РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

# Лёд и Снег

Том 64, № 3, 2024

# Ice and Snow

2024

# СОДЕРЖАНИЕ

**Том 64, номер 3, 2024**

# CONTENTS

**Vol. 64, No. 3, 2024**

## Glaciers and Ice Sheets



## Snow Cover and Avalanches

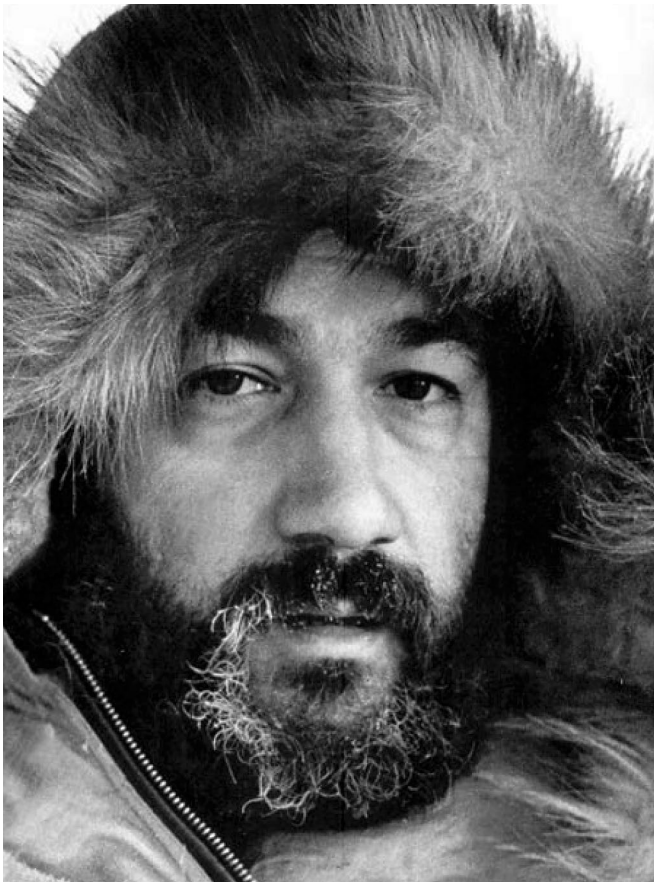


## Underground ice and glaciers



## Applied problems

# АРТУР НИКОЛАЕВИЧ ЧИЛИНГАРОВ (1939–2024)



Мало кто из гляциологов не знал Артура Николаевича, нашего выдающегося полярника и всемирно известного ученого, крупного государственного деятеля, депутата Государственной думы семи созывов, члена Бюро Совета РАН по изучению Арктики и Антарктики, члена-корреспондента РАН, внесшего неоценимый вклад в исследование полярных регионов Земли. Он инициировал новое научное направление – географическая информатика Арктики и Субарктики, которое сегодня успешно развивается. При решающем участии Артура Николаевича в 2003 г. на Северном полюсе была открыта первая в постсоветский период дрейфующая научно-исследовательская станция. Он инициировал и руководил экспедицией «Арктика-2007». В ходе этой экспедиции 2 августа 2007 г. А. Н. Чилингаров лично участвовал в погружении на глубоководном обитаемом аппарате «Мир-1» на дно Северного Ледовитого океана на Северном полюсе на глубину 4261 м, где установил титановый флаг Российской Федерации. Вклад А. Н. Чилингарова стал решающим во время спасательной операции по высвобождению, в условиях полярной зимы 1986 г., из льдов Антарктики научно-исследовательского судна «Михаил Сомов». Длительное время он был Специальным представителем Президента Российской Федерации по международному сотрудничеству в Арктике и Антарктике, неоднократно избирался президентом «Ассоциации полярников», был первым вице-президентом Русского географического общества, заместителем председателя редсовета журнала «Арктика: экология и экономика». Научные открытия Артура Николаевича, его мужество и героизм, проявленные во время аарктических и аантарктических экспедиций, а также общественная деятельность высоко оценены в нашей стране и во всем мире. А. Н. Чилингаров Герой Советского Союза, Герой Российской Федерации, кавалер ордена Ленина и трех степеней ордена «За заслуги перед Отечеством», лауреат Государственной премии СССР, удостоен званий Заслуженный географ Российской Федерации и Заслуженный метеоролог Российской Федерации, был награжден премией имени О. Ю. Шмидта. Из многих зарубежных наград особо выделим медаль Анании Ширакаци и орден Святого Месропа Маштоца (Республика Армения), орден Почетного легиона (Франция), орден Бернардо О'Хиггинса (Чили), большой золотой почетный знак со звездой «За заслуги перед Австрийской Республикой» (Австрия), орден Дружбы (Южная Осетия). Нас связывали теплые дружеские отношения с Артуром Николаевичем Чилингаровым. Нам будет не хватать прекрасного общения с ним, его интереснейших научных статей, заметок, выступлений и интервью. Выражаем глубокие соболезнования родным и близким, коллегам Артура Николаевича. Светлая память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

*Редколлегия ЛиС*

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 303–325*

## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.321.84*

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ ЭЛЬБРУСА В XXI В. ЧАСТЬ 1. ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

**© 2024 г. Т. Н. Постникова[1,4]*, О. О. Рыбак[1,2,3], А. С. Губанов[4], Х. Зеколлари[5], М. Хусс[6,7,8]**

[1]*Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*
[2]*Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия*
[3]*Earth System Science and Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[4]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[5]*Department of Water and Climate, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[6]*Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich, Zürich, Switzerland*
[7]*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland*
[8]*Department of Geosciences, University of Fribourg, Fribourg, Switzerland*
**e-mail: tasinidze@gmail.com*

Поступила 14.01.2024 г.
После доработки 14.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Выполнен прогноз изменения параметров ледников Эльбруса до 2100 г. В модели расчёт поверхностного баланса массы производится с учётом влияния трансформирующегося моренного покрова; движение льда и морены рассчитывается с помощью уравнения неразрывности. Адаптация модели к ледникам Эльбруса включает в себя задание экзарационного источника моренного покрова, что соответствует геологическим особенностям региона.

**Ключевые слова:** горные ледники, математическая модель, гляциологическое моделирование, численные эксперименты, изменение климата, климатические проекции, CMIP6, Эльбрус, прогляциальные озёра

**DOI**: 10.31857/S2076673424030015, **EDN**: IOSHOQ

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования оледенения Эльбруса и климатических условий в регионе имеют длительную, более чем столетнюю, историю (Золотарев, Харьковец, 2012). Накопленные к настоящему времени данные позволяют детально восстановить фактическую сторону современного состояния трёх десятков ледников Эльбруса, климатических условий на них, а также оценить масштабы и параметры изменения оледенения Эльбруса на протяжении десятилетий (Золотарев, 2009; Золотарев, Харьковец, 2012; Торопов и др., 2016; Kutuzov et al., 2019). Особо стоит отметить две фундаментальные монографии, опубликованные с интервалом в половину столетия (Оледенение Эльбруса, 1968; Ледники и климат Эльбруса, 2020), в которых собраны и обобщены сведения об этом уникальном природном объекте.

Объём оледенения Эльбруса составлял в 2017 г. 5.03±0.85 км$^3$, 68% которого находилось ниже 4000 м над ур. моря со средней толщиной снежно-ледовой толщи 44.6±7.3 м (Kutuzov et al., 2019). Его площадь по состоянию на тот же год оценивалась в 112.20±0.58 км$^2$, что составляло немногим менее 10% площади оледенения всего Большого Кавказа (1132±0.58 км$^2$ по состоянию на 2014 г. (Tielidze, Wheat, 2018)).

Реки, берущие начало на склонах Эльбруса, относятся к бассейнам Чёрного и Каспийского морей. Учитывая, что доля ледникового стока в общем стоке рек северного склона Большого Кавказа оценивается в 1–9%, однако в тёплый период года на отдельных реках может достигать 40–45% (Лурье, Панов, 2013), можно предположить, что значительный по региональным меркам масштаб оледенения Эльбруса должен оказывать определённое влияние на формирование режима речного стока в регионе и косвенным образом на экосистемы.

В одном ледниковом массиве наблюдаются существенные региональные различия: ледники

Эльбруса имеют разную экспозицию, оканчиваются в разных высотных зонах. В результате они теряют массу с разной скоростью (Золотарев, 2009; Золотарев, Харьковец, 2012; Kutuzov et al., 2019). Так, на южном склоне сокращение массы льда в среднем больше, чем на северном. Однако самые большие потери массы наблюдаются на ледовом плато Джикаугенкёз на северо-восточном участке, которое является частью ледников Чунгурчатчиран и Бирджалычиран (Золотарев, Харьковец, 2012), а самые маленькие – на леднике Кюкюртлю, который выделяется среди прочих благодаря большой роли лавинного питания в аккумуляции (Kutuzov et al., 2019).

Исторические изменения параметров оледенения Эльбруса соответствуют общей тенденции сокращения горного оледенения мира в целом и на Кавказе в частности, хотя темпы этого сокращения, по-видимому, несколько различались. Однозначные выводы сделать трудно, поскольку приводимые оценки относятся по большей части к несовпадающим периодам времени. Так, площадь оледенения Эльбруса сократилась с 1997 по 2017 г. на 10.8% (0.51% в год). В то же время в 1971–2011 гг. на всём северном склоне Большого Кавказа площадь ледников сокращалась со скоростью 0.41% в год (Лурье, Панов, 2014), однако в 2000–2020 гг. скорость сокращения увеличилась до 1.15% в год (Котляков и др., 2023). Последняя оценка относится, правда, ко всему Большому Кавказу, однако, даже учитывая региональные различия, цифра сокращения площади превышала 1% в год. В тот же период площадь ледников Эльбруса сокращалась гораздо меньшими темпами, на 0.57% год (Котляков и др., 2023).

Начиная с 30-х годов XX века и до недавнего времени выполнялись фрагментарные метеонаблюдения разной продолжительности на склонах Эльбруса. Только в последнее десятилетие они стали носить относительно регулярный характер (Торопов и др., 2016), в частности на леднике Гарабаши, а также охватывали незначительные промежутки времени на Западном плато и Восточной вершине. В совокупности с длительными регулярными наблюдениями на сетевой метеостанции Терскол, расположенной у подножия Эльбруса в долине р. Баксан, появилась возможность реконструировать текущие климатические условия в регионе. Наличие данных наблюдений – это необходимое условие для коррекции региональных климатических прогнозов, основанных на математическом моделировании (Корнева и др., 2023). Что касается палеоклиматических реконструкций, то исходные данные для них были получены в ходе бурения толщи ледников Эльбруса. Среди кернов различной длины особо выделяется несколько кернов, полученных на Западном плато; длина самого глубокого из них превышает 180 м. Физико-химический анализ результатов глубокого бурения позволил восстановить ряды приземной температуры воздуха и скорости аккумуляции на протяжении нескольких последних столетий, а также и особенности циркуляции атмосферы в регионе (Ледники и климат Эльбруса, 2020).

Актуальность исследования возможной эволюции оледенения Эльбруса в меняющихся климатических условиях имеет важный аспект. Рецессия ледников приводит к активизации опасных явлений, связанных с ледниками. Отступание ледников сопровождается образованием большого объёма мёртвых и погребённых льдов, что зачастую служит источником селей вследствие прорыва заполненных водой термокарстовых каверн (Черноморец, 2005) или подпруженных мореной с погребённым под ней стагнирующим льдом прогляциальных озёр (Докукин, Хаткутов, 2016). На Эльбрусе наиболее опасным с точки зрения селей гляциально-ливневого генезиса считается северо-восточный склон. Так, на месте отступившего ледника Бирджалычиран были образованы озёра, большая часть которых расположена поверх мёртвого льда и подпружена последним (Petrakov et al., 2007).

Проблемы, обусловленные отступанием фронтов ледников и формированием областей мёртвого льда, обуславливают необходимость решения задачи моделирования формирования и трансформации поверхностной морены. Прогноз эволюции моренного покрова важен по нескольким причинам. Слой морены толщиной более 5–7 см на леднике, выполняя изолирующую роль, задерживает его поверхностное таяние (Østrem, 1959; Поповнин и др., 2015) и, таким образом, замедляет скорость отступания фронта. Под моренным покровом возможно сохранение областей мёртвого льда, оставшегося после отступания ледника, которые могут служить подпрудой для формирующихся гляциальных озёр (Лаврентьев и др., 2020; Rounce et al., 2021).

Моренный покров на Эльбрусе сконцентрирован главным образом на ледниках Уллучиран, Большой Азау, Кюкюртлю, Битюгтюбе и ледовом плато Джикаугенкёз (рис. 1, *а*). В целом доля покрытого мореной льда мала (менее 5% в 2014 г.), однако с 1986 г. она увеличилась практически в 2.5 раза, что с учётом интервала неопределённостей соответствует скорости увеличения поверхностной морены на Большом Кавказе в целом (Tielidze et al., 2020). Максимальный рост доли замороженного льда наблюдался на восточном склоне Эльбруса.

Если исторические изменения параметров оледенения Эльбруса прямыми или косвенными методами изучены с большей или меньшей детализацией, начиная с периода формального окончания малого ледникового периода в середине XIX века (Золотарев, Харьковец, 2012), то долгосрочные

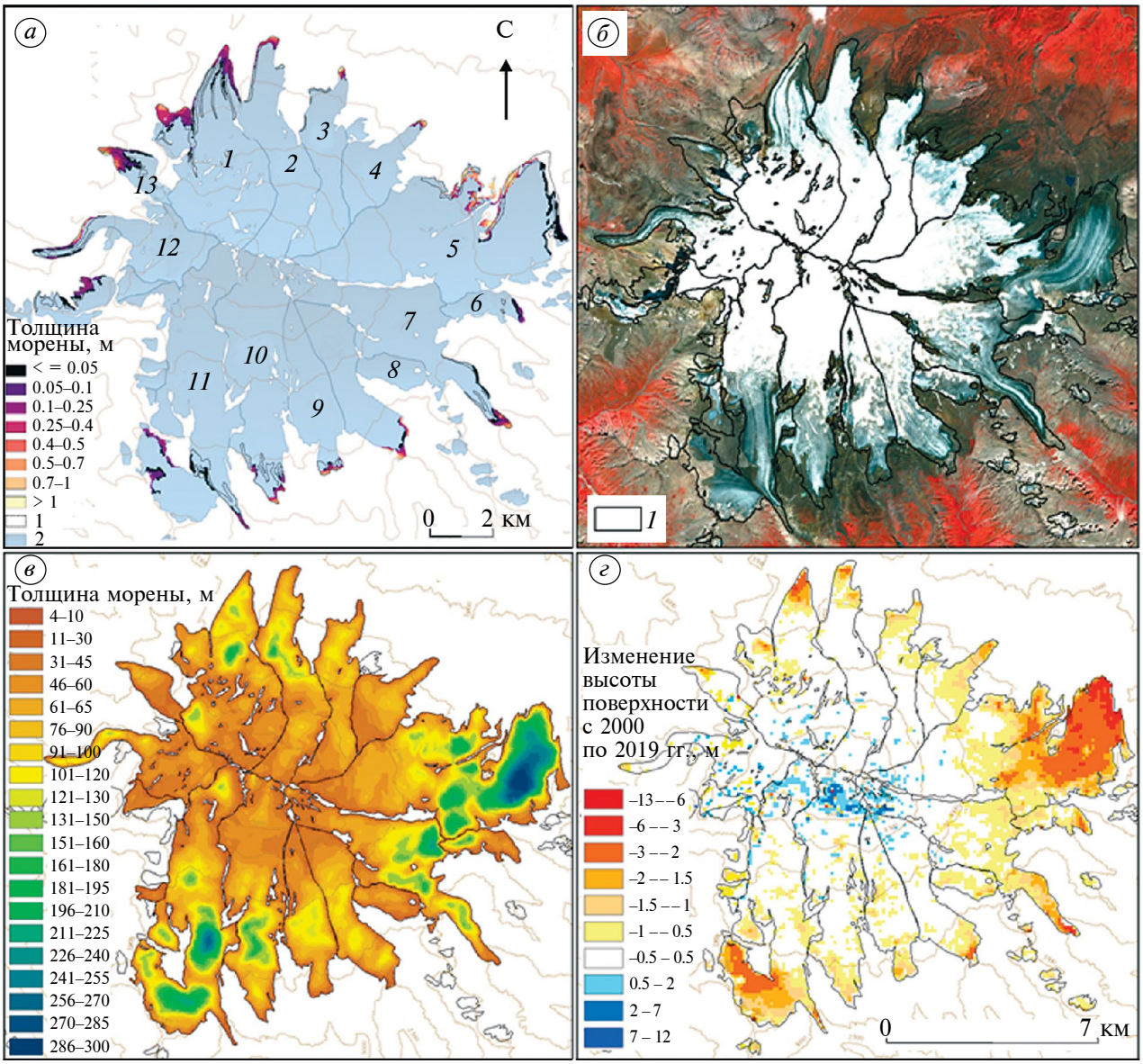



**Рис. 1.** Эльбрус. (*а*) Ледники Эльбруса (*1* – Уллучиран, *2* – Карачаул, *3* – Уллукол, *4* – Микелчиран, *5* – Джикаугенкёз, *6* – Ирикчат, *7* – Ирик, *8* – Теркол, *9* – Гарабаши, *10* – Малый Азау, *11* – Большой Азау, *12* – Кюкюртлю, *13* – Битюгтюбе); *1* – области, покрытые моренным чехлом по состоянию на 2000 г., *2* – очертания ледников в 2000 г. согласно RGI6.0. (*б*) Снимок со спутника Sentinel-2 (дата съёмки 01.09.2023). *1* – очертания ледников в 2000 г. согласно RGI6.0. (*в*) Толщина ледников на 2000 год (м) (данные Huss, Farinotti et al., 2012, обновлены в 2019 авторами); (*г*) Изменение высоты поверхности ледников с 2000 по 2019 г. (м) (данные Hugonnet et al., 2021)

**Fig. 1.** Elbrus. (*a*) Elbrus glaciers (*1* – Ulluchiran, *2* – Karachaul, *3* – Ullukol, *4* – Mikelchiran, *5* – Dzhikiugankoz, *6* – Irikchat, *7* – Irik, *8* – Terkol, *9* – Garabashi, *10* – Maliy Azau, *11* – Bolshoy Azau, *12* – Kyukyurtlyu, *13* – Bityugtyube); *1* – areas covered by debris cover as of 2000, *2* – outlines of glaciers in 2000 according to RGI6.0. (*б*) Sentinel-2 satellite image (imaging date 01.09.2023). *1* – outlines of glaciers in 2000 according to RGI6.0. (*в*) Glacier thickness as of 2000 (data from Huss, Farinotti et al., 2012, updated in 2019 by the authors); (*г*) Change in glacier surface elevation from 2000 to 2019 (m) (data from Hugonnet et al., 2021)

прогностические количественные оценки его к настоящему времени отсутствуют. Были проведены исследования более глобального масштаба, относящиеся, в частности, к оледенению всего северного склона Большого Кавказа в целом (Лурье, Панов, 2014), но прогноз эволюции самих ледников Эльбруса до настоящего времени не выполнялся. Оценки составляющих баланса массы ледников Эльбруса в конце XIX столетия были получены в работе (Рыбак и др., 2019). Однако в ней не учитывались потенциальные изменения конфигурации ледников. Полноценных же количественных

модельных оценок будущих очертаний, площадей и объёмов ледников Эльбруса в условиях различных сценариев климатических изменений до настоящего времени сделано не было. Цель настоящей работы заключается в том, чтобы заполнить этот пробел. Кроме того, на основе расчётов темпов отступания фронтов ледников нами решается задача определения времени вероятного формирования прогляциальных озёр и областей мёртвого льда, покрытых мореной. Численные эксперименты выполнялись на глобальной гляциологической модели GloGEMflow-debris, особенности архитектуры которой, настройка и валидация разбираются в первой части работы. В ней же приводится детальное описание использованных климатических сценариев.

Результаты моделирования и их обсуждение содержатся во второй части.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

***Модель GloGEMflow-debris.*** Для реализации прогностических расчётов мы использовали глобальную гляциологическую модель (ГГМ) GloGEMflow-debris (Postnikova et al., 2023). Эта модель представляет собой модификацию модели GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), которая была дополнена блоком, описывающим трансформацию моренного покрова. ГГМ, их типичная архитектура, особенности настройки и применения детально разобраны в (Постникова, Рыбак, 2021, 2022), в связи с чем ниже приводятся только минимально необходимые для понимания настоящего исследования сведения, связанные, главным образом, с описанием работы блока моренного чехла.

В модели горный ледник представлен как одномерный объект, и все динамические процессы рассматриваются в 10 высотных поясах. При таком подходе Эльбрус представляется как совокупность тридцати отдельных ледников (Kutuzov et al., 2019), из них тринадцать крупных (см. рис. 1, *а*). Модель состоит из модулей (рис. 2), предназначенных для инициализации и прогностических расчётов. Инициализация модели служит для обеспечения внутренней согласованности геометрии ледника, его динамики, поверхностного баланса массы и моренного покрова. Она сводится к калибровке трёх групп ключевых параметров: параметра, который объединяет реологические свойства льда и условия базального (глыбового) скольжения (1), поправки поверхностного баланса массы (2) и параметров в описании динамики моренного покрова (3).

***Расчёт поверхностного баланса массы.*** Поверхностный баланс массы для исторического периода (1980–1990 гг.), периода валидации (1991–2020 гг.) и прогностического (2021–2100 гг.) рассчитывался с использованием индексно-температурного метода (Huss, Hock, 2015), с тем отличием, что параметры масс-балансового блока были откалиброваны индивидуально для каждого ледника для соответствия набору данных изменения объёма ледников в 2000–2019 годах полученных геодезическим методом (Hugonnet et al., 2021).

По мере трансформации моренного чехла на леднике выполняется коррекция поверхностного баланса массы «чистого» ледника (без моренного чехла). Вычисление суммарной абляции льда в

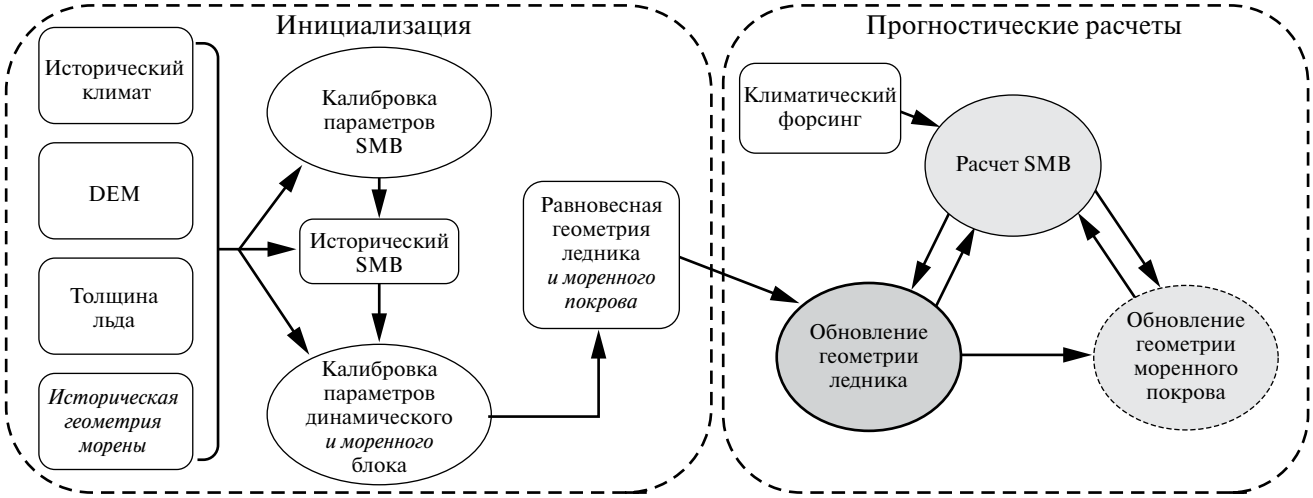



**Рис. 2.** Структура модели GloGEMflow-debris. Моренный блок выделен тонкой штриховой линией. Серым выделены основные блоки модели. Прямоугольниками обозначены используемые или рассчитанные данные, овалами – процедуры

**Fig. 2.** Structure of the GloGEMflow-debris model. The debris-cover module is highlighted with a thin dashed line. The main modules of the model are highlighted in gray. Rectangles indicate data used or calculated, ovals indicate procedures

ячейке, частично покрытой мореной, проводится по следующей схеме:

$$M_{\text{total}} = M_{ice} \cdot \left(1 - \frac{A_{debris}}{A}\right) + M_{debris} \cdot \frac{A_{debris}}{A}, \quad (1)$$

где $M_{debris}$ – абляция льда, покрытого мореной; $M_{ice}$ – абляция чистого льда; $A$ – площадь льда; $A_{debris}$ – площадь морены в данной ячейке сетки. Для вычисления абляции под мореной используется функция зависимости таяния льда от толщины морены (Postnikova et al., 2023):

$$M_{debris} = M_{ice} \cdot f_{debris}, \quad (2)$$

где $f_{debris}$ –коэффициент уменьшения или увеличения таяния в зависимости от толщины моренного покрова.

Для расчёта изменения скорости таяния под мореной в зависимости от её толщины используются так называемые кривые Острёма (Østrem, 1959). Это функции зависимости величины таяния от толщины моренного покрова, для которых характерно усиление таяния при росте толщины морены от нуля до так называемой эффективной толщины морены $h_{debris}^{eff}$, при которой достигается максимальное усиление таяния, как правило 1–3 см (Mattson et al., 1993; Verhaegen et al., 2024). Для ледников Эльбруса это неизвестная величина, которую мы принимаем за 2 см. При толщине морены больше $h_{debris}^{eff}$, скорость таяния льда под моренным чехлом экспоненциально уменьшается с увеличением толщины моренного слоя (Østrem, 1959). При этом толщина моренного чехла, начиная с которой таяние под мореной становится меньше, чем таяние чистого льда, называется критической, $h_{debris}^{crit}$. Для Кавказа, по оценкам из работы (Поповнин и др., 2015), $h_{debris}^{crit}$ составляет 5–7 см. Поэтому коэффициент изменения скорости таяния $f_{debris}$ (3) при толщине моренного слоя не менее 7 см (Поповнин и др., 2015) рассчитывается в зависимости от толщины моренного покрова (Verhaegen et al., 2020) следующим образом:

$$f_{debris}^{thick} = e^{\frac{-h_{debris}}{h_{debris}^{*}}}, \quad (3)$$

где $h_{debris}^{*}$ – характерная толщина моренного покрова, при которой фактическое таяние под мореной уменьшается до $e^{-1}$ или приблизительно 37% от скорости таяния чистого льда. Для ледников Эльбруса было взято значение $h_{debris}^{*} = 44$ см, рассчитанное для ледника Джанкуат (Verhaegen et al., 2024). Для более точной оценки величин $h_{debris}^{eff}$, $h_{debris}^{crit}$, $h_{debris}^{*}$ для каждого ледника в отдельности требуется энергобалансовая модель для расчёта теплообмена с участием моренного покрова (Verhaegen et al., 2024), применение которой в рамках данного исследования нецелесообразно в силу малого распространения морены и недостатка входных характеристик моренного чехла на разных ледниках Эльбруса. Чувствительность модели к изменению параметра $h_{debris}^{*}$, определяющего форму кривой уменьшения таяния под мореной, описана в разделе «Оценка чувствительности модели».

Если же толщина моренного покрова в рассматриваемом высотном поясе не превышает 7 см, то применяется следующая расчётная схема для $f_{debris}$: 1) при нулевой толщине морены $f_{debris} = 1$, то есть берётся исходный баланс массы, рассчитанный для чистого льда; 2) при толщине морены $h_{debris}^{eff} = 2$ см $f_{debris}^{eff}$ рассчитывается исходя из данных (Rounce et al., 2021), где для каждого ледника представлена величина таяния чистого льда и льда, покрытого мореной толщиной 2 см. Характерная величина коэффициента усиления таяния составляет около $f_{debris}^{eff} = 1.38$; 3) при толщине морены от 0 до 2 см $f_{debris}$ линейно растёт от 1 до $f_{debris}^{eff}$; 4) при толщине морены от 2 до 7 см $f_{debris}$ линейно убывает от $f_{debris}^{eff}$ до $f_{debris}^{thick}(0.07) = 0.94$.

В результате в модели создаётся обратный градиент поверхностного баланса массы во фронтальной области покрытого мореной ледника (рис. 3). При усилении таяния ледника в первую очередь увеличивается загрязнённость его поверхности за счёт более интенсивного вытаивания массы включений на большой площади, в том числе и на значительном расстоянии от края ледника. Это даёт положительную обратную связь, усиливающую таяние до тех пор, пока толщина чехла не достигнет критической толщины и не начнёт экранировать ледник. И только там, где накапливается большая толщина слоя морены, таяние будет замедляться. Таяние почти полностью подавляется при толщине морены около двух метров.

***Динамика ледника.*** Динамика ледника описывается законом сохранения массы и реологической зависимостью скорости ледника от напряжения:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\bar{u}H) + b \\ \bar{u} = \dfrac{2A}{n+2}\tau^n H \\ \tau = -\rho g H \dfrac{\partial s}{\partial x} \end{cases}, \quad (4)$$

где $H$ – толщина ледника, $\bar{u}$ – вертикально усреднённая скорость, $\nabla(\bar{u}H)$ – дивергенция локального потока льда, $b$ – поверхностный баланс массы, $\tau$ – движущее напряжение, $n$ – экспонента в законе

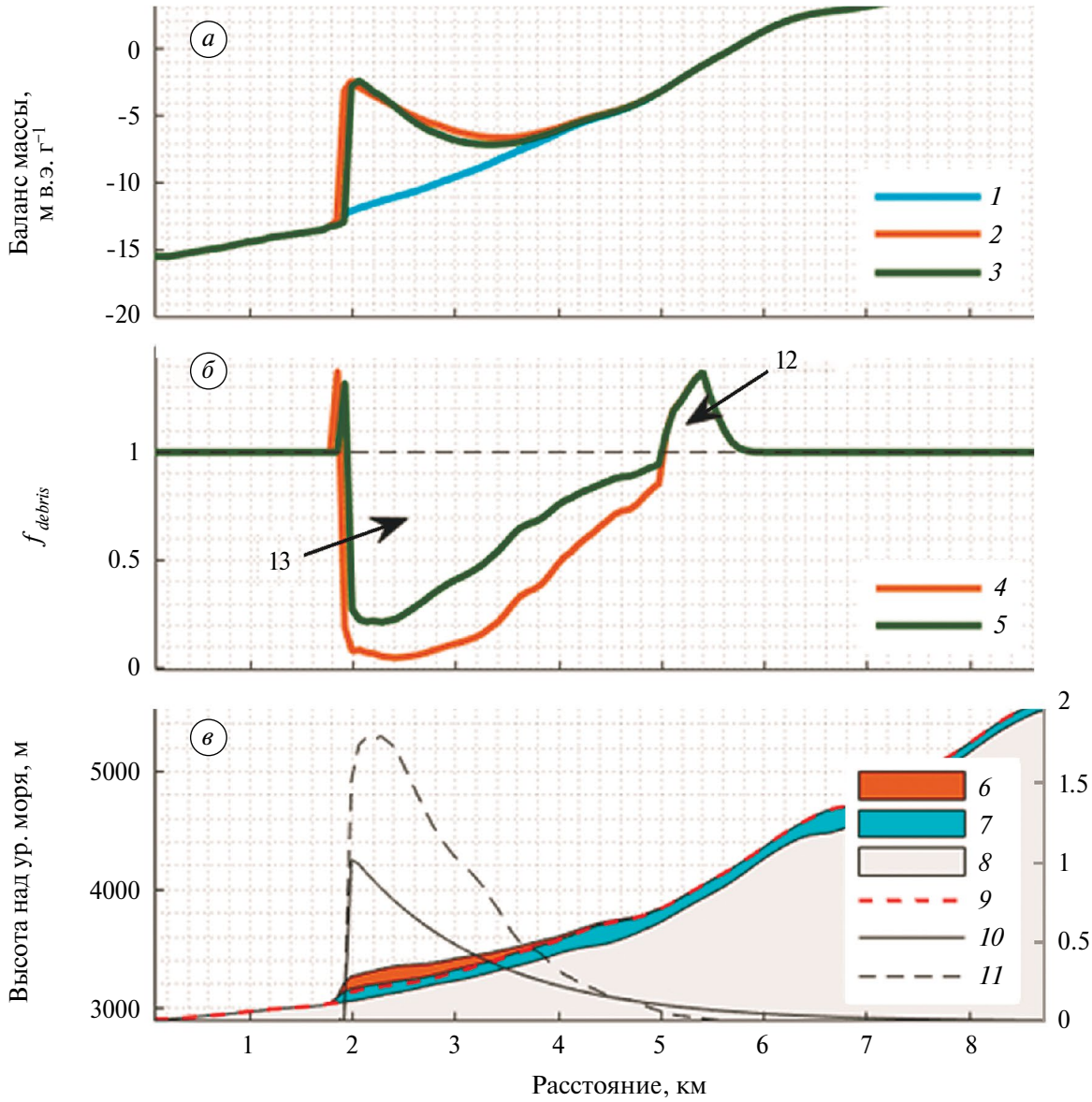



**Рис. 3.** Ледник Уллучиран в 2024 г. (сценарий SSP2-4.5). (*а*) Баланс массы: *1* – чистого льда; *2* – при учёте моренного покрова и $h^*_{debris} = 44$ см; *3* – при учёте моренного покрова и $h^*_{debris} = 115$ см. (*б*) Коэффициент изменения таяния под моренным покровом: *4* – при $h^*_{debris} = 44$ см; *5* – при $h^*_{debris} = 115$ см. (*в*) Профиль ледника: *6* – моренный покров (толщина которого увеличена в 30 раз для наглядности); *7* – ледник при $h^*_{debris} = 44$ см; *8* – ложе; *9* – поверхность ледника при $h^*_{debris} = 115$ см; *10* – модельная площадь покрытости льда мореной $\frac{A_{debris}}{A}$; *11* – толщина морены (м). Правая вертикальная ось относится, во-первых, к толщине морены (м), во-вторых, к $\frac{A_{debris}}{A}$ (безразмерная величина)

**Fig. 3.** Ulluchiran Glacier in 2024 (SSP2-4.5 scenario). (*a*) Mass balance: *1* – clean ice; *2* – when debris cover is taken into account and $h^*_{debris} = 44$ cm; *3* – when debris cover is taken into account and $h^*_{debris} = 115$ cm. (*б*) Coefficient of melt correction under debris cover: *4* – when $h^*_{debris} = 44$ cm; *5* – when $h^*_{debris} = 115$ cm. (*в*) Glacier profile: *6* – debris cover (whose thickness is increased 30 times for clarity); *7* – glacier when $h^*_{debris} = 44$ cm; *8* – bed; *9* – glacier surface when $h^*_{debris} = 115$ cm; *10* – modeled area of debris-covered ice $\frac{A_{debris}}{A}$; *11* – debris cover thickness (m). The right vertical axis refers firstly to the debris cover thickness (m), secondly to $\frac{A_{debris}}{A}$ (dimensionless value).

Глена, $\frac{\partial s}{\partial x}$ – наклон поверхности, $A$ – коэффициент деформации-скольжения. Последний параметр объединяет эффекты базального скольжения и деформации льда, так как оба они определяются наклоном поверхности и толщиной льда, и, таким образом, имеют очень похожие пространственные характеристики (Zekollari et al., 2013). Ключевой пункт в настройке модели заключается в калибровке именно параметра $A$ (см. ниже).

***Моренный блок.*** Описание трансформации моренного чехла кардинально отличает модель GloGEMflow-debris от предыдущей версии GloGEMflow (Zekollari et al., 2013), поэтому целесообразно остановиться на этой модификации более подробно. Алгоритм описания эволюции моренного покрова был разработан на основании материалов работ (Anderson, Anderson, 2016) и (Verhaegen et al., 2020) и подключён к ГГМ GloGEMflow, как описано в статье (Postnikova et al., 2023).

***Изменение толщины моренного чехла.*** Модельная толщина моренного слоя меняется в каждом узле сетки вследствие вытаивания моренного материала изо льда, переноса поверхностной морены вниз по течению ледника, поступления моренного материала из условного источника на ледник и сброса моренного материала в прифронтальную область перед ледником. Изменение толщины морены рассчитывается следующим образом:

$$\frac{\partial h_{debris}}{\partial t} = -\frac{c_{debris}\min(0,b_a)}{(1-\phi_{debris})\rho_{debris}} - \frac{\partial(u_{surf}h_{debris})}{\partial x} + I_{debris}. \quad (5)$$

(I) (II) (III)

В уравнении (5) $h_{debris}$ – толщина моренного покрова, $t$ – время, $c_{debris}$ – концентрация моренного материала во льду, $\phi_{debris}$ – пористость моренного материала, $\rho_{debris}$ – плотность пород моренного покрова, $b_a$ – годовой поверхностный баланс массы, $u_{surf}$ – скорость поверхности ледника, $I_{debris}$ – поступление/расход моренного материала. Цифрами I, II, III обозначены соответственно члены, ответственные за вытаивание, адвекцию и приходно-расходную компоненты. Плотность $\rho_{debris}$ = 2600 кг м$^{-3}$ характерна для гранитов и гнейсов. Значение $\phi_{debris}$ на Кавказе было измерено только на леднике Джанкуат в Приэльбрусье (Bozhinsky et al., 1986) и задаётся как константа для ледников Эльбруса: $\phi_{debris}$ = 0.43. Чувствительность модели к этому параметру низка по сравнению с геометрическими характеристиками моренного покрова (см. раздел «Оценка чувствительности модели») Поступление моренного материала на ледники Эльбруса происходит по большей части в результате экзарации (в результате взбрасывания донной морены по плоскостям сдвига – в этом случае можно наблюдать тонкую приязыковую морену). Также часть моренного материала поступает в верхних поясах некоторых ледников в результате эрозии склонов (в результате образуются срединные морены, как, например, на леднике Уллучиран). Эти процессы у нас задаются при помощи параметра концентрации моренного материала в толще льда $c_{debris}$, который настраивается для каждого ледника отдельно. Чем больше этот параметр, тем больше моренного материала вытаивает на поверхность ледника.

Моренный покров выносится в прифронтальную зону со скоростью $F^{out}_{debris}$ м в год:

$$F^{out}_{debris}(x_{front}) = -c_{front}h_{debris}(x_{front}), \quad (6)$$

где $c_{front}$ – константа, описывающая скорость удаления моренного материала с ледника в прифронтальную зону.

***Изменение площади моренного чехла.*** Доля покрытой мореной площади вдоль линии потока параметризуется в зависимости от расстояния от фронта ледника $(x - x_{front})$:

$$\frac{A_{debris}(x)}{A(x)} = G_A \cdot \left(a \cdot e^{(x-x_{front})\cdot b}\right) \quad (7)$$

где $A_{debris}$ – площадь льда, покрытого мореной, $A$ – площадь ледника. $G_A = \alpha_{debris}\left(H^{front}_{debris}\right)^{\beta_{debris}}$ – это коэффициент роста относительной площади морены, который обновляется каждый модельный год. $G_A$ зависит от толщины морены во фронтальной зоне $H^{front}_{debris}$, а параметры $\alpha_{debris}$ и $\beta_{debris}$ определяются путём процедуры калибровки, описанной ниже. Параметры $a$ и $b$ получаются из данных распределения моренного покрова в зависимости от расстояния от фронта ледника на 2001 год, которое приближается экспоненциальной функцией.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

***Конфигурация и толщина ледников Эльбруса.*** Данные гипсометрии ледников были получены из (Huss, Farinotti, 2012, обновлены авторами в 2019 г.). В качестве границ ледников за 2000 г. используются данные RGI 6.0 (RGI Consortium, 2017) (см. рис. 1, *в*). В целом указанные данные хорошо согласуются с данными, полученными на основе радиозондирования (Kutuzov et al., 2019)

***Моренный покров.*** На первый взгляд влияние моренного покрова на внешний теплообмен ледников Эльбруса не может быть значительным, тем не менее, будучи сосредоточен во фронтальных частях ледников (см. рис. 1, *а*), он должен замедлять скорость таяния и, соответственно, тормозить их отступание. Для калибровки моренного блока использовались данные распространения моренного чехла по состоянию на 2001 г., а для его валидации – по состоянию на 2018 г. Соответствующие

данные были получены из анализа спутниковых снимков Landsat 7 ETM+ и Sentinel-2. Относительная площадь покрытого мореной льда была рассчитана путём деления площади моренного покрова на площадь ледника в каждой ячейке пространственной сетки. После этого распределение относительной площади покрытого мореной льда в каждом высотном поясе вдоль профиля ледника было аппроксимировано экспоненциальной функцией в соответствии с уравнением:

$$\frac{A_{debris}(x)}{A(x)} = \zeta e^{(x - x_{front})\xi}, \qquad (8)$$

где $x_{front}$ – положение фронта ледника, $A_{debris}(x)$ – площадь моренного покрова в ячейке сетки $x$, $A(x)$ – площадь ледника в ячейке сетки $x$, а $\zeta$ и $\xi$ – коэффициенты, которые были рассчитаны для каждого ледника отдельно.

Толщина моренного покрова была оценена методом инверсии температуры поверхности и таяния под мореной (см. рис. 1, *а*; Rounce et al., 2021). Предположительно, область моренного покрова на Эльбрусе, представленная в (Rounce et al., 2021), меньше, чем в реальности, так как в этой работе рассматривался моренный чехол на стагнирующих областях льда, где скорость льда не превышает 7.5 м в год. Из той же работы для каждого ледника были взяты значения величины таяния чистого льда и льда под слоем морены толщиной 2 см, для того чтобы примерно оценить эффект усиления таяния при наличии тонкого слоя морены.

***Поверхностный баланс массы.*** Данные поверхностного баланса массы рассчитывались индексно-температурным методом (Huss, Hock, 2015). Параметры, используемые в расчётах, были откалиброваны в соответствии с набором данных изменений объёма ледников в 2000–2019 гг. геодезическим методом (Hugonnet et al., 2021).

***Климатический форсинг в исторический период.*** Инициализация и валидация блока расчёта поверхностного баланса массы осуществляется с использованием данных приповерхностной температуры и количества осадков с месячным разрешением в 1979–2020 гг. из реанализа Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ERA-5; Hersbach, 2019). Пространственное разрешение данных составляет 31 × 31 км.

***Климатические сценарии SSP.*** Для прогностического периода используются результаты тринадцати климатических моделей для пяти сценариев SSP (Shared Socioeconomic Pathways – общие социально-экономические пути развития) из проекта межмодельного сравнения CMIP6 (Eyring et al., 2016), с пространственным разрешением от 0.7° × 0.7° до 1.5° × 2°, в зависимости от климатической модели (табл. 1). Среди участников проекта CMIP6 были выбраны те модели, для которых были доступны данные месячного разрешения по крайней мере для сценариев historical, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 (рис. 4, см. табл. 1). Исторический сценарий (historical) распространяется на 1850–2014 гг., доступен для всех климатических моделей и используется для сравнения данных ре-анализа и CMIP6 и коррекции последних.

Согласованность между прошлыми климатическими данными и будущими климатическими сценариями из проекта CMIP6 была достигнута введением поправок для температуры и осадков (Huss, Hock, 2015; Compagno et al., 2022). Исторические данные CMIP6 на 1980–2010 гг. в каждой точке сетки были сравнены с данными реанализа в 1980–2010 гг. Для коррекции данных климатических моделей из CMIP6 в соответствии с данными реанализа, были рассчитаны, во-первых, аддитивные поправки для температуры: $T^{m,Y}_{corr_{fut}} = T^{m,Y}_{cm_{fut}} + \left(\overline{T^{m}_{ERA}} - \overline{T^{m}_{cm_{hist}}}\right)$, где $\overline{T^{m}_{ERA}}$ – средняя температура за 1980–2010 гг. за месяц под номером $m$ по данным реанализа, $\overline{T^{m}_{cm_{hist}}}$ – средняя температура для месяца $m$ за 1980–2010 гг. по данным исторического сценария CMIP6, $T^{m,Y}_{cm_{fut}}$ – прогнозная температура на месяц $m$ года $Y$.

Во-вторых, к данным климатических моделей из CMIP6 были применены дополнительные поправки температуры воздуха, чтобы учесть разницу в межгодовой изменчивости по сравнению с данными реанализа. Для каждого месяца m = [1, ..., 12] стандартное отклонение температуры за 1980–2010 гг. было рассчитано для данных реанализа $(\sigma^{m}_{ERA})$ и для данных каждой из климатических моделей $(\sigma^{m}_{GCM})$. Поправки к межгодовой изменчивости были заданы как $\Phi^{m} = \frac{\sigma^{m}_{ERA}}{\sigma^{m}_{GCM}}$.

