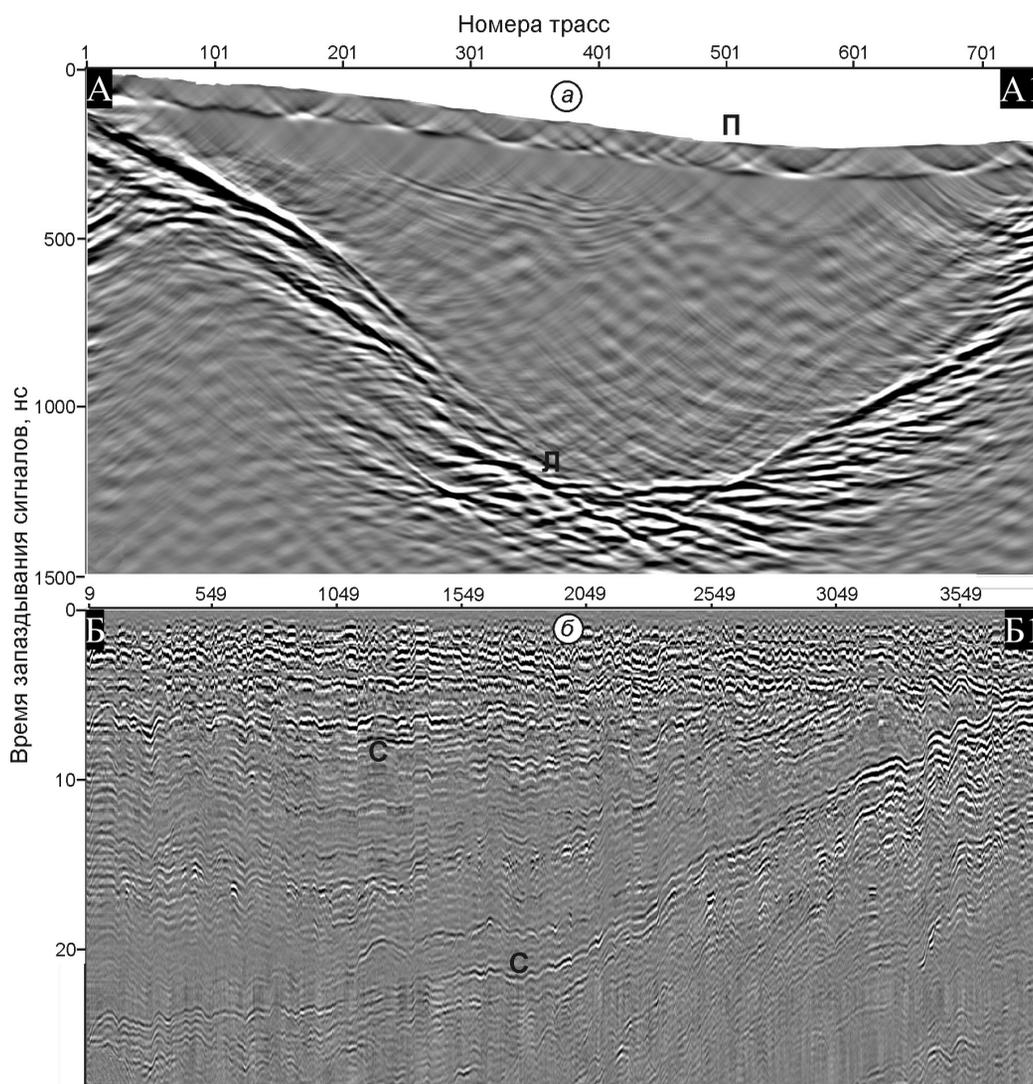
потоков тепла по аэродинамическим формулам приведены в работе [17]. Отметим также значительный поток тепла в толщу снега, который по

предварительным оценкам данных температурных измерений в пятиметровой скважине на метеоплощадке достигал в отдельные дни 30 Вт/м<sup>2</sup>.