Таким образом, для каждого месяца $m$ и года $Y$ прогнозируемого периода данные межгодовой изменчивости температуры воздуха были скорректированы следующим образом (Huss, Hock, 2015): $T^{m,Y}_{corr} = \overline{T^{m,Y}_{25}} + \Phi^{m} \cdot \left(T^{m,Y}_{cm_{fut}} - \overline{T^{m,Y}_{25}}\right)$, где $\overline{T^{m,Y}_{25}}$ – средняя температура за 25-летний период в окрестностях года $Y$ по данным CMIP6. Суточные колебания были наложены на прогностические данные температуры месячного разрешения, с использованием статистики температурных колебаний из данных реанализа. Для коррекции осадков были вычислены мультипликативные поправки (аналогично Huss, Hock, 2015), средние за период 1980–2010 гг., на которые были домножены ряды из CMIP6: $P^{m,Y}_{corr_{fut}} = P^{m,Y}_{cm_{fut}} \cdot \left(\overline{P^{m}_{ERA}} / \overline{P^{m}_{cm_{hist}}}\right)$,

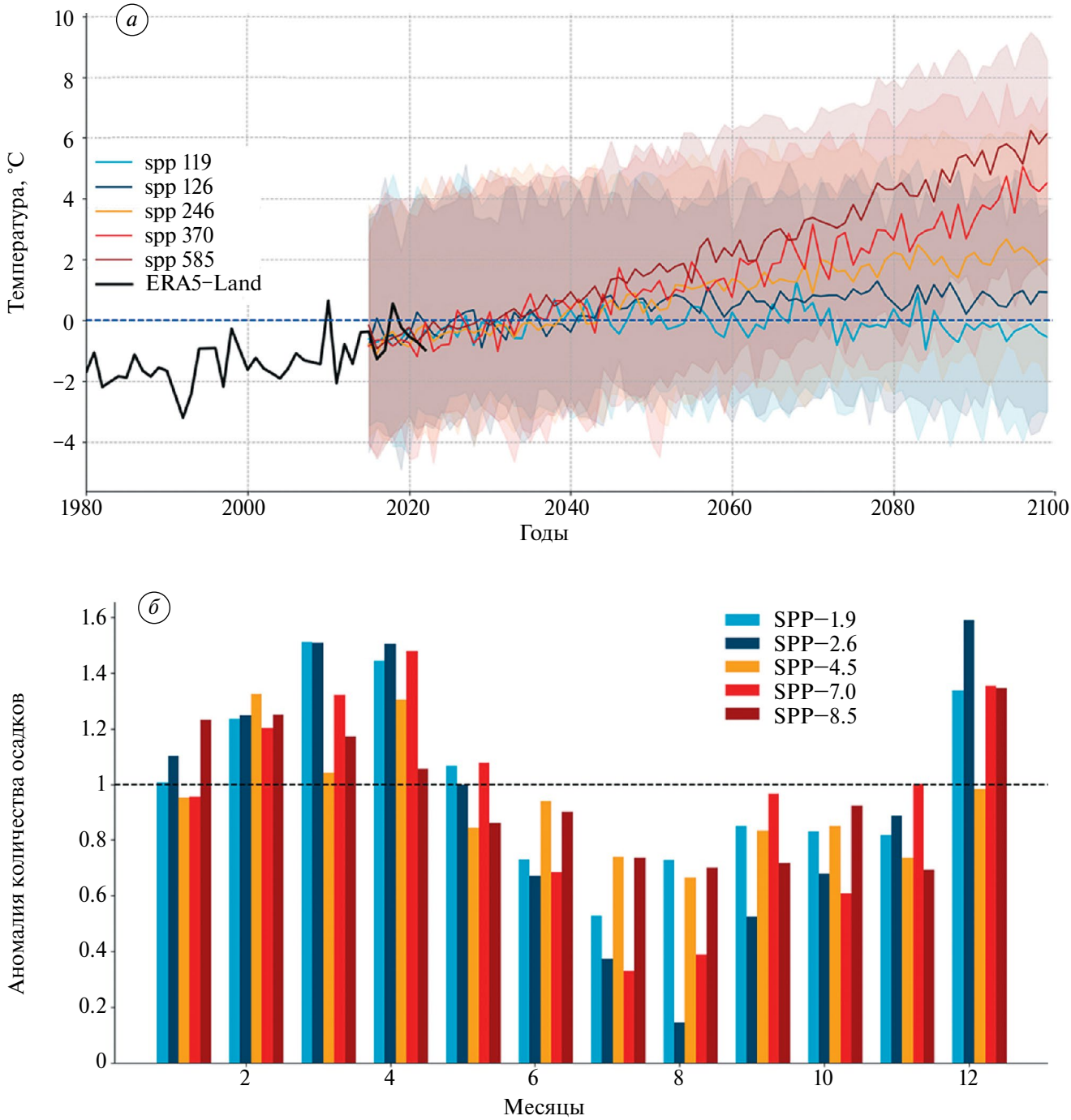



**Рис. 4.** Аномалии климата в окрестностях Эльбруса (координаты 43.2 с.ш., 42.26 в.д.) по данным CMIP6 (без поправок в соответствии с высотным градиентом)

**Fig. 4.** Climate anomalies in the vicinity of Elbrus (coordinates 43.2 N, 42.26 E) according to CMIP6 data (without corrections according to the altitudinal gradient)

**Таблица 1.** Климатические модели из проекта CMIP6, результаты которых были использованы для моделирования. Вертикальное разрешение (L) определяется количеством уровней

**Table 1.** Climate models from the CMIP6 project whose results were used for modeling. Vertical resolution (L) is determined by the number of levels

| № | Название | Организация | Разрешение атмосферного блока (широта, долгота, количество уровней) |
|---|---|---|---|
| 1 | BCC-CSM2-MR | Пекинский климатический центр, Китай | 1.125° × 1.125°, L46 |
| 2 | CAMS-CSM1-0 | Китайская академия метеорологических наук, Китай | 1.13° × 1.12°, L31 |
| 3 | CESM2 | Национальный центр исследования атмосферы, США | 1.25° × 0.94°, L32 |
| 4 | CESM2-WACCM | | 1.25° × 0.94°, L70 |
| 5 | EC-Earth3 | Европейский консорциум национальных метеорологических служб и научно-исследовательских институтов, Европа | 0.7° × 0.7°, L91 |
| 6 | EC-Earth3-Veg | | 0.7° × 0.7°, L91 |
| 7 | FGOALS-f3-L | Китайская Академия Наук, Китай | 2.25° × 2°, L32 |
| 8 | GFDL-ESM4 | Геофизическая лаборатория гидродинамики NOAA, США | 1° × 1.25°, L49 |
| 9 | INM-CM4-8 | ИВМ РАН, Россия | 1.5° × 2°, L21 |
| 10 | INM-CM5-0 | | 1.5° × 2°, L73 |
| 11 | MPI-ESM1-2-HR | Институт меторологии Макса Планка, Германия | 0.9375° × 0.9375°, L95 |
| 12 | MRI-ESM2-0 | Метеорологический исследовательский институт, Япония | 1.125° × 1.125°, L80 |
| 13 | NorESM2-MM | Норвежский климатический центр, Норвегия | 0.9375° × 1.25°, L32 |

где $P^{m,Y}_{cm_{fut}}$ – прогнозные осадки из CMIP6 на месяц $m$ и год $Y$, $\overline{P^{m}_{ERA}}$ – средние осадки в период 1980–2010 гг. по данным реанализа, $\overline{P^{m}_{cm_{hist}}}$ – средние осадки в период 1980–2010 гг. по данным исторического сценария CMIP6. Все перечисленные поправки были наложены на проекции CMIP6 до 2100 г., в предположении, что в будущем они не изменятся.

Для вычисления изменения температуры с высотой были использованы данные температуры воздуха на уровнях с разным давлением (500 гПа, 600 гПа, 700 гПа, 850 гПа, 925 гПа, 1000 гПа) и соответствующие им геопотенциальные высоты для расчёта месячных значений температурного градиента в свободной атмосфере для ближайшего узла сетки. Осадки для каждого высотного пояса $i$ для каждого ледника за месяц $m$ корректировались следующим образом (Huss, Hock, 2015): $P^{m}_{i} = P^{m}_{cell} \cdot c_{prec} \cdot \left(1 + \left(z_i - z_{ref}\right) \cdot \frac{dP}{dz}\right)$, где $P^{m}_{cell}$ (м) – осадки в ближайшей точке сетки климатической модели за месяц $m$; $c_{prec}$ (безразмерная величина) – поправочный коэффициент на количество осадков, который вычисляется для каждого ледника отдельно в ходе калибровки; $\frac{dP}{dz}$ (1/м)– высотный градиент осадков, равный 1% на 100 м; $z_{ref}$ – это высота над уровнем моря, соответствующая узлу сетки климатической модели. Для ледников с высотным диапазоном >1000 м осадки уменьшаются экспоненциально в верхних высотных поясах ледника (верхние 25%), чтобы учесть типично пониженное содержание влаги в воздухе и усиление ветровой эрозии по мере увеличения высоты (Huss, Hock, 2015).

## НАСТРОЙКА МОДЕЛИ

Перед постановкой и проведением численных экспериментов математическая модель должна пройти через процедуры калибровки ключевых параметров и валидации. Калибровка ГГМ особенно важна в силу самой природы этого класса моделей, использующих значительные обобщения и упрощения энергообменных и динамических процессов. В нашем случае калибровка затрагивает масс-балансовый, динамический и моренный блоки ГГМ. Валидация – это, по сути дела, проверка того, насколько адекватно модель воспроизводит реальную динамику моделируемых объектов по заданным входным данным.

***Калибровка масс-балансового блока ГГМ.*** Масс-балансовый блок модели был откалиброван для каждого ледника в отдельности в соответствии с данными изменения высоты поверхности ледников (Hugonnet et al., 2021) (рис. 1г). Допустимая точность – 0.01 м в.э. год$^{-1}$. Процедура калибровки была применена к трём ключевым параметрам: мультипликативный поправочный

коэффициент на количество осадков $c_{prec}$ (варьирует между 0.6 и 2), который выполняет функцию адаптации климатических данных к специфическим особенностям конкретного ледника (местные топографические эффекты, дождевая тень и т.д.) (1); коэффициенты градусо-дней (degree-day factor – DDF) для снега $DDF_{snow}$ (варьирует между 1.75 и 4.5 мм·К/день) и льда $DDF_{ice}$ (в два раза больше, чем $DDF_{snow}$), которые переводят количество дней с положительной температурой в количество растаявшего снега или льда (2); температурная поправка, нивелирующая недостаточное пространственное разрешение входных климатических данных (3). Сама процедура состоит из трёх шагов: сначала калибруется параметр коррекции осадков; затем, если отклонения от данных баланса массы остаются большими, калибруется параметр DDF (по умолчанию $DDF_{snow} = 3\text{мм} \cdot K$ / день и $DDF_{ice} = 6\text{мм} \cdot K$ / день); если второй шаг не даёт достаточно хорошего результата, систематически смещается параметр коррекции температуры $t_{off}$. Более подробно процедура калибровки разобрана в (Huss, Hock, 2015).

В ходе проведения численных экспериментов значения калибруемых параметров (представленные в табл. 2) корректируются для соответствия с эволюционирующим моренным чехлом.

***Калибровка моренного и динамического блоков***. Динамика морены и ледника в модели связаны, поэтому их калибровка проводится одновременно и проходит в три этапа (рис. 5).

*Этап I.* Численные эксперименты начинаются с условия отсутствия ледникового покрова. Далее возникающий ледник эволюционирует под действием рассчитанного поверхностного баланса массы, который соответствует климату 1981–1990 гг., пока не будет достигнуто стационарное состояние, на что требуется приблизительно от ста до шестисот модельных лет. Затем ледник развивается с условного 1990 г. до даты инвентаризации RGI (2000 год для Эльбруса) без эволюционирующей морены. Коэффициент $A$ (см. выше) калибруется так, чтобы объём модельного ледника соответствовал объёму ледника из RGI с отклонением не более 1%. Одновременно корректируется расчётный поверхностный баланс массы так, чтобы длина модельного ледника не отклонялась от зафиксированной в RGI более чем на 1%.

*Этап II.* На этом этапе к модели подключается моренный блок, параметры которого калибруются для соответствия реальному распределению моренного покрова по состоянию на 2001–2004 гг. Для каждого ледника, на котором он присутствует (Большой Азау, Малый Азау, Уллучиран, Гарабаши, Битюгтюбе, Ирик, Ирикчат, Кюкюртлю, Терскол, Карачаул, плато Джикаугенкёз), настраиваются три параметра: $F_{debris}^{input}$ – скорость поступления моренного материала (1); параметры $\alpha_{debris}$ (2) и $\beta_{debris}$ (3),

**Таблица 2.** Параметры масс-балансового блока, полученные в результате калибровки, для основных ледников
**Table 2.** Mass-balance module parameters obtained as a result of calibration for the main glaciers

| № | Название ледника | Параметры масс-балансового блока | | | | Параметры динамического блока | Параметры моренного блока |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $DDF_{snow}$ (мм день$^{-1}$К$^{-1}$) | $DDF_{ice}$ (мм день$^{-1}$К$^{-1}$) | $c_{prec}$ | $t_{off}$ К | $A$ (Па$^{-3}$год$^{-1}$) | $c_{debris}$ (кг м$^{-3}$) |
| 1 | Уллучиран | 4.8 | 9.6 | 1.6 | 2.83 | 1.00e–16 | 10.85 |
| 2 | Карачаул | 4.5 | 9 | 1.6 | 3.56 | 1.70e–16 | 5.07 |
| 3 | Уллукол | 4.49 | 8.97 | 1.6 | 3.37 | 1.91e–16 | 19.89 |
| 4 | Микелчиран | 4.49 | 8.98 | 1.6 | 2.17 | 2.39e–16 | 26.2 |
| 5 | Джикаугенкёз | 4.72 | 9.44 | 1.6 | 1.62 | 9.93e–17 | 4.23 |
| 6 | Ирикчат | 4.49 | 8.99 | 1.6 | 1.57 | 1.17e–18 | 1.05 |
| 7 | Ирик | 4.55 | 9.11 | 1.6 | 1.86 | 1.99e–16 | 1.05 |
| 8 | Терскол | 4.50 | 9.00 | 1.6 | 2.00 | 2.12e–16 | – |
| 9 | Гарабаши | 4.49 | 8.98 | 1.6 | 2.72 | 2.35e–16 | 13.71 |
| 10 | Малый Азау | 4.80 | 9.59 | 1.6 | 3.37 | 2.14e–16 | 4.58 |
| 11 | Большой Азау | 4.51 | 9.03 | 1.6 | 1.37 | 2.17e–16 | 7.74 |
| 12 | Кюкюртлю | 4.8 | 9.649 | 1.6 | 2.98 | 2.21e–16 | 1.05 |
| 13 | Битюгтюбе | 4.44 | 8.87 | 1.6 | 1.37 | 3.57e–16 | 17.18 |

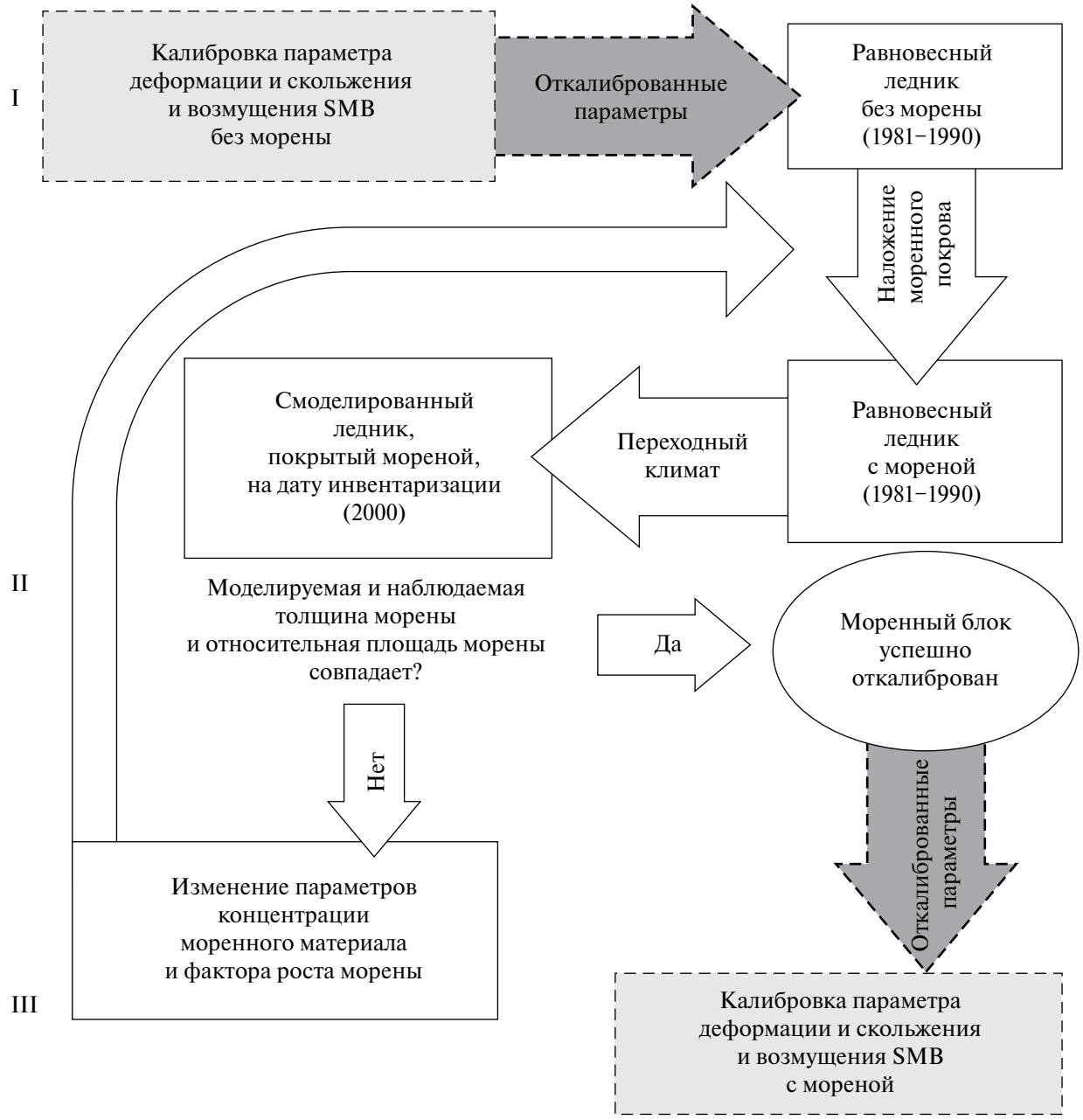



**Рис. 5.** Этапы калибровки модели GloGEMflow-debris
**Fig. 5.** Stages of the GloGEMflow-debris model calibration

регулирующие скорость роста относительной площади покрытого мореной льда $G_A$ в зависимости от толщины моренного чехла на языке ледника:

$$G_A = \alpha_{debris}(H_{debris}^{front})^{\beta_{debris}}. \quad (9)$$

Параметры $\alpha_{debris}$ (2) и $\beta_{debris}$ подбираются таким образом, чтобы среднеквадратическая ошибка (с.к.о.) воспроизведения относительной площади покрытого мореной льда во всех диапазонов высот, где присутствует морена, не превышала 0.01.

Результатом этапа II является геометрия ледника в условный модельный год, соответствующий году инвентаризации RGI, геометрия которого несколько отличается от зафиксированной в RGI. Причина такого расхождения воспроизведения в том, что ледник на этом этапе моделируется с учётом влияния моренного чехла, и может при том же значении параметра $A$ достичь

бóльших размеров, чем на этапе I, вследствие теплоизолирующей роли моренного чехла.

*Калибровка параметра концентрации моренного материала в толще ледника.* Поступление моренного материала, как уже упоминалось, происходит в результате вытаивания в зоне абляции. Параметр концентрации морены в толще ледника был откалиброван с использованием модельных данных о толщине морены на 2008 год (см. рис. 1, *а*; Rounce et al., 2021). Цель процедуры калибровки заключается в достижении соответствия средней по всему леднику толщины моренного покрова в 2008 году.

*Этап III.* На этом этапе производится повторная калибровка параметров динамического и масс-балансового блоков, которая обусловлена введением моренного чехла. В динамическом блоке корректируется параметр *A*, до достижения соответствия площади и объёма модельных ледников данным RGI6.0 и (Huss, Farinotti et al., 2012, обновлены авторами в 2019 г.), соответственно.

В результате выполнения III-го этапа настройки достигается равновесное состояние, которое служит отправной точкой для моделирования эволюции ледников в меняющихся климатических условиях.

## ВАЛИДАЦИЯ МОДЕЛИ

Валидация (рис. 6–8) необходима для проверки слаженности работы настроенных блоков модели. В ходе проведения численного эксперимента происходит тесное взаимодействие различных модельных блоков. Общая картина выглядит следующим образом. Во-первых, изменение климатических условий преобразуется в изменения в удельном балансе массы для каждого 10-метрового высотного пояса ледника, что, в свою очередь, влияет на расчёт толщины льда. Во-вторых, на поверхностный баланс массы влияет моренный покров в зависимости от его площади и толщины, эволюция которых воспроизводится в моренном блоке и которые зависят от и динамики ледника. В-третьих, в динамическом блоке рассчитывается вертикальное (вдоль линии тока льда) перераспределение объёма льда и моренного покрова, а также обновляется их распределение во времени.

Как уже было упомянуто выше, масс-балансовый блок был откалиброван по данным (Hugonnet et al., 2021) за период 2000–2019 гг., в связи с чем его валидация заключалась в проверке модельных результатов условного модельного периода 1997–2017 гг. на соответствие оценкам (Kutuzov et al., 2019), которые также были получены геодезическим методом, но по другим данным (изображения Ames Stereo Pipeline Обсерватории ледников Pléiades на 2017 г. и стереопары, полученные из данных аэрофотосъёмки географического факультета МГУ, которая была выполнена в 1997 г.). В целом, сравнение модельных результатов с рассчитанными, исходя из данных наблюдений, показывают удовлетворительное соответствие: модельный баланс массы всего ледникового массива сокращается в среднем со скоростью около –0.51 м в.э. в год в обоих случаях. Некоторые различия наблюдаются при сравнении динамики баланса массы отдельных ледников (рис. 6, *б*, *г*, *д*), хотя и в этом случае расхождения некритичны (с.к.о. = 0.3 м в.э. год$^{-1}$, $R^2$ = 0.71, см. рис. 6, *б*). Они обусловлены тем, что процессы энергообмена в ГГМ не могут, естественно, охватить весь спектр реальных процессов, и региональные различия неизбежны. Заметим, что результаты модельных реконструкций показывают, что в начале 2000-х годов поверхностный баланс массы оледенения Эльбруса был в среднем положителен, что качественно соответствует упомянутому в работе Золотарева (2013) наступанию некоторых ледников на Эльбрусе.

Для дополнительной валидации было произведено сравнение модельных и наблюденных временных рядов поверхностного баланса массы ледника Гарабаши (см. рис. 7). Было установлено, что общий тренд воспроизводится моделью верно, однако разброс модельных значений баланса массы значительно больше, чем в реальности.

Работа динамического блока была оценена с помощью спутниковых данных (Millan et al., 2022) за 2018 год (см. рис. 8, *б*). Учитывая упрощения динамического блока (моделирование вдоль осевой линии), модель удовлетворительно передаёт динамику основных ледников Эльбруса (см. рис. 8, *а*). Исключения представляют, во-первых, ледники Уллукол и Микелчиран, для которых границы RGI6.0 не соответствуют направлению потока льда, а во-вторых, ледник Уллучиран, который в реальности разделён на два потока.

Для валидация полной модели необходимо провести сравнение воспроизведённой в численном эксперименте и реальной конфигурации ледников за какой-либо исторический период. Поскольку ГГМ оперирует с упрощенными одномерными моделями ледников, наиболее очевидной и объективной проверкой работоспособности полной модели будет сравнение модельных и реальных положений фронтов ледников, иначе говоря, их высота над уровнем моря.

Значения высоты фронта ледника над уровнем моря сравнивались в 2018 г. (модельные на 2018 год и наблюдённые, согласно данным (Хромова и др., 2021; см. рис. 6, *а*). Первая из проблем валидации по данным (Хромова и др., 2021) о состоянии ледников Кавказа на 2018 г. состоит в том, что эти данные для некоторых ледников могут быть несопоставимы с данными RGI6.0 за 2000 г. К примеру, сравнение положения фронтов ледников за 2000 г.

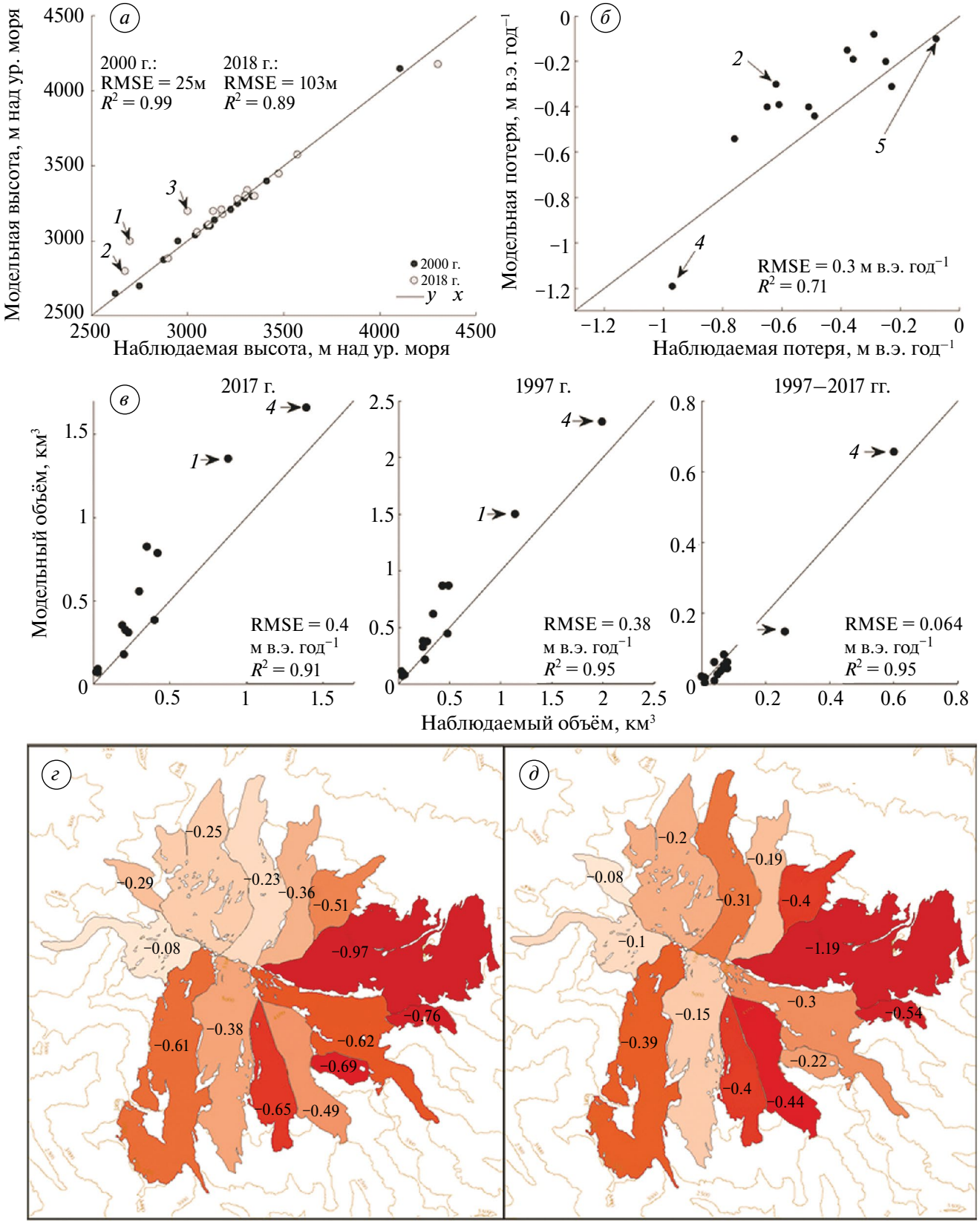

а
2000 г.:
RMSE = 25м
$R^2$ = 0.99
2018 г.:
RMSE = 103м
$R^2$ = 0.89
2000 г.
2018 г.
y x
Модельная высота, м над ур. моря
Наблюдаемая высота, м над ур. моря
б
RMSE = 0.3 м в.э. год$^{-1}$
$R^2$ = 0.71
Модельная потеря, м в.э. год$^{-1}$
Наблюдаемая потеря, м в.э. год$^{-1}$
в
2017 г.
RMSE = 0.4 м в.э. год$^{-1}$
$R^2$ = 0.91
1997 г.
RMSE = 0.38 м в.э. год$^{-1}$
$R^2$ = 0.95
1997–2017 гг.
RMSE = 0.064 м в.э. год$^{-1}$
$R^2$ = 0.95
Модельный объём, км$^3$
Наблюдаемый объём, км$^3$
г
−0.25
−0.29
−0.23
−0.36
−0.51
−0.08
−0.97
−0.76
−0.38
−0.61
−0.62
−0.69
−0.65
−0.49
д
−0.2
−0.19
−0.08
−0.31
−0.4
−0.1
−1.19
−0.3
−0.54
−0.15
−0.39
−0.22
−0.4
−0.44

**Рис. 6.** Валидация. (*а*) Наблюдаемые (в 2000 г. по данным RGI6.0 и в 2018 г. по данным Хромовой и др., 2021) и модельные высоты фронтов ледников Эльбруса в 2000 г. (год калибровки) и в 2018 г. (год валидации), м над ур. моря *1* – Большой Азау, *2* – Ирик, *3* – Терскол. (*б*) Наблюдаемая (Kutuzov et al., 2019) и модельная потеря массы ледников Эльбруса в 1997–2017 гг. *4* – Джикаугенкёз, *5* – Кюкюртлю. (*в*) Измеренный (Kutuzov et al., 2019) и модельный объём ледников в 2017 и в 1997 г., а также разница между ними. (*г*) Измеренное (Kutuzov et al., 2019) и (*д*) модельное сокращение массы ледников в 1997–2017 гг. Границы ледников показаны по состоянию на 2000 г.

**Fig. 6.** Validation. (*a*) Observed (in 2000 based on RGI6.0 data and in 2018 based on data from Khromova et al., 2021) and modeled heights of Elbrus glacier fronts in 2000 (calibration year) and in 2018 (validation year), m a.s.l. *1* – Bolshoi Azau, *2* – Irik, *3* – Terskol. (*б*) Observed (Kutuzov et al., 2019) and model mass loss of Elbrus glaciers in 1997–2017. *4* – Dzhikiugankyoz, *5* – Kyukyurtlyu. (*в*) Measured (Kutuzov et al., 2019) and modeled glacier volume in 2017 and in 1997, and the difference between them. (*г*) Measured (Kutuzov et al., 2019) and (*д*) modeled glacier mass reduction in 1997–2017. Glacier boundaries are shown as of 2000.

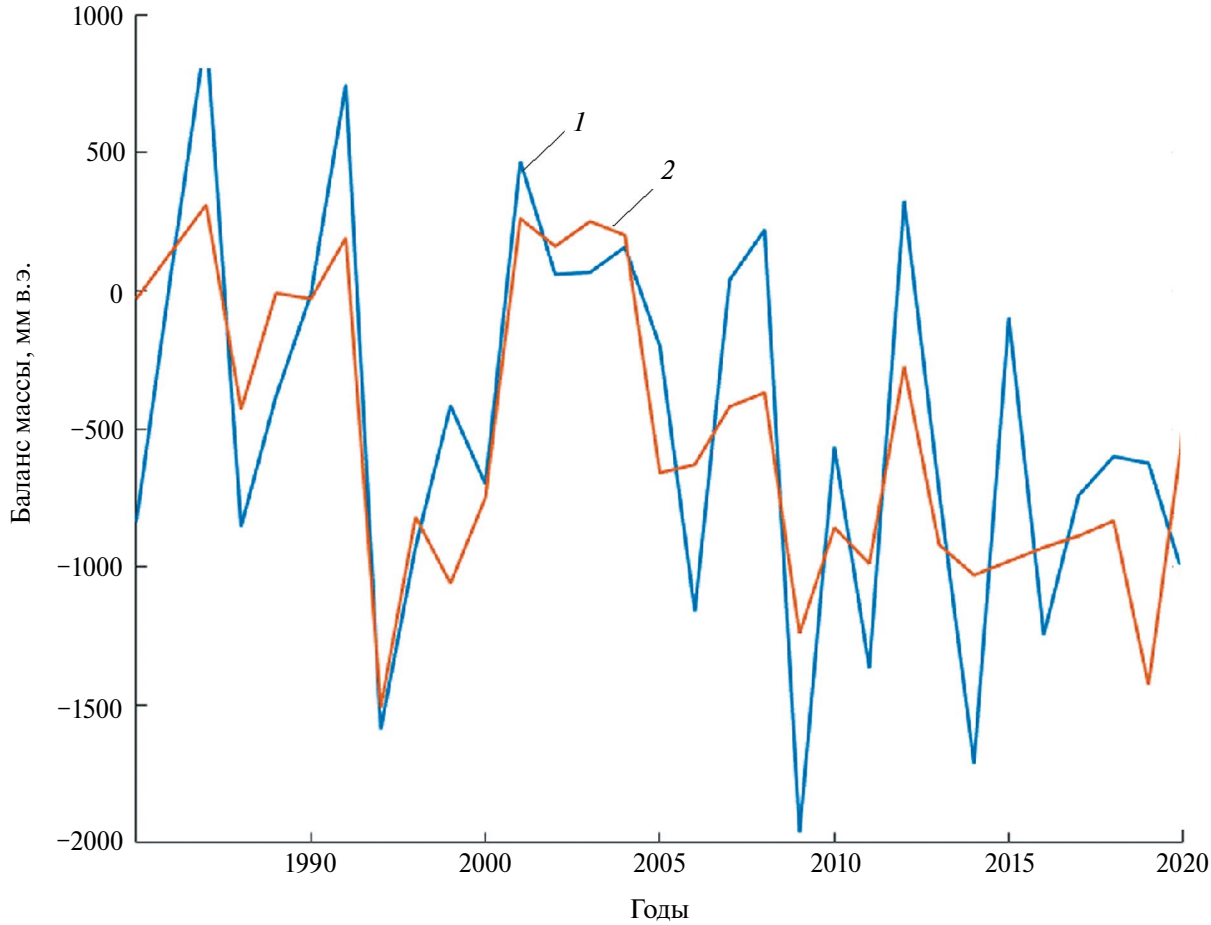
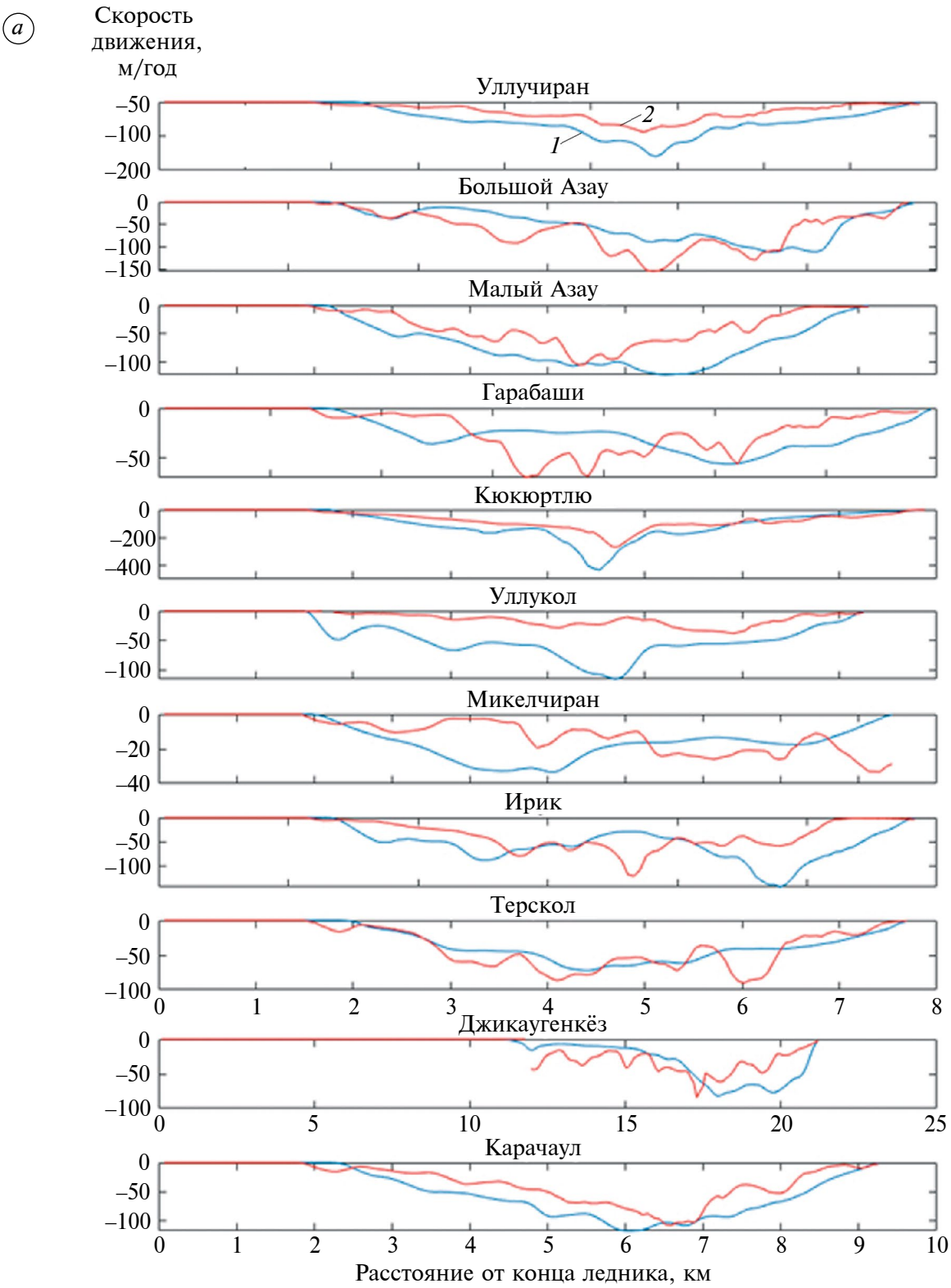



**Рис. 7.** Баланс массы ледника Гарабаши: *1* – модельный, *2* – наблюдённый (WGMS, 2022)

**Fig. 7.** Mass balance of the Garabashi Glacier: *1* – modelled, *2* – observed (WGMS, 2022)

(RGI6.0) и 2018 г. (Хромова и др., 2021), показывает, что ледники Ирик и Джикаугенкёз наступали в 2000–2018 гг., но это не соответствует действительности (Shahgedanova et al., 2014), а Большой Азау отступал со скоростью 10 м/год, в то время как модельный результат составляет 28 м/год, что более реалистично по сравнению с прошлыми исследованиями (22 м/год до 2010 г. по результатам из (Shahgedanova et al., 2014). Однако в целом модельная высота фронта на год валидации хорошо соответствует наблюденной (коэффициент детерминации $R^2$=0.89, среднеквадратичное отклонение RMSE=103 м; см. рис. 6, *а*).

Модельная конфигурация ледников в 2017 г. сравнивалась с границами ледников, в работе (Kutuzov et al., 2019). Учитывая сложность корректного определения границ ледников, полностью покрытых мореной у фронта, можно предположить, что


а
Скорость движения, м/год
Уллучиран
Большой Азау
Малый Азау
Гарабаши
Кюкюртлю
Уллукол
Микелчиран
Ирик
Терскол
Джикаугенкёз
Карачаул
1
2
Расстояние от конца ледника, км

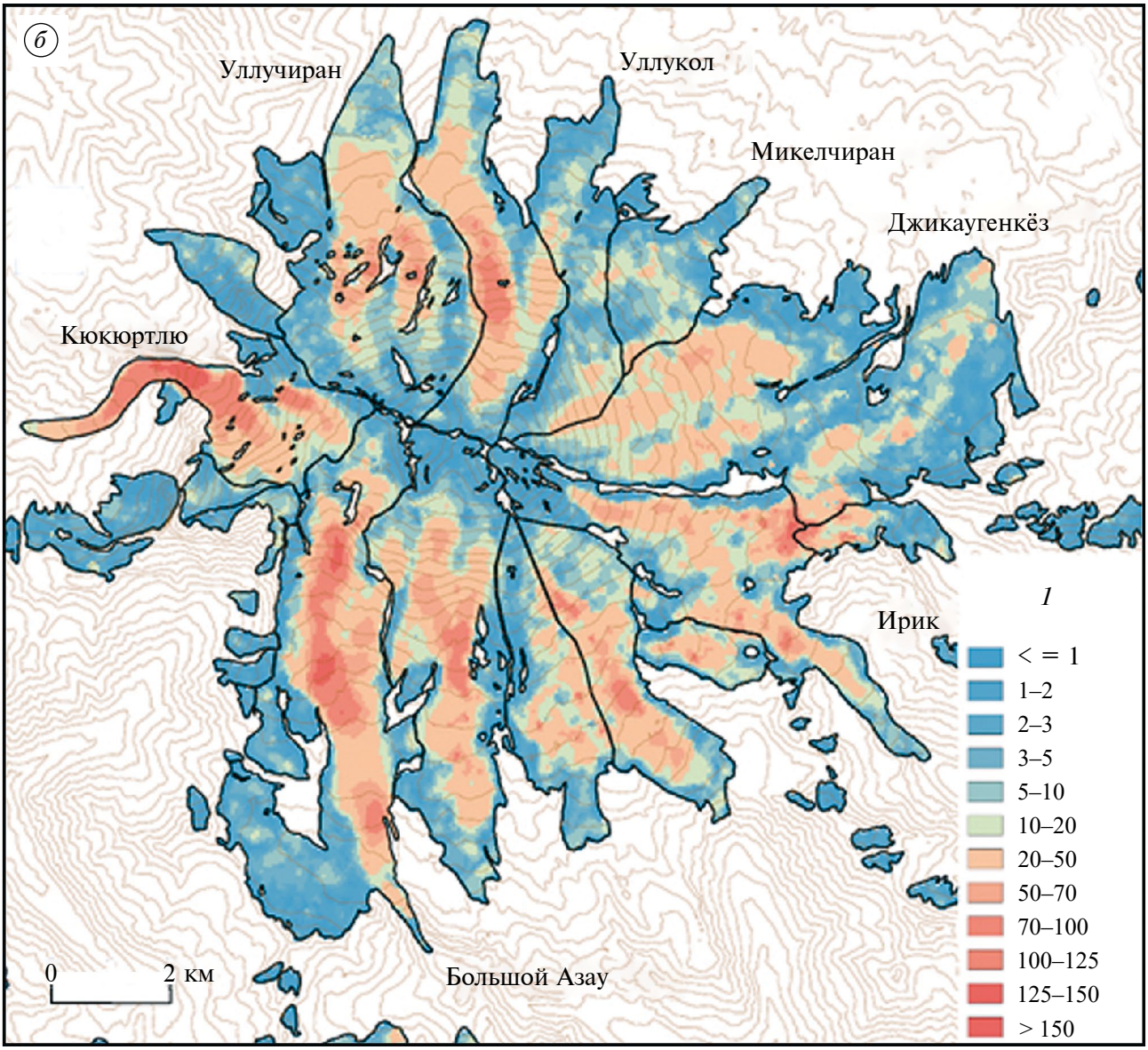



**Рис. 8.** (*а*) Модельные и наблюдённые скорости движения основных ледников Эльбруса: *1* – модельные, *2* – наблюдённые. (*б*) Скорости движения льда в ледниках Эльбруса на 2018–2019 гг., в соответствии с данными (Millan et al., 2022)

**Fig. 8.** (*а*) Modeled and observed velocities of the main Elbrus glaciers: *1* – modeled, *2* – observed. (*б*) Ice velocities of Elbrus glaciers for 2018–2019, according to (Millan et al., 2022)

погрешности в оконтуривании ледников как в год инициализации (2000) по RGI6.0, так и в год валидации (2017) по (Kutuzov et al., 2019), сопоставимы с погрешностями моделирования до 2017 г. Несмотря на то, что объём некоторых ледников (например, Джикаугенкёз, Большой Азау) недооценен моделью, по сравнению с данными (Kutuzov et al., 2019), как в 1997 г, так и в 2017 г. (см. рис. 6, *в*), в целом достигается хорошее соответствие (коэффициент детерминации не меньше 0.9, среднеквадратичное отклонение не больше 0.4 км$^3$, см рис. 6, *в*). Причина некоторого расхождения модельных результатов и оценок (Kutuzov et al., 2019), очевидно, заключается в особенностях процедуры инициализации. В частности, толщина ледников, используемая нами (Huss, Farinotti et al., 2012, обновлены в 2019 г.), немного завышена, в особенности в области аккумуляции выше 4600 м. В этой части оледенения Эльбруса расхождение в объёмах льда может сохраняться до конца века и приводить к несколько завышенным модельным оценкам. Модельное сокращение объёма ледников хорошо соответствует

наблюдённому (коэффициент детерминации 0.95, среднеквадратичное отклонение модельного изменения объёма от измеренного составляет 0.064 км$^3$, см рис. 6, *в*). Таким образом, результаты валидации модели можно считать удовлетворительными.

## ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МОДЕЛИ

***Параметры моренного покрова.*** Характерная толщина моренного покрова $h^*_{debris}$ определяет скорость убывания таяния с ростом толщины морены. Чем больше $h^*_{debris}$, тем сильнее изолирующие свойства морены и тем меньше толщина моренного чехла, требующаяся для полного прекращения таяния. Для оценки чувствительности модели к параметру $h^*_{debris}$ были произведены расчёты при $h^*_{debris} = 115$ см (Verhaegen et al., 2020; Postnikova et al., 2023). Результаты показали, что уменьшение $h^*_{debris}$ в 2.6 раза приводит к задержке отступания фронта ледника (см. рис. 3) и увеличению времени существования мёртвых льдов, образованных при отступании ледника, однако в среднем в 2030-х годах различия в модельной геометрии ледника при разных значениях $h^*_{debris}$ нивелируются. Влияние этого параметра на объём ледников не превышает 4%.

Так как для моделирования ледников Эльбруса была выбрана модификации модели трансформации моренного покрова, в которой основной член уравнения (5) – вытаивание, то константы, входящие в компоненту вытаивания $(\rho_{debris}, \phi_{debris})$, могут иметь существенное значение. Для сравнения, в том случае, когда основным источником моренного материала на поверхности ледника принимается эрозия склонов и перераспределение этого материала ниже по течению (Postnikova et al., 2023), компонента вытаивания и, соответственно, плотность и пористость морены играют незначительную роль по сравнению с толщиной морены, накопленной в результате сноса обломочного материала.

В силу того, что плотность моренного покрова на Эльбрусе неизвестна, были проведены эксперименты на чувствительность результатов к этому параметру, путём увеличения или уменьшения его на 15%: $\rho_{debris} = 3000 кг/м^3$ и $\rho_{debris} = 2200 кг/м^3$. Чувствительность модели к этому параметру может быть существенной: до 5% разницы в объёме льда $(100\% \cdot \frac{V_{modif}}{V})$ до 2070 г. и до 10–15% после 2070 г. (в частности в силу того, что общий объём ледников $V$ значительно уменьшается к концу века). Схожие результаты получились при изменении пористости морены $\phi_{debris}$ на 15%.

В модель трансформирующегося моренного чехла из работы (Postnikova et al., 2023) мы ввели эффект усиления таяния в результате наличия тонкого слоя морены. Заметим, что толщина моренного покрова и его площадь относительно «чистого» льда убывают от фронта ледника к границе питания (см. рис. 3, *в*). Таким образом, зона «тонкой» морены находится в тех высотных поясах, где доля покрытости льда мореной минимальна. Поэтому в формуле (1) таяние на участках с тонкой мореной $M_{debris}$ усилено, но площадь распространения таких участков относительно чистого льда в том же высотном поясе $\frac{A_{debris}}{A}$ невелика. Поэтому в результате градиент баланса массы при учёте усиления таяния и без него почти одинаков. Влияние эффекта усиления таяния на объём льда составляет не более 2%.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В первой части статьи была подробно рассмотрена структура гляциологической модели GloGEMflow-debris, предназначенной для проведения численных экспериментов по расчёту изменений оледенения на Эльбрусе. В ней, исходя из климатических данных, температурно-индексным методом вычислялся поверхностный баланс массы вдоль профиля ледника. При этом абляция льда корректировалась в зависимости от толщины и площади моренного покрова, эволюция которого воспроизводилась, исходя из кинематики ледника и из баланса массы. В динамическом блоке рассчитывались скорости течения ледника, и с использованием закона сохранения массы происходило обновление толщины ледника в каждой точке сетки на каждом временно́м шаге.

Модель GloGEMflow-debris была настроена для условий ледников Эльбруса. В частности, модуль эволюции морены был адаптирован так, чтобы источник поступления отложений на поверхность ледника был не коллювиальным (обвалы, денудация склонов), а экзарационным (взбрасывание донной морены по плоскостям сдвига).

Валидация модели показала, что в начале XXI века в численных экспериментах систематически несколько недооценивалась потеря массы по сравнению с данными 1997–2017 гг. из работы (Kutuzov et al., 2019). Тем не менее, модель успешно воспроизводит общие закономерности потери массы, а также кинематику ледников, подтверждая её применимость в контексте исследований изменений ледникового покрова на Эльбрусе.

**Благодарности.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта 23-27-00050. Авторы выражают искреннюю признательность С.С. Кутузову (Институт географии РАН) за предоставленные данные по конфигурации и толщине ледников Эльбруса. Авторы очень

благодарны рецензентам за ценные замечания, которые позволили значительно улучшить статью.

**Acknowledgements.** This work was supported by the Russian Science Foundation, grant 23-27-00050. The authors express sincere gratitude to S.S Kutuzov (Institute of Geography of RAS) for providing data on configuration and thickness of Elbrus glaciers. The authors are grateful to the reviewers, whose valuable comments allowed improving the original paper.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479

*Золотарёв Е.А.* Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 240 с.

*Золотарёв Е.А.* Теоретические основы картографо-аэрокосмических технологий дистанционного мониторинга опасных гляциальных процессов высокогорных геосистем. Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2013. 207 с.

*Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г.* Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 2. С. 15–22.

*Корнева И.А., Рыбак О.О., Сатылканов Р.А.* Климатические проекции для Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня на основе данных CORDEX // Фундаментальная и прикладная климатология. 2023. Т. 9. № 2. С. 133–164. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2023-2-133-164

*Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьёв А.Я., Никитин С.А.* Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 157–173. https://doi.org/10.31857/S2076673423020114

*Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М.* Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360. https://doi.org/10.31857/S2076673420030044

Ледники и климат Эльбруса (Отв. ред. В.Н. Михаленко). М., СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.

*Лурье П.М., Панов В.Д.* Влияние изменения климата на современное оледенение и сток рек северного склона Большого Кавказа // Устойчивое развитие горных территорий. 2013. № 2. С. 70–77.

*Лурье П.М., Панов В.Д.* Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 68–76.

Оледенение Эльбруса (Под ред. Г.К. Тушинского). Изд-во Московского университета, 1968. 346 с.

*Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г.* Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 89–98.

*Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 620–636. https://doi.org/10.31857/S2076673421040111

*Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287–304. https://doi.org/10.31857/S2076673422020133

*Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Корнева И.А.* Ожидаемое изменение поверхностного баланса массы ледникового комплекса Эльбруса в условиях глобального потепления // Международный научно-исследовательский журнал. 2019. №. 12 (90). С. 135–141. https://doi.org/10.23670/IRJ.2019.90.12.027

*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. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

*Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И.* Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358. https://doi.org/10.31857/S2076673421030093

*Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 180 с.

*Anderson L.S., Anderson R.S.* Modeling debris-covered glaciers: response to steady debris deposition // The Cryosphere. 2016. V. 10. No. 3. P. 1105–1124. https://doi.org/10.5194/tc-10-1105-2016

*Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // Journal of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 255–266.

*Compagno L., Huss M., Miles E.S., McCarthy M.J., Zekollari H., Dehecq A., Pellicciotti F., Farinotti D.* Modelling supraglacial debris-cover evolution from the single-glacier to the regional scale: an application to High Mountain Asia // The Cryosphere. 2022. V. 16. No. 5. P. 1697–1718.

*Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer B., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geoscientific

Model Development. 2016. V. 9. No. 5. P. 1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016

*Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hora´nyi A., Sabater J.M., Nicolas J.* Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5 // ECMWF newsletter. 2019. T. 159. C. 17–24.

*Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth Ch., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A.* Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature. 2021. V. 592. P. 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

*Huss M., Farinotti D.* Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2012. V. 117. P. F4. https://doi.org/10.1029/2012JF002523

*Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers in Earth Science. 2015. V. 3. P. 54. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054

IPCC, 2021: In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for Policymakers. (Ed. by V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. Matthews, T. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B.E. Zhou): Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2021. P. 31.

*Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. № 153. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153

*Mattson L.E., Gardner J.S., Young G.J.* Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya // Snow and glacier hydrology. 1993.

*Østrem G.* Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges // Geografiska Annaler. 1959. V. 41. № 4. P. 228–230. https://doi.org/10.1080/20014422.1959.11907953

*Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Krylenko I.N., Tutubalina O.V., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. In 4th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Chengdu: Millpress, Rotterdam, 2007. P. 703–714.

*Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciation in the 21st century // Frontiers in Earth Science. 2023. V. 11. 22 p. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696

*RGI Consortium.* Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60

*Rounce D.R., Hock R., McNabb R.W., Millan R., Sommer C., Braun M.H.* Distributed global debris thickness estimates reveal debris significantly impacts glacier mass balance // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48. No. 8. e2020GL091311. https://doi.org/10.1029/2020GL091311

*Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M.* Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014 // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 585–598. https://doi.org/10.5194/tc-14-585-2020, 2020

*Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018

*Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T.* Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // The Cryosphere. 2014. V. 8. P. 2367–2379. https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014

*Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O., Popovnin V.V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 AD // The Cryosphere. 2020. V. 14. № 11. P. 4039–4061. https://doi.org/10.5194/tc-2019-312

*Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P.* Quantifying supraglacial debris-related melt-altering effects on the Djankuat Glacier, Caucasus, Russian Federation // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2024. 129(4), e2023JF007542. https://doi.org/10.1029/2023JF007542

*WGMS.* Fluctuations of Glaciers Database. 2022 // World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. https://dx.doi.org 10.5904/wgms-fog-2022-09. Online access: https://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2022-09. (Last access: 14 January 2024).

*Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019

**Citation:** ***Postnikova T.N., Rybak O.O., Gubanov A.S., Zekollari H., Huss M.*** **Mathematical modeling of Elbrus glaciers in the 21st century. Part 1. Glaciological model and setup of numerical experiments.** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 303–325. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030015**

# Mathematical modeling of Elbrus glaciers in the 21st century. Part 1. Glaciological model and setup of numerical experiments.

**T. N. Postnikova[a,d]*, O. O. Rybak[a,b,c], A. S. Gubanov[d], H. Zekollari[e], M. Huss[f,g,h]**

[a]*Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia*
[b]*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*
[c]*Earth System Science and Depertement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[d]*Department of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[e]*Department of Water and Climate, Faculty of Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[f]*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich, Zürich, Switzerland*
[g]*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland*
[h]*Department of Geosciences, University of Fribourg, ribourg, Switzerland*
**e-mail: tasinidze@gmail.com*

Received January 14, 2024 / Revised June 14, 2024 / Accepted July 8, 2024

This study fills a gap in the long-term prediction of changes in parameters of the Elbrus glaciers, using the GloGEMflow-debris model to simulate the glacier evolution. The part 1 provides a detailed description of the model architecture. The model consists of three blocks in which the calculation of the surface mass balance, glacier flow and moraine transformation is carried out. The area and thickness of the moraine cover increase as glaciers degrade. This is important to consider, as a thicker layer of moraine reduces the ice melting. For predictive calculations, the data on temperature and precipitation for five SSP climate scenarios are taken from the CMIP6 project. A temperature index method is used to calculate the surface mass balance, taking into account the influence of the moraine cover: the ablation of pure ice is adjusted in accordance with the area and thickness of the moraine cover. The ice flow block is used to update the geometry of glaciers and moraine cover. The adaptation of the model to the glaciers of Elbrus includes the adjustment of the block of the moraine cover evolution, which corresponds to the geological features of the region. Thus, the accumulation of moraine on the glaciers of the volcanic peak through erosion of slopes and landslides can be neglected, it is considered to be the bottom moraine, thrown up along the shear planes, the main source of surface moraine on the glaciers of Elbrus. Hence, the debris-cover source in the model is specified to be the result of bedrock erosion rather than slope erosion. The paper discusses calibration processes that allow using simple modeling methods, such as the temperature index method for calculating the surface mass balance, and to simulate the real behavior of glaciers. Despite the fact that the validation of the model revealed a slight underestimation of mass loss at the beginning of the XXI century, the general patterns of mass loss are reproduced correctly, although the energy balance has not been explicitly described. Thus, the adjustment of the model ensures its adaptation to the glaciation conditions on Elbrus.

**Keywords:** mountain glaciers, mathematical model, glacier modeling, numerical experiments, climate change, climate projections, CMIP6, Elbrus, proglacial lakes

## REFERENCES

*Dokukin M.D., Khatkutov A.V.* Lakes at the Maliy Azau glacier on Elbrus: dynamics and outbursts. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 472–479 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479

*Zolotarev E.A. Evolutziya oledeneniya Elbrusa.* Evolution of Elbrus glaciation. Cartographic-aerospace technologies of glaciologic monitoring. Moscow: Scientific world. 2009, 240 p. [In Russian].

*Zolotarev E.A. Teoreticheskiye osnovi kartografo-aerokosmicheskih tehnologiy distantzionnogo monitoringa opasnih glyatzialnih protzessov visokogornih geosistem. Dissertatziya na soiskaniye uchenoy stepeni doktora geograficheskih nauk.* Theoretical bases of cartographic-aerospace technologies of remote monitoring of dangerous glacial processes of high-mountain geosystems. PhD. Moscow: Department of Geography of Lomonosov MSU. 2013. 207 p. [In Russian].

*Zolotarev E.A, Kharkovetz E.G.* Evolution of Elbrus glaciation after the Little Ice Age. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 52 (2): 15–22. [In Russian].

*Korneva I.A., Rybak O.O., Satylkanov R.A.* Climate projections for the Central and Inner Tien Shan based on CORDEX data. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya.* Basic and applied climatology. 2023, 9 (2): 133–164 [In Russian]. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2023-2-133-164

*Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Muravyev A.Y., Nikitin S.A.* Glaciers in the mountains of Russia (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the first quarter of the XXI century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (2): 157–173 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673423020114

*Lavrentyev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M.* Assessment of glacial lake development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (3): 343–360 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420030044

*Ledniki i klimat Elbrusa.* Glaciers and climate of Elbrus (Ed. by V.N. Mikhalenko). Moscow, Saint-Petersburg: Nestor-History, 2020: 372 p. [In Russian].

*Lurye P.M., Panov V.D.* Impact of climate change on modern glaciation and river runoff of the northern slope of the Greater Caucasus. *Ustoychivoye razvitiye gornih territoriy. Sustainable development of mountain territories.* 2013 (2), 70–77. [In Russian].

*Lurye P.M., Panov V.D.* Changes in the modern glaciation of the northern slope of the Greater Caucasus in the 20th century and forecast of its degradation in the 21st century. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology. 2014 (4): 68–76. [In Russian].

*Oledenenie Elbrusa.* Elbrus glaciation (ed. by G.K. Tushinskiy). Moscow University Press, 1968: 346 p. [In Russian].

*Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G.* Surface moraine growth on the tongue of Djankuat Glacier during the period of direct glaciological monitoring. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2015, 19 (1): 89–98. [In Russian].

*Postnikova T.N., Rybak O.O.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 1. General approach and model architecture. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (4): 620–636. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421040111

*Postnikova T.N., Rybak O.O.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 2. Experimental set-up and practical applications. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (2): 287–304. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673422020133

*Rybak O.O., Rybak E.A., Korneva I.A.* Expected change in the surface mass balance of the Elbrus glacier complex under global warming conditions. *Mezhdunarodniy nauchno-issledovatelskiy zhurnal.* International Research Journ. 2019, 12 (90): 135–141. [In Russian]. https://doi.org/10.23670/IRJ.2019.90.12.027

*Toropov P.A, Mikhalenko V.N, Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A.* Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period for the last 65 years. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

*Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovskiy A.F., Muravyev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I.* New Catalog of Russian Glaciers by Satellite Data (2016–2019). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421030093

*Chernomoretz S.S. Seleviye ochagi do i posle katastrof.* Mudflows before and after disasters. Moscow: Scientific world. 2005: 180 p. [In Russian].

*Anderson L.S., Anderson R.S.* Modeling debris-covered glaciers: response to steady debris deposition. The Cryosphere. 2016, 10 (3): 1105–1124. https://doi.org/10.5194/tc-10-1105-2016

*Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (111): 255–266.

*Compagno L., Huss M., Miles E.S., McCarthy M.J., Zekollari H., Dehecq A., Pellicciotti F., Farinotti, D.* Modelling supraglacial debris-cover evolution from the single-glacier to the regional scale: an application to High Mountain Asia. The Cryosphere. 2022, 16 (5): 1697–1718.

*Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer B., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Geoscientific Model Development. 2016, 9 (5): 1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016

*Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hora´nyi A., Sabater J.M., Nicolas J.* Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. ECMWF newsletter. 2019, 159: 17–24.

*Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth Ch., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A.* Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. Nature. 2021, 592: 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

*Huss M., Farinotti D.* Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2012, 117 (F4). https://doi.org/10.1029/2012JF002523

*Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise. Frontiers in Earth Science. 2015, 3: 54. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054

IPCC, 2021: In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for Policymakers.

(Ed. by Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J., Maycock T., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B.E.): Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2021, 31 p.

*Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. Frontiers in Earth Science. 2019, 7 (153). https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153

*Mattson L.E., Gardner J.S., Young G.J.* Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. Snow and glacier hydrology. 1993.

*Østrem G.* Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. Geografiska Annaler. 1959, 41 (4): 228–230. https://doi.org/10.1080/20014422.1959.11907953

*Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Krylenko I.N., Tutubalina O.V., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. In 4th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Chengdu: Millpress, Rotterdam. 2007: 703–714.

*Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciation in the 21st century. Frontiers in Earth Science. 2023, 11: 22. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696

*RGI Consortium*. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60

*Rounce D.R., Hock R., McNabb R.W., Millan R., Sommer C., Braun M.H.* Distributed global debris thickness estimates reveal debris significantly impacts glacier mass balance. Geophysical Research Letters. 2021, 48 (8): e2020GL091311. https://doi.org/10.1029/2020GL091311

*Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M.* Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014. The Cryosphere. 2020, 14: 585–598. https://doi.org/10.5194/tc-14-585-2020, 2020

*Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018.

*Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T.* Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography. The Cryosphere. 2014, 8: 2367–2379. https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014.

*Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O., Popovnin V.V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 AD. The Cryosphere. 2020, 14 (11): 4039–4061. https://doi.org/10.5194/tc-2019-312

*Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P.* Quantifying Supraglacial Debris-Related Melt-Altering Effects on the Djankuat Glacier, Russian Federation. Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2024, 129: e2023JF007542. https://doi.org/10.1029/2023JF007542

*WGMS*. Fluctuations of Glaciers Database. 2022. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2022-09. Online access: https://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2022-09 (Last access: 14 January 2024).

*Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. The Cryosphere. 2019, 13: 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 326–344*

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.321.84*

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ ЭЛЬБРУСА В XXI В. ЧАСТЬ 2. ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВ И ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЁР ПРИ РАЗНЫХ СЦЕНАРИЯХ SSP

**© 2024 г. Т. Н. Постникова[1]*, О. О. Рыбак[1,2,3], А. С. Губанов[4], Х. Зеколлари[5], М. Хусс[6,7,8]**

[1]*Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*
[2]*Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия*
[3]*Earth System Science and Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[4]*Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[5]*Department of Water and Climate, Faculty of Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[6]*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich, Zürich, Switzerland*
[7]*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland*
[8]*Department of Geosciences, University of Fribourg, Fribourg, Switzerland*
**e-mail: tasinidze@gmail.com*

Поступила 16.01.2024 г.
После доработки 04.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Рассмотрены вероятные сценарии изменения ледников Эльбруса и связанные с этим явления, такие как образование гляциальных озёр и областей погребённого под мореной мёртвого льда в будущем. Согласно нашим оценкам, отступание ледников может привести к образованию от восьми до семнадцати новых озёр, из которых шесть потенциально могут быть временно подпружены зонами мёртвого льда толщиной до 60 м.

**Ключевые слова:** горные ледники, математическая модель, гляциологическое моделирование, численные эксперименты, изменение климата, климатические проекции, CMIP6, Эльбрус, прогляциальные озёра

**DOI**: 10.31857/S2076673424030021, **EDN**: IOPYVM

## ВВЕДЕНИЕ

В первой части настоящего исследования была описана методология прогностических расчётов состояния оледенения Эльбруса в XXI веке. Были рассмотрены теоретические основы математического моделирования с использованием глобальной гляциологической модели (ГГМ) GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), к которой был присоединён дополнительный блок для описания эволюции моренного покрова на ледниках (Postnikova et al., 2023). Была описана процедура настройки модели и приведены результаты её валидации.

Во второй части работы описываются результаты численных экспериментов, в которых были получены конфигурации ледников Эльбруса на разных временных срезах до конца текущего столетия, оценены ожидаемые значения площади и объёма ледников, распространение поверхностной морены при реализации различных климатических сценариев из набора SSP. Ожидаемое отступание фронтов ледников приведёт к формированию прогляциальных озёр в локальных депрессиях ложа на месте отступивших ледников и областей мёртвого льда, которые в определённых обстоятельствах будут озёра подпруживать, увеличивая, тем самым, вероятность их прорыва. Этот процесс уже происходит на месте отступившего ледника Бирджалы-Чиран, где с 1957 г. сформировалось 12 новых озёр (Докукин и др., 2022) и образовался опасный селевой котёл. В 2003 и 2006 гг. был зафиксирован прорыв озёр Восточное и Среднее Бирджалы. Механизм прорывов озёр – перелив через ледяную гряду с её размывом (Докукин и др., 2022). Два озера, Южное и Юго-Западное Бирджалы, появились около фронта ледника в 2016 и 2018 гг., они подпружены ледником и мёртвым льдом и, вероятно, потенциально прорывоопасны (Докукин и др., 2022). Потенциальные места формирования будущих озёр были определены ранее (Лаврентьев и др.,

2020), однако наиболее вероятное время их образования выяснено в настоящей работе.

В ГГМ процессы энергообмена и динамики ледников описываются в упрощённой форме. Это ведёт к неизбежной неопределённости в прогностических расчётах характеристик оледенения. Однако с ростом заблаговременности прогнозов всё возрастающую роль начинает играть разброс в исходных климатических сценариях. Эти вопросы также обсуждаются в настоящей работе.

В первом разделе статьи кратко описаны изменения баланса массы и конфигурации ледников Северного Кавказа в XXI веке. Во втором разделе рассмотрены результаты численных экспериментов для Эльбруса, приводятся изменения баланса массы, объёма, площади ледников, а также оценивается влияние моренного покрова. Третий раздел посвящён явлениям, связанным с отступанием ледников Эльбруса – образованию новых прогляциальных озёр и областей погребённых мёртвых льдов. В четвёртом разделе обсуждены источники погрешностей, результаты сопоставлены с существующими исследованиями.

***Климатические сценарии.*** Сценарии SSP появились в цикле Шестого оценочного доклада IPCC (IPCC, 2021) и в настоящее время постепенно сменяют в климатических и связанных с ними исследованиях принятые ранее сценарии семейства RCP (Representative Concentration Pathways), добавляя пять новых социально-экономических сюжетных линий.

Отличие SSP от RCP заключается в том, что они помимо радиационной нагрузки на климатическую систему (вторая цифра в наименовании сценария) включают и различные социально-экономические условия и предполагаемые меры по ограничению выбросов парниковых газов, аэрозолей и др., образуя группы сценариев, объединяемые по ряду признаков (первая цифра в наименовании конкретного сценария). Ниже дана их краткая характеристика (Семенов, Гладильщикова, 2022):

SSP1: Устойчивый и условно «зелёный» путь соответствует всё более устойчивому миру. В фокусе находится благосостояние людей, а не экономический рост. Потребление ориентировано на минимизацию использования материальных ресурсов и энергии;

SSP2: «Средний путь». Траектория прошлого и текущего глобального развития экстраполируется в будущее. Ожидается определённая деградация экологических систем;

SSP3: «Региональное соперничество». Рост национализма и региональных конфликтов отодвигает на задний план глобальные проблемы. В некоторые регионах наносится серьёзный ущерб окружающей среде;

SSP4: «Рост неравенства». Углубление пропасти между развитыми обществами, сотрудничающими в глобальном масштабе, и теми, кто застревает на более низкой стадии развития с низким доходом и низким уровнем образования. Экологическая политика успешно решает проблемы только в отдельных регионах;

SSP5: «Экстенсивный». Развитие, основанное на использовании ископаемого топлива. Глобальные рынки становятся всё более интегрированными, что ведёт к инновациям и техническому прогрессу. Успешно решаются региональные экологические проблемы.

Мы использовали наиболее характерные, и, в связи с этим, наиболее применяемые в аналогичных исследованиях сценарии (IPCC, 2021):

SSP1-1.9: Очень низкий уровень выбросов парниковых газов, который начнёт снижаться сейчас и достигнет нулевого уровня вскоре после 2050 г.;

SSP1-2.6: Низкий уровень выбросов парниковых газов, которые будут снижаться медленно до нулевого уровня к 2075 г.;

SSP2-4.5: Промежуточный уровень выбросов парниковых газов, в соответствии с которым выбросы останутся на текущем уровне до 2050 г., а затем начнут снижаться;

SSP3-7.0: Высокий уровень выбросов парниковых газов, который к 2100 г. возрастёт в два раза;

SSP5-8.5: Очень высокий уровень выбросов парниковых газов, который к 2050 г. увеличится в два раза.

Такой выбор позволяет охватить весь спектр возможностей без излишней детализации: от минимального радиационного воздействия при наиболее благоприятном для окружающей среды развитие цивилизации (сценарий SSP1–1.9) до максимально неблагоприятного «экстремального» (сценарий SSP5–8.5).

Список использованных климатических моделей, а также методы подготовки климатических данных были описаны в части первой данной статьи.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ: ДЕГРАДАЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В XXI ВЕКЕ

***Изменение конфигурации ледников.*** Для того, чтобы оценить масштабы будущего сокращения оледенения Эльбруса, целесообразно сделать это в контексте дегляциации всего Северного Кавказа (рис. 1). С использованием методики, описанной в первой части настоящей статьи (более детально – в (Postnikova et al., 2023) мы рассчитали будущие параметры оледенения во всех упомянутых

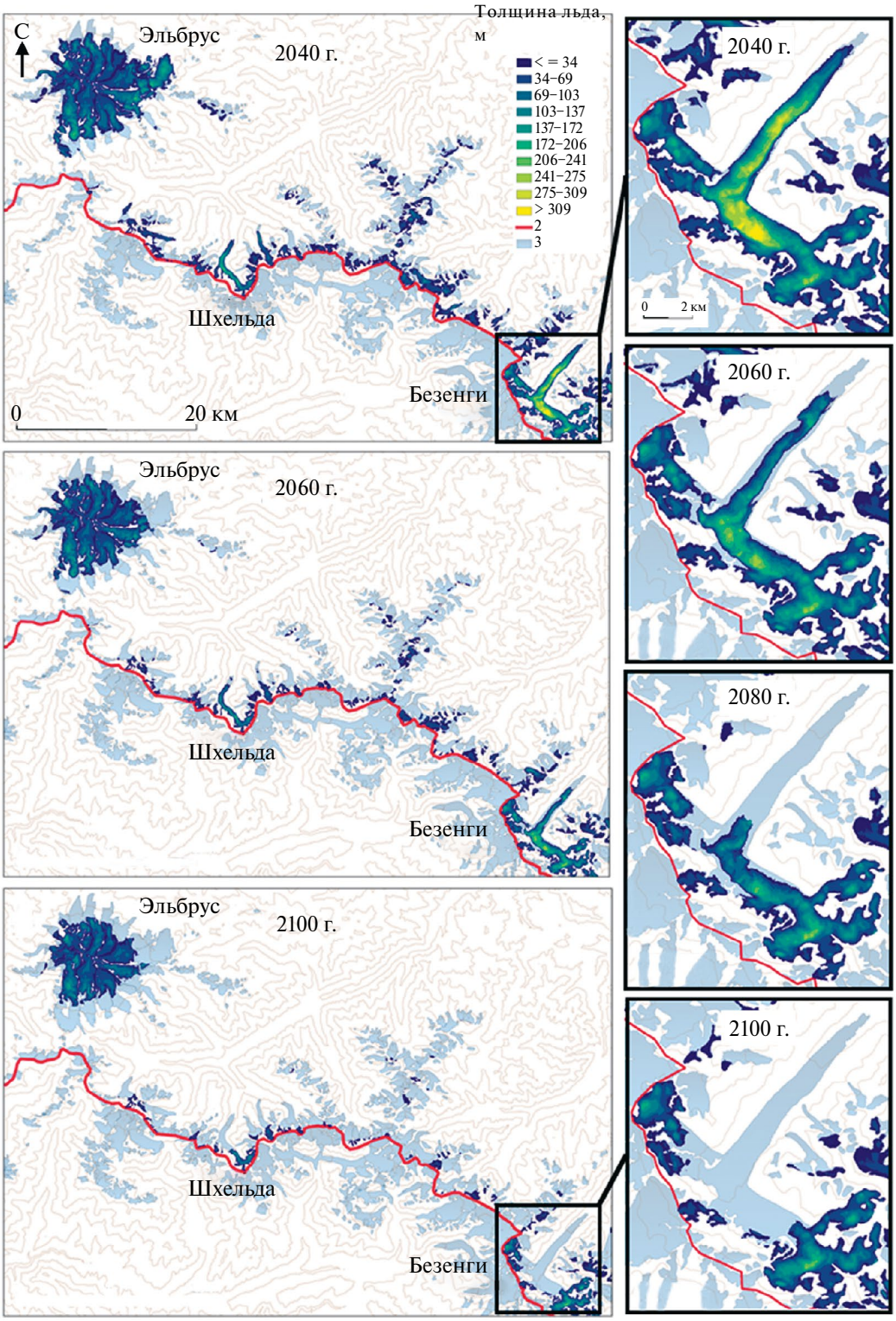



**Рис. 1.** Контуры и толщина ледников в западной части Центрального Кавказа, при медианном сценарии изменения климата (который примерно соответствует реализации климатического сценария SSP2–4.5 на климатической модели GFDL–ESM4). *1* – толщина льда; *2* – государственная граница между Российской Федерацией и Грузией; *3* – границы ледников RGI6.0 на дату инвентаризации (2000–2004 гг.)

**Fig. 1.** Glacier configurations in the western part of the Central Caucasus under the median climate change scenario (approximately corresponding to the SSP2–4.5 climate scenario on the GFDL–ESM4 climate model). *1* – ice thickness; *2* – border between Russia and Georgia; *3* – glacier outlines according to RGI6.0 at the inventory date (2000–2004)

сценариях. В «экстремальном» сценарии SSP5–8.5 к 2060 г. большинство ледников в регионе исчезнет, а к 2100 г. льда в регионе практически не останется, за исключением небольшого островка на Эльбрусе. В «мягком» сценарии SSP1–2.6, предполагающем стабилизацию климатических условий к середине столетия (часть 1 настоящего исследования), крупные ледники потеряют свои длинные языки и разделятся на несколько малых ледников, а маленькие ледники исчезнут. Однако на больших высотах может сохраниться довольно толстый лёд (например, более 100 м на леднике Караугом в среднем климатическом сценарии SSP2-4.5).

Модель, использованная в данной работе, вообще говоря, не предназначена для детальной реконструкции отдельных ледников, однако провести некоторые качественные сравнения между характером эволюции некоторых ледников в разных климатических сценариях всё же возможно. Например, ледник Шхельда к 2100 г. отступит на 500 м выше в сценарии SSP5–8.5, чем в сценарии SSP1–2.6. Ледник Джанкуат к 2060 г. практически полностью исчезнет в сценарии SSP5–8.5, в то время как в сценарии SSP1-2.6 небольшой фрагмент ледника всё же сохранится. Большие разветвлённые ледники разделятся на несколько маленьких. Например, ледник Безенги, согласно прогностическим расчётам, рано или поздно (в зависимости от климатического сценария) разделится на несколько частей (см. рис. 1): часть ледника, движущегося со стороны перевала Цаннер, отделится до 2030 г., со стороны горы Гивтола – в 2050-х годах, со стороны горы Джангитау – в 2030-х годах. При этом во второй половине века на высоте около 2900 м над ур. моря в случае сильного потепления образуется область льда, которая полностью отделится от основной области аккумуляции в 2060-х годах и сравнительно быстро стает, после чего ледник отступит выше 3000 м над ур. моря. Для более точного прогноза требуется использовать трёхмерную гляциологическую модель.

В бассейне р. Терек в климатическом сценарии SSP1–2.6 наибольший объём льда к 2100 г. сохранится на высотах 3500–4000 м над ур. моря. (рис. 2). В бассейне Кубани при любом климатическом сценарии будет формироваться два экстремума в распределении объёма льда по высотным поясам: на высотах 2800–3400 м, в основном на отрогах Главного Кавказского хребта, и на высоте 4300–4700 м, на Эльбрусе (см. рис. 2).

В сценарии SSP5–8.5 ледники сохранятся главным образом на Эльбрусе выше 4000 м над ур. моря (см. рис. 2). В бассейне р. Терек 84% льда, сохранившегося к 2100 г., будет сосредоточена на Эльбрусе, а в бассейне Кубани – 98% и выше 4500 м над ур. моря (см. рис. 2). При этом 2% объёма льда сохранится на высоте 3500–3700 м, на склонах Главного Кавказского хребта. В наиболее «мягком» сценарии SSP1–1.9 доля ледников Эльбруса в общем объёме льда в регионе к 2100 г. будет заметно скромнее – менее 30%. Очевидная причина заключается в том, что абсолютная высота Эльбруса достаточна для значительного отступания ледников, такого, которое невозможно более нигде в регионе.

***Изменение поверхностного баланса массы.*** Прогностический поверхностный баланс массы рассчитывался для каждого климатического сценария индексно-температурным методом (Hock, 2003; Huss, Hock, 2015). Его изменения (рис. 3, *в*) обусловлены двумя разнонаправленно действующими факторами: будущим потеплением климата (которое усиливает абляцию) и отступанием ледников на большую высоту (что уменьшает абляцию). В сценариях с незначительным потеплением (SSP1–1.9, SSP1–2.6) уменьшение баланса массы будет компенсироваться отступанием фронтов ледников на большую высоту, итогом чего будет переход ледников в стационарное состояние. Так, в сценарии SSP1–1.9 средний по региону баланс массы будет отрицательным приблизительно до 2055 г., а во второй половине столетия станет положительным (см. рис. 3, *в*). В сценарии SSP1–2.6 средний баланс массы приблизится к нулевому значению примерно к 2090 г. Незначительный вклад в стабилизацию, по-видимому, внесёт рост осадков в период аккумуляции, который также будет частично компенсировать рост температуры воздуха.

В сценариях со значительным потеплением (SSP3–7.0, SSP5–8.5) отступание продолжится, стабилизации не наступит, и в конце концов ледники (кроме ледников Эльбруса) исчезнут. В медианном сценарии, который примерно соответствует SSP2–4.5, стабилизация ледников наступит около 2100 г. для Эльбруса и несколько позже для остальных ледников.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ: ДЕГРАДАЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭЛЬБРУСА В XXI ВЕКЕ

***Изменения поверхностного баланса массы, площади и объёма ледников.*** Согласно расчётам, поверхностный баланс массы ледников Эльбруса (как, собственно, и всего северного склона Большого Кавказа, см. предыдущий раздел) в среднем продолжит уменьшаться до конца 2030-х годов, достигая значений $-1.1\pm0.3$ м в. э. год$^{-1}$ в среднем по Эльбрусу (см. рис. 3, *г*). При этом различия в оценках, полученных в разных климатических сценариях, будут невелики.

Остановимся более подробно на эволюции конфигурации ледников Эльбруса. В табл. 1 сведены результаты расчётов средней площади и объёма оледенения Эльбруса в соответствии с использованными климатическими сценариями, а также

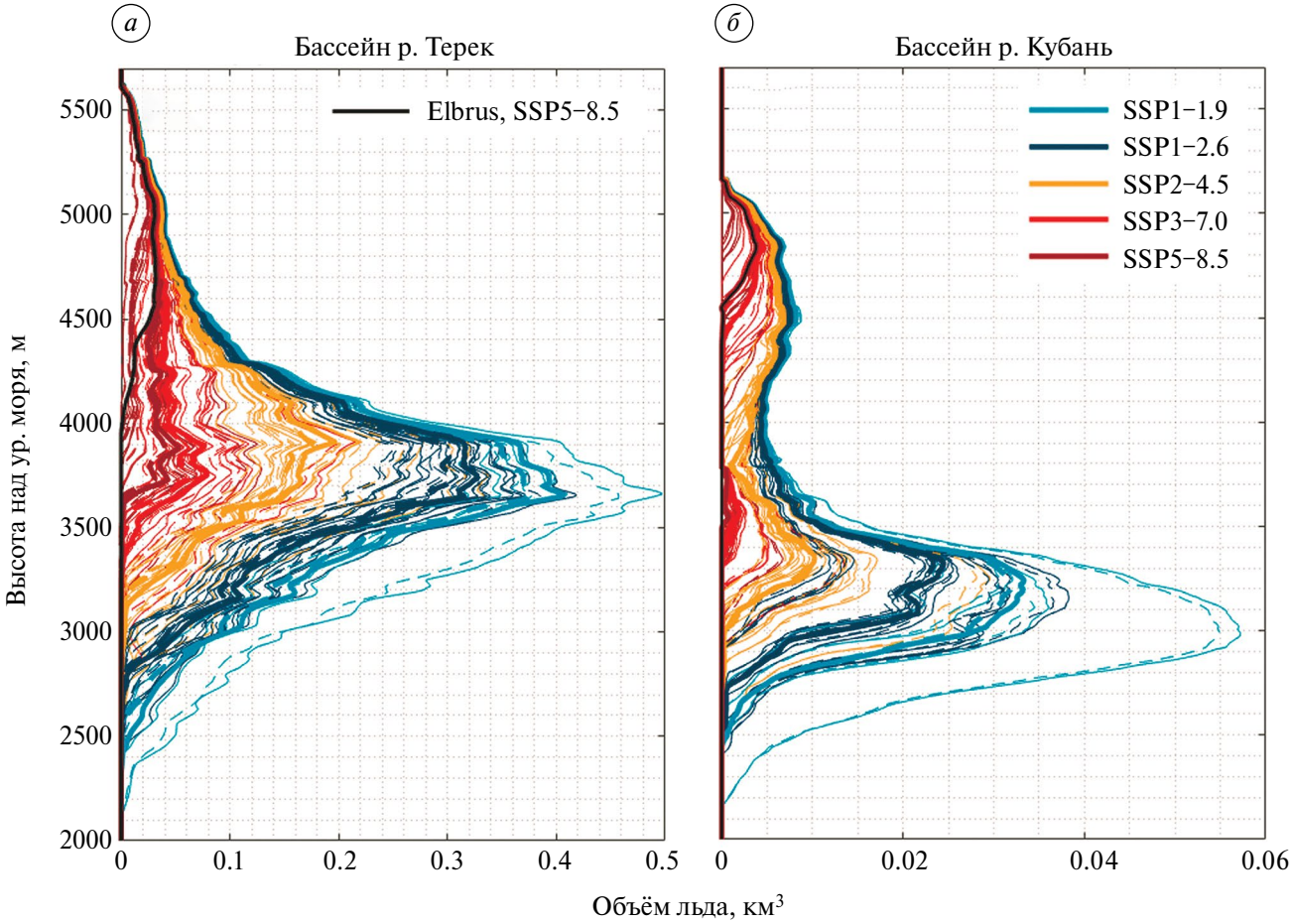
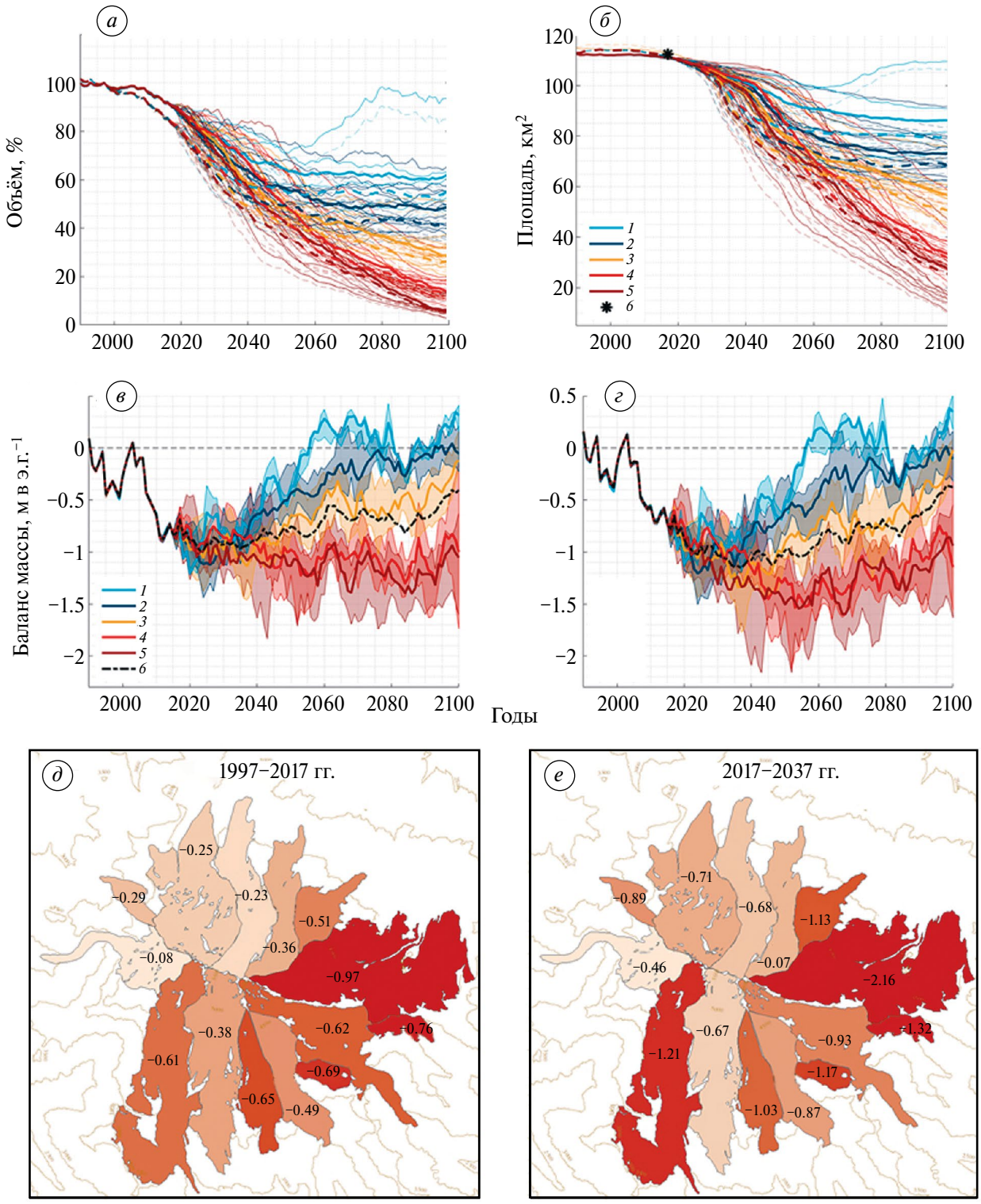



**Рис. 2.** Распределение объёма льда по высотным поясам в 2100 г., в зависимости от климатического сценария SSP (жирные линии – медианные значения среди всех климатических моделей для каждого сценария). Штрихом обозначены результаты, полученные без моренного блока, сплошной линией – при участии эволюционирующей морены. Чёрной линией обозначено медианное распределение объёма льда для ледников Эльбруса при сценарии SSP5–8.5

**Fig. 2.** Distribution of ice volume in elevation zones in 2100, depending on the SSP climate scenario (bold lines represent median values among all General Circulation Models (GCMs) for each scenario). Dashed lines indicate results obtained without the debris-cover module, while solid lines represent results with the evolving debris cover. The black line denotes the median distribution of ice volume for Elbrus glaciers under the SSP5–8.5 scenario

**Рис. 3.** Прогнозируемые изменения объёма (*а*) и площади оледенения Эльбруса (*б*). *1* – SSP1–1.9; *2* – SSP1–2.6; *3* – SSP2–4.5; *4* – SSP3–7.0; *5* – SSP5–8.5; *6* – площадь ледников на 2017 г. согласно (Kutuzov et al., 2019). Жирные линии – медианные значения среди всех GCM каждого сценария. Тонкие линии – результат для каждой отдельной GCM. Штрихом обозначены результаты, полученные без моренного блока, сплошной линией – при участии эволюционирующей морены. Изменение поверхностного баланса массы ледников Северного Кавказа (*в*) и Эльбруса (м в. э. год$^{-1}$) при разных климатических сценариях (*г*): *6* – медиана значений баланса массы из полного набора климатических моделей, реализованных на всех сценариях. Жирные кривые – медиана для данного сценария, цветные области – разброс для данного сценария среди разных климатических моделей. Шаг сглаживания – 2 года. (*д*) Сокращение объёма ледников Эльбруса (м в. э. год$^{-1}$) в среднем в 1997–2017 (адаптировано из статьи Kutuzov et al., 2019) и в 2017–2037 в соответствии с модельным прогнозом (*е*)

**Fig. 3.** Projected changes in ice volume (*а*) and glacier area of Mount Elbrus (*б*): *1* – SSP1–1.9; *2* – SSP1–2.6; *3* – SSP2–4.5; *4* – SSP3–7.0; *5* – SSP5–8.5; *6* – glacier area in 2017 according to (Kutuzov et al., 2019). Bold lines represent median values among all GCMs for each scenario. Thin lines show results for each individual GCM. Dashed lines indicate results obtained without the debris-cover module, while solid lines represent results with the evolving debris cover. Changes in surface mass balance of glaciers in the Northern Caucasus (*в*) and Elbrus (m w. e. yr.$^{-1}$) under different climate scenarios (*г*): *6* – median balance values from the full set of climate models implemented for all scenarios. Bold curves represent the median for each scenario, colored areas indicate the range for each scenario among different climate models. Smoothing interval is equal to 2 years. (*д*) Glacier volume reduction of Mount Elbrus (m w. e. yr.$^{-1}$) averaged over 1997–2017 (adapted from Kutuzov et al., 2019) and in 2017–2037 according to the model forecast (*е*)




абсолютные отклонения от среднего значения и стандартные отклонения прогнозной площади и объёма оледенения для климатического форсинга каждой из климатических моделей в рамках одного и того же сценария. Конфигурации ледников Эльбруса для временных срезов 2040, 2060 и 2100 гг., в сценариях SSP1–2.6 и SSP5–8.5 показаны на рис. 4. Представленные результаты – медианные в соответствии с мультимодельными сценариями. Цифрами обозначены озёра, которые могут быть образованы при исчезновении льда на Эльбрусе (Лаврентьев и др., 2020). Изолинии показывают высоту

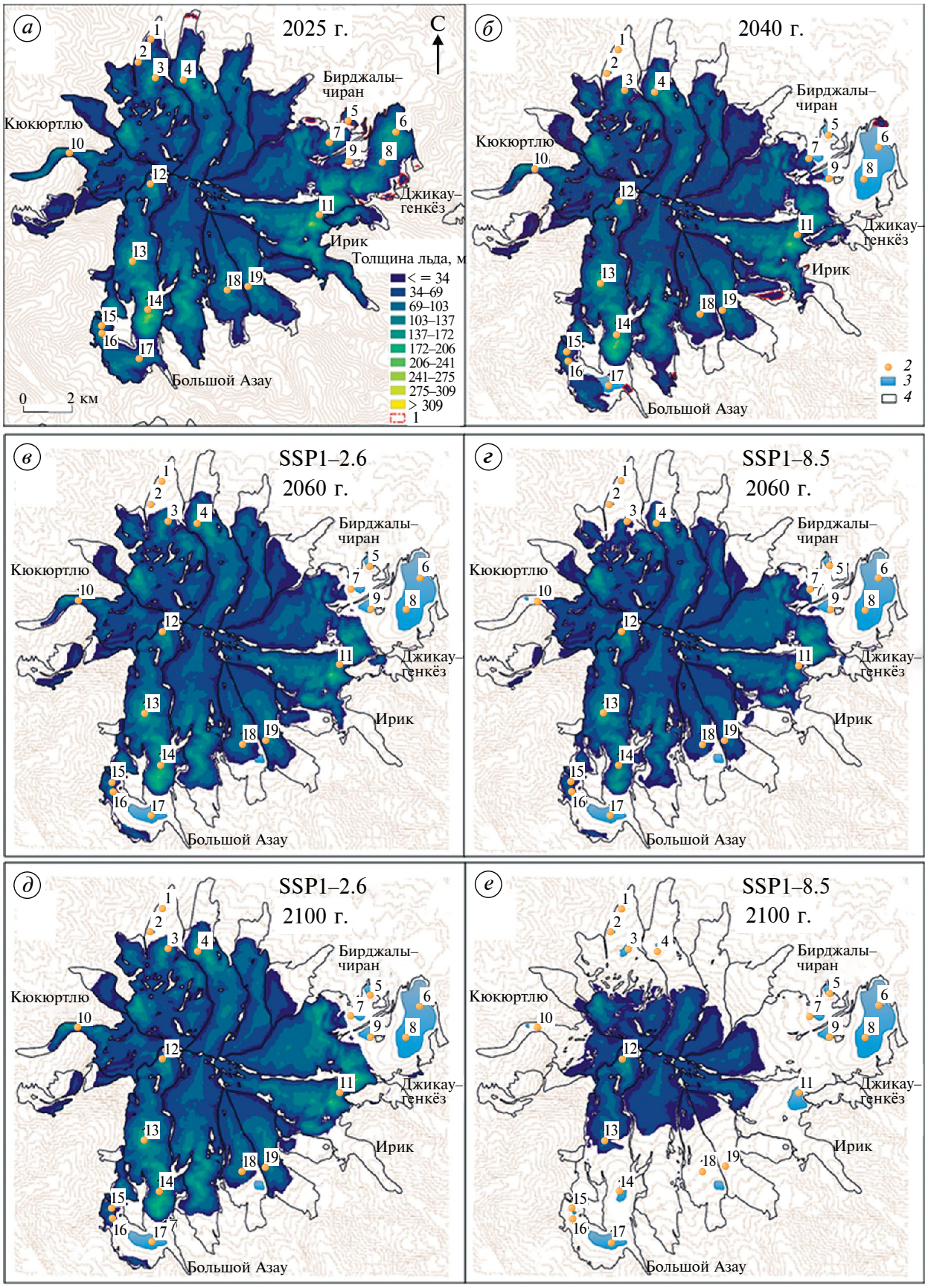

а
2025 г.
С
Бирджалы–чиран
Кюкюртлю
Джикау–генкёз
Ирик
Большой Азау
Толщина льда, м
< = 34
34–69
69–103
103–137
137–172
172–206
206–241
241–275
275–309
> 309
1
0 2 км
б
2040 г.
2
3
4
в
SSP1–2.6
2060 г.
г
SSP1–8.5
2060 г.
д
SSP1–2.6
2100 г.
е
SSP1–8.5
2100 г.