### Радиолокационные исследования

Наземные радиолокационные измерения толщины льда в кратере выполнены с помощью моноимпульсного георадара ВИРЛ-7 (20 МГц) по сети профилей общей протяжённостью 2,6 км (8700 точек измерений). Оборудование (приёмник, передатчик, блок управления, источники питания и GPS) было смонтировано на рюкзаках и перемещалось по леднику группой из трёх человек. Радарная и навигационная информация записывалась в автоматическом режиме с интервалом 0,5 с, или

примерно каждые 30 см. Предварительный анализ полученных данных в поле позволил правильно выбрать точку бурения: в 70 м к востоку от геометрического центра кратера, в самой глубокой его части. Пример радиолокационного разреза, проходящего вблизи скважины, приведён на рис. 4, а. На радарограмме хорошо видна геометрия подлёдного ложа — его форма типична для кратера вулкана и напоминает воронку с довольно крутыми бортами. По предварительным оценкам, максимальная толщина льда в кратере достигает 100 м, а в среднем составляет 45 м. Совмещение всех радиолокаци-

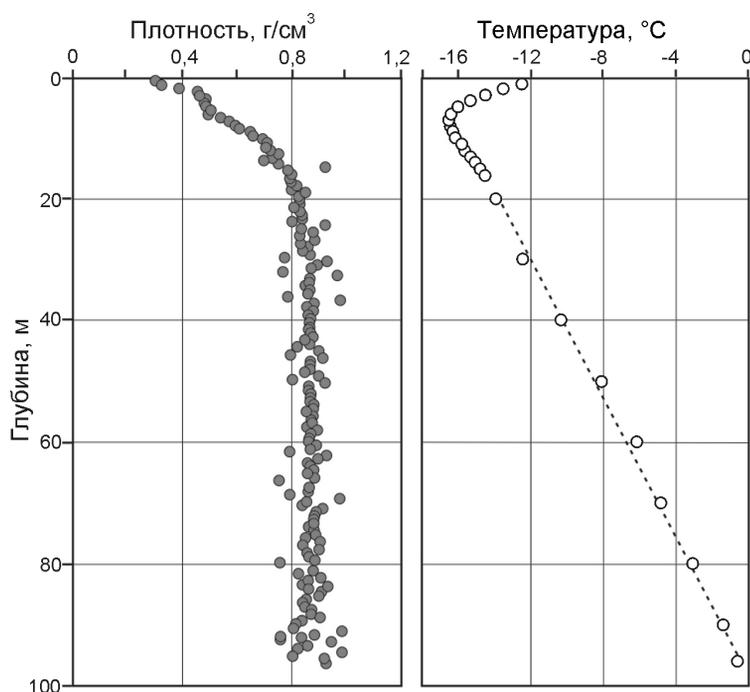


**Рис. 4.** Примеры радарограмм, полученных на частотах 20 МГц (а) и 1400 МГц (б) в кратере Восточной вершины Эльбруса.

П – поверхность ледника; Л – ложе ледника; С – слои в сезонной снежной толще. Положение разрезов приведено на рис. 2

**Fig. 4.** Examples of radarograms obtained at frequencies of 20 MHz (a) and 1400 MHz (b) in the crater of the Eastern summit of Elbrus.

П – glacier surface; Л – glacier bed; С – layers in the seasonal snow mass. The position of the sections is shown in Fig. 2



**Рис. 5.** Результаты измерения плотности и температуры в скважине на леднике в кратере Восточной вершины Эльбруса.

Пунктирной линией показана линейная аппроксимация температурного градиента

**Fig. 5.** Density and temperature measurements in a borehole on a glacier in the crater of the Eastern Summit of Elbrus.

The dotted line shows the linear approximation of the temperature gradient

онных данных позволит уточнить карты толщины льда и рельефа подлёдного ложа, построенные на основании данных предыдущих радиолокационных съёмок 2006 и 2017 гг. с локаторами ВИРЛ-6 и георадаром «Зонд 12-е» соответственно [1].

Кроме того, на Восточной вершине нами впервые была выполнена площадная радиолокационная съёмка толщины снежно-фирновой толщи с помощью высокочастотного (1400 МГц) георадара «Пикор-Лёд». На профилях общей длиной около 2 км хорошо различаются слои в снежно-фирновой толще до глубины около 5 м (см. рис. 4, б). Совместная обработка радиолокационных данных, керн и образцов сезонной снежной толщи из неглубокого шурфа позволит выделить годовые слои на радарограммах и оценить пространственно-временное распределение аккумуляции в этой области Эльбруса.