**Рис. 4.** Конфигурации ледников Эльбруса в 2025, 2040, 2060 и 2080 гг., медианные, в соответствии с мультимодельными сценариями SSP1–2.6 (*а*, *в*, *д*) и SSP5–8.5 (*б*, *г*, *е*). *1* – области мёртвого льда; *2* – переуглубления ложа, идентифицированные в работе (Лаврентьев и др., 2020); *3* – примерные контуры озёр, соответствующие топографии ложа из (Huss, Farinotti, 2012, обновлено в 2019 г.) и переуглублениям из (Лаврентьев и др., 2020); *4* – очертания ледников в 2000 г. (RGI, 2017)

**Fig. 4.** Configurations of Mount Elbrus glaciers in 2025, 2040, 2060, and 2080, median values, according to multimodel scenarios SSP1–2.6 (*а*, *в*, *д*) and SSP5–8.5 (*б*, *г*, *е*). *1* – dead-ice areas; *2* – bed overdeepenings identified in the study (Lavrentiev et al., 2020); *3* – approximate contours of lakes corresponding to the bedrock topography from (Huss, Farinotti, 2012, updated in 2019); *4* – glacier outlines in 2000 (RGI, 2017)

**Таблица 1.** Результаты расчётов площади и объёма оледенения Эльбруса в соответствии с использованными климатическими сценариями

**Table 1.** Modelled area and volume of Elbrus glaciation according to the SSP climate scenarios

| Сценарий | | SSP1–1.9 | | SSP1–2.6 | | SSP2–4.5 | | SSP3–7.0 | | SSP5–8.5 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Режим | | М* | Б** | М | Б | М | Б | М | Б | М | Б |
| Объём ($км^3$) | | | | | | | | | | | |
| 2040 | Среднее | 5.42 | 4.18 | 5.15 | 4.18 | 5.04 | 4.05 | 5.38 | 4.36 | 4.64 | 3.74 |
| | САО*** | 0.95 | 0.80 | 0.50 | 0.42 | 0.60 | 0.51 | 0.58 | 0.50 | 0.56 | 0.48 |
| | СО**** | 1.16 | 0.97 | 0.69 | 0.59 | 0.70 | 0.60 | 0.71 | 0.61 | 0.85 | 0.75 |
| 2060 | Среднее | 4.97 | 3.58 | 4.22 | 3.58 | 3.62 | 3.04 | 3.30 | 2.73 | 2.61 | 2.17 |
| | САО | 0.89 | 0.76 | 0.54 | 0.48 | 0.35 | 0.31 | 0.69 | 0.60 | 0.53 | 0.40 |
| | СО | 1.15 | 1.00 | 0.77 | 0.68 | 0.45 | 0.38 | 0.85 | 0.75 | 0.68 | 0.50 |
| 2080 | Среднее | 5.43 | 3.46 | 4.01 | 3.46 | 2.95 | 2.55 | 2.00 | 1.76 | 1.35 | 1.19 |
| | САО | 1.39 | 1.33 | 0.59 | 0.52 | 0.30 | 0.26 | 0.43 | 0.34 | 0.33 | 0.30 |
| | СО | 1.95 | 1.85 | 0.75 | 0.66 | 0.49 | 0.44 | 0.63 | 0.50 | 0.39 | 0.35 |
| 2100 | Среднее | 5.43 | 3.43 | 3.92 | 3.43 | 2.50 | 2.22 | 1.23 | 1.11 | 0.65 | 0.59 |
| | САО | 1.16 | 1.07 | 0.56 | 0.51 | 0.46 | 0.41 | 0.41 | 0.37 | 0.29 | 0.26 |
| | СО | 1.59 | 1.45 | 0.73 | 0.66 | 0.68 | 0.60 | 0.56 | 0.50 | 0.35 | 0.28 |
| Площадь ($км^2$) | | | | | | | | | | | |
| 2040 | Среднее | 99.07 | 88.67 | 99.03 | 86.65 | 98.98 | 86.25 | 100.71 | 88.97 | 97.33 | 85.73 |
| | САО | 5.61 | 8.18 | 2.92 | 4.20 | 3.01 | 4.59 | 2.89 | 4.80 | 5.44 | 8.02 |
| | СО | 7.94 | 10.58 | 3.98 | 5.59 | 3.62 | 5.37 | 3.57 | 5.79 | 7.39 | 10.64 |
| 2060 | Среднее | 87.90 | 79.64 | 81.35 | 73.73 | 76.00 | 67.73 | 75.45 | 66.06 | 68.80 | 60.48 |
| | САО | 11.29 | 8.80 | 6.35 | 5.40 | 5.78 | 4.38 | 8.34 | 6.92 | 12.52 | 10.38 |
| | СО | 13.95 | 11.34 | 8.72 | 7.57 | 7.44 | 5.66 | 9.98 | 8.65 | 17.41 | 14.10 |
| 2080 | Среднее | 88.19 | 83.25 | 75.45 | 69.90 | 65.08 | 58.72 | 51.62 | 46.58 | 45.22 | 40.84 |
| | САО | 11.88 | 10.48 | 6.57 | 6.19 | 3.84 | 3.82 | 8.14 | 6.40 | 11.19 | 9.56 |
| | СО | 15.30 | 15.06 | 8.61 | 7.83 | 5.57 | 5.38 | 10.85 | 8.79 | 17.61 | 15.54 |
| 2100 | Среднее | 88.81 | 84.16 | 73.37 | 68.67 | 56.69 | 51.36 | 34.48 | 31.83 | 28.74 | 26.40 |
| | САО | 11.22 | 10.90 | 5.95 | 5.21 | 4.76 | 4.69 | 6.57 | 5.88 | 12.85 | 11.54 |
| | СО | 15.39 | 15.08 | 7.89 | 6.94 | 7.61 | 7.27 | 9.26 | 8.22 | 21.01 | 18.56 |

*М – медианные значения для каждого сценария с учётом трансформирующейся морены; **Б – медианные значения для каждого сценария без учёта трансформирующейся морены; ***САО – средние абсолютные отклонения; ****СО – стандартное отклонение.

*M – median values for each scenario including transforming moraine; **Б – median values for each scenario without taking into account the moraine transformation; ***САО – mean absolute deviation; ****СО – standard deviation.

поверхности ложа, полученной путём вычитания толщины ледников из ЦМР поверхности ледников.

Расчёты показывают, что объем оледенения Эльбруса будет убывать почти линейно ориентировочно до 2040 г. (см. рис. 3, *а*). После этого потери льда замедлятся. К концу века произойдёт стабилизация объёма льда на более высоком уровне в сценариях SSP1-1.9 (75±20% от объёма льда в 2020 г.) и SSP1–2.6 (53±9% от объёма льда в 2020 г.). Заметим, что в «минимальном» сценарии SSP1–1.9 ледники Эльбруса после 2050 года начнут наступать, и их объём даже начнёт постепенно превышать современный (соответствующий 2020 г.). При реализации «среднего» сценария SSP2–4.5 объём ледников продолжит сокращаться с примерно постоянной скоростью после 2040 г., но в два раза медленнее, чем в 2020–2040 гг., и к 2100 г. прогнозируемый объём уменьшится до 33±9% по сравнению с 2020 г. В «экстремальных» сценариях SSP3–7.0 и SSP5–8.5 оставшийся объём льда составит соответственно 16±7 и 9±4% от объёма в 2020 г.

Можно ожидать, что в период до конца 2030-х годов скорость среднего ежегодного сокращения объёма будет примерно в два раза выше, чем в 1997–2017 гг., при этом самое большое сокращение массы прогнозируется на ледниковом плато Джикаугенкёз (см. рис. 3, *д–е*). К 2040 г., фронтальные части ледников отступят в среднем на 300 м выше относительно их положения в 2000 г. Медленнее всего будет отступать фронт ледника Кюкюртлю. Ожидается, что плато Джикаугенкёз будет значительно истончаться в выположенной области, что и станет причиной того, что плато будет областью с самым значительным сокращением объёма льда на Эльбрусе и исчезнет к 2040 г. (см. рис. 4). После 2035 г. сокращение объёма оледенения начнёт замедляться во всех климатических сценариях, кроме SSP3–7.0 и SSP5–8.5, в рамках которых это сокращение будет расти до 2060-х годов, достигая значений от –1 до –1.5 м в. э. г.$^{-1}$. К 2055 г. в сценарии SSP1–1.9 и около 2070-х годов в SSP1–2.6 сокращение объёма оледенения прекратится полностью, иначе говоря, ледники выйдут на стационарный режим. Эти результаты соответствуют климатическому форсингу (см. рис. 4, *а* из части 1 данной статьи): температура в сценариях SSP1–1.9 и SSP1–2.6 перестанет расти, соответственно, после 2035 и 2045 гг. В сценарии SSP2–4.5 возможно прекращение сокращения объёма ледников к 2100 г., однако сделать утверждение об их стационарности невозможно, так как расчёты ограничены 2100-м годом. При реализации «экстремальных» сценариев SSP3–7.0 и SSP5–8.5 ледники в конце века продолжат терять массу со скоростью –1 м в. э. г.$^{-1}$.

***Моренный покров.*** Согласно прогностическим оценкам, площадь замороженного льда на Эльбрусе будет продолжать расти и увеличится в два раза к 2040 г. по сравнению с 2020 г. При этом средняя мощность моренного покрова может возрасти также в два раза, на 20 см, в медианном сценарии к 2040 г.

Моренный покров оказывает незначительное влияние на изменение общего объёма льда на Эльбрусе (см. рис. 3, *а*), но площадь оледенения, моделируемая с учётом моренного покрова, до определённого момента в будущем (2060–2080 гг. в зависимости от климатического сценария) может превышать площадь, полученную в режиме «без морены», на 10% (см. рис. 3, *б*). Однако после 2080 г. и объём, и площадь при моделировании в режиме «с мореной» и без неё становятся почти равны.

На отдельных ледниках моренный покров может временно задерживать стаивание прифронтальных участков и тем самым способствовать формированию и сохранению областей мёртвого льда, отделившихся от активного ледника (рис. 5). Особенно отчётливо влияние моренного покрова выражено при моделировании ледников Большой и Малый Азау, Кюкюртлю и Джикаугенкёз (см. рис. 5). При этом большую роль играют свойства моренного покрова, которые определяют форму кривой Острема (см. часть 1 данной статьи). Так, если с ростом толщины моренного покрова таяние уменьшается быстрее (значение $h^*_{debris}$ меньше), то лёд под мощным слоем морены сохраняется дольше. Например, при $h^*_{debris}$ = 115 см мёртвые льды, образующиеся около ледника Джикаугенкёз, сохраняются в модели около 10 лет, в то время как при $h^*_{debris}$ = 44 см они могут существовать под мореной около 50 лет.

***Результаты численных экспериментов: формирование прогляциальных озёр и областей мёртвого льда.*** Анализ подлёдной топографии показал, что на месте отступающих ледников Эльбруса в будущем в локальных депрессиях будут формироваться озёра (Лаврентьев и др., 2020). Отступающие ледники, покрытые моренным чехлом, оставят после себя области мёртвого льда, которые могут эти гляциальные озёра подпруживать. Потенциальные места образования озёр приведены в работах (Лаврентьев и др., 2020; Ледники и климат Эльбруса, 2020). Это ледники Большой Азау, Уллучиран, Терскол, Карачаул, Гарабаши, Бирджалы-Чиран и ледового плато Джикаугенкёз (табл. 2). Проведённые численные эксперименты позволили рассчитать время образования гляциальных озёр (см. табл. 2), а также оценить, будут ли образованные озёра подпружены участками мёртвого льда, что потенциально увеличит опасность их прорыва. Поскольку начало численных экспериментов соответствует модельному 1990 г., учитывается только тот объём льда, который отделился от ледников, активных на тот момент.

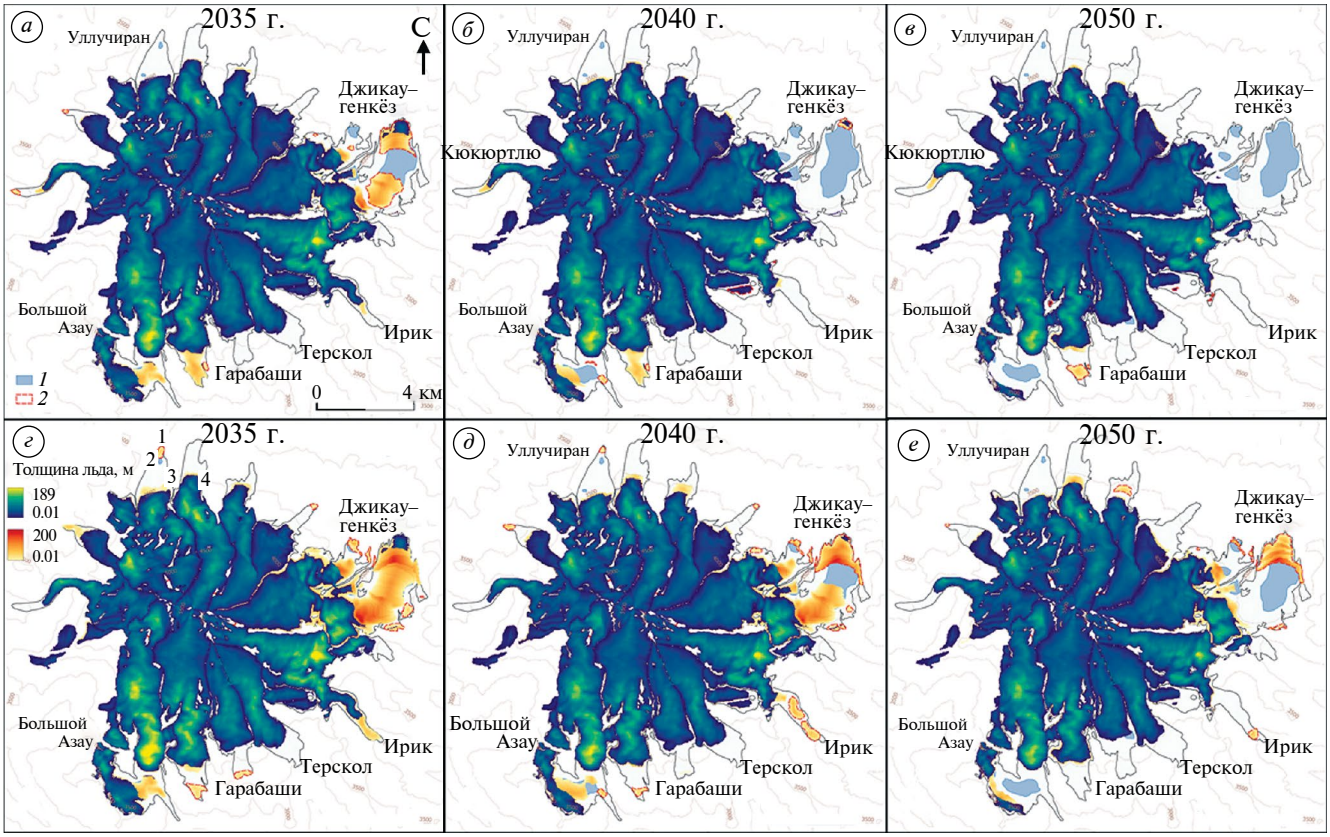



**Рис. 5.** Модельные конфигурации ледников Эльбруса при медианном сценарии изменения климата при разных характеристиках моренного чехла: (*а, б, в*) – при $h^*_{debris}$ = 115 см; (*г, д, е*) – при $h^*_{debris}$ = 44 см. *1* – прогляциальные озёра; *2* – области мёртвого льда; *3* – толщина ледников (м) при моделировании без моренного блока; *4* – толщина ледников (м) при моделировании с трансформирующейся мореной

**Fig. 5.** Modelled configurations of Mount Elbrus glaciers under the median climate change scenario for different properties of the debris cover: (*а, б, в*) – for $h^*_{debris}$ = 115 cm; (*г, д, е*) – for $h^*_{debris}$ = 44 cm.: *1* – proglacial lakes; *2* – dead-ice areas, *3* – ice thickness (m) in debris-free mode; *4* – ice thickness (m) when modelling with transforming debris cover.

Время образования мёртвого льда зависит, в первую очередь, от климатического сценария. Чем большее потепление ожидается, тем раньше образуются новые области мёртвых льдов. Согласно прогнозу, в начале 2020-х годов должны были образоваться участки мёртвого льда на месте отступающего ледника Бирджалы-Чиран около переуглубления номер 5 (см. рис. 4, *а*). Этот прогноз подтверждён в работе (Докукин и др., 2022), где зафиксировано образование нового озера Юго-западное Бирджалы, подпруженное мёртвым льдом (см. рис. 1; табл. 2 в работе Докукин и др., 2022). В конце 2020-х годов небольшие участки мёртвого льда останутся на месте многих отступивших ледников – Уллучиран, Карачаул, Микелчиран, Уллукол, Гарабаши, причём суммарный объём этого льда не превысит $4\times10^6$ м$^3$. В 2030-х годах при медианном сценарии области стагнирующего льда появятся на месте отступивших ледников Кюкюртлю (см. рис. 5, *а*), Большой Азау (см. рис. 5, *б*) и Ирик (см. рис. 4, *б*), а плато Джикаугенкёз окажется разделённым на несколько частей (см. рис. 5, *а*), в результате чего быстро исчезнет в силу отсутствия притока льда из области аккумуляции. В момент отделения плато Джикаугенкёз от активного тела ледника может образоваться до 0.15 км$^3$ мёртвого льда, толщиной до 60 м. Согласно прогнозу, на стаивание этого льда может уйти более 10 лет. В 2040-х годах образуется область мёртвого льда толщиной до 30 м на месте отступившего ледника Малый Азау (см. рис. 5, *в*).

Самое большое приледниковое озеро на Эльбрусе возникнет в 2030-х годах на месте ледника Большой Азау на высоте 3160 м над ур. моря в медианном сценарии, возможно, подпруженное областью мёртвого льда (см. рис. 4, *б*). Приблизительно в 2030 г. Большой Азау начнёт разделяться на два ледника, и озеро будет формироваться между ними (см. рис. 4, *б*). Следующее по величине озеро на леднике Большой Азау на высоте около 3400 м возникнет в 2060–2070 годах только при более тёплых климатических сценариях (SSP5–8.5, SSP3–7.0,

**Таблица 2.** Самые большие локальные депрессии ложа (Лаврентьев и др., 2020)
**Table 2.** The largest overdeepenings identified in (Lavrentiev et al., 2020)

| Номер озера | Ледник | Координаты | Высота над ур. моря (м) | Объём (тыс. м³) | Период возможного образования | | | | | Зоны мертвого льда, толщина |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | SSP1–1.9 | SSP1–2.6 | SSP2–4.5 | SSP3–7.0 | SSP5–8.5 | |
| 1 | Уллучиран | 42.42542 с.ш. 43.40244 в.д. | 3440 | 38 | 2020–2030 гг. | | | | | До 40 м |
| 2 | Уллучиран | 42.42011 с.ш 43.39421 в.д. | 3423 | 135 | 2030–2040 гг. | | | | | – |
| 3 | Уллучиран | 42.42902 с.ш. 43.38855 в.д. | 3603 | 69 | – | – | – | 2060-2070 | 2050-2060 | – |
| 4 | Карачаул | 42.44342 с.ш. 43.38804 в.д. | 3810 | 54 | – | – | – | 2070-2080 | 2070-2080 | – |
| 5 | Джикаугенкёз | 42.52788 с.ш. 43.37469 в.д. | 3315 | 2 | 2020–е гг. | | | | | До 80 м |
| 6 | Джикаугенкёз | 42.55226 с.ш. 43.37107 в.д. | 3100 | 7355 | 2035–2045 гг. | | | | | До 60 м |
| 7 | Джикаугенкёз | 42.51884 с.ш. 43.36644 в.д. | 3522 | 5 | 2040–2050 гг. | | | | | – |
| 8 | Джикаугенкёз | 42,54575 с.ш. 43,35976 в.д. | 3522 | 36 | 2030–2040 гг. | | | | | До 60 м |
| 9 | Джикаугенкёз | 42.52878 с.ш. 43.35942 в.д. | 3485 | 92 | 2030–2040 гг. | | | | | – |
| 10 | Кюкюртлю | 42.38634 с.ш. 43.35959 в.д. | 3446 | 60 | – | – | 2080–2090 | 2060–2070 | 2050–2060 | До 80 м |
| 11 | Джикаугенкёз | 42.51455 с.ш. 43.33936 в.д. | 3774 | 263 | – | – | – | 2070–2080 | 2060–2070 | – |
| 12 | Большой Азау | 42.42799 с.ш. 43.34930 в.д. | 5100 | 1217 | До 2100 г. не будет образовано | | | | | – |
| 14 | Большой Азау | 42.47959 с.ш. 43.31228 в.д. | 3350 | 4522 | – | – | 2090–2100 | 2070–2080 | 2070–2080 | – |
| 15 | Большой Азау | 42.40554 с.ш. 43.29565 в.д. | 3379 | 5 | – | – | 2070–2080 | 2070–2080 | 2070–2080 | – |
| 16 | Большой Азау | 42.40623 с.ш. 43.29240 в.д. | 3372 | 2 | – | – | 2070–2080 | 2070–2080 | 2070–2080 | – |
| 17 | Большой Азау | 42.42525 с.ш. 43.28434 в.д. | 3150 | 9380 | 2030–2040 гг. | | | | | До 40 м |
| 18 | Гарабаши | 42.46862 с.ш. 43.31039 в.д. | 3867 | 17 | – | – | 2080–2090 | 2070–2080 | 2060–2070 | – |
| 19 | Терскол | 42.47959 с.ш. 43.31228 в.д. | 3792 | 116 | – | – | – | 2070–2080 | 2070–2080 | – |

SSP2–4.5). «Долгоживущие» области мёртвого льда, по всей видимости, на леднике Большой Азау не сформируются, – согласно расчётам, произойдёт их стаивание в течение 2–5 лет.

Объём потенциального озера на месте ледового плато Джикаугенкёз (№ 6) был оценён в 7355 тыс. м³. Это озеро может начать формироваться в 2040-х годах независимо от климатического сценария. При этом приблизительно с 2035 г. в течение около 15 лет для всех сценариев, кроме SSP1–1.9, это озеро будет подпружено мёртвым льдом толщиной до 60 м (см. рис. 5, *а*). Соответственно, максимальная глубина озера в 40 м, предсказанная в работе (Лаврентьев и др., 2020), может быть значительно увеличена за счёт запруды, при отсутствии достаточно эффективных каналов стока. Предположительно, в период около 2035–2055 гг. в долине р. Малка ниже ледника Джикаугенкёз, вероятно, следует ожидать наибольшую опасность

прорывных наводнений в XXI веке. В случае, если озеро сформируется непосредственно у фронта ледника, возможно, что вследствие механического разрушения фронта (откалывания айсбергов) ледник будет отступать быстрее, чем предсказано в модели.

При расчёте времени образования ледниковых озёр, которые находятся ниже 3500 м над ур. моря, основная неопределённость привносится гляциологической моделью, а выбор климатического сценария не так важен. Локальные депрессии ложа, находящиеся выше 3500 м, могут превратиться в озера после 2050 г., и основным источником неопределённости в этом случае является климатический сценарий, причём эта неопределённость со временем будет нарастать. Так, к 2060 г. в сценарии SSP1–2.6 ожидается образование пяти озёр на месте фронтальной части ледового плато Джикаугенкёз (№ 5–9), двух озёр на месте ледника Уллучиран (№1 и 2), и одного, № 17 – на месте Большого Азау. В сценарии SSP5–8.5 в 2060 г., в дополнение к перечисленным для SSP1–2.6, образуется озеро № 10 на месте ледника Кюкюртлю, а также № 3 у ледника Уллучиран. К 2070 г. сформируются озёра № 14–16 на Большом Азау и озеро № 18 на месте ледника Гарабаши. К 2080 г. возникнет озеро № 4 на месте ледника Карачаул и № 11 на месте ледника Ирик. Остальные депрессии останутся покрытыми льдом.

Опасность озера определяется не только его размером. Маленькие озёра также могут стать причиной катастрофических селей, поскольку после прорыва масса перемещаемого материала может накапливаться по мере продвижения селя ниже по течению (Докукин, Хаткутов, 2016; Liu et al., 2020).

## ОБСУЖДЕНИЕ

***Источники неопределённости прогнозов. Границы ледников.*** Поле скоростей ледников Эльбруса (Millan et al., 2022) позволяет говорить о том, что в целом границы между ледниками в инвентаризации RGI (RGI Consortium, 2017) соответствуют реальным (рис. 6, *б* в первой части настоящей статьи). Однако границы некоторых ледников идентифицированы неточно, например, между ледниками Ирик и Ирикчат, а также в области аккумуляции ледников Чунгурчатчиран, Бирджалы-Чиран, Микелчиран, Уллукол и Карачаул. Это влияет на оценку толщины ледников методом инверсии (Huss, Farinotti, 2012), которая показана на рис. 6, *а* (данные по состоянию на 2000 г.).

***Входные данные толщины ледников***. В главе 1 монографии (Ледники и климат Эльбруса, 2020) утверждается, что толщина ледников, представленная в (Farinotti et al., 2019), преувеличена в среднем на 8 м. Однако данные (Farinotti et al., 2019) были рассчитаны по состоянию на 2000 г., в то время как данные, на которые делается ссылка в монографии, были получены в 2017 г. (Kutuzov et al., 2019). При этом было рассчитано среднее понижение поверхности с 1997 по 2017 г. на 12.2±0.28 м. Таким образом, в среднем значения толщины в 2017 г. сопоставимы, хотя суммарный объём завышен. Возможны, разумеется, локальные расхождения (см. рис. 6, *в*), например, в окрестностях вершины Эльбруса, где расположена область тонкого (около 8 м) льда (Kutuzov et al., 2019), в области древнего кратера (переуглубление номер 12, см. рис. 4), где был обнаружен лёд большой мощности (Kutuzov et al., 2019). Кроме того, на границах между некоторыми условно выделенными в RGI6.0 ледниками в

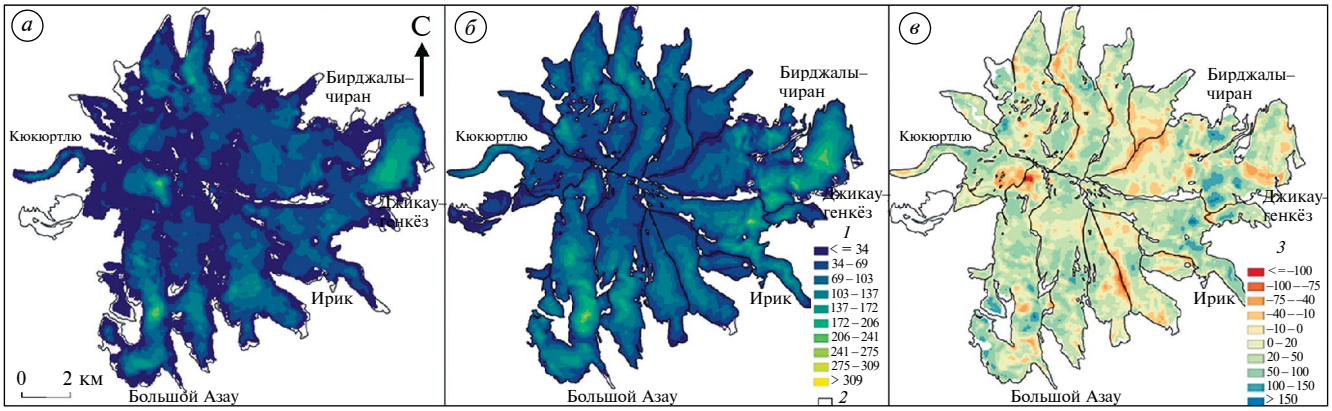



**Рис. 6.** Толщина ледников Эльбруса в 2017 году по данным радиозондирования (Kutuzov et al., 2019) *(а)*; и исходя из результатов моделирования на основании данных (Huss, Farinotti, 2012, обновлено в 2019 г.) (*б*). Разница между (*б*) и (*а*). *1* – толщина льда (м); *2* – очертания ледников на 2000 год (RGI, 2017); *3* – разница в толщине (м) (*в*)

**Fig. 6.** Thickness of Mount Elbrus glaciers in 2017 based on radio sounding data (Kutuzov et al., 2019) (*а*); and modeled results based on data from (Huss, Farinotti, 2012, updated in 2019) (*б*) Difference between (*б*) and (*а*). *1* – ice thickness (m); *2* – glacier outlines in 2000 (RGI, 2017); *3* – thickness difference (m). (*в*)

(Huss, Farinotti, 2012, обновлено авторами в 2019 г.) мощность льда занижена по сравнению с результатами измерений (см. рис. 6, в).

***Сокращение объёма ледников.*** Самая очевидная проблема, возникающая при моделировании баланса массы ледников на склонах Эльбруса индексно-температурным методом, состоит в том, что на вход модель получает только температуру воздуха и количество осадков. При этом, для расчёта поверхностного баланса массы ледников Эльбруса очень важен учёт таких факторов, как экспозиция склонов, лавинное питание (ледник Кюкюртлю) и метелевый перенос (Золотарев, 2013; Kutuzov et al., 2019). Тем не менее, общие закономерности сокращения объёма ледников воспроизводятся в модели достаточно реалистично. Например, на северных склонах прогнозируется меньшее сокращение объёма, чем на южном, на леднике Кюкюртлю оно минимально, а максимально – на ледовом плато Джикаугенкёз. Сокращение объёма льда на Малом Азау примерно в два раза меньше, чем на Большом Азау, что соответствует наблюдениям. Таким образом, недостаток «физичности» модели в какой-то мере нивелируются процедурой калибровки параметра реакции ледника на изменение температуры (Постникова, Рыбак, 2021).

Дополнительным локальным источником неопределённости может быть отсутствие в модели описания ускоренного отступания фронтальных участков ледников, граничащих с образующимися гляциальными озёрами. В частности, подобная ситуация может сложиться в 2040–2050-х годах по мере деградации ледникового плато Джикаугенкёз.

***Геометрия ледников в будущем.*** В рамках принятых в модели системных упрощений изменения ледников рассчитываются в в среднем по высотным поясам, то есть реальные трёхмерные объекты сводятся к одномерным. При этом, естественно, некоторые пространственные особенности эволюции ледников получаются упрощенными. Существует, однако, мнение (Huss, Hock, 2015; Van Tricht et al., 2023), согласно которому большее значение для достоверности результатов моделирования имеют корректные входные данные толщины ледников, нежели упрощения, принятые в динамическом и масс-балансовом блоках ГГМ. Например, в работе (Золотарев, 2013) прогноз динамики ледникового плато Джикаугенкёз был основан на старых оценках толщины льда (Оледенение Эльбруса, 1968), заниженных на порядок, поэтому вывод о том, что часть плато Джикаугенкёз до высоты 4000 м исчезнет к 2022 году, оказалось ошибочным. В нашем исследовании плато Джикаугенкёз может исчезнуть до высоты 4000 м над ур. моря лишь в сценарии SSP5–8.5 примерно к 2080 г. В то же время прогнозируемый нами объём оставшегося льда к концу века может быть несколько завышен, так как как измеренная толщина льда на Эльбрусе, в частности в окрестностях вершины (Kutuzov et al., 2019), в некоторых областях примерно на 20–50 м меньше оценок (Huss, Farinotti, 2012, обновлено авторами в 2019 г.), о чём уже упоминалось выше (см. рис. 6, *в*). С другой стороны, объём льда в древнем кратере (на месте переуглубления номер 12, см. рис. 4) недооценён моделью (Huss, Farinotti, 2012) местами более чем 100 м, что может отчасти компенсировать суммарную недооценку объёма льда выше 4000 м над ур. моря.

***Количественная оценка неопределённостей.*** Влияние неточностей, вносимых выбором тех или иных параметров гляциологической модели на прогноз было оценено методом Монте-Карло. Для настраиваемых параметров масс-балансового, динамического и моренного блока было задано априорное гауссово распределение со средним, соответствующим калибровочным значениям, и двойным стандартным отклонением в пределах 20%. Для каждого ледника случайным образом генерировались значения этих параметров в рамках соответствующих распределений, и далее моделировалась эволюция ледников с 1990 до 2100 г. Этот процесс повторялся тысячу раз, таким образом были оценены неопределённости результатов, связанные с возможными ошибками в выборе параметров.

Вклад неопределённостей, связанных с выбором свободных параметров модели, по сравнению с неопределённостью климатического форсинга (климатический сценарий и климатическая модель), был оценен путём сравнения соответствующих стандартных отклонений прогнозных величин объёма льда на Эльбрусе (табл. 3). Если в 2030 г. вклад параметров гляциологической модели в общую неопределённость примерно равен вкладу климатической составляющей, то к 2100 г. роль неопределённости, связанной с климатическим форсингом, возрастает до 86% (см. табл. 3).

***Образование гляциальных озёр на месте отступающих ледников.*** Прогноз образования новых озёр в углублениях ложа носит вероятностный характер из-за потенциального воздействия тех факторов, которые не представляется ни предусмотреть, ни, тем более, моделировать. Возможно, например, что в некоторых локальных депрессиях вода не будет накапливаться, если под отступающим ледником уже будут сформированы глубокие каналы стока талых вод. Новое озеро может быть занесено флювиогляциальными наносами, если в соответствующее углубление ложа был направлен канал подледникового стока (Панов, 1993). Заметим, однако, что метод идентификации будущих озёр, использованный в работе (Лаврентьев и др., 2020), успешно прошёл валидацию при прогнозировании места образования озёр в 2017 г., исходя из состояния ледников на 1957 г.: согласно расчёту гидравлического потенциала, было предсказано формирование всех озёр из предсказанных семи.

**Таблица 3.** Оценка неопределённостей прогноза в 2030–2100 гг. ГМ – гляциологическая модель. SSP и GCM – климатические сценарии и модели

**Table 3.** Uncertainty assessment in 2030–2100. ГМ – glacier model. SSP and GCM – climate scenarios and models

| Год | | 2030 | 2040 | 2050 | 2060 | 2070 | 2080 | 2090 | 2100 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вклад параметров ГМ | | 53% | 40% | 35% | 29% | 24% | 19% | 15% | 14% |
| Вклад SSP и GCM | | 47% | 60% | 65% | 71% | 76% | 81% | 85% | 86% |
| Стандартное отклонение объёма льда (км$^3$) | вследствие вариации параметров ГМ | 0.60 | 0.59 | 0.53 | 0.45 | 0.41 | 0.36 | 0.31 | 0.29 |
| | вследствие неопределённости SSP и GCM | 0.53 | 0.87 | 0.98 | 1.08 | 1.34 | 1.56 | 1.67 | 1.82 |

***Характеристики моренного покрова.*** Свойства моренного покрова, определяющие скорость уменьшения таяния с ростом толщины моренного покрова (кривую Острёма) для каждого ледника Эльбруса, неизвестны. В то время как характеристики моренного покрова имеют ограниченное влияние на общий объём льда (см. часть 1 данной статьи), они могут оказывать значительное влияние на время сохранности мёртвых и стагнирующих льдов под мореной, положение фронта ледника и, соответственно, на прогноз времени образования и уровня опасности прогляциальных озёр. Как было описано в первой части настоящей статьи, форма кривой Острёма задаётся характерной толщиной морены $h^*_{debris}$, при которой таяние уменьшается на 37% от таяния чистого льда: чем меньше $h^*_{debris}$, тем эффективнее моренный покров изолирует находящийся под ним лёд. Так, при $h^* = 115$ см (таяние подавляется с ростом толщины морены медленнее) в модели мёртвые льды на месте плато Джикаугенкёз могут почти исчезнуть в 2040 г. (см. рис. 5, *б*), в то время как при $h^* = 44$ см (быстрое уменьшение таяния с ростом толщины морены) модельная область мёртвого льда может сохраняться ещё два десятилетия, служа подпрудой для озера (см. рис. 5, *д–е*).

***Сопоставление результатов с полученными в аналогичных исследованиях.*** Прогностические оценки оледенения Эльбруса, имеющиеся в литературе, крайне незначительны и носят отчасти фрагментарный характер. Некоторые прогностические оценки содержатся в работе (Золотарев, 2013). В ней, в частности, было предсказано, что к концу XXI века границы ледников Эльбруса стабилизируются на высоте 3300–3400 м над ур. моря, при этом оледенение приобретёт более симметричную форму (так как сократится в размерах ледовое плато Джикаугенкёз). Согласно нашим расчётам, высота фронтов в сценарии SSP2–4.5 будет больше 3600–3700 м над ур. моря, и контуры оледенения также будет более симметричными. Возможно, причина более оптимистичного прогноза в работе Золотарева (2013) состоит в том, что автором предполагалась постоянная скорость среднегодового сокращения объёма оледенения (имеется в виду период 1957–1987 гг.), в то время как согласно нашим расчётам, эти скорости будет расти приблизительно до 2035 г. независимо от реализации того или иного климатического сценария (см. рис. 3, *в*).

При сравнении полученной нами конфигурации ледника Бирджалы-Чиран на 2025 г. с работой (Докукин и др., 2022) обнаруживается сходство (см. рис. 4, *а*): наличие мёртвых льдов, подпруживающих новообразованное озеро Юго-Западное Бирджалы (см. озеро № 14 на рис. 1 и табл. 2 в (Докукин и др., 2022)). В частности, согласно прогностическим расчётам, озеро № 5, формирование которого должно было произойти в начале 2020-х годов, перед ледником Бирджалы-Чиран, также подпружено мёртвым льдом под мореной (см. рис. 4, *а*).

Результаты наших прогностических расчётов могут быть сопоставлены с исследованием (Postnikova et al., 2023), где рассматривалось оледенение в бассейнах Терека и Кубани, и поступление моренного материала задавалось в области аккумуляции, в предположении, что основная часть обломков попадает на ледник со склонов, переносится в область абляции и вытаивает. Для ледников Эльбруса более корректно описание, представленное в настоящем исследовании: моренный материал вытаивает из толщи льда, где он накапливается вследствие донной экзарации. При отсутствии поступления обломочного материала в области аккумуляции распределение морены по языку ледника менее равномерно, то есть мощность морены при приближении к фронту зачастую резко возрастает по мере удаления от фронта. В этом случае при настройке модели для достижения соответствия данным средней толщины морены фронтальная часть морены должна быть больше, чем если бы моренный материал был распределён равномернее вдоль профиля ледника. В результате основное следствие смены источника поступления моренного

материала на поверхность ледника с коллювиального на экзарационный в модели – бóльшая сохранность мёртвых льдов, так как на них приходится более мощный слой моренного покрова, чем установлено в (Postnikova et al., 2023).