### Бурение скважины

Скважина в леднике (43,34804° с.ш., 42,45606° в.д.,  $H = 5565$  м) была пробурена в период с 20 по 26 августа 2020 г. за пять рабочих дней с помощью электромеханической установки компании Geo Tech (Япония). Промывочные жидкости не применялись. Скорость бурения варьировала от 11 до 1 м/ч, в среднем уменьшаясь с глубиной от 4,5

до 4,0 м/ч. Скважина достигла ложа на глубине 96,01 м. В керне после стратиграфического описания измеряли плотность снега, фирна и льда (рис. 5). Керн льда лишён ледяных прослоев, что указывает на отсутствие поверхностного таяния. Мощность снежно-фирновой толщи составляет около 20 м, что в три раза меньше, чем на Западном плато. Переход фирна в лёд, в отличие от плато, происходит достаточно резко. Более того, значительные глубины замыкания пор — одно из самых низких для сухих условий льдообразования. К основным факторам, вызывающим процесс уплотнения снежно-фирновой толщи, относятся среднегодовая температура и скорость аккумуляции снега; дополнительно на процесс уплотнения могут влиять и другие метеопараметры (скорость ветра, влажность, и т.п.). Вероятно, быстрый переход фирна в лёд может быть связан с постоянными сильными ветрами на Восточной вершине и повышенной ветровой упаковкой верхней части снежно-фирновой толщи. Однако не исключено влияние и других механизмов, например теплового потока.

### Температурные измерения в скважине

После завершения бурения и выстаивания тампонирующей скважины в течение суток с помощью термистора в ней была измерена тем-

пература с точностью 0,1 °С. Результаты измерений приведены на рис. 5. На глубинах до 8 м отмечается резкое изменение температуры – примерно на 4 °С, связанное с сезонными колебаниями температуры на поверхности. Температура на ложе ледника составляла –0,6 °С. На глубинах от 20 м до ложа ледника изменение температуры практически линейно, что свидетельствует об установившемся режиме теплопереноса и позволяет определить величину теплового потока. Плотность теплового потока  $g$  (Вт/м<sup>2</sup>) пропорциональна вертикальному градиенту температуры и может быть записана в следующем виде:

$$g = -\lambda \text{grad} T \text{ или} \\ g = -\lambda (T_1 - T_2) / \Delta h, \quad (1)$$

где  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности льда, Вт/м·К;  $T_1$  и  $T_2$  – температура в верхней и нижней частях линейного участка температур соответственно, °С;  $\Delta h$  – расстояние между точками 1 и 2, м [3].

Учитывая, что в диапазоне температур от –20 до 0 °С коэффициент теплопроводности льда  $\lambda = 2,25$  Вт/м·К, получаем значение плотности теплового потока в точке измерений, равное 0,39 Вт/м<sup>2</sup>. Оно несколько превосходит величину, полученную для Западного плато Эльбруса, которая составляет 0,34 Вт/м<sup>2</sup> [1]. Кратер Восточной вершины Эльбруса расположен примерно на 500 м выше Западного плато, поэтому средняя годовая температура воздуха на поверхности примерно на 3 °С ниже. Температура на ложе ледника в условиях Западного плато на глубине 181,8 м составляет –2,4 °С, при этом в кратере Восточной вершины при толщине льда около 100 м её значение существенно выше (–0,6 °С). Этот эффект можно объяснить большей плотностью геотермального теплового потока в кратере Восточной вершины по сравнению с Западным плато.

#### **Отбор образцов газа на фумарольной площадке и на поверхности ледника**

Концентрация метана в воздухе, заключённом во льду керна 2009 г., была измерена методом непрерывного потока (continuous flow analysis – CFA – [18]) в Институте наук

о Земле (IGE), Гренобль, Франция, в 2014 г. Получен сигнал, покрывающий 1815–1995 гг. и описывающий региональный рост концентрации метана в атмосфере в индустриальный и постиндустриальный периоды. Сравнение данных с другими региональными реконструкциями атмосферного метана по данным ледниковых кернов горных районов, а также Гренландии и Антарктиды показало отличия в образцах, вероятно, возникшие из-за разной антропогенной нагрузки на эти районы. Однако остался открытым вопрос о сравнении абсолютных значений концентрации метана и временной изменчивости широтного градиента этого парникового газа.

С целью калибровки абсолютных значений, полученных по керну 2009 г., мы провели отбор проб воздуха в кратере Восточной вершины Эльбруса (усл. обозначения 7 и 8 на рис. 2) и по высотному профилю ледника Гарабаши (не представлено на схеме). Всего отобрано 29 образцов воздуха на высотах 3387–5598 м. Газ отбирался 150-миллиметровым шприцем в стандартный пенициллиновый флакон вместимостью 10 мл с резиновой пробкой и металлической обсадкой. Флаконы предварительно были заполнены перенасыщенным солевым раствором. Образец газа вводился в перевёрнутый флакон, раствор сливался до половины через второй прокол пробки медицинской иглой (рис. 6, б). Виалы хранились и транспортировались в перевёрнутом положении в ёмкостях для медицинских анализов, заполненных солевым раствором для создания гидрозатвора, удержания газовой пробы при наборе атмосферного давления на уровне г. Москва и предотвращения образования метана in-situ. Концентрация метана была измерена в ноябре 2020 г. в почвенно-экологической лаборатории Аграрно-технологического института РУДН (г. Москва) методом газовой хроматографии. Полученные данные планировалось использовать для калибровки абсолютных значений метанового ряда за последние два столетия по данным ледникового керна Эльбруса. Результаты анализов не позволяют сделать заключение об абсолютной концентрации метана в приземном слое атмосферы, поскольку разница между образцами-дубликатами в несколько раз превышает погрешность измерений. Отбор образцов воздуха планируется повторить в полевой сезон 2021 г.



**Рис. 6.** Фумарольное поле (показано жёлтым эллипсом) на внешней кромке кратера Восточной вершины Эльбруса (а) (фото А.А. Абрамова 19 августа 2020 г.). Д.О. Владимирова проводит отбор образцов для газового анализа (б) (фото В.Н. Михаленко).

1 – ледник Джикиуганкез; 2 – ледник Ирикчат

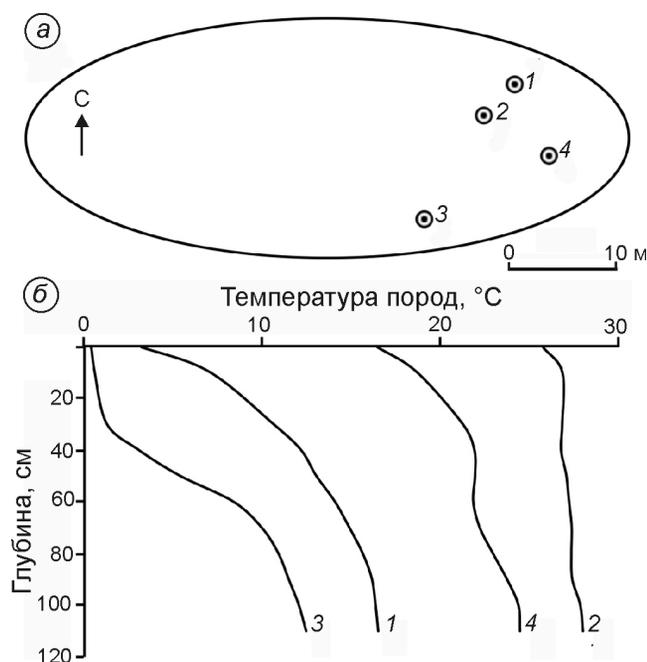
**Fig. 6.** Fumarole field (shown by a yellow ellipse) on the outer rim of the crater of the Eastern Summit of Elbrus (a) (photo by A.A. Abramov, August 19, 2020) and D.O. Vladimirova takes samples for gas analysis (b) (photo by V.N. Mikhalenko).