Прогноз изменения площади ледников в настоящем исследовании в целом близок к глобальным прогнозам из (Rounce et al., 2023) с 2050 по 2100 г., хотя последний предсказывает бóльшие потери льда (рис. 7). В частности, это может быть связано с тем, что в указанной работе не учитывается динамика моренного покрова, и его толщина и площадь зафиксированы в модели по состоянию на 2008 г. В первой половине века различия в характере прогнозируемой эволюции оледенения гораздо больше. Так, переход от постепенного к быстрому сокращению площади ледников в (Rounce et al., 2023) происходит приблизительно в 2040 г., а в настоящем исследовании – на 10 лет раньше, но более постепенно (см. рис. 7). В работе (Rounce et al., 2023) в исторический период с 1990 по 2020 г. расхождения с наблюдениями значительны: площадь оледенения не уменьшается, и равна примерно 105 км$^2$ (см. рис. 7). Несмотря на то, что в (Rounce et al., 2023) динамический блок, основанный на модели OGGM (Maussion et al., 2019), был откалиброван по тем же данным RGI6.0 и по тому же принципу, что и в нашей работе, модельная площадь ледников Эльбруса на 2000 г. отличается от инвентаризованной более чем на 10 км$^2$ (см. рис. 7). В работе площадь оледенения Эльбруса в 2000 г., согласно процедуре калибровки, соответствует инвентаризации RGI6.0, а в 2017 г. почти совпадает с измеренной из работы (Kutuzov et al., 2019). Таким образом, можно в очередной раз сделать вывод, что в краткосрочной перспективе

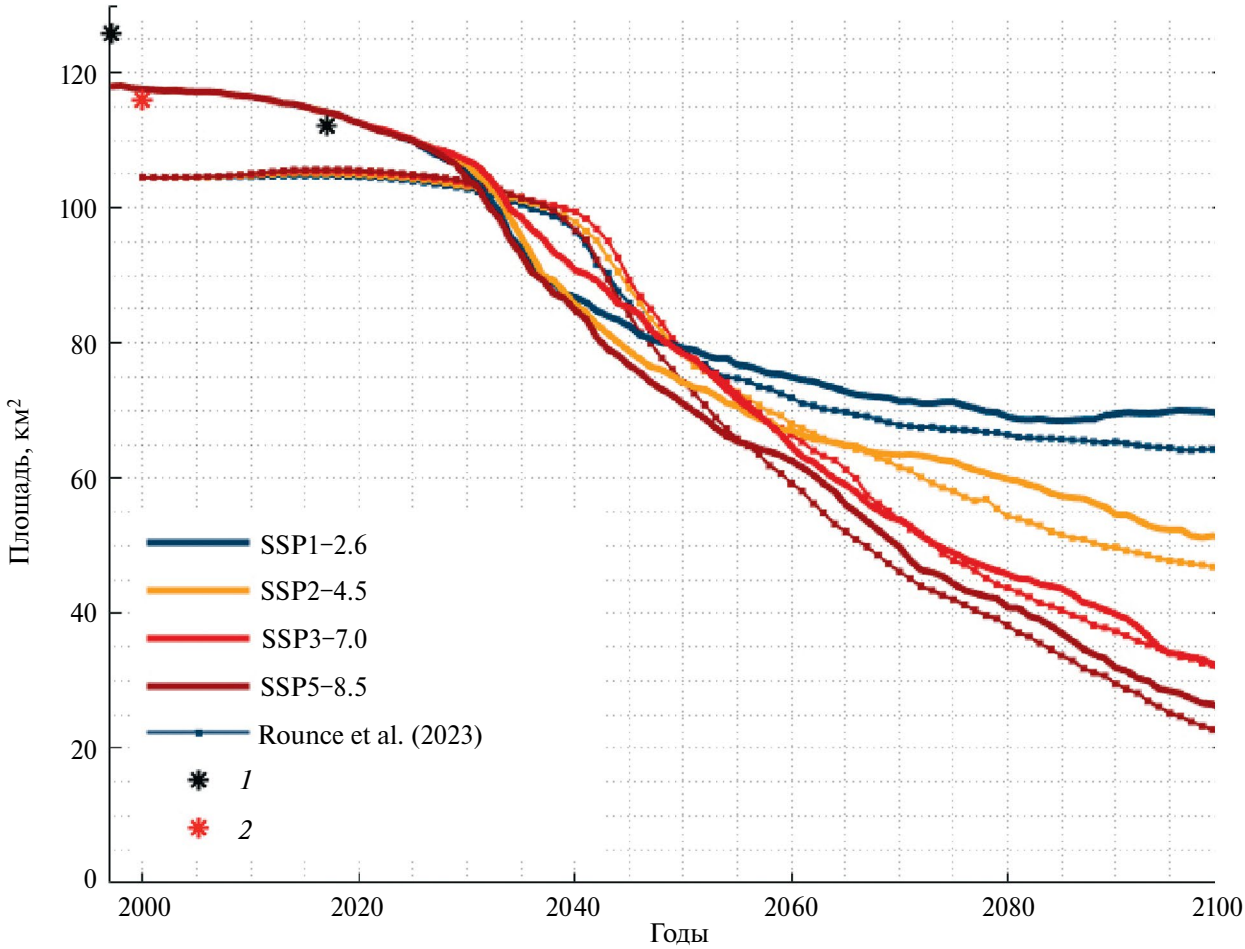



**Рис. 7.** Сравнение изменения площади оледенения Эльбруса в XXI веке по разным сценариям с результатами для тех же ледников Эльбруса, при использовании тех же калибровочных данных RGI6.0 из (Rounce et al., 2023; https://nsidc.org/data/hma2_ggp/versions/1). *1* – значения площади ледников, представленные в работе (Kutuzov et al., 2019) для 1997 и 2017 г., *2*– площадь ледников согласно инвентаризации RGI6.0 в 2000 г.

**Fig. 7.** Comparison of Mount Elbrus glacier area changes with results from (Rounce et al., 2023). *1* – glacier area values presented in the study (Kutuzov et al., 2019) for 1997 and 2017, *2* – glacier area according to the RGI6.0 inventory in 2000

глобальные оценки, такие как (Rounce et al., 2023), не могут заменить более точных региональных исследований, в то время как в долгосрочных прогнозах (на конец века) значительные преимущества последних неочевидны.

Тот факт, что неопределённость долгосрочного прогноза, связанная с климатическим сценарием, гораздо больше, чем неопределённость, связанная с упрощениями физических процессов, принятыми в модели, был установлен ранее (Marzeion et al., 2020). При прогнозировании положения фронтов ледников на ближайшие 30 лет верно обратное: трёхмерное моделирование с использованием приближений более высокого порядка нежели аппроксимация мелкого льда (shallow-ice approximation) и учёт трансформирующегося моренного чехла могут значительно улучшить прогноз изменений оледенения Эльбруса. После 2050 г. более совершенный метод моделирования, скорее всего, не внесёт значительных улучшений в прогнозы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном исследовании рассмотрены вероятные сценарии изменения оледенения Эльбруса в XXI веке, при этом уделено особое внимание явлениям, сопровождающим деградацию оледенения, таким как образование прогляциальных озёр и областей «мёртвого» льда, погребённого под мореной, что имеет значение для прогноза наводнений и селей, связанных с прорывом ледниковых озёр. Использованы прогнозы будущего климата, основанные на сценариях SSP1–1.9, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5. Динамика оледенения была реконструирована на модели течения ледников вдоль осевой линии GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), обновлённой за счёт включения блока, отвечающего за описание динамики моренного покрова (Postnikova et al., 2023). Адаптация модели для Эльбруса предполагала переход от коллювиальных (например, склоновая эрозия) к экзарационным (взбрасывание донной морены по плоскостям сдвига) источникам моренного покрова, что соответствует геологическим особенностям региона.

Согласно расчётам, сокращение массы ледников Эльбруса в 2020–2040 гг. в два раза превысит темпы 2000–2020 гг., однако после 2035–2040 гг. ледники могут перейти к стационарному состоянию или начать терять массу медленнее. Ледники могут достичь равновесия с климатическими условиями до 2060 г. при реализации сценариев с наименьшим повышением температуры SSP1–1.9 и SSP1–2.6. При этом положение фронтов ледников, вероятно, стабилизируется на высоте около 3600–3700 м над ур. моря. Ледники Эльбруса отступят на 200–300 м выше в 2060 г. в сценарии SSP5–8.5 по сравнению со сценарием SSP1–2.6. К 2100 г. эта разница увеличивается до 500–1000 м (в зависимости от экспозиции). За пределами Эльбруса ледники Северного Кавказа почти полностью исчезнут в сценарии SSP5–8.5. Останутся лишь фрагментарные участки льда выше 4500 м.

При моделировании ледников с учётом эволюционирующей морены до 2070 г. ожидается замедление отступания некоторых больших ледников, например, Дыхсу, Айлама, Безенги. Моренный покров на ледниках Эльбруса, таких как Джикаугенкёз, Кюкюртлю, Большой и Малый Азау будет способствовать сохранению мёртвых льдов под ним. Однако в региональном масштабе такая разница не будет играть большой роли. Таким образом, роль моренного покрова в замедлении отступания ледников будет носить лишь временный и локальный характер. Тем не менее, учёт эволюции моренного покрова важен с точки зрения прогнозирования локаций погребённого под мореной стагнирующего льда, которые могут служить подпрудой для потенциально опасных гляциальных озёр, при отсутствии достаточно эффективных каналов стока.

Согласно прогностическим расчётам, в первую очередь, в 2020-х годах образуются несколько озёр на месте ледника Бирджалы-Чиран, которые, вероятно, будут подпружены погребёнными льдами, что в качественном плане соответствует наблюдениям (Докукин и др., 2022). Крупнейшие прогляциальные озёра на месте ледников Большой Азау и плато Джикаугенкёз могут образоваться в переуглублениях ниже 3500 м над ур. моря к 2040 г., вне зависимости от климатического сценария. Самое большое озеро на месте плато Джикаугенкёз, вероятно, будет подпружено обширной областью покрытого мореной мёртвого льда в 2030–2040-х годах, причём толщина мёртвого льда может достичь 60 м. Согласно расчётам, ледниковое плато Джикиуганкёз примерно в этот период может граничить с сформировавшимся приледниковым озером, и сопутствующее этому айсбергообразование может ускорить процесс отступания ледника.

К концу века, в случае умеренного потепления (сценарий SSP1–2.6), на месте отступивших ледников возможно образование до восьми озёр. При этом на Эльбрусе возможно образование по крайней мере семнадцати новых озёр, положение которых было идентифицировано ранее в (Лаврентьев и др., 2020). Информация о вероятных местах образования озёр и областей стагнирующего льда, покрытых мореной, необходима для внедрения эффективных систем раннего предупреждения и разработки соответствующих мер по смягчению последствий прорыва и для минимизации потенциального воздействия на населённые пункты и инфраструктуру регионов, расположенных ниже по течению.

**Благодарности.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта 23-27-00050. Авторы выражают искреннюю признательность С.С. Кутузову (Институт географии РАН) за предоставленные данные по конфигурации и толщине ледников Эльбруса.

**Acknowledgements.** This work was supported by the Russian Science Foundation, grant 23-27-00050. The authors express sincere gratitude to S.S Kutuzov (Institute of Geography of RAS) for providing data on configuration and thickness of Elbrus glaciers.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479

*Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Хаткутов А.В.* Эволюция озёр у ледника Джикиуганкез (Северное Приэльбрусье) в 1957–2020 гг. с учётом подземных каналов стока // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 47–62. https://doi.org/10.31857/S2076673422010115

*Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М.* Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. 343–360. https://doi.org/10.31857/S2076673420030044

Ледники и климат Эльбруса. Отв. ред. В.Н. Михаленко. М., СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.

Оледенение Эльбруса. Под ред. Г.К. Тушинского. Изд-во Московского университета, 1968. 346 с.

*Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 432 с.

*Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 620–636. https://doi.org/10.31857/S2076673421040111

*Семенов С.М., Гладильщикова А.А.* Сценарии антропогенных изменений климатической системы в XXI веке // Фундаментальная и прикладная климатология. 2022. № 1. С. 75–106. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2022-1-75-1-106

*Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas // Journ. of Hydrology. 2003. V. 282. № 1–4. P. 104–115. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9

*Huss M., Farinotti D.* Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2012. V. 117. № F4. https://doi.org/10.1029/2012JF002523

*Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers in Earth Science. 2015. V. 3. P. 54. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054

*Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. № 153. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153

*Liu M., Chen N., Zhang Y., Deng M.* Glacial Lake Inventory and Lake Outburst Flood / Debris Flow Hazard Assessment after the Gorkha Earthquake in the Bhote Koshi Basin // Water. 2020. V. 12. P. 464. https://doi.org/10.3390/w12020464

*Maussion F., Butenko A., Champollion N., Dusch M., Eis J., Fourteau K., Gregor P., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild C.T., Marzeion B.* The Open Global Glacier Model (OGGM) v. 1.1 // Geoscientific Model Development. 2019. V. 12. P. 909–931. https://doi.org/10.5194/gmd-12-909-2019

*Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Malles J.-H., Maussion F, Radić V., Rounce D.R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H.* Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change. Earth's Future. 2020, 8 (7). e2019EF001470

*Millan R., Mouginot J., Rabatel A., Morlighem M.* Ice velocity and thickness of the world's glaciers // Nature Geoscience. 2022. V. 15. № 2. P. 124–129. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00885-z

*Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciation in the 21st century // Frontiers in Earth Science. 2023. V. 11. 22 p. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696

*RGI Consortium.* Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60

*Rounce D.R., Hock R., Maussion F., Hugonnet R., Kochtitzky W., Huss M., Berthier E., Brinkerhoff D.J., Compagno L., Copland L., Farinotti D., Menounos B., McNabb R.* Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters // Science. 2023. V. 379. № 6627. P. 78–83. https://doi.org/10.1126/science.abo1324

*Van Tricht L., Zekollari H., Huss M., Farinotti D., Huybrechts P.* Global vs local glacier modelling: a comparison in the Tien Shan // The Cryosphere Discuss. 2023. C. 1–25. https://doi.org/10.5194/tc-2023-87

*Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019

**Citation:** ***Postnikova T.N., Rybak O.O., Gubanov A.S., Zekollari H., Huss M.*** **Mathematical modeling of Elbrus glaciers in the 21st century. Part 2. Forecasting glacier evolution and lake formation under various SSP scenarios.** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 326–344. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030021**

# Mathematical modeling of Elbrus glaciers in the 21st century. Part 2. Forecasting glacier evolution and lake formation under various SSP scenarios

**T. N. Postnikova[a,d]*, O. O. Rybak[a,b,c], A. S. Gubanov[d], H. Zekollari[e], M. Huss[f,g,h]**

[a]*Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia*
[b]*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*
[c]*Earth System Science and Depertement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[d]*Department of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[e]*Department of Water and Climate, Faculty of Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium*
[f]*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich, Zürich, Switzerland*
[g]*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland*
[h]*Department of Geosciences, University of Fribourg, ribourg, Switzerland*
**e-mail: tasinidze@gmail.com*

Received January 16, 2024 / Revised June 4, 2024 / Accepted July 8, 2024

Probable scenarios of future changes in the Elbrus glaciers and associated with them phenomena such as formation of glacial lakes and remaining ice masses buried under the debris cover are considered. The SSP scenarios (SSP1–1.9, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5) were used for of future climate forcing. Glacier dynamics was simulated using the GloGEMflow model, which was improved by including a module of evolving debris cover. According to the prognostic calculations of the surface mass balance of the glaciers, the loss of ice mass on the Elbrus will accelerate until the end of the 2030s, reaching approximately $-1.1\pm0.3$ m w. e. yr.$^{-1}$. The volume of the glacier ice is expected to be reducing almost linearly until about 2040, after which the mass loss rate will slow down. Under the warmest climate change scenarios (SSP5–8.5, SSP3–7.0), almost all of the remaining ice masses in the North Caucasus will be concentrated on Elbrus by the end of the century. At the same time, by 2100 the glaciers of Elbrus themselves will retreat up to 4000 m above sea level and higher. In case of moderate warming (SSP1–1.9, SSP1–2.6) the position of glacier fronts may be stabilized at an altitude of 3600–3700 m. The study concerns also the dynamics of the debris cover, predicting its doubling in area and average thickness of 0.22 m by 2040. Although the effect of the debris cover on the total volume of ice on Elbrus is estimated to be minimal, it can temporarily slow down melting of the frontal parts and areas of dead (remaining) ice. According to our estimates, the retreat of the Elbrus glaciers may result in formation of up to 17 new lakes, of which six may potentially be temporarily dammed by dead (remaining) ice zones (up to 60 m thick for Djikaugenkioz). It is expected that the largest lake may be formed on the Djikaugenkioz plateau, it will be dammed by moraine with ice buried under it in the period from 2035 to 2045 if no sufficiently efficient runoff channels will appear. The approximate time and place of formation of such ice masses near the sites of lake formation, depending on the climatic scenario, are shown in the paper, since it is important from the point of view of the risk of outburst floods in the 21st century. Under moderate warming (scenario SSP1–2.6), up to 8 lakes are likely to be formed at the site of retreating glaciers Ulluchiran, Djikaugenkioz, and Bolshoy Azau. All of them may appear in the first half of the century, regardless of the climatic scenario.

**Keywords:** mountain glaciers, numerical model, glacier modeling, numerical experiments, climate change, climate predictions, CMIP6, Elbrus, glacial lake

## REFERENCES

*Dokukin M.D., Khatkutov A.V.* Lakes near the Maliy Azau on Elbrus: dynamics and breakthroughs. *Led I Sneg.* Snow and Ice. 2016, 56 (4): 472–479. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479

*Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Khatkutov A.V.* Evolution of lakes near the Djikaugenkioz glacier (Northern Elbrus area) in 1957–2020 with consideration of underground flow channels. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (1): 47–62. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673422010115

*Lavrentyev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M.* Assessment of glacial lake development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (3): 343–360. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420030044

*Ledniki i klimat Elbrusa.* Glaciers and climate of Elbrus. Ed. by V.N. Mikhalenko. Moscow, Saint-Petersburg: Nestor-History, 2020: 372 p. [In Russian].

*Oledenenie Elbrusa.* Elbrus glaciation. Ed. by G.K. Tushinskiy. Moscow University Press, 1968: 346 p. [In Russian].

*Panov V.D. Evolutziya sovremennogo oledeneniya Kavkaza.* Evolution of the modern glaciation of the Caucasus. Saint-Petersburg: Hydrometeoizdat, 1993: 432 p.

*Postnikova T.N., Rybak O.O.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 1. General approach and model architecture. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (4): 620–636. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421040111

*Semenov S.M., Gladilschikova A.A.* Scenarios of anthropogenic changes in the climate system in the 21st century. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya.* Fundamental and Applied Climatology. 2022, 1: 75–106. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2022-1-75-1-106

*Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas. Journ. of Hydrology. 2003, 282 (1–4): 104–115. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9

*Huss M., Farinotti D.* Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2012, 117 (F4). https://doi.org/10.1029/2012JF002523

*Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea–level rise. Frontiers in Earth Science. 2015, 3: 54. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054

*Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. Frontiers in Earth Science. 2019, 7 (153). https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153

*Liu M., Chen N., Zhang Y., Deng M.* Glacial Lake Inventory and Lake Outburst Flood / Debris Flow Hazard Assessment after the Gorkha Earthquake in the Bhote Koshi Basin. Water. 2020, 12: 464. https://doi.org/10.3390/w12020464

*Maussion F., Butenko A., Champollion N., Dusch M., Eis J., Fourteau K., Gregor P., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild C.T., Marzeion B.* The Open Global Glacier Model (OGGM) v1.1. Geoscientific Model Development. 2019, 12: 909–931. https://doi.org/10.5194/gmd-12-909-2019

*Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Malles J.-H., Maussion F, Radić V., Rounce D. R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H.* Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change. Earth's Future. 2020, 8 (7): e2019EF001470

*Millan R., Mouginot J., Rabatel A., Morlighem M.* Ice velocity and thickness of the world's glaciers. Nature Geoscience. 2022, 15 (2): 124–129. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00885-z

*Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciation in the 21st century. Frontiers in Earth Science. 2023, 11: 22. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696

*RGI Consortium.* Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60

*Rounce D.R., Hock R., Maussion F., Hugonnet R., Kochtitzky W., Huss M., Berthier E., Brinkerhoff D.J., Compagno L., Copland L., Farinotti D., Menounos B., McNabb R.* Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters. Science. 2023, 379 (6627): 78–83. https://doi.org/10.1126/science.abo1324

*Van Tricht L., Zekollari H., Huss M., Farinotti D., Huybrechts P.* Global vs local glacier modelling: a comparison in the Tien Shan. The Cryosphere Discussions. 2023: 1–25.

*Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. The Cryosphere. 2019, 13: 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 345–357*

## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.324*

# МАЛЫЕ ФОРМЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТАЙМЫРА: НОВЫЕ ОЦЕНКИ

**© 2024 г. М.Д. Ананичева[1]*, И.А. Корнева[1,2]**

[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия*
[2]*Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия*
**e-mail: maranan@gmail.com*

Поступила 24.03.2024 г.
После доработки 27.04.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Представлены новые данные о современном состоянии оледенения Таймыра и дано сравнение основных гляциологических параметров ледников на 2022 г. (снимки Sentinel-2) с Каталогом ледников СССР (1967) и архивными снимками CORONA (1966). Оценены климатические изменения, произошедшие в этом регионе, на фоне которых идёт сокращение ледников гор Бырранга.

**Ключевые слова:** ледник, площадь ледника, спутниковый снимок, изменения климата, температура, осадки, радиационный баланс, горы Бырранга, Таймыр

**DOI**: 10.31857/S2076673424030038, **EDN**: IOPBXC

## ВВЕДЕНИЕ

Малые формы оледенения (далее – МФО) на полуострове Таймыр расположены в самой высокой его части – горах Бырранга. Горы протягиваются на 1100 км от Енисейского залива Карского моря на юго-западе до моря Лаптевых на северо-востоке, шириной до 200 км. Горы Бырранга подразделяются на три части: западную, центральную и восточную. Западная часть расположена между Енисейским заливом и долиной реки Пясина и имеет высоты 250–320 м. Центральная часть лежит в междуречье Пясины и Таймыры, имеет высоты от 400 до 600 м. Восточная часть лежит к востоку от Таймыры и является наиболее высокой с высотами от 600 до 1125 м. Формы горных вершин разнообразны: встречаются и остроугольные вершины, и горы с плоскими вершинами и пологими склонами. Склоны и вершины часто покрыты осыпями и скоплениями глыб, которые образуют «каменные реки» и «моря». Иногда среди обломков встречаются валуны, принесённые древним ледником со стороны морского побережья (Троицкий, 1966).

Открыты горы Бырранга в 1736 г. Василием Васильевичем Прончищевым во время Великой Северной экспедиции. Осенью 1739 г. Харитон Лаптев остановился на зимовку на восточном побережье Таймыра и решил исследовать внутренние районы полуострова несколькими санными группами. В апреле–мае 1741 г. Харитон Лаптев по руслу нижней Таймыры пересёк горы Бырранга. Он первый дал письменную характеристику центральной части гор в своём путевом дневнике.

В 1843 г. горы Бырранга исследовал Александр Миддендорф. Опираясь на записи Харитона Лаптева, он составил первую карту Таймыра с точным изображением гор Бырранга. Именно Миддендорф назвал эти труднодоступные горы Бырранга, использовав при этом название, принятое у нганасан (Магидович И., Магидович В., 2004).

Ледники Бырранга сосредоточены в северной, самой высокой части гор в истоках рек Преградной, Клюевки и др. (море Лаптевых), Ледниковой, Холодной и Жданова (Карское море) и бассейна оз. Таймыр. В 1950 и 1967 гг. были проведены аэрофотосъёмки района, а в 1967 г. Таймырской экспедицией ААНИИ, база которой находилась на ледораздельном плато трёх крупных перемётно-долинных ледников, выполнен комплекс стационарных и маршрутных исследований. По этим материалам Л.С. Говорухой с соавторами был составлен Каталог ледников, который содержит сведения о 96 ледниках общей площадью 30.5 км$^2$. Авторы отнесли наиболее крупные ледники к тому времени к долинным, перемётным, карово-долинным и каровым морфологическим типам. Небольшие ледники – к карово-висячим, ледникам кулуаров и присклоновым типам. Некоторые ледники в центре оледенения образовывали «комплексное

ледниковое плато», формируя «общую перемётную систему» (Каталог..., 1980).

Горы Бырранга образовались примерно в одно время с Уральскими горами – в палеозое (герцинская складчатость). Долгое время самой высокой точкой Бырранги считалась гора Ледниковая высотой 1146 м. Но в девяностые годы высота Ледниковой была уточнена, и оказалось, что она составляет всего 1119 м над ур. моря, а самая высокая гора высотой 1125 м над ур. моря находится в другом горном узле, в ста километрах восточнее Ледниковой (Троицкий, 1966).

Выявленная разрывно-складчатая структура демонстрирует тектонические деформации возрастом в первые сотни – тысячи лет и представляет собой потенциальный очаг сильных землетрясений (Овсюченко и др., 2023).

В южных предгорьях много озёр, самое большое – оз. Таймыр, принимающее талую воду ледников. Ко времени составления Каталога (1980) насчитывалось около сотни ледников, некоторые из них спускались до высот 600–900 м над ур. моря. Для долинных ледников характерны крутые языки, испещрённые каналами стока. Поверхность ледников не засорена моренным материалом, за исключением тех мест, где проходят каналы стока. Вдоль них образуются муравьиные кучи или щебнистые поля; конечные морены отсутствуют, что свидетельствует о малых скоростях движения льда и незначительной транспортирующей способности ледников.

Климат в горной системе арктический (Алисов, 1956, 1974) с длинной, очень холодной зимой и коротким летом. По данным метеостанции имени Е.К. Федорова (до 1983 г. называлась «Мыс Челюскин») средняя температура января составляет –27.7 °C, июля +1.4 °C. В течение всего года дуют сильные ветры, осадков выпадает немного – годовая сумма составляет 267 мм, максимум – летом (36 мм в августе). Летом на Таймыре заканчивают свою траекторию циклоны, приходящие с Северной Атлантики, они приносят основную массу осадков. Стоит отметить, что непродолжительный летний период (июль–август) затрудняет поиск спутниковых снимков, где ледники не покрыты сезонным снегом.

Цель работы – определить гляциологические характеристики ледников гор Бырранга по самым новым снимкам Sentinel-2 за 2022 г. и сравнить их с предыдущими результатами. В перспективе – обновление Каталога «Ледники России», в котором для исследуемого района по снимкам Sentinel-2, датированных 2019 г., было обнаружено 213 ледников общей площадью 29.94 км². Также ставилась задача оценить изменения различных климатических параметров этого региона и их возможное влияние на динамику оледенения.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для оценки площадей ледников использовались спутниковые снимки Sentinel-2, полученные в августе 2022 г. (https://apps.sentinel-hub.com/eo-browserL2A). Снимки за этот год были получены со спутника оптических изображений Sentinel-2A для наблюдения Земли, запущенного в рамках программы Европейского космического агентства «Коперник» в 2015 г. (https://scihub.copernicus.eu), имеющего 12 диапазонов. На спутнике установлен мультиспектральный прибор (MSI), имеющий 13 спектральных диапазонов в видимом, ближнем инфракрасном (NIR) и коротковолновом инфракрасном (SWIR) спектрах.

Изображения, полученные со спутника Sentinel-2, имеют пространственное разрешение 10 м, что обеспечивает достаточно подробную информацию о таких объектах как ледники. Выделение контуров проводилось вручную в программе ArcGIS-ArcMap, с использованием возможностей мультиспектральной съёмки.

Погрешность дешифрирования в основном зависит от проведения границы ледника, так как не всегда удаётся использовать снимки с полностью свободной от сезонного снега и обломочного материала поверхностью. То есть точность примерно равна разрешению снимка с учётом объективной неопределённости, что считать границей ледника. С учётом размера пикселя в использованных снимках от 10 до 30 м и характерного размера ледников общая погрешность определения площади может достигать 5%. Мы работали с ледниками, на которых хорошо виден открытый лёд.

Для построения ЦМР использовалась ArcticDEM (Porter et al., 2018), это «база точек с высотами», по ним определялись высоты нижней и верхней позиций каждого ледника. Это можно вручную определять на карте, а можно и автоматически интерполировать полигон XY в полигон XYZ. Точность можно определить умножением периметра контура ледника на 5 м (половина точности (разрешения) снимка Sentinel-2 (10 м), отнесённого к площади ледника. Погрешность получилась от 3 до 10% в зависимости от площади ледника. Чем меньше погрешность, тем точность, определённая таким методом, больше. Площадь растёт пропорционально квадрату размера, а периметр – пропорционально размеру.

Чтобы понять общую (фоновую) картину изменения климата по метеостанциям, были построены поля изменений средней летней температуры ($T_{sum}$), а также изменений сумм осадков за холодный период ($P_{cold}$) за период с 1966 по 2021 г. Холодный период определяли за 1966–2021 гг. по средним месячным температурам; для большинства станций региона – это суммы осадков за все месяцы кроме периода с июня по сентябрь. Температура

лета – один из основных факторов таяния ледников (абляции), а твёрдые осадки – основа их питания (аккумуляции).

Линейные тренды климатических параметров определяли по уравнениям регрессии рядов этих параметров с принятыми интервалами ошибок ±0.1 °C – для температуры и ±5 мм – для осадков. В данном случае под трендом понимается изменение климатических параметров за указанный период.

Также были использованы данные температуры воздуха, количества атмосферных осадков, радиационных (приходящая к поверхности коротковолновая и длинноволновая радиация) и тепловых потоков (скрытого и явного тепла) по реанализу ERA5-Land в узлах сетки 0.1°×0.1° с 1966 по 2021 г. с месячным разрешением.

Для обоснования использования данных реанализа ERA5-Land в работе (Титкова, Ананичева, 2023) проведена верификация приземной $T_{year}$ и месячных сумм осадков реанализа ERA5-Land со станционными данными. Линейные тренды определяли по уравнениям регрессии с оценкой статистической значимости 95% по критерию Стьюдента. Корреляция между значениями температуры реанализа ERA5-Land для региона гор Бырранга и данными наблюдений высокая (0.85–0.9). Связь между колебанием суммарных осадков по двум базам данных значима и колеблется в среднем от 0.64 до 0.67. Таким образом, в горных районах России колебания температуры и осадков хорошо синхронизированы в реанализе ERA5-Land с данными наблюдений (Титкова, Ананичева, 2023).

Для сравнения наших данных и данных Каталога ледников СССР использовались снимки CORONA. Данные дистанционного зондирования CORONA – источник исторической спутниковой информации среднего и высокого разрешения, в своё время рассекреченной Министерством Обороны США и находящейся в открытом доступе. Оригиналы плёнок хранятся в Службе архивов и записей США (National Archives and Records Administration (NARA), копии плёнок хранятся в USGS EROS Data Center, который и занимается сканированием и продажей данных. Параметры миссии, снимавшей CORONA7: система – LANYARD, название миссии – KH-7, камера – High Resolution Surveillance Camera, период съёмки – с июля 1963 г. по 6 июня 1967 г., разрешение – 0.6–1.2 м.

Нам удалось получить снимки за 1965/66 г. (номера снимков: DS1022-1005DF028 (1965 г.) и DS1036-2137DF008 (1966 г.)). Обрабатывался снимок 1966 г., он был привязан по характерным точкам рельефа с использованием более 80 опорных точек. Дешифрировался снимок по той же методике, вручную. В качестве базового рельефа для ортотрансформирования CORONA была использована ЦМР ArcticDEM с пространственным разрешением 10 м. Ортотрансформированный снимок имеет разрешение 2 м. Цель этой части работы – проверить данные Каталога ледников СССР на этот регион, поскольку даты снимков совпадают с датами составления Каталога, и сравнить с данными, полученными по Sentinel-2, 2022 г.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

***Пространственно-временные особенности распределения температуры воздуха и осадков.*** Арктика – регион с наибольшими темпами роста температуры воздуха в современный период (Алексеев и др., 2017; IPCC, 2021). Причины максимальных трендов в высоких широтах Северного полушария (так называемого «арктического усиления») до сих пор остаются дискуссионными (Bekryaev et al., 2010; Латонин и др., 2020). На Таймыре за последние десятилетия наблюдаются самые высокие скорости повышения среднегодовой температуры воздуха (Доклад об особенностях климата, 2023). Предположено, что именно сильное повышение температуры воздуха (в тёплый сезон) и служит основным фактором, определяющим ускоренное таяние ледников Бырранга. На рис. 1 приведены тренды (изменения) средней летней температуры воздуха и сумм атмосферных осадков за холодный период. Кружками на рисунке показаны метеостанции, список которых дан в (Титкова, Ананичева, 2023).

Максимум изменения $T_{sum}$ приходится на область южнее п-ва Таймыр и в Корякском нагорье (см. рис. 1, *а*). Как было показано в работе (Титкова, Ананичева, 2023), наибольшие изменения $T_{year}$ (до 4–5 °C за период 1966–2021 гг.) характерны для самых северных (арктических) горных районов Таймыра и Чукотки, наименьшие значения – для гор Бырранга и юга Орулгана. Детальные карты трендов, построенные по данным реанализа ERA5-Land не противоречат общим тенденциям, отмеченным по данным наблюдений (Титкова, Ананичева, 2023). Годовые изменения $T_{year}$ максимальны в горах Бырранга – до 4–5 °C по данным реанализа. Летние тренды температуры здесь ниже на 1–2 °C. Летние температуры не демонстрируют столь высокой скорости потепления по сравнению со среднегодовой температурой, основное потепление происходит в холодный период. Для осадков холодного периода (см. рис. 1, *б*) и среднегодовых (Титкова, Ананичева, 2023) характерны отрицательные тренды для прибрежной полосы арктической зоны.

***Пространственно-временные особенности радиационных и тепловых потоков.*** Помимо основных климатических параметров (температура воздуха и осадки), которые обычно учитывают при оценке

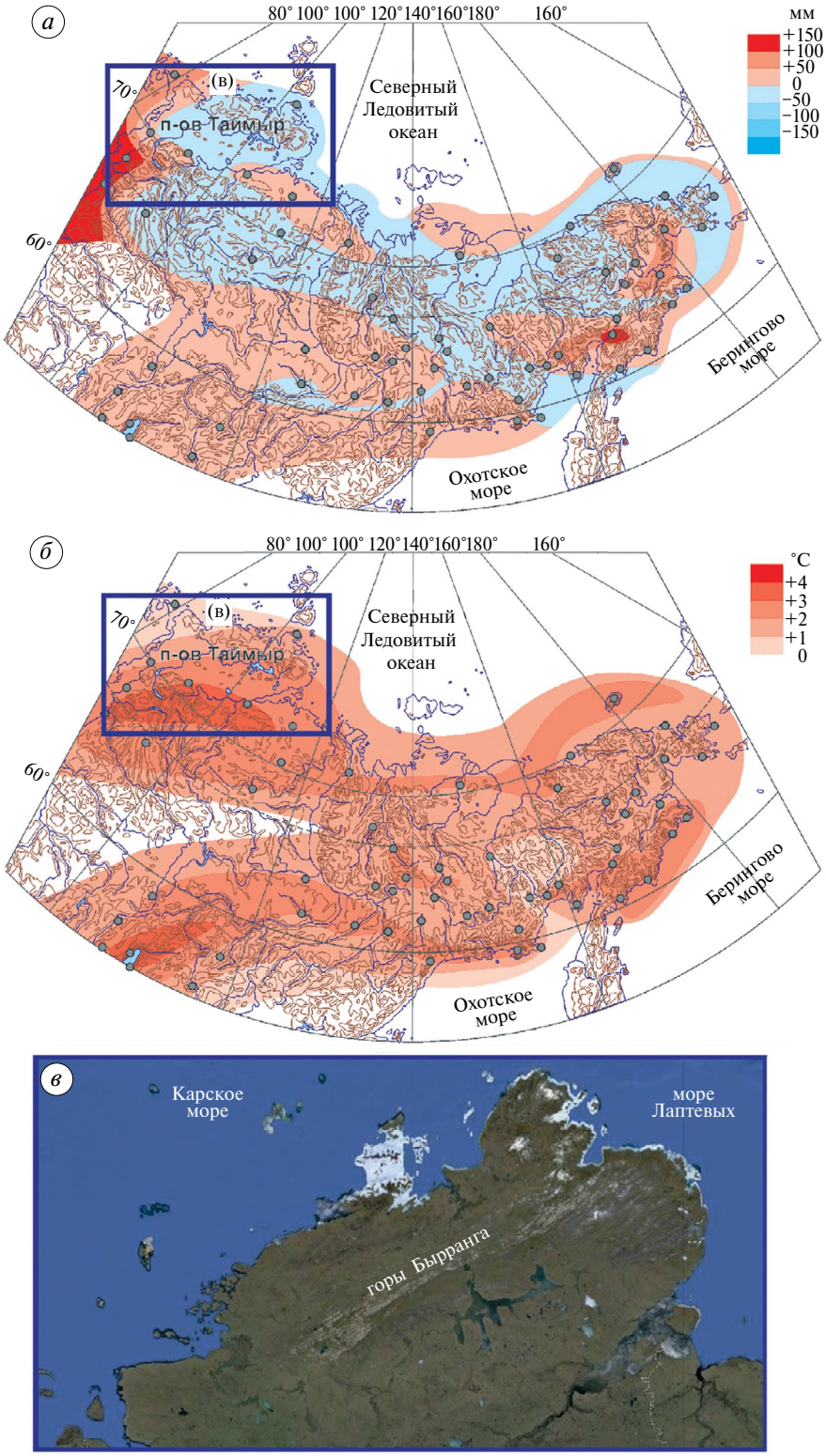



**Рис. 1.** Карты изменений $T_{sum}$ (°C) (*а*) и $P_{cold}$ (мм) (*б*) на Арктическую зоны России по данным наблюдений за 1966–2021 гг. Квадратом показан район исследований. Величины изменений значимы на уровне 95%. Карта района исследований (*в*). Кружками показаны метеостанции

**Fig. 1.** Maps of the $T_{sum}$ (°C) (*a*) and $P_{cold}$ (mm) (*б*) for the Arctic zone of Russia according to observation data for 1966–2021. The square shows the study area. Magnitudes of changes are significant at the level 95%. The map of the study region (*в*). Circles show weather stations

влияния изменения климата на динамику ледников, были рассмотрены также тенденции радиационных и тепловых потоков в летний сезон (июнь–август), вклад которых также может быть значительным.

На рис. 2 представлены основные тенденции среднемесячных радиационных и турбулентных потоков в летние сезоны за 1966–2021 гг. Видно, что на большей части полуострова наблюдается статистически значимое снижение приходящей коротковолновой радиации (см. рис. 2, *а*) за последние десятилетия (до 4 Вт/м$^2$/10 лет), по-видимому, из-за увеличения облачности. Это согласуется с результатами работы (Радионов и др., 2017), в которой также отмечается эта тенденция к сокращению суммарной радиации после 2000 г. на метеостанциях Арктического региона.

Увеличение количества облаков отмечается в Арктике как по спутниковым данным (Wang et al., 2021), так и по данным наблюдений (Sviashchennikov, Drugorub, 2022). При этом видно значимое увеличение баланса коротковолновой радиации (до 5 Вт/м$^2$ за 10 лет при среднем региональном значении 98 Вт/м$^2$) в центральной и юго-западной частях полуострова (см. рис. 2, *в*), произошедшее из-за сильного снижения отражённой коротковолновой радиации (до –5 Вт/м$^2$ за 10 лет на территории всего полуострова, см. рис. 2, *б*) и альбедо поверхности. Помимо этого, во всём регионе произошло значимое увеличение приходящего к поверхности длинноволнового потока (см. рис. 2, *г*) – до 2 Вт/м$^2$ за 10 лет при среднем региональном значении 245 Вт/м$^2$. Аналогичные величины трендов получены по данным наблюдений для разных районов Арктики, причиной служит рост влагосодержания атмосферы и увеличение количества облачности (Бекряев, 2015). Заметим, что увеличение длинноволнового потока к поверхности рассматривается как один из важных факторов таяния морского льда в Арктике (Kapsch et al., 2016; Kim et al., 2019), а также как важная составляющая обратной связи «сокращение площади морского льда – рост содержания водяного пара – увеличение нисходящей длинноволновой радиации – сокращение площади морского льда» (Алексеев и др., 2017). (Zhang et al. (2021) показали, что 82% повышения зимней температуры в Арктике вызвано увеличением приходящей к поверхности длинноволновой радиации при безоблачном небе. Тем не менее, по оценкам ERA5 за рассматриваемый период тренды суммарного длинноволнового баланса на большей части полуострова Таймыр близки к нулю или отрицательны (см. рис. 2, *д*), т.е. рост встречного

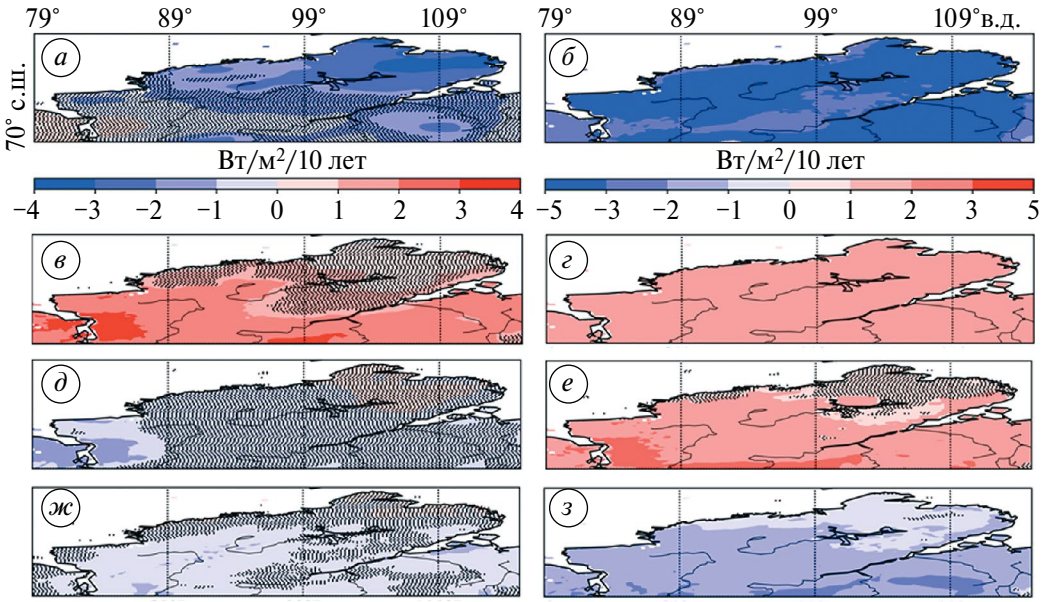



**Рис. 2.** Коэффициенты тренда (Вт/м$^2$/10 лет) летних (июнь–август) суммарных значений приходящей коротковолновой радиации (*а*); отражённой коротковолновой радиации (*б*); коротковолнового радиационного баланса (*в*); приходящей длинноволновой радиации (*г*); длинноволнового радиационного баланса (*д*); суммарного радиационного баланса (*е*); явного потока тепла (*ж*); скрытого потока тепла за период 1966–2021 гг. Чёрной штриховкой показаны области, где тренд статистически незначим на уровне 5% (*з*)

**Fig. 2.** Trend coefficients (W/m$^2$/10 years) of summer (June–August) total values of incoming shortwave radiation (*а*); reflected shortwave radiation (*б*); shortwave radiation balance (*в*); incoming longwave radiation (*г*); longwave radiation balance (*д*); the total radiation balance (*е*); turbulent flux of sensible heat (*ж*); turbulent flux of latent heat for the period 1966–2021. Black shading shows areas where the trend is statistically insignificant at the 5% level (*з*)

излучения атмосферы полностью компенсируется ростом собственного излучения поверхности.

Таким образом, суммарный рост радиационного баланса летом, статистически значимый на большей части полуострова (до 3 Вт/м$^2$/10 лет при среднем значении по региону 64 Вт/м$^2$, см. рис. 2, *д*), был вызван, по-видимому, уменьшением отражённой коротковолновой радиации и альбедо.

Для рассматриваемого региона характерны отрицательные тенденции изменения турбулентных потоков тепла (явного и скрытого, см. рис. 2, *ж–з*), причём для потока скрытого тепла величины значительны: до –3Вт/м$^2$/10 лет при среднем региональном значении – 30Вт/м$^2$ за весь рассматриваемый период. Тем не менее, эти тенденции не способствуют таянию ледников, так как отрицательные потоки тепла направлены от поверхности ледника в атмосферу. В работах (Суркова, Романенко, 2021; Иванов и др., 2022) показано, что величины турбулентных потоков над Карским морем малы и суммарный годовой тренд за период 1979–2018 гг. практически равен нулю.

***Обработка данных снимков Sentinel-2, 2022 г.*** Обработка снимков началась с выделением бассейнов, принимающих талый сток с ледников Бырранга (рис. 3), это было сделано с помощью ЦМР ArcticDEM. В каталоге ледников СССР, где даны сведения только о 96 ледниках, указаны первые три бассейна (см. рис. 3, *I–III*).

Анализ изменения ледников мы проводили далее, группируя их по этим бассейнам. Съёмка спутником Sentinel-2 региона гор Бырранга в августе 2022 г. выявила 210 ледников общей площадью 24.7 км$^2$. Эти сведения близки по количеству и площади к данным в электронном каталоге «Ледники России», но снимки, используемые в данной работе, более новые. Даже при такой небольшой разнице (три года), изменения ледников заметны, поскольку ледники здесь невелики и находятся в зоне интенсивного повышения температур и отрицательных трендов осадков уже в течение десятилетий.

***Экспозиция и морфологический тип, средняя площадь ледника.*** Экспозиция ледников была определена также с помощью ArcticDEM. Экспозиция ледника в какой-то степени отражает влияние на него климатических условий, на морфологический тип оказывают влияние вмещающие ледник формы рельефа. На рис 4, *а* дано распределение ледников по экспозиции, на рис.4, *б* – по морфологическому типу.