1 – glacier Djikiugankez; 2 – glacier Irikchat

### Измерение температуры грунта на фумарольной площадке

О существовании фумарольных полей в вершинной части вулканической постройки Эльбруса известно давно. При этом инструментальные измерения температур, если и вели, то единоразово, поэтому организация пункта температурного мониторинга в 2013 г. стала одной из задач проводившихся исследований. Температурные датчики были размещены у поверхности и на глубинах 40 и 80 см. По результатам годового цикла замеров установлено, что температуры в пределах фумарольной площадки по-

ложительны (17–26 °С) в течение года и слабо зависят от температурного режима воздуха [1]. Данные с датчика, размещённого на глубине 80 см, считать не удалось. В 2020 г. для уточнения температурного режима более глубоких слоёв грунта в пределах фумарольной площадки прошли измерения с помощью термощупа (производства Криолаб, на базе датчика DS1920). Отверстие для щупа подготавливали с помощью перфоратора с буром длиной 120 см. Породы в пределах фумарольного поля – рыхлые, значительно преобразованные гидротермальными процессами. В период измерений поверхность была закрыта свежим снегом, а по южному краю



**Рис. 7.** Температурный режим пород в различных частях фумарольного поля на западном борту кратера Восточной вершины Эльбруса.

Измерения проводили 19 августа 2020. 1–4 – точки измерений на схеме (а) и соответствующие им температурные графики (б)

**Fig. 7.** Ground temperature regime in different parts of the fumarole field on the western side of the crater of the Elbrus Eastern Summit.

The measurements were taken on August 19, 2020. 1–4 – the measurement points on the plan (a) and the corresponding temperature graphs (b)

сформировалась снежная пещера. Область положительных температур занимает порядка 450 м<sup>2</sup>. Результаты измерений в разных частях площадки приведены на рис. 7. Температура на глубине 120 см не превышала 30 °С, а в краевой части 10 °С. Сравнение с результатами, полученными в 2013–2014 гг., позволяет предположить стабильность температурного режима на фумарольном поле в районе Восточной вершины Эльбруса.

**Благодарности.** Работа выполнена на территории Национального парка «Приэльбрусье» при финансовой поддержке РФФ (проект № 17-17-01270-П). Авторы благодарны А.Я. Арабову и К.А. Арабову (Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН) за помощь в организации работ, Д.В. Карелину и А.В. Долгих (Институт географии РАН) за методические рекомендации и предоставленное оборудование для отбора образ-



Участники экспедиции после завершения буровых работ.

Слева направо: С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, В.Н. Михаленко, П.А. Торопов, Д.О. Владимирова, В.В. Мацковский. Фото В.Н. Михаленко

Expedition members after completion of drilling. S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev, V.N. Mikhalenko, P.A. Toropov, D.O. Vladimirova, V.V. Matskovsky. Photo by V.N. Mikhalenko

цов газа, В.И. Мицкевичу (Институт географии РАН), который координировал работы, компании Heliaction и А. Болдыреву за доставку вертолётом участников экспедиции, оборудования и снаряжения к месту проведения исследований, А.Ю. Артамонову (Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН) за содействие при подготовке метеорологического оборудования.

**Acknowledgments.** The research was carried out on the territory of the Elbrus National Park with the financial support of the Russian Science Foundation (project № 17-17-01270-П). The authors are grateful to A.Ya. Arabov and K.A. Arabov (Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences) for help in organizing the work, D.V. Karelin and A.V. Dolgikh (Institute of Geography, RAS) for methodological recommendations and equipment for gas sampling, V.I. Mitskevich (Institute of Geography RAS), who coordinated our work, Heliaction company and A. Boldyrev for the delivery of expedition members and equipment by helicopter to the research site, A.Yu. Artamonov (Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences) for assistance in preparing meteorological equipment.