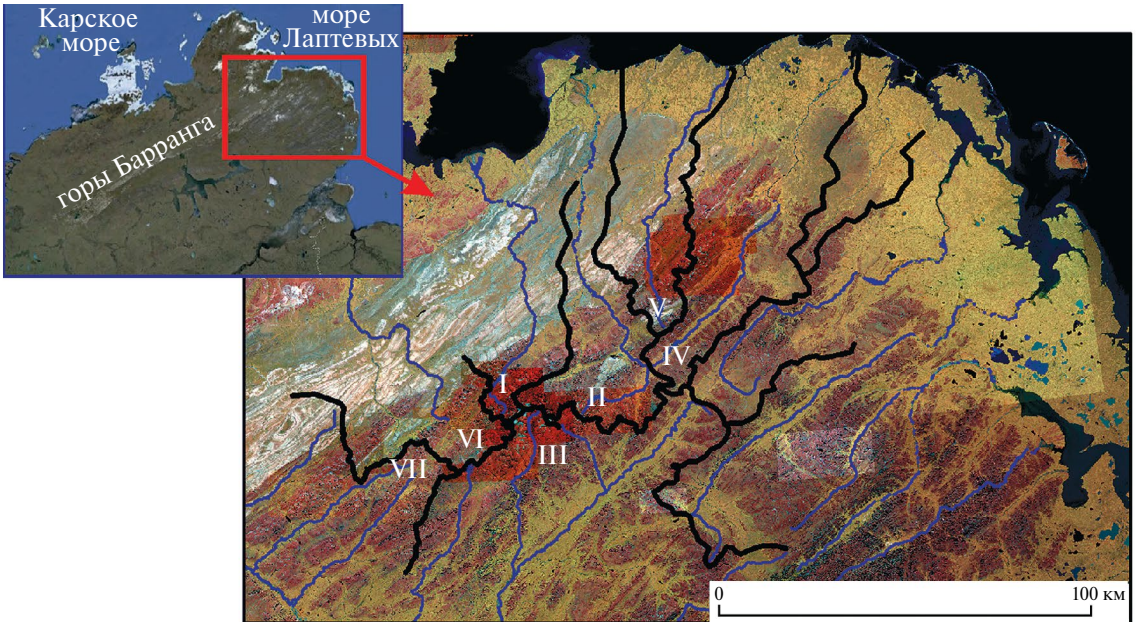



**Рис. 3.** Снимок на район гор Бырранга с выделением ледниковых бассейнов. Римскими цифрами обозначены бассейны: *I* – р. Преградная – Залив Фаддея – мыс Лаптевых; *II* – р. Толля – Клюевка – мыс Лаптевых ; *III* – р. Ледниковая – р. Малахайтари – оз. Таймыр; *IV* – р. Рыбная – море Лаптевых; *V* – р. Географа – море Лаптевых; *VI* – р. Ленинградская – Карское море; *VII* – р. Сочавы – р. НюнькаракуТари – оз. Таймыр

**Fig. 3.** Sentinel-2 image of the Byrranga Mountains highlighting the glacial basins. Roman numbers indicate the basins: *I* – Pregradnaya River – Thaddeus Bay – Laptev Sea; *II* – Tollya River – Klyuevka River – Laptev Sea; *III* – Lednikovaya – Malakhitari rivers – Taimyr Lake; *IV* – Rybnaya River – Laptev Sea; *V* – Geographa River – Laptev Sea; *VI* – Leningradskaya River – Kara Sea; *VII* – Sochavy River – NyunkarakuTari river – Taimyr Lake

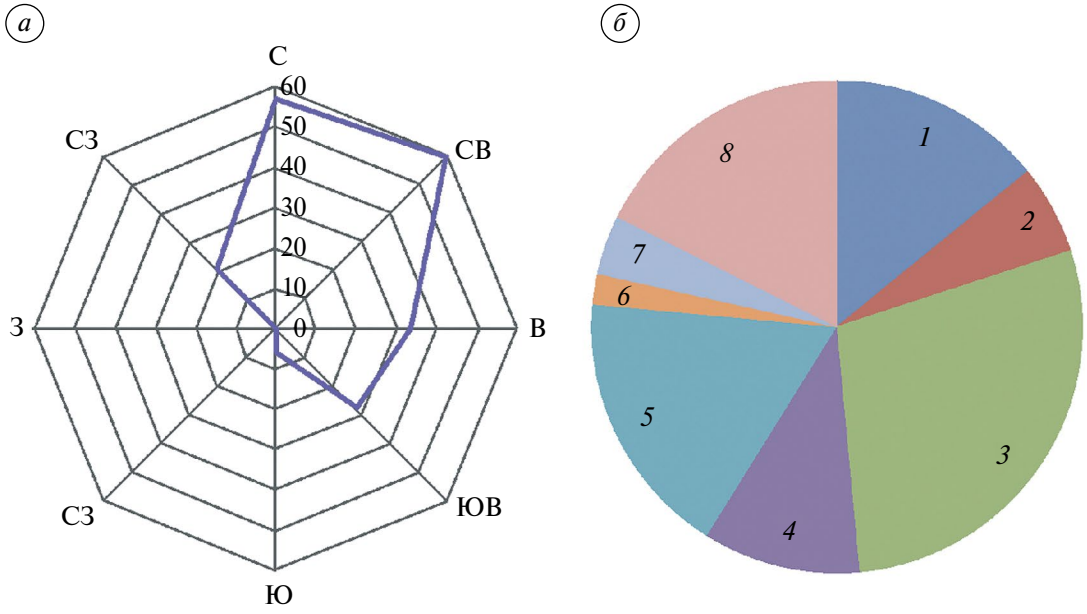



**Рис. 4.** Распределение ледников Бырранга в 2022 г. по экспозиции (*а*); и по морфологическому типу (*б*). Цифрами обозначены типы: *1* – висячий; *2* – долинный; *3* – карово-висячий; *4* – карово-долинный; *5* – каровый; *6* – кулуаров; *7* – перемётный; *8* – присклоновый

**Fig. 4.** Distribution of Byrranga glaciers in 2022 by aspect (*a*); and by morphological type (*б*). The numbers indicate the types: *1* – hanging; *2* – valley; *3* – corrie-hanging; *4* – corrie-valley; *5* – corrie; *6* – couloirs; *7* – transfluent; *8* – slope

Наибольшее количество ледников здесь ориентированы теперь на холодный север, северо-восток, северо-запад (67.65%) и восток (16.8%), а также на юго-восток и юг (16.8%). Большинство ледников Бырранга принадлежит к малым формам оледенения (по М.В. Тронову, 1954) и сейчас находятся в стадии деградации (Kononov et al., 2005; Ананичева, Кононов, 2020; Ananicheva et al., 2020), В таких условиях сложно определить по снимкам точно их морфологический тип. По нашим оценкам, преобладают сейчас карово-висячие (28.4%) и присклоновые (17.6%) ледники. Это неустойчивые морфологические типы; следовательно, при дальнейшем потеплении они будут достаточно быстро таять.

Ледники, действительно небольшие по площади, располагаются по бассейнам так, как показано на рис. 5, *а*. Наибольшие ледники (количество до 60, компактная группа) отдают талую воду в бассейн рек Ледниковой – Малахайтари, последняя впадает в оз. Таймыр. Это озеро имеет сток в море Лаптевых через реку Нижняя Таймыра. Несколько меньше ледников и уже меньшей площади принадлежат бассейнам рек Толля, и Преградной. Остальные ледники средней площадью менее 0.15 км$^2$ (от 10 до 30 в бассейне) расположены группами на довольно большой площади.

***Высотное положение ледников Бырранга.*** Наибольший перепад высот характерен для бассейнов, находящихся в центральной, северной и северо-восточной частях горного массива, в бассейне рек Преградной и Ледниковой. Последние занимают более западную и юго-восточную части гор, по-видимому, там больше осадков для питания ледников. Абсолютные минимумы концов ледников достигают отметок 300–250 м. Считается, что высотная зона распространения ледников Бырранга самая низкая после Кроноцкого массива среди горных районов Евразии.

Распределение высших точек (*H_high*) и низших (*H_low*) по высотным интервалам показано на рис. 5, *б*. Высшие точки большинства ледников лежат в пределах 800–900 м, низшие большинства интервале 600–700 м. Толщина небольших карово-долинных ледников по оценкам экспедиционных работ в 2015 г. в районе левых притоков р. Рыбной достигает 3.5 м (Антонов, 2016).

***Сравнение с оценками, сделанными в Каталоге ледников СССР (1967 г.).*** Мы сравнили площади ледников, указанные в Каталоге, с полученными при анализе снимков Sentinel-2 за 2022 г. Это было возможно для трёх бассейнов, ледники которых попали в Каталог ледников СССР (1980): *I, II, III* (см. подпись к рис. 3). По результатам анализа площадь, покрытая льдом, в бассейне р. Преградная сократилась на 50.1%, в бассейне р. Толля – на 48.8%, в бассейне р. Малахайтари – на 56%. В целом площадь всех ледников со времени составления Каталога, то есть за 55 лет, сократилась на

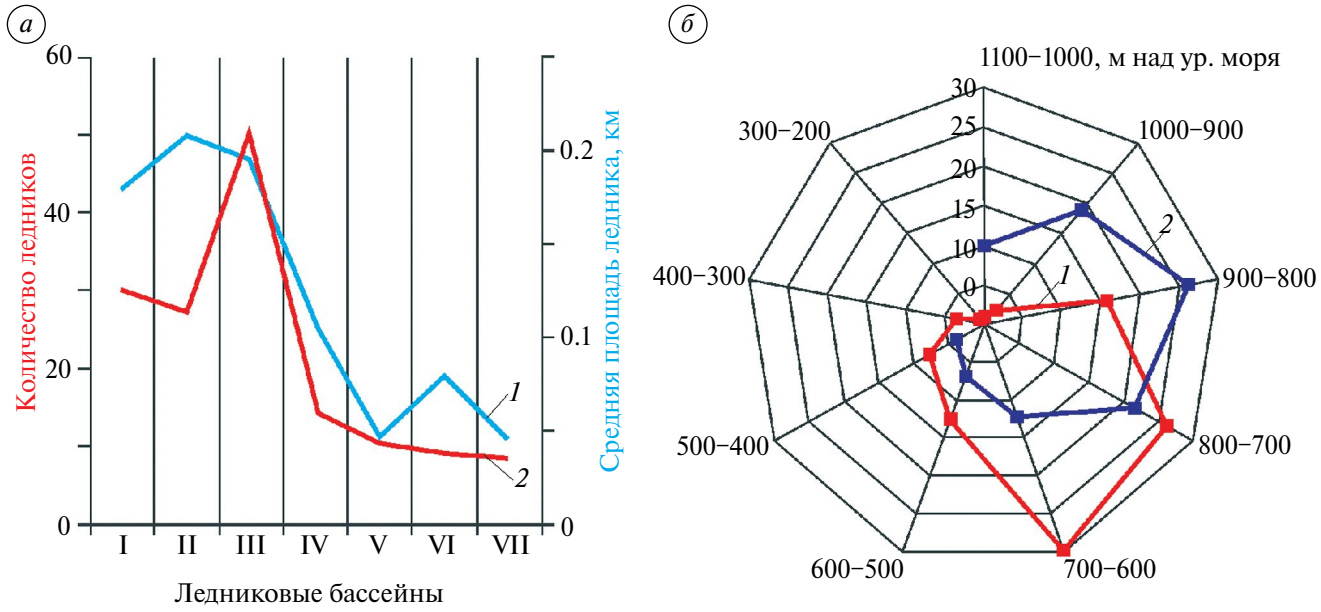



**Рис. 5.** Площадь ледников Бырранга и их количество по бассейнам; (*а*): *1* – количество ледников; *2* – средняя площадь ледника. (Римскими цифрами указаны ледниковые бассейны, которые даны на рис. 3). Распределение верхней и нижней отметок высоты ледников по высотным интервалам; (*б*): *1* – *H_low*; *2* – *H_high*

**Fig. 5.** Area of Byrranga glaciers and their number by basin; (*a*): *1* – number of glaciers, *2* – mean glacier area. Roman numerals indicate glacial basins, which are shown in Fig. 3. Distribution of the highest and lowest elevation points by altitude intervals; (*б*): *1* – *H_low*; *2* – *H_high*

52.2%. Эти результаты, как будет сказано ниже, проверены с помощью анализа снимков CORONA за 1966 г.

Сравнение сокращения площади ледников Корякского нагорья за чуть меньший период (снимки Sentinel-2, 2019 г.) составило от 52 до 68%, то есть значительно больше, чем в горах Бырранга (Ананичева и др., 2023).

***Сравнение с оценками, сделанными по снимкам Landsat 2003 г.*** В работе (Ананичева, Капустин, 2010) были представлены данные об изменении площади ледников гор Бырранга, полученные по снимку Landsat Thematic Mapper (номер снимка LE71500062003222ASN01). Они сравнивались с площадями ледников в Каталоге ледников СССР, определёнными по аэрофотосъёмкам 1967 г. Тогда сокращение ледников (было идентифицировано 66 ледников) составило 17% по сравнению с Каталогом. Сокращались долинные и карово-долинные ледники южных и юго-восточных экспозиций. Сейчас, в соответствии с наблюдающимся интенсивным потеплением в Арктической зоне, меняются площади ледников северных экспозиций.

Наблюдения экспедиции ААНИИ обнаружили полное отсутствие фирновой толщи, а также слоёв инфильтрационно-конжеляционного льда у самых крупных перемётных ледников, объединённых общей площадью истечения. Отсутствие на ледниках фирна и наложенного льда говорит о неразвитости областей питания, ледники гор Бырранга принадлежат к «пассивному оледенению», по мнению автора монографии (Большиянов, 2006). Наш анализ уклонов поверхности ледников по ЦМР (ETOPO-30) выявил преобладание слабонаклонных и псевдогоризонтальных участков в области питания с переходом к склонам средней крутизны (до 10°) в области разгрузки (Ананичева, Капустин, 2010).

***Сравнение со снимками CORONA – середина 1960-х гг.*** Как было сказано раньше, привязанный и ортотрансформированный снимок CORONA имеет высокое разрешение – 2 м; таково разрешение современных коммерческих спутников, снимающих земную поверхность, их нет в открытом доступе. Было дешифрировано 57 ледников в семи бассейнах в горах Бырранга – на снимке CORONA 1966 г. (рис. 6).

Проведено сравнение этих ледников по площади со снимком Sentinel-2, 2022 г. Мы преследовали две цели: во-первых, сравнить наши новые результаты со снимками высокого разрешения (CORONA, 1966) – самыми ранними из открытого доступа; во-вторых, проверить данные Каталога ледников СССР, составленного в 1967 г.

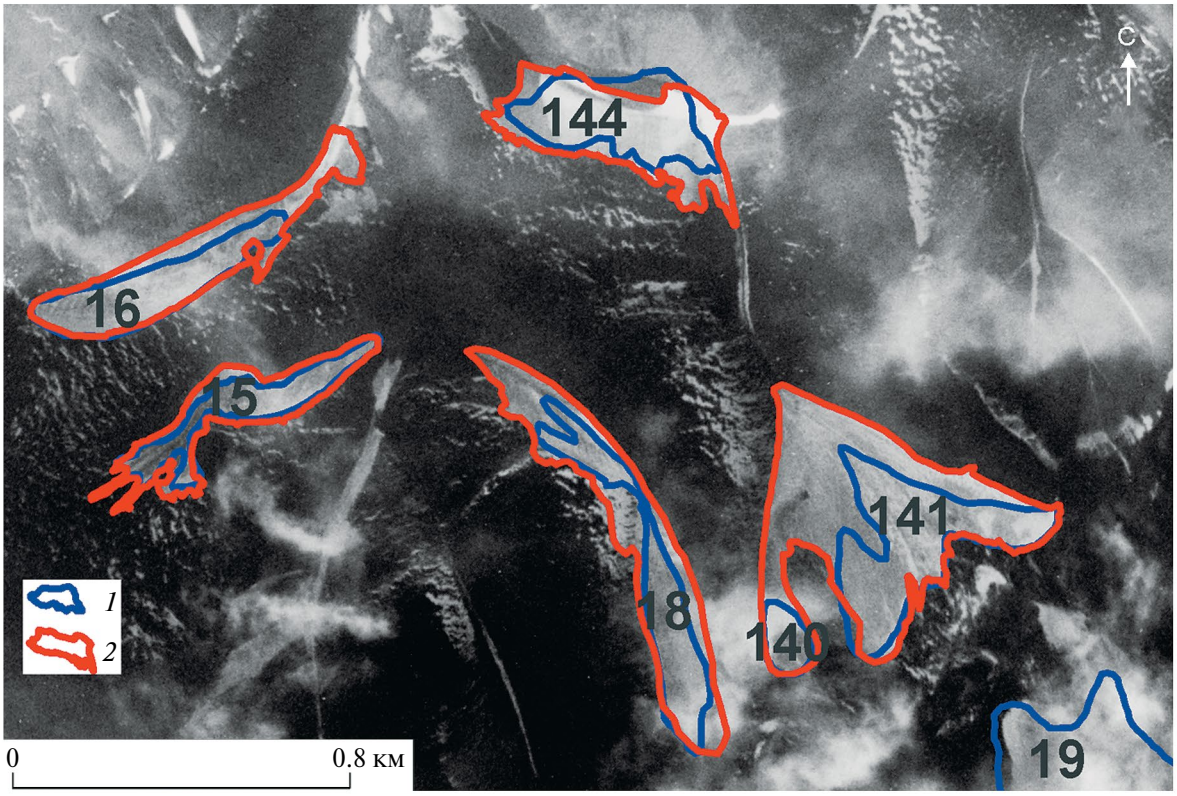



**Рис. 6.** Фрагмент снимка CORONA с контурами ледников: *1* – по Sentinel-2, 2022 г.; *2* – по CORONA, 1966 г.
**Fig. 6.** Fragment of a CORONA image with the contours of glaciers: *1* – Sentinel-2, 2022; *2* – CORONA images, 1966

К 2022 г. (Sentinel-2) площадь в разных бассейнах сократилась от 35 до 46% (исходя из анализа снимков CORONA, 1966). Максимально сократились ледники бассейнов р. Толля – центр района оледенения, и р. Географов – северная часть района. Если сравнивать результаты 2022 г. с Каталогом ледников СССР, 1967 г., разница больше – от 48.8 до 56%. Соответственно, проверка по снимкам CORONA 1966 г. показала расхождение с Каталогом от 3 до 20% для разных бассейнов.

Средняя площадь ледников в группе (бассейне) прямо не коррелирует со степенью сокращения общей площади, но видно, что чем больше сокращение в группе, тем ледники в среднем меньше. Таким образом, в районе гор Бырранга в среднем больше уменьшаются в размерах малые ледники – площадью от 0.1 до 0.2 км$^2$.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Ледники Бырранга – самые северные континентальные горные ледники, они до конца XX века находились более или менее в стабильном состоянии, но уже к 2003 г их площадь уменьшилась на 17% (снимки Landsat) по сравнению с Каталогом ледников СССР (1967), а к 2022 г. (Sentinel-2) площадь ледников сократилась от 35 до 46% (снимки CORONA, 1966) для разных бассейнов.

2. По реанализу ERA5-Land изменения среднегодовой температуры на Таймыре максимальны для севера России – до 4–5 °С. Изменения летней температуры оказались ниже на 1–2 °С. Отрицательные тренды среднегодовой суммы осадков, а также суммы осадков холодного периода характерны для самых северных прибрежных областей. Основные климатические параметры – температура воздуха и осадки – не способствуют сохранению оледенения в горах Бырранга.

3. Если сравнивать результаты изменения размеров ледников в 2022 г. с Каталогом ледников 1967 года, разница больше – от 48.8 до 56%. Соответственно, проверка по снимкам CORONA 1966 г. показала расхождение с Каталогом от 3 до 20% для разных бассейнов.

4. Сокращение площади к 2003 г. шло у долинных и каровых ледников южной и юго-восточной экспозиций, а к 2022 г. интенсивно таяли каровые и висячие ледники, лежащие на северных и северо-восточных склонах, продолжали таять ледники и южных, и юго-восточных экспозиций.

5. Максимально сократились ледники в бассейнах р. Толля (центр района и оледенения) и р. Географа в северной части региона.

6. Ледники Бырранга имеют слабые уклоны (до 10% на склонах) и относятся к так называемому «пассивному оледенению», однако в последние десятилетия они активно изменяются.

7. Тенденции изменения радиационных потоков по данным реанализа ERA5-Land показали значимое увеличение радиационного баланса в 1966–2021 гг. (до 3 Вт/м$^2$/10 лет), из-за уменьшения отражённой от поверхности коротковолновой радиации. Этот фактор помимо роста температуры воздуха способствует ускоренному таянию ледников.

Необходим мониторинг изменений горных ледников Российской арктической зоны, поскольку они являются чувствительным показателем изменения климата в этом регионе, для которого характерно «арктическое усиление». Так как эти ледники крайне затратны для экспедиционных исследований, использование средств ДЗЗ – это один из эффективных методов. Сейчас сравнивать изменения ледников стоит не с Каталогом ледников СССР, хотя это большое подспорье в оценках, а самыми ранними спутниковыми снимками, такими как, например, CORONA, находящимися в открытом доступе и имеющими высокое разрешение.

**Благодарности.** Работа сделана в рамках гранта РНФ № 24-27-00310. Спасибо Ю.М. Кононову за техническую помощь при подготовке статьи.

**Acknowledgments.** The study was carried out within the framework of the Russian Science Foundation (Grant No. 24-27-00310). Thanks to Yu.M. Kononov for technical assistance.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Бобылев Л.П., Уразгильдеева А.В., Гнатюк Н.В.* Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на летнее потепление в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3. С. 67–77.

*Алисов Б.П.* Климат СССР. Учебное пособие для высших учебных заведений. М.: Изд-во МГУ, 1956. 125 с.

*Алисов Б.П., Полтараус Б.В.* Климатология. Учебник для студентов географических факультетов университетов, специализирующихся по метеорологии и климатологии. Издание 2-е, переработанное и дополненное. М.: Изд-во МГУ, 1974. 299 с.

*Ананичева М.Д., Капустин Г.А.* Оценка изменений ледников гор Бырранга по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 19–24.

*Ананичева М.Д., Кононов Ю.М.* Горные ледники Севера России: изменения за последние десятилетия под воздействием вариаций климата // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 3. С. 42–72. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2020-3-42-72

*Ananicheva M., Kononov Yu., Belozerov E.* Contemporary state of glaciers in Chukotka and Kolyma highlands // Bulletin of Geography (Physical Geography Series). 2020. V. 19. P. 5–18. https://doi.org/10.2478/bgeo-2020-0006

*Антонов О.М.* Изменение границ малых ледников северо-восточного Таймыра за последние десятилетия // Тезисы докладов XVI Гляциол. симпозиума. Санкт-Петербург, 24–27 мая 2016 г. / Ред. В.М. Котляков и С.С. Кутузов. СПб.: ААНИИ, 2016. 46 с.

*Бекряев Р.В.* Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 27–48.

*Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A.* Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // Journ. of Climate. 2010. V. 23. P. 3888–3906.

*Большиянов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 295 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. М., 2023. 104 с.

*Иванов В.В., Архипкин В.С., Лемешко Е.М., Мысленков С.А., Смирнов А.В., Суркова Г.В., Тузов Ф.К., Чечин Д.Г., Шестакова А.А.* Изменение гидрологических условий в Баренцевом море как индикатор климатических трендов в евразийской Арктике в XXI веке // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2022. Т. 1. С. 13–25.

Каталог ледников СССР. Ангаро-Енисейский район. Т. 16. Вып. 1. Ч. 2. Горы Бырранга. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. С. 52–78.

*Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылёв Л.П.* Явление арктического усиления и его движущие механизмы // Фундаментальная и прикладная геофизика. 2020. Т. 13. №. 3. С. 3–24.

*Магидович В., Магидович И.* Географические открытия и исследования XVII–XVIII веков. М.: Центрполиграф, 2004. 495 с.

*Овсюченко А.Н., Жостков Р. А., Едемский Д.Е., Собисевич А.Л., Сысолин А.И., Преснов Д.А.* Активная тектоника северо-восточного Таймыра (горы Бырранга) и вопросы сейсмотектонической регионализации российской Арктики // Физика земли. 2023. № 6. С. 207–223.

*Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сибир Е.Е.* Многолетняя изменчивость годовых сумм суммарной и поглощенной солнечной радиации в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3. С. 39–50.

*Суркова Г.В., Романенко В.А.* Сезонные и многолетние изменения турбулентных потоков тепла между морем и атмосферой в западном секторе российской Арктики // Вест. МГУ. Сер. 5. География. Динамика природных процессов. 2021. № 4. С. 74–82.

*Титкова Т.Б., Ананичева М.Д.* Использование реанализа ERA5-Land и данных метеостанций в горных районах России для оценки изменения ледниковых систем // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 199–213.

*Троицкий С.Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука. 1966. 213 с.

*Francis J.A., Hunter E.* Changes in fabric of the Arctic's greenhouse blanket // Environ. Research Letters. 2007. V. 2. P. 45011.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press; 2023. https://doi.org/10.1017/9781009157896

*Kapsch M., Graversen R.G., Tjernström M., Bintanja R.* The Effect of Downwelling Longwave and Shortwave Radiation on Arctic Summer Sea Ice // Journ. of Climate. 2016. V. 29. P. 1143–1159.

*Kim K.Y., Kim J.Y., Kim J., Yeo S., Na H., Hamlington B.D., Leben R.R.* Vertical Feedback Mechanism of Winter Arctic Amplification and Sea Ice Loss // Sci. Rep. 2019. V. 9. P. 1184.

*Kononov Y.M., Ananicheva M.D., Willis I.C.* High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 163–171. https://doi.org/10.3189/172756405781812709

*Porter C., Morin P., Howat I., Noh M., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kellener C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Plantson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesem M.* ArcticDEM. 2018 Harvard. Dataverse V3. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH

*Sviashennikov P., Drugorub A.* Long-term trends in total cloud cover in the Arctic based on surface observations in 1985–2020 // Bull. of Geography. Physical Geography Series. 2022. No. 22. P. 33–43.

*Wang X., Liu J., Yang B.* Seasonal Trends in Clouds and Radiation over the Arctic Seas from Satellite Observations during 1982 to 2019 // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 16. P. 3201.

*Yamanouchi T.* Arctic warming by cloud radiation enhanced by moist air intrusion observed at Ny-Ålesund, Svalbard. // Polar Science. 2019. V. 21. P. 110–116.

*Zhang R., Wang H., Fu Q., Rasch P.J., Wu M., Maslowski W.* Understanding the cold season Arctic surface warming trend in recent decades // Geophys. Research Letters. 2021. V. 48. *e2021GL094878*

**Citation: *Ananicheva M.D., Korneva I.A.* Small glacier forms and climate changes in the Taymyr Peninsula: new assessments. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 345–357. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030038**

# Small glacier forms and climate changes in the Taymyr Peninsula: new assessments

**M.D. Ananicheva[a]*, I.A. Korneva[a,b]**

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*
**e-mail: maranan@gmail.com*

Received March 24, 2024 / Revised April 27, 2024 / Accepted July 8, 2024

New estimates of the glaciation in the Taimyr Peninsula were obtained on the basis of the satellite data. The glaciation of the Byrranga Mountains was analyzed. These are the northernmost continental mountain glaciers, represented mainly by small forms of glaciation. They were in a relatively stable state until the end of the 20th century, but by 2003 the total area of them had decreased by 17% (Landsat images) compared to the USSR Catalog of Glaciers (1967). And even more (by 35–46%), of their area had decreased by 2022 (Sentinel-2) (CORONA images, 1966) in different basins that have been determined for all groups of glaciers. The use of the ArcticDEM database made it possible to correct the boundaries of the ice divides between

the glaciers in the center of the glaciation. If we compare the results of 2022 with the 1967 Catalog, the contraction becomes more intensive – from 48.8 to 56%. Accordingly, the comparison with the Corona images of 1966 demonstrated a certain discrepancy with data of the 1967 Catalog – from 3 to 20% for different basins. Estimates of climatic changes in this region have been made, against the background of which the Byrranga glaciers are shrinking. The most intensive warming in Russia occurred here, on the Taimyr, during the period 1966–2021. The average annual air temperature had risen by 4–5 °C, but in summer the rate of warming was 2 times lower than the annual means. This means that in addition to the air temperature rise, other factors contribute to the accelerated melting of the glaciers. Thus, according to the ERA5-Land reanalysis, a significant increase in the radiation balance was identified (up to 3 W/m$^2$/10 years, which for the period 1966–2021 amounted to 5% of the regional mean), which probably occurred due to a decrease in the surface albedo.

**Keywords:** glacier, glacier area, satellite image, climate change, temperature, precipitation, radiation balance, Byrranga Mountains, Taimyr

## REFERENCES

*Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Urazgildeeva A.V., Gnatyuk N.V.* The influence of atmospheric transfers of heat and moisture on summer warming in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of the Arctic and Antarctic. 2017, 3: 67–77. [In Russian].

*Alisov B.P.* Climate of the USSR. Textbook for higher educational institutions. *Uchebnoe posobie dlya vysshih uchebnyh zavedenij.* Study guide for higher education institutions. M.: Moscow University Publishing House, 1956:125 p. [In Russian].

*Alisov B.P., Poltaraus B.V. Klimatologiya. Uchebnik dlya studentov geograficheskih fakul'tetov universitetov, specializiruyushchihsya po meteorologii i klimatologii. Climatology.* A textbook for students of geographical faculties of universities specializing in meteorology and climatology. M.: Moscow University Publishing House, 1974: 299 p. [In Russian].

*Ananicheva M.D., Kapustin G.A.* Assessment of changes in the Byrranga Mountains glaciers based on satellite images and the USSR Glacier Inventory. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 3 (111): 19–24. [In Russian].

*Ananicheva M.D., Kononov Yu.M.* Mountain glaciers of the North of Russia: changes in recent decades under the influence of climate variations. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2020, 3: 42–72. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2020-3-42-72 [In Russian].

*Ananicheva M., Kononov Yu., Belozerov E.* Contemporary state of glaciers in Chukotka and Kolyma highlands. Bulletin of Geography (Physical Geography Series). 2020, 19: 5–18. https://doi.org/10.2478/bgeo-2020-0006

*Antonov O.M.* Changes in the small glacier boundaries in Northeastern Taimyr over the past decades. *Tezisy dokladov XVI Glyaciologicheskogo simpoziuma, Sankt-Peterburg 24–27 maya 2016 goda.* Abstracts of the XVI Glaciological Symposium in St. Petersburg on May 24–27, 2016. Saint Petersburg: AARI, 2016: 46 p. [In Russian].

*Bekryaev R.V.* Changes in the fluxes of downward long-wave radiation and effective radiation of the underlying surface at high latitudes. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya.* Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1: 27–48. [In Russian].

*Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A.* Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. Journ. Climate. 2010. V. 23. P. 3888–3906. [In Russian].

*Bolshiyanov D.Yu. Passivnoye oledeneniye Arktiki i Antarktidy.* Passive glaciation of the Arctic and Antarctica. Saint Petersburg: AARI, 2006. 295 p. [In Russian].

*Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiĭskoiĭ Federatsii za 2022 god.* Report on climate features in the Russian Federation for 2022. Moscow, 2023: 104 p. [In Russian].

*Ivanov V.V., Arkhipkin V.S., Lemeshko E.M., Myslenkov S.A., Smirnov A.V., Surkova G.V., Tuzov F.K., Chechin D.G., Shestakova A.A.* Changes in hydrological conditions in the Barents Sea as an indicator of climate trends in the Eurasian Arctic in the 21st century. *Vestnik Moskovskogo universiteta.* Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2022, 1: 13–25. [In Russian].

*Katalog lednikov SSSR. Angaro-Yeniseyskiy rayon.* The USSR Glacier Inventory. Angara-Yenisei region. V. 16. Is. 1, Part 2. Byrranga Mountains. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 52–78. [In Russian].

*Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P.* The phenomenon of Arctic amplification and its driving mechanisms. *Fundamental'naya i prikladnaya geofizika.* Fundamental and Applied Geophysics. 2020, 13 (3): 3–24. [In Russian].

*Magidovich V., Magidovich I. Geograficheskiye otkrytiya i issledovaniya XVII-XVIII vekov.* Geographical discoveries and research of the 17th–18th centuries. M.: Centerpoligraph, 2004: 495 p. [In Russian].

*Ovsyuchenko A.N., Zhostkov R.A., Edemsky D.E., Sobisevich A.L., Sysolin A.I., Presnov D.A.* Active tectonics of northeastern Taimyr (Byrranga Mountains) and

issues of seismotectonic regionalization of the Russian Arctic. *Fizika Zemli*. Physics of the Solid Earth. 2023, 6: 207–223. [In Russian].

*Radionov V.F., Rusina E.N., Sibir E.E.* Long-term variability of annual amounts of total and absorbed solar radiation in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2017, 3: 39–50.

*Surkova G.V., Romanenko V.A.* Seasonal and long-term changes in turbulent heat flows between the sea and the atmosphere in the western sector of the Russian Arctic. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya. Dinamika prirodnyh processov.* Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. Dynamics of natural processes. 2021, 4: 74–82. [In Russian].

*Titkova T.B., Ananicheva M.D.* Using ERA5–Land Reanalysis and data from weather stations in the mountainous regions of Russia to assess changes in the glacial systems of Eastern Siberia and the Far East. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (2): 199–213.

*Troitsky S.L. Chetvertichnyye otlozheniya i rel'yef ravninnykh poberezhiy Yeniseyskogo zaliva i prilegayushchey chasti gor Byrranga*. Quaternary sediments and topography of the coastal plains at the Yenisei Bay and in adjacent parts of the Byrranga Mountains. M.: Science. 1966: 213 p. [In Russian].

*Francis J.A., Hunter E.* Changes in fabric of the Arctic's greenhouse blanket. Environ. Research Letters. 2007, 2: 45011.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press 2023. https://doi.org/10.1017/9781009157896

*Kapsch M., Graversen R.G., Tjernström M., Bintanja R.* The Effect of Downwelling Longwave and Shortwave Radiation on Arctic Summer Sea Ice. Journ. of Climate. 2016, 29: 1143–1159.

*Kim K.Y., Kim J.Y., Kim J., Yeo S., Na H., Hamlington B.D., Leben R.R.* Vertical Feedback Mechanism of Winter Arctic Amplification and Sea Ice Loss. *Science Reports*. 2019, 9: 1184.

*Kononov Y.M., Ananicheva M.D., Willis I.C.* High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium. Annals of Glaciology. 2005, 42: 163–171. https://doi.org/10.3189/172756405781812709

*Porter C., Morin P., Howat I., Noh M., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kellener C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Plantson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesem M.* ArcticDEM. 2018 Harvard. Dataverse V3. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH

*Sviashennikov P., Drugorub A.* Long-term trends in total cloud cover in the Arctic based on surface observations in 1985–2020. Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2022, 22: 33–43.

*Wang X., Liu J., Yang B.* Seasonal Trends in Clouds and Radiation over the Arctic Seas from Satellite Observations during 1982 to 2019. Remote Sensing. 2021, 13 (16): 3201.

*Yamanouchi T.* Arctic warming by cloud radiation enhanced by moist air intrusion observed at Ny-Ålesund, Svalbard. Polar Science. 2019, 21: 110–116.

*Zhang R., Wang H., Fu Q., Rasch P.J., Wu M., Maslowski W.* Understanding the cold season Arctic surface warming trend in recent decades. Geophys. Research Letters. 2021, 48: *e2021GL094878*

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 358–372*

## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.324.4*

# ИЗМЕРЕНИЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ АБЛЯЦИИ НА СЫГЫКТИНСКОМ ЛЕДНИКЕ (ХРЕБЕТ КОДАР)

**© 2024 г. Э. Ю. Осипов[1]*, О. П. Осипова[2]**

[1]*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия*
[2]*Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия*
**e-mail: eduard@lin.irk.ru*

Поступила 04.04.2024 г.
После доработки 08.05.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

С помощью автоматической метеостанции, установленной на Сыгыктинском леднике (Кодар), с высоким разрешением были измерены абляция и метеопараметры. Проведено сравнение измеренной абляции с абляцией, рассчитанной на основе теплового баланса ледника. Оценен вклад разных тепловых потоков в таяние, выявлен доминирующий вклад радиационного тепла. Протестированы две температурные модели таяния, оценены их потенциальные ошибки.

**Ключевые слова:** абляция, автоматическая метеостанция, тепловой баланс ледника, моделирование, температурная модель, хребет Кодар, Восточная Сибирь

**DOI**: 10.31857/S2076673424030045, **EDN**: IOGMSY

## ВВЕДЕНИЕ

Горные ледники юга Восточной Сибири (от Восточного Саяна на западе до Кодара востоке) довольно интенсивно исследовались в последнее время, в основном, дистанционными методами (Osipov, Osipova, 2014; Osipov, Osipova, 2018). В результате было выявлено устойчивое сокращение пространственных размеров ледников с середины XIX в. (т.е. с конца малого ледникового периода), что хорошо согласуется с общим трендом дегляциации, установленным по результатам исследований в более “классических” ледниковых районах, например, на Кавказе и Алтае (Котляков и др., 2023). Похоже, что ледники хребта Кодар наиболее чувствительны к современным климатическим изменениям, что проявляется в их более значительном сокращении по сравнению с другими районами Сибири (Osipov, Osipova, 2014). Наиболее резкое сокращение площади ледников Кодара было отмечено в конце XX и начале XXI в. (Stokes et al., 2013; Osipov, Osipova, 2015).

Для лучшего понимания физических процессов, регулирующих скорость таяния кодарских ледников, недавно были начаты регулярные исследования метеорологического режима в ледниковой зоне. В 2019 г. на одном из крупнейших ледников Кодара (Сыгыктинском) была установлена автоматическая метеостанция, позволяющая получать непрерывные ряды метеорологических характеристик с высоким разрешением (Осипов и др., 2021). На основе полученных метеоданных для одной точки ледника был рассчитан тепловой баланс за два летних сезона (2019–2020 гг.) и разработана физически обоснованная модель таяния (Osipov, Osipova, 2021), которая может рассматриваться в качестве эталонной при выполнении других модельных оценок.

Однако при экстраполяции эталонной модели абляции ледника из одной точки на всю его поверхность или другие ледники Кодара неизбежно применение упрощенных модельных подходов с использованием параметризации. В наиболее простых моделях (называемых Т-индексными или температурными) абляция параметризуется с помощью температуры воздуха на основе линейной зависимости между этими величинами. Такие модели очень часто используются при оценке летнего баланса ледников в различных регионах (Hock, 2003). К сожалению, эти модели имеют и ряд недостатков, связанных с пространственной и временнóй изменчивостью температурных коэффициентов таяния. Поэтому калибровка температурных моделей с учётом местных и региональных особенностей на основе физически обоснованных моделей абляции представляется важной предпосылкой адекватного гляциологического моделирования. Построение надёжных моделей абляции, учитывающих

физические процессы, возможно только на основе их верификации с данными высокого разрешения, получаемыми непосредственно на ледниках (например, прямое измерение абляции и измерение потоков тепла на тающей ледниковой поверхности, расчёт скорости таяния с помощью теплового баланса).

Данная работа логически продолжает цикл исследований кодарских ледников. Цель работы – оценка точности различных независимых методов измерения ледниковой абляции ледника (измерение понижения поверхности, расчёт на основе теплового баланса); оценка энергетических источников абляции и статистических связей между таянием и метеорологическими параметрами (в одной точке ледника); тестирование Т-индексных моделей. В качестве фактических были использованы высокоразрешающие данные, полученные на Сыгыктинском леднике в сезон абляции (июль–август) 2021 г.

## РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

***Сыгыктинский ледник.*** Сыгыктинский ледник – единственный на Кодаре ледник перемётного типа, расположенный в верховьях левого притока р. Сюльбан (ручей Олений Рог) и р. Левая Сыгыкта. Соответственно, ледник состоит из двух ветвей, южной и восточной. По состоянию на 2013 г. общая площадь Сыгыктинского ледника составляет 0.83 км$^2$, высотный диапазон 2300–2800 м, средняя многолетняя (2001–2013 гг.) высота границы питания ледника 2510 м над ур. моря (Osipov, Osipova, 2019). С июля 2019 г. на леднике проводятся регулярные гляциологические и метеорологические наблюдения (Осипов и др., 2021). Данный ледник был выбран в качестве объекта для многолетнего гляциоклиматического мониторинга из-за своих размеров (максимальная связь с региональным климатом), географического положения (максимальная связь с условиями в свободной атмосфере) и удобной логистики.

***Метеорологические наблюдения на леднике.*** На леднике, на высоте 2560 м над ур. моря, с 6 июля по 20 августа 2021 г. в непосредственной близости друг от друга работали две автоматические метеостанции (рис. 1). На первой метеостанции (датчики были установлены на вертикальной мачте) регистрировались следующие параметры: температура и относительная влажность воздуха, приходящая и отражённая коротковолновая радиация, а также высота ледниковой поверхности (ультразвуковым датчиком). На второй метеостанции (датчики были установлены на треноге) измерялись: температура ($T$) и относительная влажность воздуха ($RH$) (на уровнях 0.5 и 2.0 м), скорость и направление ветра (на уровнях 1.0 и 2.0 м), температура верхней части ледника (термокосой). Кроме того, на конечной морене вблизи края ледника измерялись: температура и относительная влажность воздуха, приходящая и отражённая коротковолновая радиация (двумя разными датчиками), приходящая и излучаемая длинноволновая радиация, скорость и направление ветра, атмосферное давление и жидкие осадки. Погрешности измерения температуры воздуха, коротковолновой/длинноволновой радиации составили, соответственно, ±0.3 °C и ±5% (Осипов и др., 2021). Все первичные измерения на всех станциях выполнялись синхронно с частотой 30 мин. и архивировались с помощью автономного регистратора.

Для характеристики отражающей способности ледниковой поверхности использовалось аккумулятивное альбедо, рассчитанное как отношение сумм отражённой и поступающей коротковолновой радиации в 24-часовом временно́м окне (van den Broeke et al., 2004). Использование аккумулятивного альбедо вместо традиционного позволяет нейтрализовать возможные ошибки, связанные с измерением коротковолновой радиации. При анализе облачности были использованы данные ближайшей к леднику метеостанции Чара (около 50 км к востоку от ледника).

***Измерение абляции.*** Абляция на леднике измерялась с 6 июля по 20 августа 2021 г. через величину понижения ледниковой поверхности с помощью ультразвукового датчика ($A_{уз}$, непрерывное измерение, см. рис. 1) и абляционных реек ($A_р$, дискретное измерение). Плотность поверхностного слоя ледника измерялась в неглубоких шурфах в начале и конце периода наблюдений и использовалась для пересчёта понижения поверхности в водный эквивалент (далее – в.э.) таяния; была принята средняя плотность 0.59 г/см$^3$. Четыре абляционные рейки были установлены рядом с метеостанцией. Показания с них считывались пять раз за сезон (7 и 20 июля, 2, 10 и 20 августа). Из-за понижения поверхности ледника отдельные рейки периодически переустанавливались.

***Расчёт абляции с помощью теплового баланса.*** Тепловой эквивалент таяния ($Q_{melt}$) был рассчитан для 30-минутных интервалов как остаточный член теплового баланса ледниковой поверхности по данным метеорологических измерений (подробная методика расчёта приведена в работе (Osipov, Osipova, 2021) как:

$$Q_{melt} = S_{in} + S_{ref} + L_{in} + L_{out} + H + LE + Q_r + Q_g, \quad (1)$$

где $S_{in}$ и $S_{out}$ – потоки приходящей и отражённой коротковолновой радиации; $L_{in}$ и $L_{out}$ – потоки приходящей и излучаемой поверхностью длинноволновой радиации; $H$ и $LE$ – турбулентные потоки явного и скрытого тепла; $Q_r$ – тепло, поступающее с жидкими осадками; $Q_g$ – подповерхностный поток тепла. Все члены уравнения принимаются положительными, если они направлены к

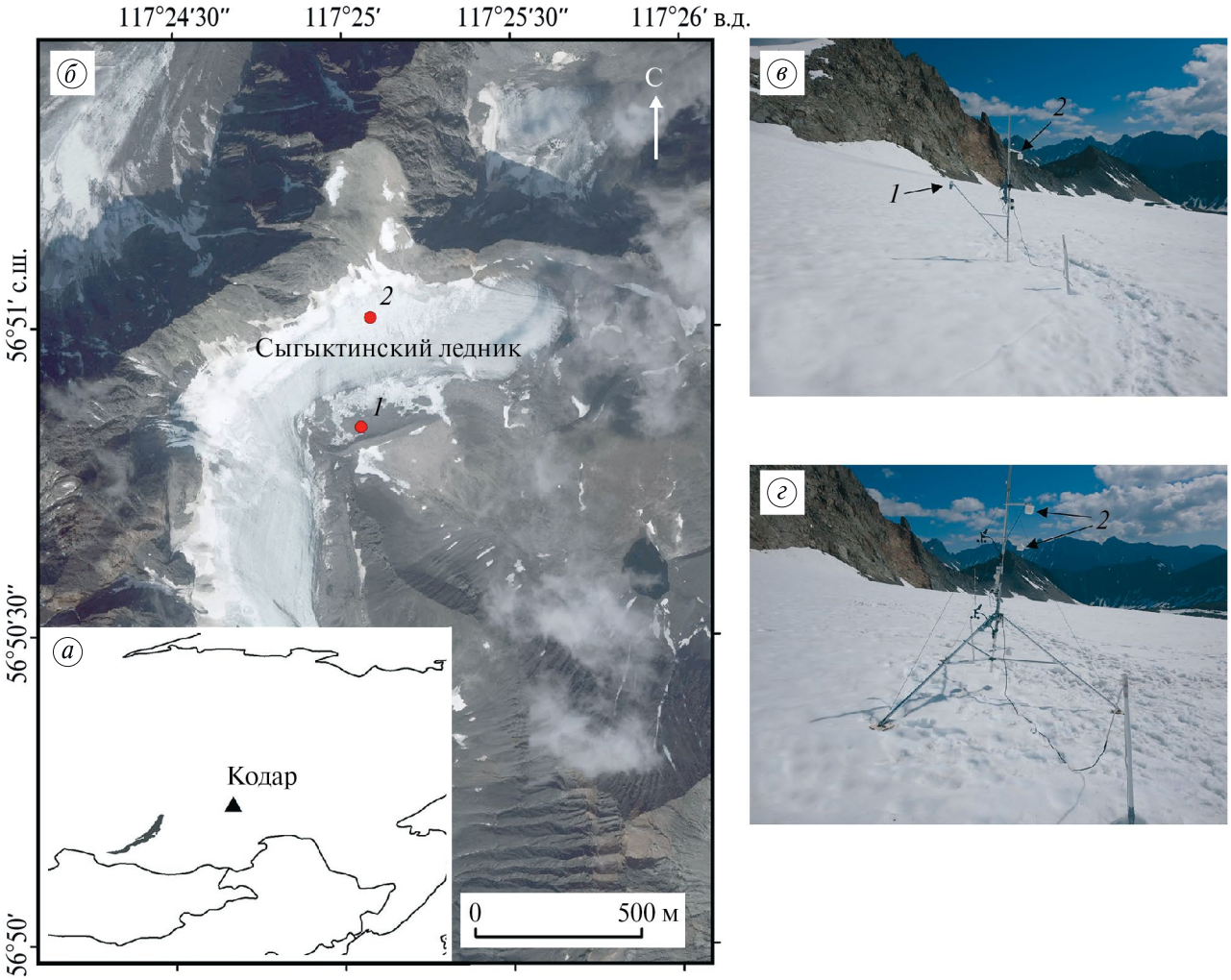



**Рис. 1.** Расположение района исследований. Северная Азия и хребет Кодар *(а)*; Сыгыктинский ледник и автоматические метеостанции *(б)*: *1* – на морене, *2* – на леднике; автоматическая метеостанция (июль 2021 г.), установленная на мачте *(в)* и на треноге *(г)*: *1* – ультразвуковой датчик; *2* – датчики температуры и относительной влажности

**Fig. 1.** Location of the study area. North Asia and Kodar Range *(а)*; Sygyktinsky Glacier and automatic weather stations *(б)*: *1* – on moraine, *2* – on glacier; automatic weather station (July 2021) installed on mast *(в)* and on tripod *(г)*: *1* – ultrasonic sensor; *2* – temperature and relative humidity sensors

поверхности и отрицательными, если направлены от неё. Все потоки выражены в Вт/м$^2$.

Потоки приходящей и отражённой коротковолновой радиации, а также приходящей длинноволновой радиации измерялись непосредственно на метеостанциях. Излучаемая ледниковой поверхностью длинноволновая радиация была принята постоянной и равной 315.6 Вт/м$^2$, исходя их предположения о том, что тающая поверхность имеет температуру 0 °С и излучает как абсолютно чёрное тело. Предположение о тающей поверхности основано на преобладании положительных значений температуры воздуха на высоте 0.5 м над ледниковой поверхностью (99% всех 30-минутных измерений). Погрешность, связанная с допущением о ледниковой поверхности как об абсолютно чёрном теле (5%), сопоставима с погрешностью измерения потоков радиации.

Потоки явного и скрытого тепла рассчитаны по данным градиентных измерений в приледниковом слое воздуха (температура и относительная влажность воздуха, скорость ветра, атмосферное давление) с использованием аэродинамического подхода, основанного на теории подобия Монина–Обухова. При этом коэффициент турбулентного теплообмена рассчитывается через функцию объёмного числа Ричардсона с учётом поправок на устойчивость атмосферы (Osipov, Osipova, 2021). Данный подход для количественной оценки турбулентных потоков был протестирован на разных

ледниках и доказал свою надёжность (Wagnon et al., 2003; Mölg and Hardy, 2004; Sun et al., 2012).

Поступление тепла с жидкими осадками ($Q_r$) рассчитывалось согласно (Hock, Holmgren, 2005). Для расчёта потери тепла на теплообмен с ледником ($Q_g$) были использованы данные прямых температурных измерений в скважине (термокосой).

Поверхностная абляция ($A_{тб}$) была рассчитана как:

$$A_{тб} = \frac{Q_{melt}}{L_f}, \quad (2)$$

где $L_f$ – скрытая теплота плавления ($3.30 \times 10^5$ Дж/кг для снега и $3.35 \times 10^5$ Дж/кг для льда).

Для последующего анализа 30-минутные значения тепловых потоков, теплового баланса и абляции были конвертированы в средние суточные величины.

***Температурные модели абляции***. Суточная абляция была рассчитана с использованием температурных моделей (далее – ТМ), называемых в англоязычной литературе Т-индексными моделями (Braithwaite, 1981; Hock, 2003). Данный класс моделей основан на предположении о линейной зависимости скорости абляции от температуры приледникового слоя воздуха, т.е. температура выступает в качестве интегрального показателя таяния снега/льда.

В работе было протестировано два типа температурных моделей (ТМ1 и ТМ2). Модель ТМ1 (регрессионная) основана на линейной регрессионной зависимости абляции от температуры воздуха и описывается следующим уравнением:

$$A_{TM1} = kT + b, \quad (3)$$

где $A_{TM1}$ – моделируемая абляция (мм в.э./сутки); $T$ – средняя суточная температура воздуха (°C); k – угловой коэффициент; $b$ – свободный член. Параметры k и $b$ были рассчитаны по суточным значениям температуры и абляции и составили, соответственно, 2.72 и 14.91.

Модель ТМ2 является классической Т-индексной моделью (в англоязычной литературе модель “degree-day” или “градус-день”) и описывается уравнением (Pellicciotti et al., 2005):

$$A_{TM2} = \begin{cases} k_t \times T & T > T_{кр} \\ 0 & T \le T_{кр} \end{cases} \quad (4)$$

где $k_t$ – температурный коэффициент таяния снега и льда (мм в.э./°C сут); $T_{кр}$ – пороговая температура воздуха, при которой начинается таяние (в данной работе использовано значение $T_{кр} = 1.0$ °C). Коэффициент таяния был откалиброван как без учёта типа тающей ледниковой поверхности (одинаковый для снега и льда – 4.6 мм в.э./ °C сут), так и с учётом таковой. Для снега $k_t$ был откалиброван по данным, полученным за период с 7 июля по 7 августа (4.0 мм в.э./°C сут), а для льда – за период с 8 по 20 августа (6.9 мм в.э./ °C сут).

В обоих моделях использована температура на уровне 2 м, поскольку этот уровень широко распространён при проведении подобного рода исследований, что позволяет сравнивать данные разных исследований более корректно. Коэффициенты обоих моделей (k и $k_t$) были откалиброваны по суточным значениям измеренной температуры ($T$) и рассчитанной абляции ($A_{тб}$). Эффективность моделей оценивалась путём расчёта среднеквадратичной ошибки (СКО). Подбор оптимального коэффициента $k_t$ проводился методом последовательного приближения к наименьшей СКО.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

***Измеренная и рассчитанная абляция.*** На рис. 2 в сравнении показаны кумулятивные кривые таяния за период с 7 июля по 20 августа 2021 г., измеренного рейками ($A_р$), ультразвуковым датчиком ($A_{уз}$) и рассчитанного с помощью теплового баланса ($A_{тб}$). Статистические характеристики абляции показаны в табл. 1. В целом, суммарные и средние значения измеренной и рассчитанной абляции хорошо согласуются между собой. Максимальное расхождение между величинами суммарной (90 мм в.э.) и средней (2.0 мм в.э.) абляции составляет всего 6%. Кривые (см. рис. 2) хорошо описываются линейной функцией с угловым коэффициентом, равным −30.12±0.35 ($R^2 = 0.99$), что говорит о стабильности оценок средней скорости таяния независимо от используемого метода.

Однако имеются расхождения в изменчивости $A_{уз}$ и $A_{тб}$. В целом изменчивость $A_{уз}$ больше изменчивости $A_{тб}$ в 1.3 раза. Различия в абляции в июле и августе также хорошо прослеживаются. По сравнению с июлем, в августе абляция отличалась повышенными средними и максимальными значениями и большей изменчивостью. В то же время суммарная абляция в июле и августе распределялась примерно в равных долях (за счёт различной продолжительности периодов). В июле измеренная абляция ($A_{уз}$) была больше рассчитанной ($A_{тб}$) (наибольшее отклонение отмечается для периода 20–26 июля). В августе, наоборот, $A_{уз}$ была меньше $A_{тб}$ (наибольшее отклонение в период 11–13 августа). При этом с 30 июля по 6 августа расхождения между $A_{уз}$ и $A_{тб}$ практически отсутствовали. В целом, несмотря на выявленные различия, за счёт взаимной компенсации отклонений разного знака в июле и августе, суммарная измеренная абляция ($A_р$ и $A_{уз}$) была близка к рассчитанной (см. табл. 1).

***Энергетические источники таяния.*** Средние значения измеренных и рассчитанных потоков

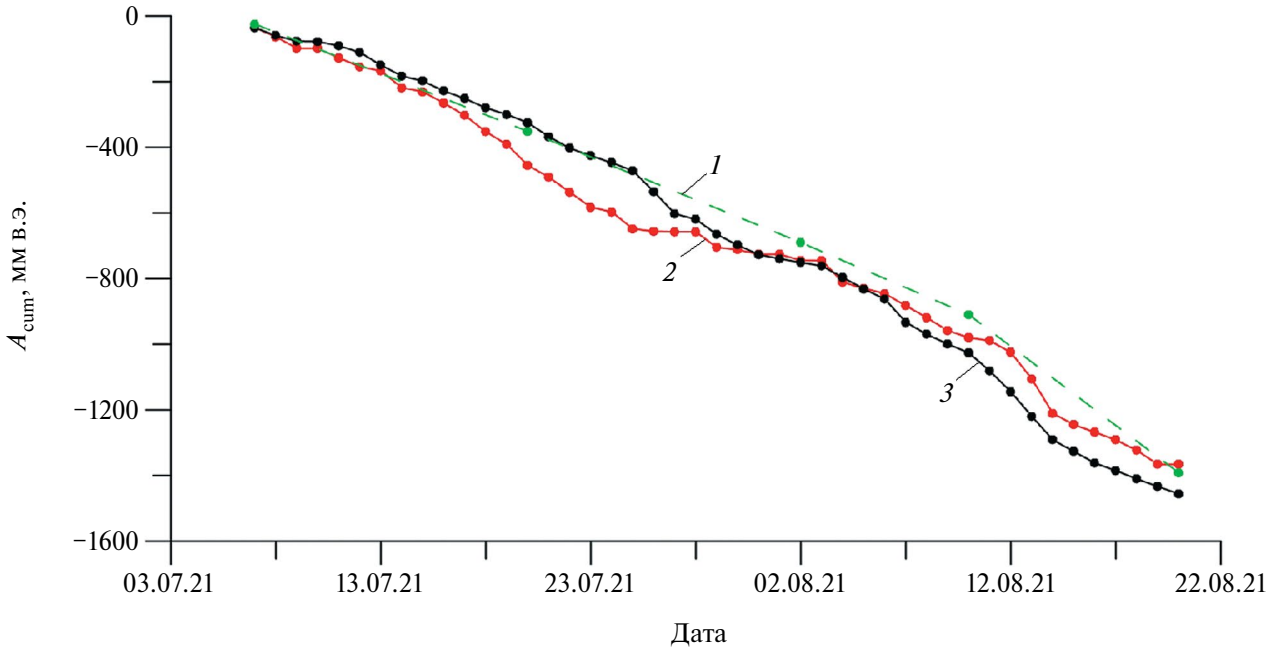



**Рис. 2.** Кривые кумулятивной абляции ($A_{cum}$) в точке установки метеостанции за период с 7 июля по 20 августа 2021 г., полученные разными методами: *1* – измерение абляционными рейками ($A_р$); *2* – измерение ультразвуковым датчиком ($A_{уз}$); *3* – расчёт по тепловому балансу ($A_{тб}$)

**Fig. 2.** Curves of cumulative ablation ($A_{cum}$) at the weather station installation point for the period from July 7 to August 20, 2021 obtained by different methods: *1* – ablation stake measurement ($A_р$); *2* – ultrasonic sensor measurement ($A_{уз}$); *3* – energy balance calculation ($A_{тб}$)

**Таблица 1.** Статистические характеристики абляции* (мм в.э.), оцененной с помощью разных методов за период с 7 июля по 20 августа 2021 г.

| Метод измерения абляции | Минимальное значение | Максимальное значение | Среднее значение | Стандартное отклонение | Коэффициент вариации | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Абляционные рейки ($A_р$) | 24/24/26* | 48/26/48 | 30.9/25.5/37.7 | 9.4/0.5/10.8 | 0.30/0.02/0.29 | 1392/638/754 |
| Ультразвуковой датчик ($A_{уз}$) | 0/0/0 | 104/63/104 | 30.4/29.0/32.0 | 22.2/18.4/26.7 | 0.73/0.63/0.83 | 1366/726/640 |
| Расчёт по тепловому балансу ($A_{тб}$) | 1/1/11 | 75/67/75 | 32.3/29.1/36.4 | 17.5/14.8/20.1 | 0.54/0.51/0.55 | 1456/727/729 |

*Весь период/июль/август.

энергии, приходящих к ледниковой поверхности и уходящих от неё, показаны в табл. 2. Сравнение суточных рядов абляции, основных тепловых потоков и отдельных метеорологических характеристик приледникового слоя воздуха за 45-дневный период показано на рис. 3.

Приходящая коротковолновая радиация ($S_{in}$) колеблется в широких пределах (11.5–343.6 Вт/м$^2$). Относительно невысокое среднее значение $S_{in}$ (147.4 Вт/м$^2$) объясняется преобладанием над ледником облачных условий в период абляции, что подтверждается высокой корреляцией между $S_{in}$ и общей ($R^2 = 0.59$) и нижней ($R^2 = 0.57$) облачностью в Чаре, а также относительной влажностью в приледниковом слое воздуха ($R^2 = 0.77$). Значения $S_{in}$ имеют тенденцию к уменьшению на протяжении сезона абляции из-за уменьшения высоты солнца.

Отражённая коротковолновая радиация ($S_{out}$) характеризуется отрицательным трендом с зату-

**Таблица 2.** Средние сезонные значения потоков энергии* (Вт/м2) на ледниковой поверхности за период 7.07–20.08.2021 г.

| Параметр | Значение** |
|---|---|
| Приходящая коротковолновая радиация ($S_{in}$) | 147.4 |
| Отражённая коротковолновая радиация ($S_{out}$) | −71.2 |
| Приходящая длинноволновая радиация ($L_{in}$) | 309.0 |
| Исходящая длинноволновая радиация ($L_{out}$) | −315.6 |
| Коротковолновый баланс ($S_{net}$) | 76.2 (94%) |
| Длинноволновый баланс ($L_{net}$) | −6.6 (8%) |
| Радиационный баланс ($R_{net}$) | 69.6 (86%) |
| Явное тепло ($H$) | 5.4 (7%) |
| Скрытое тепло ($LE$) | 4.7 (6%) |
| Турбулентные потоки тепла ($H+LE$) | 10.1 (13%) |
| Тепло, приносимое жидкими осадками ($Q_{rain}$) | 1.4 (2%) |
| Теплообмен с ледником ($Q_g$) | −0.3 (0.4%) |
| Тепловой эквивалент таяния ($Q_{melt}$) | −80.7 (100%) |

*Потоки, приносящие тепло имеют положительные значения, а отводящие тепло – отрицательные; **В скобках указана доля потоков (%) в тепловом эквиваленте таяния $Q_{melt}$.

хающими колебаниями к концу сезона абляции. Значения альбедо варьировали от 0.10 до 0.91 (среднее значение 0.46±0.22), причём в июле оно было в два раза выше (0.60±0.13), чем в августе (0.30±0.19). Очевидно, это обусловлено меняющимся характером поверхности ледника. Если в июле поверхность была снежная, то в августе – преимущественно ледяная. Переход от снега ко льду произошёл 8 августа (альбедо 0.11). В целом за исследованный 45-дневный период поверхность в точке измерения была снежной 32 дня (71%) и ледяной 13 дней (29%). Выраженные пики альбедо 10 июля (0.91) и 2 августа (0.80) объясняются летними снегопадами. В эти дни суточная абляция не превышала 1/3 от средней сезонной, при этом эффект влияния снегопада прослеживался 3–4 дня. Так, слабое таяние на леднике (<21 мм в.э.) наблюдалась 9–12 июля и 1–3 августа при альбедо 0.60–0.91. Соответственно, высокие значения абляции 26–27 июля, 7 и 11–14 августа имели место при низких значениях альбедо (0.17–0.32). Тесная обратная связь между скоростью таяния и альбедо тающей поверхности подтверждается наличием статистически значимой (при 95%-ном уровне) связи между ними ($R^2$=0.30).

Коротковолновый баланс ($S_{net}$) меняется в пределах 7.1–222.9 Вт/м$^2$ и является доминирующим источником энергии таяния (94%). К концу сезона абляции наблюдается увеличение $S_{net}$ из-за значимого сокращения количества отражённой радиации. Межсуточные колебания абляции хорошо коррелируются с коротковолновым балансом ($R^2$=0.75).

Приходящее длинноволновое излучение ($L_{in}$) – крупнейший источник энергии, поступающей на ледниковую поверхность (в 2.1 раза больше приходящей коротковолновой радиации), однако его влияние полностью нивелируется излучением тепла с тающей (0 °C) ледниковой поверхности (−315.6 Вт/м$^2$). За сезон абляции $L_{in}$ незначительно менялся в интервале 250.9–343.6 Вт/м$^2$ (коэффициент вариации всего 0.09).

Длинноволновый баланс ($L_{net}$) был слабо отрицательным (−6.6 Вт/м$^2$), т.е. за сезон абляции ледник терял больше длинноволнового тепла, чем получал его от атмосферы. Следует отметить, что если в июле ледник больше терял длинноволновое тепло (−15.1 Вт/м$^2$), то в августе, наоборот, больше получал его (4.0 Вт/м$^2$). В отличие от коротковолновой радиации, связь между $L_{net}$ и абляцией довольно слабая ($R^2$=0.13).

Радиационный баланс ледниковой поверхности ($R_{net}$), в среднем, энергетически обеспечивал 86% таяния, причём его коротковолновая составляющая вносила основной вклад. За сезон абляции суточные значения $R_{net}$ менялись от −4.5 до 183.3 Вт/м$^2$ (среднее значение 69.6 Вт/м$^2$) с отчётливой тенденцией к увеличению в августе (среднее значение в июле 62.4 Вт/м$^2$, в августе 78.6 Вт/м$^2$). Во все дни значения $R_{net}$ были положительными, за исключением 10 июля (летний снегопад).

В отличие от радиационного, турбулентное тепло является второстепенным источником энергии таяния (13%). Поток явного тепла ($H$) в отдельные дни менялся от 0.1 до 23.7 Вт/м$^2$ в зависимости, главным образом, от скорости ветра ($R^2$=0.81). Скрытый тепловой поток ($LE$) был положительным во все дни, т.е. водяной пар из атмосферы конденсировался на ледниковую поверхность. Стоит отметить, что в отдельные дни вклад турбулентных потоков в таяние резко возрастал. Так, наибольшие значения $H$ и $LE$ наблюдались 8 августа (при средней суточной скорости ветра 2.8 м/с), при этом их вклад в энергию таяния составлял, соответственно, 25 и 30% (при этом доля радиационного баланса уменьшалась до 40%). Поступление скрытого тепла конденсации также контролировалось скоростью ветра ($R^2$=0.71).

На такой источник энергии таяния как тепло, поступающее с жидкими атмосферными осадками, приходилось всего 2%. Наибольшие значения $Q_{rain}$ отмечены 16 и 19 августа (до 5.4 Вт/м$^2$ или до 9%

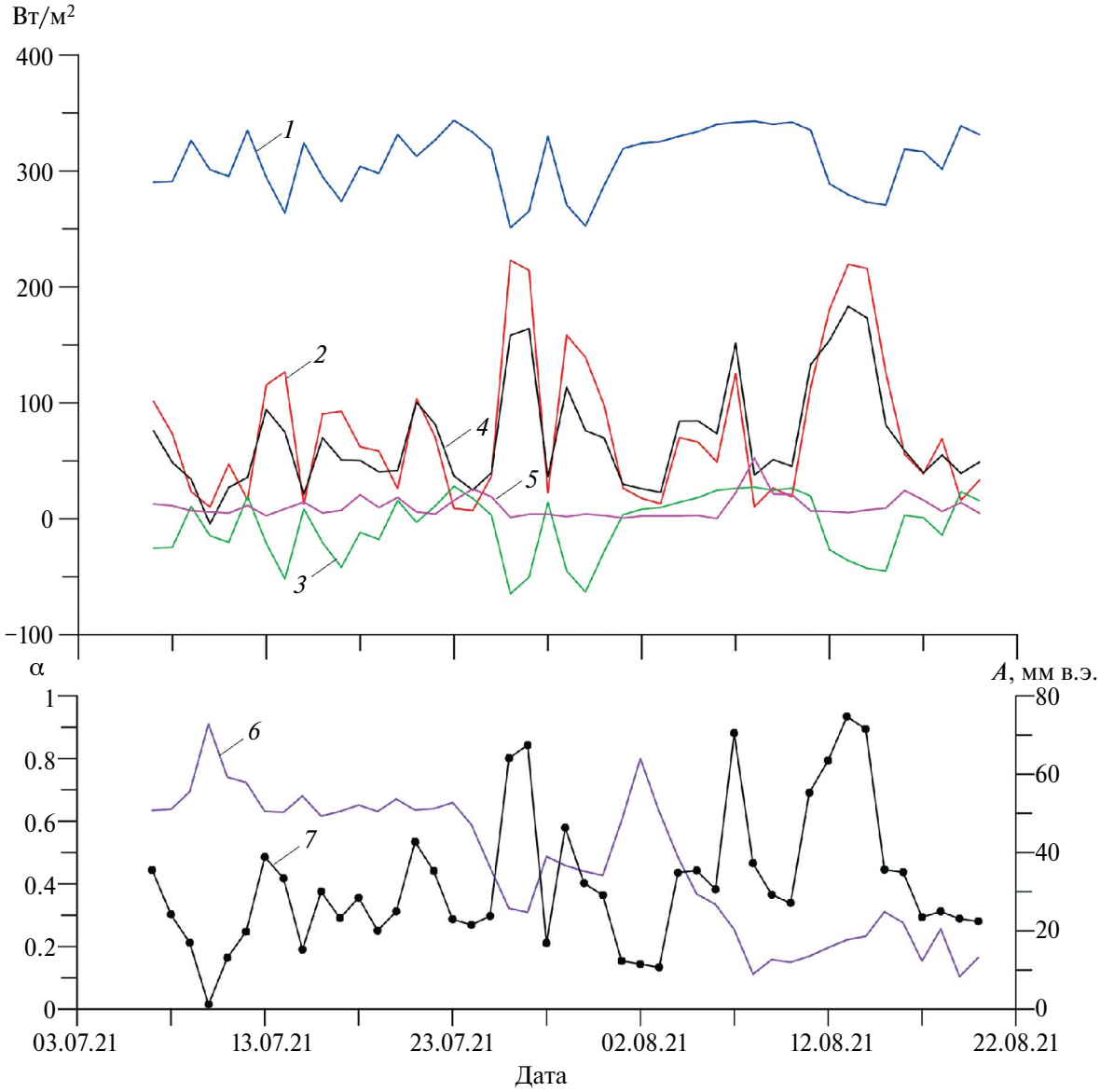



**Рис. 3.** Средние суточные значения потоков энергии, альбедо (α) и абляции (*A*) за период с 7 июля по 20 августа 2021 г.: *1* – приходящая длинноволновая радиация; *2* – коротковолновый баланс; *3* – длинноволновый баланс; *4* – радиационный баланс; *5* – турбулентное тепло (*H*+*LE*); *6* – альбедо; *7* – абляция

**Fig. 3.** Daily averages of energy fluxes, albedo (α) and ablation (*A*) for the period from July 6 to August 20, 2021: *1* – incoming longwave radiation; *2* – net shortwave radiation; *3* – net longwave radiation; *4* – net radiation; *5* – turbulent heat (*H*+*LE*); *6* – albedo; *7* – ablation

энергии таяния). Средние суточные значения теплового эквивалента таяния ($Q_{melt}$) за весь период наблюдений были положительными и колебались от 3.1 до 188.3 Вт/м$^2$ (среднее значение 80.7 Вт/м$^2$), т.е. таяние имело место во все дни. Среднее значение $Q_{melt}$ в июле (72.2 Вт/м$^2$), было на 27% меньше, чем в августе (91.5 Вт/м$^2$).

***Связь абляции с метеорологическими характеристиками.*** Средние значения метеорологических характеристик и коэффициенты их корреляции с абляцией приведены в табл. 3. Наиболее высокие отрицательные корреляции выявлены для облачности и осадков ($R^2$=0.24–0.36). В основном это связано с тем, что облачность оказывает существенное влияние на радиационный баланс через его коротковолновую составляющую. Корреляционные связи абляции с температурой (положительная, $R^2$=0.21) и относительной влажностью (отрицательная, $R^2$=0.12) несколько слабее, однако также статистически значимые. Связь таяния

с температурой относительно стабильна на всём протяжении периода абляции, за исключением периода 17–19 июля (см. рис. 3), когда при относительно высокой температуре (в среднем 10.1 °C) скорость таяния была низкой (около 24 мм в.э.). Вероятно, это было обусловлено высокими значениями альбедо (≈0.64) и, соответственно, относительно низкими значениями коротковолнового баланса в этот период (≈71 Вт/м$^2$).

Более тесная связь между температурой и абляцией была отмечена для дней с низкими температурами воздуха ($T_{0.5м}$ < 6.0°C, объём выборки $n$ = 22, $R^2$ = 0.43) и высокой относительной влажностью ($RH_{0.5м}$ > 80.0%, объём выборки $n$ = 33, $R^2$ = 0.39). Вероятно, физическая природа связи между абляцией и температурой воздуха определяется радиационным балансом. Вклад радиационного баланса в корреляцию между температурой воздуха и абляцией (рассчитанный как взвешенная сумма корреляций между температурой и индивидуальными тепловыми потоками согласно (Braithwaite, 1981)) оценивается в 95%, в то время как вклад турбулентных потоков составляет всего 5%. Это объясняется тем, что радиационный баланс в 4.3 раза более изменчив, чем турбулентные потоки тепла (стандартные отклонения 45.9 и 10.6 Вт/м$^2$, соответственно). Связь температуры с коротковолновым балансом более тесная ($R^2$ = 0.29), чем с длинноволновым ($R^2$ = 0.25).

В дни со слабой абляцией зависимость скорости таяния от изменений температуры увеличивается, а с сильной, наоборот, уменьшается. Так, связь между абляцией и температурой воздуха в дни с $A_{тб}$ ниже среднего сезонного значения была существенно выше ($R^2$ = 0.16, $n$ = 27, уровень значимости p = 0.04), чем в дни с $A_{тб}$ выше среднего сезонного значения ($R^2$=0.01, n=18, уровень значимости p=0.84). В целом прослеживается чёткая связь между интенсивностью абляции и погодными условиями. Слабой абляции соответствуют низкие значения атмосферного давления, температуры, приходящей КВ-радиации и высокие значения относительной влажности и приходящей ДВ-радиации. Такие условия характерны для циклонального типа погоды (например, 15 июля и 1–3 августа). С другой стороны, сильная абляция наблюдается в дни с высокими значениями атмосферного давления, температуры, приходящей КВ-радиации и низкими значениями относительной влажности и приходящей ДВ-радиации, т.е. при антициклональном типе погоды (например, 13 июля и 11–14 августа).

***Температурные модели абляции.*** Статистические оценки результатов моделирования абляции на основе двух Т-индексных моделей приведены в табл. 4. В качестве эталонных были использованы значения абляции, рассчитанной на основе теплового баланса с 30-минутным разрешением ($A_{тб}$). Модель ТМ1 идеально воспроизводит среднюю и суммарную сезонную абляцию, в то время как ТМ2 (с постоянным коэффициентом таяния) немного занижает эти характеристики (отклонение 9%). Однако обе модели намного хуже воспроизводят суточные колебания абляции, о чём свидетельствуют их низкие стандартные отклонения (особенно у ТМ1) и высокие стандартные ошибки (около 50% от среднего значения, $R^2$=0.21). То есть обе модели слабо воспроизводят как низкие, так и высокие суточные значения абляции.

Использование различных коэффициентов таяния для снега и льда даёт некоторое улучшение модели ТМ2 (отклонение суммарной абляции

**Таблица 3.** Коэффициенты корреляции Пирсона между метеорологическими параметрами и абляцией (средние суточные значения).

| Параметр* | Ед. изм. | Среднее за период наблюдений | Коэффициент корреляции** |
|---|---|---|---|
| Общая облачность | % | 68.7 | **−0.60** |
| Нижняя облачность | % | 45.8 | **−0.57** |
| Атмосферные осадки | мм | 6.9 | **−0.48** |
| Атмосферное давление | гПа | 749.4 | **0.46** |
| Температура воздуха (2.0 м) | °C | 6.4 | **0.46** |
| Температура воздуха (0.5 м) | °C | 6.0 | **0.45** |
| Относительная влажность воздуха (0.5 м) | % | 87.6 | **−0.35** |
| Упругость водяного пара (2.0 м) | гПа | 8.3 | 0.26 |
| Удельная влажность (2.0 м) | г/кг | 6.9 | 0.25 |
| Абсолютная влажность (2.0 м) | г/м$^3$ | 6.4 | 0.24 |
| Скорость ветра (1.0 м) | м/с | 1.2 | 0.08 |

*В скобках указана высота датчика над поверхностью ледника; **Коэффициенты корреляции ранжированы в порядке убывания их модулей. Коэффициенты статистически значимые на уровне 95% ($n$ = 45) выделены жирным шрифтом.

**Таблица 4.** Сравнительные характеристики абляции, рассчитанной по тепловому балансу ($A_{тб}$) и модельной абляции ($A_{TM1}$ и $A_{TM2}$) за период с 7 июля по 20 августа 2021 г.

| Модель абляции | Средняя абляция* (мм в.э.) | Стандартное отклонение (мм в.э.) | Суммарная абляция* (мм в.э.) | Стандартная ошибка | | $R^2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | мм в.э. | % | |
| $A_{тб}$ | 32.3 | 17.5 | 1456 | – | – | 1.00 |
| $A_{TM1}$ | 32.3 (0) | 8.0 | 1456 (0) | 15.4 | 48 | 0.21 |
| $A_{TM2}$** $k_t$ = 4.6 мм в.э./ °C сут | 29.5 (–2.8) | 13.6 | 1329 (–127) | 16.6 | 51 | 0.21 |
| $A_{TM2}$** $k_{t(снег)}$ = 4.0 мм в.э./°C сут | 30.6 (–1.7) | 14.9 | 1376 (–80) | 14.2 | 44 | 0.39 |
| $k_{t(лёд)}$ =6.9 мм в.э./°C сут | 26.6/40.5 | 12.8/15.5 | 850 (–82)/526 (3) | 15.5/10.5 | 53/26 | 0.19/0.68 |

*В скобках показаны отклонения модельных значений от референсных; **Модель TM2 представлена в двух видах – с постоянным $k_t$ (одинаковым для снега и льда) и переменным (различным для снега и льда). В нижней строке приведены значения для снега (числитель) и льда (знаменатель).

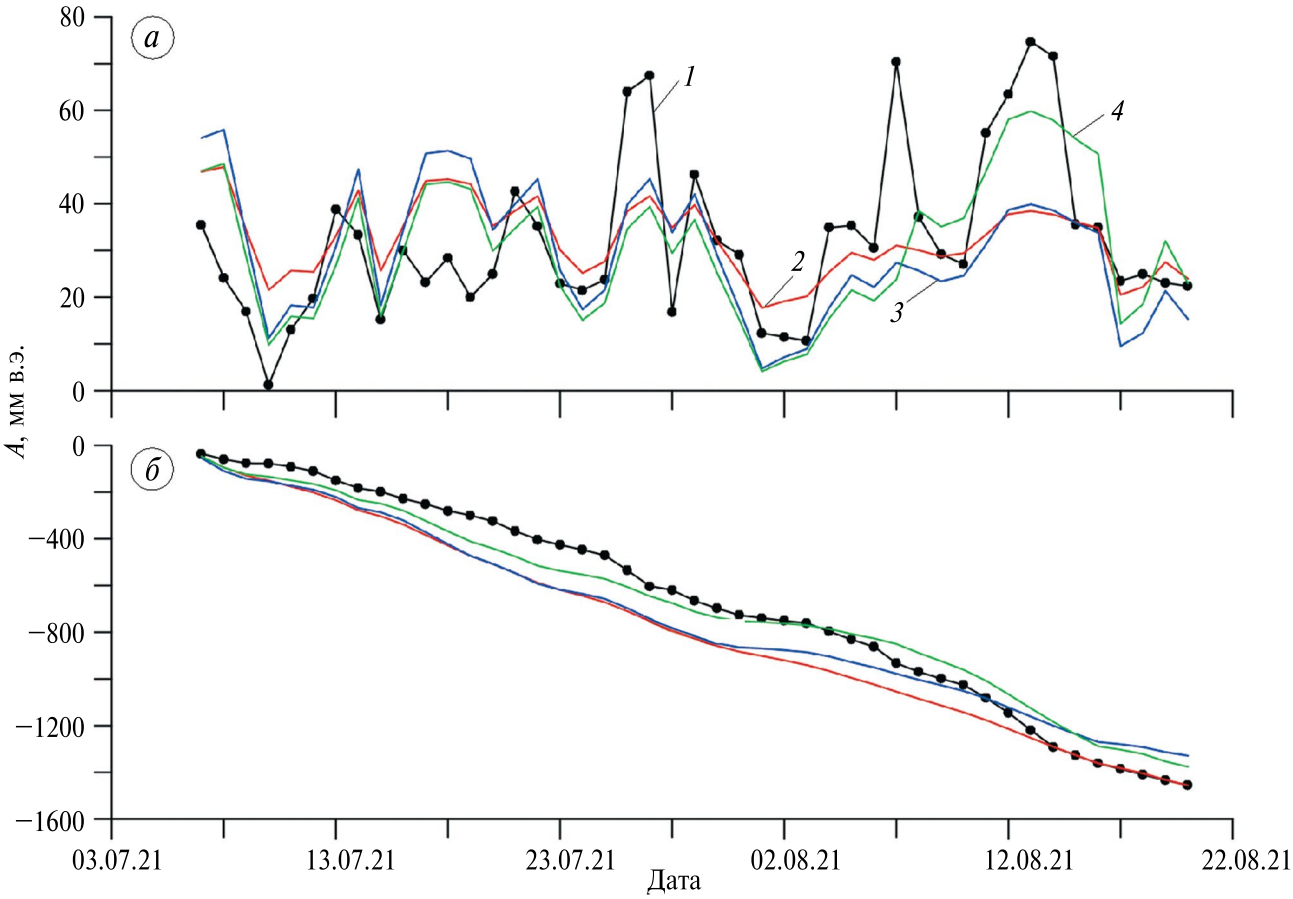



**Рис. 4.** Абляция ледника за период 7.07–20.08.2021 г., рассчитанная разными методами: *(а)* средняя суточная абляция (*A*), *(б)* кумулятивная абляция ($A_{cum}$): *1* – абляция, рассчитанная по тепловому балансу ($A_{тб}$); *2* – модель TM1; *3* – модель TM2 с постоянным $k_t$; *4* – модель TM2 с переменным $k_t$

**Fig. 4.** Glacier ablation for the period 7.07-20.08.2021 calculated by different methods: *(a)* mean daily ablation (*A*), *(б)* cumulative ablation ($A_{cum}$): *1* – ablation calculated from the heat balance ($A_{тб}$); *2* – TM1 model; *3* – TM2 model with constant $k_t$; *4* – TM2 model with variable $k_t$

уменьшается до 5%, стандартная ошибка 44%, $R^2$=0.39). Наилучшим образом модель ТМ воспроизводит абляцию ледяной поверхности. Если при расчёте абляции снежной поверхности стандартная ошибка модели составляет 53% ($R^2$=0.19), то для ледяной поверхности она уменьшается до 26% ($R^2$=0.68). Средняя и суммарная абляция для снега недооценивается моделью на 9%, а для льда переоценивается всего на 1%. Согласно результатам моделирования, средняя абляция льда была в 1.5 раза больше, чем снега, однако суммарное таяние снега в 1.6 раз превышало таяние льда (за счёт более продолжительного периода залегания снежного покрова по сравнению с открытым льдом в точке измерения, 32 и 13 дней, соответственно).

Графически, суточные изменения абляции, рассчитанные с помощью температурных моделей и соответствующие им кумулятивные кривые абляции показаны на рис. 4. Видно, что обе модели плохо воспроизводит максимальные значения суточного таяния 26–27 июля, 7 августа и 11–14 августа. Однако экстремально высокая абляция 11–14 августа лучше всего моделируется с помощью ТМ2 (с учётом применения коэффициента таяния для льда). В среднем, все модели переоценивают абляцию в июле (особенно во второй декаде) и недооценивают в августе, при этом наименьшие суммарные отклонения от измеренных значений показала модель ТМ2 с переменным $k_t$ (+25 мм в июле и −105 мм в августе). Для снежной поверхности (7 июля – 7 августа) наименьшие отклонения в суммарной абляции показала модель ТМ2 с постоянным $k_t$ (+45 мм), а для ледяной поверхности (8–20 августа) модель ТМ2 с переменным $k_t$ (+3 мм).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Измерение абляции с помощью независимых подходов показывает их надёжность при оценке средней и суммарной сезонной абляции. Однако на коротких временных интервалах (от суток до первых суток) наблюдаются довольно существенные расхождения между измеренной и рассчитанной абляцией, что может быть связано с быстрыми изменениями во времени и пространстве микрорельефа тающей поверхности и радиационным таянием в радиационной коре таяния. Ранее было показано, что классические методы измерения абляции (с помощью реек, аблятометров и аблятографов) могут давать значительные ошибки при оценке краткосрочных значений абляции (Müller, Keeler, 1969; Braithwaite et al., 1998). Наибольшие расхождения отмечаются для периода со снежной поверхностью, что может быть связано с постоянными изменениями поверхностной плотности снежного покрова из-за наличия прослоев льда (Munro, 1990), которые трудно учесть в процессе измерений. В условиях ледяной поверхности различия между значениями абляции, полученными разными методами, оказались минимальными. К счастью, за летний период эти отклонения не накапливаются, а компенсируются, что позволяет получать вполне достоверные оценки абляции в сезонном масштабе. Мы считаем, что суточные значения абляции, рассчитанные по тепловому балансу, дают более физически обоснованные значения таяния в условиях снежно-ледовой поверхности из-за усреднения случайных ошибок измерения абляции в одной точке и минимизации временных лагов между реальным таянием и его проявлением в виде понижения поверхности. Поскольку основным источником ошибок при измерениях кратковременной абляции является изменение поверхностной плотности, более обоснованной будет оценка изменения массы, а не уровня поверхности (Müller, Keeler, 1969). Эти авторы нашли, что прямые изменения массы лучше коррелируют с рассчитанным таянием, чем с понижением поверхности. Поэтому абляция, рассчитанная на основе теплового баланса за достаточно короткие интервалы времени, зачастую используется в качестве эталонной при оценке точности разных моделей абляции (Pellicciotti et al., 2005).

Измерения энергетических источников таяния Сыгыктинского ледника, выполненные для сезона абляции 2021 г., подтверждают преобладающий вклад радиационного баланса, как это было установлено ранее для сезонов 2019–2020 гг. (Osipov, Osipova, 2021). Этот вывод хорошо согласуется с данными, полученными в других регионах, например, на Кавказе (Торопов и др., 2018), в Альпах (Sicart et al., 2008), Скандинавии (Andreassen et al., 2008), Сунтар-Хаята (Гаврилова, 1964). Изменчивость радиационного баланса на Кодаре обусловлена, главным образом, его коротковолновой составляющей, которая в свою очередь сильно зависит от таких факторов как облачность (ослабление приходящей коротковолновой радиации) и летние снегопады (увеличение отражённой радиации из-за высокого альбедо поверхности ледника). Поэтому эти факторы следует учитывать при моделировании баланса массы кодарских ледников. Длинноволновый баланс Сыгыктинского ледника в сезон абляции 2021 г. был слабо отрицательным (т.е. ледник, в целом, терял тепло за счёт эффективного излучения), однако его значение было несколько выше, чем в 2019 г. (−7 и −15 Вт/м$^2$, соответственно).

Характерная особенность ледников Кодара заключается в весьма ограниченном вкладе турбулентных потоков энергии в их таяние. Вклад турбулентных потоков в таяние в 2021 г. (11%) сопоставим с 2019–2020 гг. (5–9%) (Osipov, Osipova, 2021). Незначительная роль турбулентных потоков в абляции, несмотря на высокие температуры

воздуха, объясняется низкими скоростями ветра на леднике (в месте установки метеостанции) в летний период. Ранее было показано, что турбулентный теплоперенос наиболее чувствителен к скорости ветра (Osipov, Osipova, 2021). Вероятно, низкие скорости ветра, измеренные на леднике, обусловлены особенностями циркуляции атмосферы в регионе в летний период, когда наблюдается высокая повторяемость барических полей со слабыми градиентами (Osipova, Osipov, 2022).

Наши исследования показали наличие умеренной статистически значимой положительной связи между абляцией и температурой воздуха ($R^2 = 0.21$). В работе (Ohmura, 2001) физическая причина такой взаимосвязи объясняется тем, что приходящее длинноволновое излучение служит крупнейшим источником энергии таяния (вместе с явным тепловым потоком оно составляет ¾ всей энергии таяния), а длинноволновое атмосферное излучение и явный тепловой поток находятся под сильным влиянием температуры воздуха над ледником. Однако наши данные, полученные на Сыгыктинском леднике в 2021 г., показывают, что связь между температурой воздуха и приходящей длинноволновой радиацией не столь тесная ($R^2 = 0.25$). Мы полагаем, что влагосодержание в приледниковом слое воздуха оказывает определённое влияние на относительную излучательную способность атмосферы (через облачность) и связь между температурой и приходящей длинноволновой радиацией (Ebrahimi, Marshall, 2015). Возможно, этим объясняется преобладающее влияние радиационного баланса на корреляцию между температурой воздуха и скоростью абляции.

Наши исследования показали, что значения абляции хорошо согласуются с синоптически обусловленными колебаниями метеорологических характеристик (смена циклонических и антициклонических условий). Это подтверждает сделанное ранее предположение о связи между соотношением циклонических и антициклонических типов погоды и многолетними изменениями ледников Кодара (Осипова, Осипов, 2023). Поэтому представляется перспективным использование синоптических классификаций при моделировании межсуточных колебаний абляции на ледниках Кодара. В дальнейшем этот вопрос будет исследован более детально.

Использование температурных моделей для оценки абляции кодарского ледника показывает хорошие результаты при оценке сезонной абляции, однако межсуточные изменения абляции моделируются с большими ошибками (до 50% средней абляции). Снижение точности Т-индексных моделей с увеличением временнóго разрешения является известным недостатком данного типа моделей (Ohmura, 2001; Hock, 2003). В зависимости от используемых коэффициентов таяния и типа ледниковой поверхности температурные модели объясняют от 19 до 68% суточной изменчивости таяния Сыгыктинского ледника. В целом, оценки точности Т-индексных моделей укладываются в диапазон значений, полученных в других ледниковых районах. Так, по данным (Pellicciotti et al., 2005) простая Т-индексная модель на альпийском леднике д'Аролла (Швейцария) учитывает около 30–40% вариаций скорости таяния.

Полагая, что коротковолновой баланс – это доминирующий фактор абляции кодарских ледников, перспективным способом улучшения качества температурных моделей может стать дополнительное включение радиационных параметров (Hock, 1999). Так, в работе (Pellicciotti et al., 2005) была протестирована улучшенная Т-индексная модель, учитывающая помимо температуры, ещё и коротковолновое излучение и альбедо. Включение этих дополнительных параметров сделало модель более физически обоснованной, учитывающей до 95% изменчивости скорости таяния.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Непрерывные измерения абляции и метеорологических характеристик на Сыгыктинском леднике (Кодар) в сезон абляции (июль–август) 2021 г. позволили сравнить точность различных методов оценки абляции (измерение понижения поверхности, расчёт по тепловому балансу), количественно оценить вклад энергетических потоков в таяние и протестировать температурные модели. Установлено, что все методы оценки абляции дают близкие значения средней и суммарной абляции и могут быть использованы для моделирования её сезонных и годовых изменений. Однако для оценки кратковременных (суточных) изменений абляции наиболее точным является её расчёт по тепловому балансу.

Количественная оценка теплового баланса ледниковой поверхности показала, что радиационный баланс был доминирующим источником энергии таяния (в среднем 86%), при этом изменчивость абляции определялась, главным образом, коротковолновым балансом. Длинноволновый баланс был слабо отрицательным, т.е. ледник терял тепло в результате эффективного излучения. Турбулентное тепло было вторым по значимости источником таяния (в среднем 13%), а явный и скрытый тепловые потоки во все дни имели положительные значения. Незначительный вклад турбулентных потоков объясняется низкими скоростями ветра в летний период на Кодаре. В отдельные дни вклад турбулентного тепла в таяние возрастал до 30%, а вклад радиационного баланса падал до 40%. На тепло, поступающее с жидкими атмосферными осадками, приходилось около 2% энергии таяния.

Установлены статистически значимые связи между таянием и метеорологическими характеристиками. Положительные связи ($r \approx 0.46$) обнаружены для температуры воздуха и атмосферного давления, а отрицательные ($r$ от −0.35 до −0.60) – для облачности, атмосферных осадков и относительной влажности. Наибольшее влияние на скорость таяния оказывают факторы, контролирующие коротковолновый баланс – облачность и альбедо поверхности ледника. Существенно влияли на альбедо летние снегопады, во время которых скорость абляции не превышала 1/3 от средней сезонной. Связь между суточной абляцией и температурой воздуха определяется, главным образом, коротковолновой радиацией, а не турбулентными потоками. В целом прослеживается чёткая зависимость интенсивности абляции от смены погодных условий в ледниковой зоне (циклонических и антициклонических).

Тестирование двух температурных моделей абляции (регрессионной и модели “градус–день”) на высокоразрешающих данных позволило оценить точность этих моделей. Обе модели хорошо воспроизводят среднюю и суммарную абляцию (ошибка до 9%), однако суточные значения скорости таяния моделируются намного хуже (ошибка до 50%). Использование различных коэффициентов таяния для снега и льда значимо улучшает точность моделей (ошибка до 44%). При этом, наилучшим образом Т-индексные модели воспроизводят абляцию ледяной поверхности, учитывая до 68% суточной изменчивости таяния, что свидетельствует о набольшей достоверности Т-индексного моделирования в областях абляции кодарских ледников. В то же время значительные ошибки (до 53%) были получены при моделировании абляции в условиях снежной поверхности. Дальнейшее улучшение Т-индексных моделей в условиях Кодара возможно при учёте дополнительных параметров, характеризующих изменения коротковолнового баланса (коротковолновая радиация и альбедо) и синоптических условий.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-00165 “Гляциоклиматическое моделирование оледенения хребта Кодар”. Авторы благодарят В.С. Рыжего, С.Д. Логвиненко, И.В. Енущенко и В.А. Исаева за помощь в проведении экспедиционных работ.