## Литература

## References

1. Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. Москва—СПб.: Нестор—История, 2020. 372 с.
2. *Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhailenko V., Friedrich R.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. P. 14119–14132. doi: 10.5194/acp-19-14119-2019.
3. *Лиходеев Д.В., Михаленко В.Н.* Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // *Геофизические исследования*. 2012. Т. 13. № 4. С. 70–75.
4. *Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Козачек А.В., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И.* Изотопно-кислородный состав снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 3. С. 293–305. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-426.
5. *Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Кошуг Д.Г., Газеев В.М., Шабалин Р.В., Докучаев А.Я., Мелекестцев И.В., Сулержницкий Л.Д., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гришин С.Ю.* Основные циклы эволюции вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) по данным ЭПР датирования кварца // *Вулканология и сейсмология*. 2003. Т. 3. С. 3–14.
6. *Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекестцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В.* Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
7. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С., Брянцева Г.В.* Вулкан Эльбрус. Северный Кавказ // *Жизнь Земли*. 2015. Т. 37. С. 12–20.
8. *Богатиков О.А., Мелекестцев И.В., Гурбанов А.Г., Катов Д.М., Пурига А.А.* Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // *ДАН*. 1998. Т. 363. № 4. С. 515–517.
9. *Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research*. 2004. V. 109 (D16). P. D16104. doi: 10.1029/2003JD004338.
10. *Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.I., Hardy D.R.* Energy balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 227–233. doi: 10.3189/172756407782871224.
11. *Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise // *Frontiers in Earth Science*. 2015. V. 3. P. 1–22. doi: 10.3389/feart.2015.00054.
12. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado
1. *Ledniki i klimat Elbrusa*. Elbrus Glaciers and Climate. Ed. by V.N. Mikhailenko. Moscow—St. Petersburg: Nestor—Istoriya, 2020: 372 p.
2. *Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhailenko V., Friedrich R.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019, 19: 14119–14132. doi: 10.5194/acp-19-14119-2019.
3. *Likhodeev D.V., Mikhailenko V.N.* Temperature estimation for the Most Upper Part of Magmatic Chamber of the Elbrus Volcano. *Geofizicheskie Issledovaniya*. Geophysical Research. 2012, 13 (4): 70–75. [In Russian].
4. *Chizhova Yu.N., Mikhailenko V.N., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Kozachek A.V., Kutuzov S.S., Lavrent'ev I.I.* Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (3): 293–305. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-426. [In Russian].
5. *Bogatikov O.A., Gurbanov A.G., Koshchug D.G., Gazeyev V.M., Shabalin R.V., Dokuchayev A.YA., Melekestsev I.V., Sulerzhitskiy L.D., Belousov A.B., Belousova M.G., Grishin S.YU.* The main evolutionary cycles of Elbrus volcano (North Caucasus) according to EPR dating of quartz. *Vulkanologia i Seysmologia*. Volcanology and Seismology. 2003, 3: 3–14. [In Russian].
6. *Laverov N.P., Dobretsov N.L., Bogatikov O.A., Bondur V.G., Gurbanov A.G., Karamurзов B.S., Kovalenko V.I., Melekestsev I.V., Nechayev Yu.V., Ponomareva V.V., Rogozhin Ye.A., Sobisevich A.L., Sobisevich L.Ye., Fedotov S.A., Khrenov A.P., Yarmolyuk V.V.* Noveyshiy i sovremennyy vulkanizm na territorii Rossii. The newest and modern volcanism in Russia / Resp. editor N.P. Laverov. M.: Nauka, 2005: 604 p. [In Russian].
7. *Koronovskiy N.V., Myshenkova M.S., Bryantseva G.V.* Vulkan El'brus. Severnyy Kavkaz. Volcano Elbrus. North Caucasus. *Zhizn' Zemli*. Earth life. 2015, 37: 12–20. [In Russian].
8. *Bogatikov O.A., Melekestsev I.V., Gurbanov A.G., Katov D.M., Puriga A.A.* Elbrus caldera (North Caucasus). *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 1998, 363 (4): 515–517. [In Russian].
9. *Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journ. of Geophys. Research*. 2004, 109 (D16): D16104. doi: 10.1029/2003JD004338.
10. *Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.I., Hardy D.R.* Energy balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 227–233. doi: 10.3189/172756407782871224.
11. *Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*. 2015, 3: 1–22. doi: 10.3389/feart.2015.00054.

- Sajama, Bolivia // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108 (D22). P. 4693. doi: 10.1029/2003JD003623.
13. *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 абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19.
  14. *Bintanja R.* Modelling snowdrift sublimation and its effect on the moisture budget of the atmospheric boundary layer // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2001. V. 53 (2). P. 215–232. doi: 10.3402/tellusa.v53i2.12189.
  15. *Pomeroy J.W., Essery R.* Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation of blowing snow in the atmospheric boundary layer. predictions // Hydrol. Proc. 1999. V. 13 (18). P. 2963–2975. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19991230)13:18<2963::AID-HYP11>3.0.CO;2-9.
  16. *Волошина А.П.* Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Т. 92. С. 3–138.
  17. *Торопов П.А., Шестакова А.А., Полохов А.А., Семенова А.А., Михаленко В.Н.* Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2020. Т. 6. № 1. С. 58–76. doi: 10.31857/S2076673420010023.
  18. *Stowasser C., Buizert C., Gkinis V., Chappellaz J., Schüpbach S., Bigler M., Faïn X., Sperlich P., Baumgartner M., Schilt A., Blunier T.* Continuous measurements of methane mixing ratios from ice cores // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. № 5. P. 999–1013. doi: 10.5194/amt-5-999-2012.
  12. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (D22): 4693. doi: 10.1029/2003JD003623.
  13. *Toropov P.A., Mikhailenko 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 the 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].
  14. *Bintanja R.* Modelling snowdrift sublimation and its effect on the moisture budget of the atmospheric boundary layer. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2001, 53 (2): 215–232. doi: 10.3402/tellusa.v53i2.12189.
  15. *Pomeroy J.W., Essery R.* Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation of blowing snow in the atmospheric boundary layer. predictions. Hydrol. Proc. 1999, 13 (18): 2963–2975. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19991230)13:18<2963::AID-HYP11>3.0.CO;2-9.
  16. *Voloshina A.P.* Meteorology of mountain glaciers. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138. [In Russian].
  17. *Toropov P.A., Shestakova A.A., Polyukhov A.A., Semenova A.A., Mikhailenko 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].
  18. *Stowasser C., Buizert C., Gkinis V., Chappellaz J., Schüpbach S., Bigler M., Faïn X., Sperlich P., Baumgartner M., Schilt A., Blunier T.* Continuous measurements of methane mixing ratios from ice cores. Atmos. Meas. Tech. 2012, 5 (5): 999–1013. doi: 10.5194/amt-5-999-2012.

Подписано в печать 18.02.2021 г. Дата выхода в свет 25.03.2021 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 65 экз. Договорная цена. Заказ 3922.

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.

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами ббольшого объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

**При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>**

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)124-73-82. E-mail: [khronika@mail.ru](mailto:khronika@mail.ru)

## СОДЕРЖАНИЕ

### Ледники и ледниковые покровы

- А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, К.Б. Чихачев.** Сохранность климатического сигнала в слоях древнего льда в районе Купола В (Антарктида). ..... 5
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.** Оценка объёма айсбергового стока с выводных ледников Северной Земли за 2014–2019 гг. .... 14
- А.Л. Борисик, А.Л. Новиков, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, С.Р. Веркулич.** Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов. .... 26
- Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Волков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин.** Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году. .... 38
- В.В. Поповнин, А.С. Губанов, Р.А. Сатылканов, Б.О. Эрменбаев.** Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным. .... 58

### Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Р.А. Чернов.** Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Шпицберген). .... 75
- О.В. Сухова, М.А. Вайсфельд.** Моделирование перераспределения снежного покрова – ключевого параметра зимних биотопов копытных Дальнего Востока. .... 89
- Р.А. Чернов, А.Я. Муравьев.** Опыт применения высокочастотного георадара для ландшафтной снегомерной съёмки в окрестностях городов Кировск (Хибины) и Апатиты. ... 103

### Морские, речные и озёрные льды

- А.Г. Егоров.** Летняя кромка льдов и осенние сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в 1981–2018 гг. .... 117
- Б.С. Шапкин, А.В. Рубченя, Б.В. Иванов, А.Д. Ревина, М.В. Богрянцев.** Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. .... 128

### Палеогляциология

- Ю.Н. Чижова, Е.М. Бабкин, А.В. Хомутов.** Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала. .... 137

### Экспресс-информация

- В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торопов, Д.О. Владимирова, А.А. Абрамов, В.В. Мацковский.** Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г. .... 149