**Acknowledgments.** This work was financially supported by the Russian Science Foundation project No. 24-27-00165 “Glacioclimatic modeling of glaciation of the Kodar Ridge”. The authors would like to thank V.S. Ryzhiy, S.D. Logvinenko, I.V. Enushchenko, and V.A. Isaev for their assistance in the expedition work.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Гаврилова М.К.* Тепловой режим таяния ледника в районе Сунтар-Хаята (Южное Верхоянье) // Материалы гляциологических исследований. 1964. Т. 9. С. 149–153.

*Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А.* Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // Лёд и Снег. 2023. Т. 63, № 2. С. 157–173. https://doi.org/10.31857/S2076673423020114

*Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Василенко О.В.* Метеорологический режим Сыгыктинского ледника (хребет Кодар) в период абляции // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 179–194. https://doi.org/10.31857/S2076673421020080

*Осипова О.П., Осипов Э.Ю.* Влияние атмосферных процессов на динамику ледников Кодара // География и природные ресурсы. 2023. Т. 44. № 4. С. 99–107. https://doi.org/10.15372/GIPR20230410

*Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В.* Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54)

*Andreassen L.M., Van Den Broeke M.R., Giesen R.H., Oerlemans J.A.* 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. P. 245–258. https://doi.org/10.3189/002214308784886199

*Braithwaite R.J.* On glacier energy balance, ablation, and air temperature // Journ. of Glaciology. 1981. V. 27. № 97. P. 381–391. https://doi.org/10.3189/S0022143000011424

*Braithwaite R.J., Konzelmann T., Marty C., Olesen O.B.* Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993–94, and their implications for glacier climate studies // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 148. P. 583–588. https://doi.org/10.3189/S0022143000002094

*Ebrahimi S., Marshall S.J.* Parameterization of incoming longwave radiation at glacier sites in the Canadian Rocky Mountains // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2015. V. 120. № 24. P. 12536–12556. https://doi.org/10.1002/2015JD023324

*Hock R.* A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 149. P. 101–111. https://doi.org/10.3189/S0022143000003087

*Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas // Journ. of Hydrology. 2003. V. 282. № 1–4. P. 104–115. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9

*Hock R., Holmgren B.* A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden // Journ.

of Glaciology. 2005. V. 51. P. 25–36. https://doi.org/10.3189/172756505781829566

*Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2004. V. 109. № D16. https://doi.org/10.1029/2003JD004338

*Müller F., Keeler C.M.* Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces // Journ. of Glaciology. 1969. V. 8. № 52. P. 91–105. https://doi.org/10.3189/S0022143000020785

*Munro D.S.* Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow // Arctic and Alpine Research. 1990. V. 22. № 2. P. 153–162. https://doi.org/10.1080/00040851.1990.12002777

*Ohmura A.* Physical basis for the temperature-based melt-index method // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001. V. 40. № 4. P. 753–761. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040%3C0753:PBFTTB%3E2.0.CO;2

*Osipov E.Y., Osipova O.P.* Glacier Changes on the Pik Topografov Massif, East Sayan Range, Southeast Siberia, from Remote Sensing Data // Geosciences. 2018. V. 8. № 5. https://doi.org/10.3390/geosciences8050148

*Osipov E.Y., Osipova O.P.* Glaciers of the Levaya Sygykta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. Environ. Earth Science. 2015. V. 74. № 3. P. 1969–1984. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4352-4

*Osipov E.Y., Osipova O.P.* Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age // Annals of Glaciology. 2014. V. 55. № 66. P. 167–176. https://doi.org/10.3189/2014AoG66A135

*Osipov E.Y., Osipova O.P.* Reconstruction of the Little Ice Age glaciers and equilibrium line altitudes in the Kodar Range, southeast Siberia // Quaternary International. 2019. V. 524. P. 102–114. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.033

*Osipov E.Y., Osipova O.P.* Surface energy balance of the Sygyktinsky Glacier, south Eastern Siberia, during the ablation period and its sensitivity to meteorological fluctuations // Scientific Reports. 2021. V. 11. № 1. P. 21260. https://doi.org/10.1038/s41598-021-00749-x

*Osipova O.P., Osipov E.Y.* Objective classification of weather types for the Eastern Siberia over the 1970–2020 period using the Jenkinson and Collison method // Atmosphere Research. 2022. V. 277. P. 106291. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106291

*Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M., Corripio J.* An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 175. P. 573–587. https://doi.org/10.3189/172756505781829124

*Sicart J.E., Hock R., Six D.* Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2008. T. 113. № D24. https://doi.org/10.1029/2008JD010406

*Stokes C., Shahgedanova M., Evans I., Popovnin V.* Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia // Global Planetary Change. 2013. V. 101. P. 82–96. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.010

*Sun W., Qin X., Ren J., Yang X., Zhang T., Liu Y., Cui X., Du W.* The Surface Energy Budget in the Accumulation Zone of the Laohugou Glacier No. 12 in the Western Qilian Mountains, China, in Summer 2009 // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2012. V. 44, P. 296–305. https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.3.296

*van den Broeke M., van As D., Reijmer C., van de Wal R.* Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica // Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2004. V. 21. № 9. P. 1417–1431. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1417:AAITQO>2.0.CO;2

*Wagnon P., Sicart J.E., Berthier E., Chazarin J.P.* Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2003. V. 108. № D6. https://doi.org/10.1029/2002JD002088

**Citation:** ***Osipov E.Y., Osipova O.P.*** **Ablation measurement and modeling of ablation on the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge).** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 358–372. [In Russian]. doi : 10.31857/S2076673424030045**

# Ablation measurement and modeling on the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge)

**E.Y. Osipov[a]*, O.P. Osipova[b]**

[a]*Limnological Institute, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*
[b]*V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*
**e-mail: eduard@lin.irk.ru*

Received April 4, 2024 / Revised May 8, 2024 / Accepted July 8, 2024

High-resolution data from an automatic weather station (for 45 days in July–August 2021) installed at the level of the perrenial snowline of the Sygyktinsky Glacier (Kodar Ridge, south of the Eastern Siberia) were used to simulate ablation with daily resolution. Ablation was measured conventionally (using snow stakes and ultrasonic sensor) and calculated basing on a surface heat balance (SHB). The average and total values of measured and calculated ablation are in a good agreement with each other, while daily fluctuations in the ablation may differ due to changes in the surface density. It was found that the calculation of ablation based on thermal balance is the most accurate and physically justified. The average magnitude of energy spent on melting the glacier was 81 W/m$^2$. The greatest contribution to melting is made by the radiation balance (70 W/m$^2$, 86%), and especially by the shortwave radiation balance (76 W/m$^2$, 94%). The long-wave radiation balance was slightly negative (–7 W/m$^2$) that means that the glacier was losing heat. The turbulent fluxes of latent and sensible heat were positive on all days, but their total contribution was insignificant (10 W/m$^2$, 13% of the melting energy). The reason for the low values of turbulent heat is the weak wind speeds which are typical for the Kodar region in summer. Significant statistical correlations of ablation with the cloudiness, precipitation, atmospheric pressure, air temperature and relative humidity were found. The relationship of the melting rate with meteorological parameters is controlled mainly by the short-wave radiation balance, and not by the turbulent heat flows. Two the T-index models (regression and "degree-day" ones) were tested using the meteorological data. Both models reproduce the mean and total ablation well (deviation ⩽ 9%), but the daily fluctuations in ablation are simulated with significant error (standard error of about 50%). The use of different "degree-day factor" (DDF) coefficients for snow and ice allows improving the model accuracy up to 44%. The T-index models best estimate ablation for snow surface (standard error ⩽26%), and they may be improved by taking into account shortwave radiation and weather conditions.

**Keywords:** ablation, automatic weather station, glacier energy balance, modeling, temperature-index model, Kodar ridge, Eastern Siberia

## REFERENCES

*Gavrilova M.K.* Heat regime of melting of a glacier in the region of Suntar-Khayata (Southern Verkhoyansk Range). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of glaciological studies. 1964, 9: 149–153. [In Russian].

*Kotlyakov V.M., Khromova T.Yu., Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A.* Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 157–173. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673423020114

*Osipov E.Yu., Osipova O.P., Vasilenko O.V.* Meteorological regime of the Sygyktinsky Glacier (the Kodar Ridge) during the ablation period. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (2): 179–194. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421020080

*Osipova O.P., Osipov E.Yu.* Influence of Atmospheric Processes on the Dynamics of Kodar Glaciers. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2023, 44 (4): 351–358. https://doi.org/10.1134/S1875372823040108

*Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V.* Evaluation of the components of the heat balance of the Djankuat Glacier (Central Caucasus) during the period of ablation in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Earth`s Cryosphere. 2018, 22: 42–54. [In Russian]. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54)

*Andreassen L.M., Van Den Broeke M.R., Giesen R.H., Oerlemans J.A.* 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway. Journal of Glaciology. 2008, 54: 245–258. https://doi.org/10.3189/002214308784886199

*Braithwaite R.J.* On glacier energy balance, ablation, and air temperature. Journ. of Glaciology. 1981, 27 (97): 381–391. https://doi.org/10.3189/S0022143000011424

*Braithwaite R.J., Konzelmann T., Marty C., Olesen O.B.* Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies. Journ. of Glaciology. 1998, 44 (148): 583–588. https://doi.org/10.3189/S0022143000002094

*Ebrahimi S., Marshall S.J.* Parameterization of incoming longwave radiation at glacier sites in the Canadian Rocky Mountains. Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2015, 120 (24): 12536–12556. https://doi.org/10.1002/2015JD023324

*Hock R.* A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. Journ. of Glaciology. 1999, 45 (149): 101–111. https://doi.org/10.3189/S0022143000003087

*Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas. Journ. of Hydrology. 2003, 282 (1–4): 104–115. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9

*Hock R., Holmgren B.* A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. Journ. of Glaciology. 2005, 51: 25–36. https://doi.org/10.3189/172756505781829566

*Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2004, 109 (D16). https://doi.org/10.1029/2003JD004338

*Müller F., Keeler C.M.* Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces. Journ. of Glaciology. 1969, 8 (52): 91–105. https://doi.org/10.3189/S0022143000020785

*Munro D.S.* Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. Arctic and Alpine Research. 1990, 22 (2): 153–162. https://doi.org/10.1080/00040851.1990.12002777

*Ohmura A.* Physical basis for the temperature-based melt-index method // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001, 40 (4): 753–761. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2

*Osipov E.Yu., Osipova O.P.* Glacier Changes on the Pik Topografov Massif, East Sayan Range, Southeast Siberia, from Remote Sensing Data. Geosciences. 2018, 8 (5). https://doi.org/10.3390/geosciences8050148

*Osipov E.Yu., Osipova O.P.* Glaciers of the Levaya Sygykta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. Environmental Earth Sciences. 2015, 74 (3): 1969–1984. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4352-4

*Osipov E.Yu., Osipova O.P.* Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age. Annals of Glaciology. 2014, 55 (66): 167–176. https://doi.org/10.3189/2014AoG66A135

*Osipov E.Yu., Osipova O.P.* Reconstruction of the Little Ice Age glaciers and equilibrium line altitudes in the Kodar Range, southeast Siberia. Quaternary International. 2019, 524: 102–114. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.033

*Osipov E.Yu., Osipova O.P.* Surface energy balance of the Sygyktinsky Glacier, south Eastern Siberia, during the ablation period and its sensitivity to meteorological fluctuations. Scientific Reports. 2021, 11 (1): 21260. https://doi.org/10.1038/s41598-021-00749-x

*Osipova O.P., Osipov E.Yu.* Objective classification of weather types for the Eastern Siberia over the 1970–2020 period using the Jenkinson and Collison method. Atmosphere Research. 2022, 277: 106291. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106291

*Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M., Corripio J.* An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. Journ. of Glaciology. 2005, 51 (175): 573–587. https://doi.org/10.3189/172756505781829124

*Sicart J.E., Hock R., Six D.* Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2008, 113 (D24). https://doi.org/10.1029/2008JD010406

*Stokes C., Shahgedanova M., Evans I., Popovnin V.* Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia. Global Planetary Change. 2013, 101: 82–96. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.010

*Sun W., Qin X., Ren J., Yang X., Zhang T., Liu Y., Cui X., Du W.* The Surface Energy Budget in the Accumulation Zone of the Laohugou Glacier No. 12 in the Western Qilian Mountains, China, in Summer 2009. Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2012, 44: 296–305. https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.3.296

*van den Broeke M., van As D., Reijmer C., van de Wal R.* Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica. Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2004, 21 (9): 1417–1431. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1417:AAITQO>2.0.CO;2

*Wagnon P., Sicart J.E., Berthier E., Chazarin J.P.* Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2003, 108 (D6). https://doi.org/10.1029/2002JD002088

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 373–386*

## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.324.8*

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА КАМЧАТКИ: СВЯЗЬ С СОВРЕМЕННЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ В ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ

**© 2024 г. Ю. Н. Чижова[1,2]*, В. Н. Михаленко[2], И. А. Корнева[2,3], Я. Д. Муравьев[4], А. Г. Хайрединова[2], М. А. Воробьев[2]**

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия*
[2]*Институт географии РАН, Москва, Россия*
[3]*Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия*
[4]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*
**e-mail: eacentr@yandex.ru*

Поступила 02.05.2024 г.
После доработки 06.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Определены изотопные характеристики ледникового льда, полученного в ходе бурения в кратере вулкана Ушковский в 2022 г. Керн длиной 14 м датирован путём подсчёта годовых слоёв по положительным пикам значений $\delta^{18}O$ и пепловым горизонтам. Полученные значения $\delta^{18}O$ годовых слоёв не отражают связи с температурами воздуха, однако по величине дейтериевого эксцесса была установлена связь изотопных параметров ледникового льда с температурами поверхности океана в районе формирования атмосферной влаги, которая впоследствии поступала на поверхность ледника в кратере вулкана Ушковский.

**Ключевые слова:** Камчатка, ледниковый лёд, изотопный состав кислорода, дейтериевый эксцесс, аномалии температуры поверхности океана, Тихоокеанский регион

**DOI**: 10.31857/S2076673424030053, **EDN**: IODTKG

## ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые керны представляют собой архив гидрохимического состава атмосферы, а изотопные параметры льда содержат информацию об условиях конденсации влаги, истории её поступления к леднику и об изменениях в источнике влаги. В отличие от ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, где получение глубоких кернов позволило реконструировать смену основных климатических эпох (Jouzel et al., 1987; Dansgaard et al., 1993; Jouzel et al., 2007), горные ледники охватывают меньшие временные диапазоны, и кроме того, имеют гораздо более сложную картину формирования изотопного состава.

Считается, что временные ряды $\delta^{18}O$ ледниковых кернов из немуссонной области фиксируют изменение температуры, а в пределах муссонной области являются сигналом интенсивности муссонов (Tian et al., 2006; Kang et al., 2010; Thompson et al., 2018; Yu et al., 2020). Очевидно, что изотопную запись по ледниковым кернам из муссонной области интерпретировать труднее. Однако нередко именно ледники служат единственными многолетними палеоархивами, которые имеют непрерывную и ненарушенную запись вплоть до настоящего времени.

Климатические изменения в Тихоокеанском регионе находят своё отражение в изотопных характеристиках ледникового льда Ключевской группы вулканов на Камчатке и ледникового плато на горе Логан в Северной Америке. На горе Логан было получено несколько ледяных кернов, изотопные исследования которых показали, что малый ледниковый период характеризовался увеличением уровней аккумуляции и возрастанием величин $\delta^{18}O$ льда. Возрастание величин $\delta^{18}O$ льда противоречит другим палеоархивам, зафиксировавшим в это время выраженное похолодание. Было установлено, что ледниковый лёд на горе Логан представляет собой индикатор не температур воздуха, а смены циркуляционных эпох (Fisher et al., 2004). На Камчатке в кратере Горшкова на вулкане Ушковский в 1998 г. был получен ледяной керн К–2 глубиной 140 м, охватывающий временнóй промежуток в 263 года. По изотопной записи было высказано

предположение о незначительном увеличении температур воздуха на границе 1880–1910 гг., о корреляции уровней аккумуляции и значений $\delta^2H$ в десятилетнем и междесятилетнем масштабах, а также о выраженной корреляции значений $\delta^2H$ с температурами поверхности моря центральных районов северной части Тихого океана (Shiraiwa et al., 2001; Sato et al., 2013). Эти работы свидетельствуют о том, что глобальные климатические и циркуляционные изменения в Тихоокеанском регионе оказывают большое влияние на формирование изотопных параметров ледникового льда Камчатки.

В настоящей работе рассматриваются новые данные о распределении значений $\delta^{18}O$, $\delta^2H$ и d-excess ледникового льда в неглубоком керне, отобранном в 2022 г. в кальдере вулкана Ушковский. Основная цель работы – установить основные факторы, формирующие изотопные характеристики ледникового льда и установить связь между изотопными параметрами льда и локальными или глобальными климатическими изменениями в Тихоокеанском регионе. Особенности Камчатки – сочетание морского и континентального типов климата при суровых температурных условиях, избыточном увлажнении и большой роли циклонической деятельности – делают интерпретацию записи $\delta^{18}O$ льда сложной задачей.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Вулкан Ушковский (56.04° с.ш., 160.28° в.д.) расположен в центральной части Камчатского полуострова (рис. 1). Кратер Горшкова ~750 м в диаметре и глубиной ~240 м заполнен ледниковым льдом. Среднегодовые температуры ледника на глубине 10 м составляют −15.8 °C (Sato et al., 2013). Бурение ледника в кратере Горшкова на высоте 3950 м было выполнено в сентябре 2022 г. при помощи установки GeoTech. Ледяной керн длиной 14 м доставлялся в Москву в замороженном состоянии. Первичное описание керна, нарезка образцов и пробоподготовка выполнялись в холодной лаборатории при температуре −20 °C. Образцы льда, полученные нарезанием ледяного керна с шагом 5 см, плавили при температуре +24 °C в пластиковых пробирках, герметизированных лентой парафильм.

Изотопный анализ образцов был выполнен на анализаторе Picarro L2130-i в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Для калибровки измеренных значений в каждой серии измерений анализировались международные стандарты (USGS-45, USGS-46, USGS-47). Точность измерений составила 0.14‰ для значений $\delta^{18}O$ и 1‰ для значений $\delta^2H$.

Для анализа аномалий температуры поверхности океана использовались данные глобального архива HadSST 4.0.1.0 (https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst4/), которые представляют собой среднемесячные аномалии температуры поверхности воды по различным данным наземных наблюдений за 1850–2023 гг. на регулярной сетке 5° × 5° (Kennedy et al., 2019).

Для расчёта адвекции влаги в регионе были использованы данные реанализа ERA5 (Hersbach et al., 2020) с часовым разрешением и пространственным разрешением 31 км на уровне изобарической поверхности 600 гПа (около 4 км). За период 2006–2022 гг. были получены среднесуточные значения, по которым адвекция влаги Q (г/кг×с$^{-1}$) рассчитывалась как:

$$Q = u\frac{q}{x} + v\frac{q}{y}\ , \qquad (1)$$

где $u$ и $v$ – горизонтальные компоненты скорости ветра (м/с), $q$ – удельная влажность (г/кг), ось x направлена вдоль широтного круга с запада на восток, ось y – вдоль меридиана с юга на север.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ льда варьируют от −16 до −24‰ и от −110.5 до −177.7‰ (рис. 2) при средних значениях −20.5 и −150.2‰, соответственно. Величина дейтериевого эксцесса меняется по глубине от 8.7 до 21.3‰ при среднем значении 13.7‰. Зимние горизонты в среднем характеризуются величинами $\delta^{18}O$ от −19 до −24‰ и значениями d-excess 12...16‰ (и выше), для летних характерны значения $\delta^{18}O$ от −16 до −18‰ и d-excess от 9 до 12‰. Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ льда формируют линейный тренд, описывающийся уравнением $\delta^2H = 7.47 \times \delta^{18}O + 2.9$ (рис. 3). Величина наклона и свободного члена в этом уравнении отличается от глобальной линии метеорных вод (далее –ГЛМВ), что, вероятно, связано с сезонной динамикой дейтериевого эксцесса в атмосферных осадках. Наблюдения на метеорологической станции г. Петропавловск-Камчатский с 1996 по 1999 г. показали слабовыраженные сезонные тренды изменения d-excess атмосферных осадков. Данные по этой станции плохо отражают условия накопления осадков в кратере вулкана Ушковский из-за больших различий в абсолютных высотах и географическом положении. Очевидно, что изотопные параметры осадков, выпадающие на Ушковском вулкане, фиксируют глобальные условия региона. Другими ближайшим районами, по которым доступны изотопные данные по атмосферным осадкам за гораздо более продолжительный период, являются Японские острова (станции Кумамото и Риори). Для этих станций выражен сезонный ход дейтериевого эксцесса осадков – повышение до 25‰ зимой и понижение до 5–10‰ летом (GNIP Database, https://nucleus.iaea.org/wiser, 01.10.2023). Окружающие Камчатку Охотское и Берингово моря во все сезоны служат источником влаги, в осенний сезон

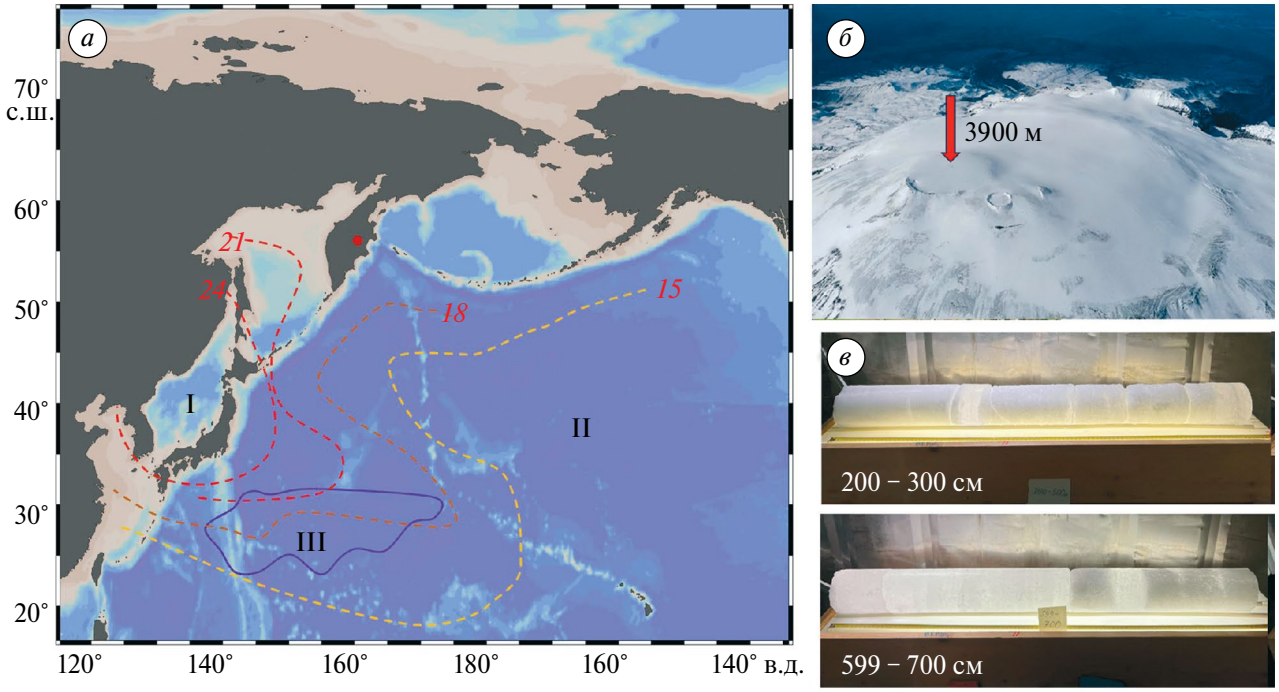



**Рис. 1.** Район исследований (*а*), точка бурения (*б*) и секции ледяного керна (*в*). На фрагменте (*а*) показаны основные источники водяного пара, обеспечивающие выпадение атмосферных осадков в зимний период (по Pfahl, Sodemann, 2014): *I* – район с высокими значениями дейтериевого эксцесса водяного пара (более 25‰); *II* – район с величинами d-excess водяного пара от 12 до 15‰. Также показана область (*III*) наибольшей корреляции между значениями $\delta^{2}H$ ледникового льда в кратере Горшкова с температурами поверхности моря (по Sato et al., 2013)

**Fig. 1.** Study area (*a*), drilling location (*б*) and ice core sections (*в*). Fragment (*a*) shows the main sources of water vapor that provide precipitation in winter (according to Pfahl, Sodemann, 2014): *I* – area with high values of deuterium excess of water vapor (more than 25‰); *II* – region with water vapor d-excess values from 12 to 15‰. Also shown the region (*III*) of the greatest correlation between the $\delta^{2}H$ values of glacial ice in the Gorshkov crater with sea surface temperatures (after Sato et al., 2013)

и в начале зимы большое влияние приобретают циклоны, приносящие осадки с Японского и Жёлтого морей. Поэтому те же черты сезонного хода дейтериевого эксцесса, что были отмечены для осадков на Японских островах, присущи и Камчатке. В целом сезонная картина распределения изотопных характеристик выражается в низких значениях $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) и высоких d-excess зимой, и в высоких значениях $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) при низких значениях d-excess летом.

В стратиграфии керна отмечается большое количество горизонтов высокой плотности, что, учитывая небольшую глубину керна, говорит об участии жидкой воды в формировании льда. Замерзание жидкой воды отражается в соотношении $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$: для метаморфического льда наклон в координатах $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ наследуется от атмосферных осадков и в общем случае близок 8; для конжеляционного льда, образованного в условиях открытой системы, наклон равен 7.29, а в условиях закрытой системы наклон линии тренда $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ льда связан исключительно с изотопными параметрами начальной воды (Souchez, Jouzel, 1984).

Выпадение жидких атмосферных осадков на низкотемпературную поверхность ледника и их быстрое замерзание, так же, как и инфильтрация талых вод и формирование инфильтрационного льда не может сильно нарушать установленное для ледникового льда соотношение $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ с наклоном 7.47. Замерзание жидкой воды в порах фирна или снега, если водонасыщенный горизонт подстилается водоупором и охлаждается сверху, будет происходить в условиях закрытой системы. Два участка ледяного керна, где такая картина могла иметь место, это горизонты на глубинах 2.59–3.31 и 6.0...6.35 м водного эквивалента (м в.экв.), наклоны составили 6.47 и 6.34, соответственно. Скорее всего, реализация условий закрытой или открытой системы при замерзании жидкой воды связана с количеством воды атмосферных осадков. В любом случае горизонты конжеляционного и инфильтрационного льда значительно затрудняют интерпретацию изотопной записи. Так, мы столкнулись с трудностями в датировании изотопной записи на глубинах от 2.5 до 4.5 м в.экв.

Проблему датирования нарушенной изотопной записи могут решить дополнительные маркеры, такие как горизонты вулканических пеплов.

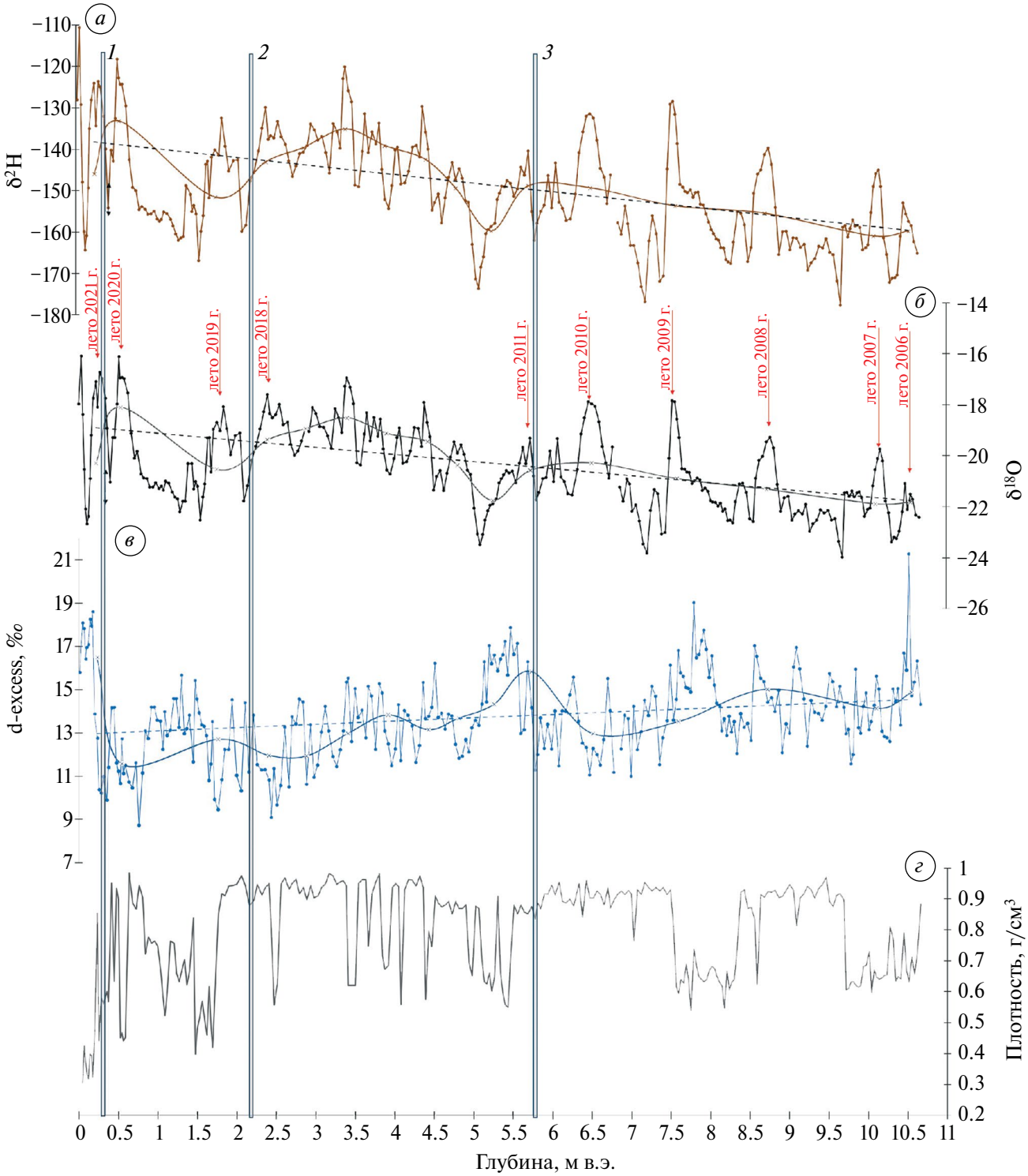



**Рис. 2.** Распределение значений $\delta^2$H (*а*), $\delta^{18}$O (*б*), d-excess (*в*) и плотности (*г*) льда по глубине. Сглаженными линиями показаны среднегодовые значения, прерывистыми – общий тренд среднегодовых значений. Стрелки указывают на середину летнего сезона. Извержения вулканов (по Горбач и др., 2024): *1* – Безымянный октябрь 2020 г.; *2* – Шивелуч в декабре 2018 г.; *3* – Безымянный, Ключевской и Кизимен 2010–2011 гг.

**Fig. 2.** Distribution of values of $\delta^2$H (*а*), $\delta^{18}$O (*б*), d-excess (*в*) and density (*г*) of ice over depth. Smooth lines show average annual values, dashed lines show the general trend of average annual values. The arrows point to the middle of the summer season. Volcanic eruptions (according to Gorbach et al., 2024): *1* – Bezymyanny October 2020; *2* – Shiveluch in December 2018; *3* – Bezymyanny, Klyuchevskoy and Kizimen 2010–2011

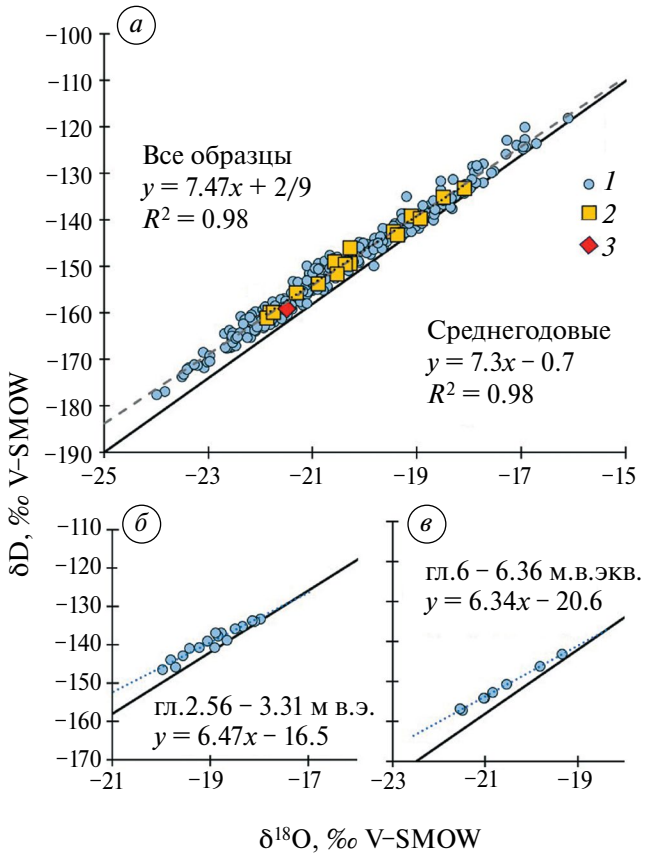



**Рис. 3.** Соотношение $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ для образцов ледникового льда: *а* – все образцы (*1*), среднегодовые значения (*2*) и среднее по керну K-2 (из Sato et al., 2013; Shiraiwa, Yamaguchi, 2002); *б* – образцы с глубин 2.56–3.31 м в.экв.; *в* – образцы с глубин 6.0...6.36 м в.экв.

**Fig. 3.** The $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ ratio for glacial ice samples: *a* – all samples (*1*), average annual values (*2*) and average for core K-2 (from Sato et al., 2013; Shiraiwa, Yamaguchi, 2002); *б* – samples from depths of 2.56–3.31 m eq.; *в* – samples from depths of 6.0...6.36 m w.e.

Химический состав вулканических стёкол позволяет определить извержение каких вулканов их сформировало (Горбач и др., 2024). Пепел образца с глубины 89–94 см (0.414–0.445 м в.экв.) соответствует извержению вулкана Безымянного, которое, наиболее вероятно, произошло в октябре 2020 г. Эта датировка полностью совпадает с датированием изотопной записи по величинам $\delta^{18}O$ (см. рис. 2). Для пеплов с глубины 348–354 см (2.259–2.314 м в.экв.) были отмечены единичные частицы с риолитовым составом стекла, что привело к выводу о возможном извержении вулкана Шивелуч в декабре 2018 г. (Горбач и др., 2024), что также хорошо соответствует изотопной записи. А для горизонта пеплов с глубин 761–777 см (5.683–5.813 м в.экв.) был сделан вывод о наложении извержений сразу нескольких вулканов (Безымянный, Ключевской и Кизимен), последовательное извержение которых было характерно для 2010–2011 гг. Именно в этом интервале глубин (от 2.56 до 4.5 м в.экв.) отмечается присутствие конжеляционного льда, сформированного в закрытой системе, и частые горизонты льда, сформированного быстрым замерзанием жидкой воды в открытой системе. Таким образом, опираясь на датировку по слою 761–777 см, этот горизонт можно отнести к лету 2011 г. Нижележащие горизонты датированы по положительным пикам величин $\delta^{18}O$ как маркеров тёплого периода, так как отрицательные пики, характерные для зимнего периода, проявлены хуже. Границы годовых слоев проведены посередине летнего периода, что позволило рассчитать среднегодовые величины $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d-excess (см. рис. 2; табл. 1). Учитывая, что толща льда в 10.5 м в.экв. сформировалась за 16 лет, средняя годовая аккумуляция составляла 0.66 м в.экв., что хорошо согласуется со сделанными ранее оценками (Shiraiwa et al., 2001; Sato et al., 2013).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопные характеристики осадков, зависящие в глобальном масштабе от температуры приземного слоя воздуха (Dansgaard, 1964), формируют изотопную запись ледникового льда путём последовательного накопления и уплотнения снега. Процессы выпадения осадков, в целом, являются равновесными, благодаря чему в глобальном масштабе осадки соответствуют ГЛМВ (Gat, 2000). Выраженная связь между величинами $\delta^{18}O$ и температурами приземного слоя воздуха (Dansgaard, 1965) позволяет использовать изотопный состав кислорода ледниковых льдов для палеоклиматических реконструкций. Однако зависимость $\delta^{18}O$–T в глобальном масштабе присущая атмосферным осадкам не всегда характерна для ледникового льда.

Увеличение значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$, выраженное в 14-метровом ледниковом керне от 2006 к 2022 гг., по нашему мнению, не связано с изменением локальных температур. Несмотря на то, что для Камчатки в последние десятилетия отмечаются положительные тренды температур воздуха, составляющие в среднем +0.4 °C/10 лет (Korneva et al., 2024), среднегодовые значения $\delta^{18}O$ и $T_{ср.год}$ и, в целом, не коррелируют ($r^2$ = 0.2). Основной причиной увеличения значений $\delta^{18}O$ ледникового льда было не повышение температур воздуха, а изменение в соотношении накопления зимних и летних сезонных осадков на леднике.

***Влияние сезонности на формирование изотопной записи.*** На Камчатку поступает большое количество водяного пара с обширной океанской территории.

**Таблица 1.** Среднегодовые величины $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d-excess и расчётное изменение температуры поверхности океана в соответствующий период осреднения

| Период | Глубины слоя, м.в.экв. | Среднегодовые величины | | | Относительно среднего по керну | | | | Δ T |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $\delta^{18}O$ | $\delta^{2}H$ | d-exc | $\Delta\delta^{18}O$ | $\Delta\delta^{2}H$ | Δd-exc | Δd-exc сезон | |
| 2006–2007 | 10.55 | –21.8 | –159.8 | 14.9 | –1.6 | –11.8 | 1.2 | 1.1 | **0.1** |
| 2007–2008 | 10.10 | –21.9 | –161 | 14.1 | –1.7 | –13.0 | 0.4 | 1.2 | **–1.8** |
| 2008–2009 | 8.73 | –21.3 | –155.5 | 15.0 | –1.1 | –7.5 | 1.3 | 0.8 | **1.3** |
| 2009–2010 | 7.59 | –20.9 | –153.7 | 13.5 | –0.7 | –5.8 | –0.2 | 0.5 | **–1.6** |
| 2010–2011 | 6.51 | –20.3 | –149.3 | 13.0 | –0.1 | –1.4 | –0.7 | 0.1 | **–1.8** |
| 2011–2012 | 5.74 | –20.6 | –148.8 | 15.8 | –0.4 | –0.9 | 2.2 | 0.3 | **4.5** |
| 2012–2013 | 5.26 | –21.8 | –159.8 | 14.3 | –1.6 | –11.8 | 0.6 | 1.1 | **–1.1** |
| 2013–2014 | 4.81 | –20.4 | –149.4 | 13.7 | –0.2 | –1.5 | 0.0 | 0.1 | **–0.3** |
| 2014–2015 | 4.43 | –19.5 | –142.5 | 13.1 | 0.8 | 5.5 | –0.5 | –0.5 | **0.0** |
| 2015–2016 | 3.92 | –19.1 | –139.1 | 13.8 | 1.1 | 8.9 | 0.2 | –0.8 | **2.2** |
| 2016–2017 | 3.41 | –18.5 | –135.1 | 13.0 | 1.7 | 12.8 | –0.7 | –1.2 | **1.1** |
| 2017–2018 | 2.89 | –18.9 | –139.6 | 11.9 | 1.3 | 8.4 | –1.8 | –0.9 | **–2.1** |
| 2018–2019 | 2.41 | –19.4 | –143.1 | 12.0 | 0.8 | 4.9 | –1.7 | –0.6 | **–2.7** |
| 2019–2020 | 1.77 | –20.5 | –151.6 | 12.7 | –0.3 | –3.7 | –1.0 | 0.2 | **–2.9** |
| 2020–2021 | 0.54 | –18.1 | –133.2 | 11.6 | 2.1 | 14.8 | –2.1 | –1.5 | **–1.5** |
| 2021–2022 | 0.23 | –20.3 | –145.9 | 16.5 | –0.1 | 2.1 | 2.8 | 0.1 | **6.5** |
| Среднее | | **–20.2** | **–148.0** | **13.7** | | | | | |

По работе (Sato et al., 2013) на основе корреляции температуры воздуха на высоте 2 м (по данным ERA40 reanalysis) со значениями $\delta^{2}H$ ледяного керна можно заключить, что основным источником пара для осадков на Ушковском вулкане являются районы Тихого океана 20–30° с.ш. и 160–180° в.д. (см. рис., район III). Учитывая большую изменчивость циркуляционных условий в течение года, можно говорить о том, что источником водяного пара для Ушковского служит не только Тихий океан, но и ближайшие к Камчатке моря: Охотское и Японское. Сезонная смена основных источников влаги, а также сезонное изменение условий испарения водяного пара над поверхностью океана (Yoshimura, Ichiyanagi, 2009), отражаются в изменениях величины дейтериевого эксцесса атмосферных осадков региона.

Согласно (Craig, Gordon, 1965; Merlivat, Jouzel, 1979) изотопный состав водяного пара над океаном определяется равновесными и кинетическими коэффициентами изотопного фракционирования, а также величиной относительной влажности. Равновесные коэффициенты зависят от температуры поверхности океана (ТПО), кинетические являются константой. Величина дейтериевого эксцесса становится выше с увеличением ТПО (0.35‰/°C) и ниже с увеличением относительной влажности (–0.43‰/%) (Pfahl, Sodemann, 2014).

Измерения d-excess в водяном паре пограничного слоя показывают, что относительная влажность над поверхностью океана отрицательно коррелирует с d-excess водяного пара, причём наблюдения проводились в разных регионах, охватывали широкий диапазон условий испарения и были получены с использованием разных подходов (Pfahl, Sodemann, 2014 и ссылки в ней). Это указывает на доминирующую, универсальную связь между d-excess водяного пара, испаряющегося с поверхности океана, и приповерхностной относительной влажностью и находится в полном соответствии с теоретическими соображениями (Craig, Gordon, 1965; Merlivat, Jouzel, 1979).

Поскольку зимой температура атмосферного воздуха над океаном значительно ниже температуры поверхности воды, то относительная влажность уменьшается, что приводит к увеличению d-excess пара. Водяной пар с высокими d-excess может иметь происхождение как из северных районов Тихого океана, так и из акватории Японского моря (Uemura et al., 2012). Расчёты, выполненные в работе (Pfahl, Sodemann, 2014), также показывают, что Японское море и Тихий океан к востоку от Японии (см. рис. 4, район I) в зимний период служат основным источником водяного пара с высокими величинами d-excess, в более восточных районах Тихого океана (см. рис.4, район II) величина d-excess пара заметно падает вслед за увеличением

относительной влажности. Летом температура воздуха над океаном близка к температуре воды, испарение происходит при высокой относительной влажности, что приводит к низким значениям d-excess водяного пара. Таким образом, летние осадки почти всегда имеют низкие величины d-excess, в то время как d-excess зимних осадков зависит о того, из какой области Тихого океана принесена влага.

В распределении значений $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ в ледяном керне 2022 г. заметен слабый тренд повышения значений с глубины 10.66 м в.экв. к поверхности (см. рис. 2) на фоне уменьшения величин d-excess. Изменения среднегодовых значений $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ (см. табл. 1) происходит согласно линии с наклоном 7.3, что близко к установленной линии регрессии по всем образцам (см. рис. 3), которая в случае ледникового льда на Ушковском вулкане представляет собой линию смешения осадков зимнего и летнего периодов. Среднегодовые значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ льда отражают пропорции количественного вклада этих осадков в годовой слой. Интересно, что этой линии смешения в целом соответствуют и средние значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ по керну К–2, полученному здесь же в 1998 г. (см. рис. 3).

Для опубликованных ранее значений $\delta^{18}O$ в керне К–2 были отмечены тренды повышения и понижения среднегодовых значений: осреднённые с шагом 5 лет среднегодовые значения $\delta^{18}O$ для 19 в. составили −22±1‰ и повысились в XX в. до −21.2‰ (Shiraiwa, Yamaguchi, 2002), что, по мнению авторов, связано с повышением температур воздуха в регионе. Среднегодовые значения $\delta^2H$ для керна К-2, датированного с 1735 по 1997 г., приводятся в работе (Sato et al., 2013), среднее значение по всему керну составило −160.1‰ (Sato et al., 2013). На основе этих данных – среднегодовых и многолетних трендов значений $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ – были сделаны предположения, что изотопная запись по Камчатским ледникам отражает климатические колебания, произошедшие за последние 260 лет (Shiraiwa, Yamaguchi, 2002; Sato et al., 2013).

По сравнению с периодом 1800–1998 гг., судя по данным (Shiraiwa, Yamaguchi, 2002; Sato et al., 2013), в 2006–2022 гг. общий диапазон вариаций $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ значительно уменьшился, а среднегодовые значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ возросли (рис. 4). Поскольку это возрастание среднегодовых величин $\delta^{18}O$ и $\delta^2H$ сопровождается уменьшением d-excess, мы полагаем, что основной причиной таких изменений послужило увеличение доли атмосферных осадков летнего и переходных сезонов (осени и весны).

***Изменения в источнике влаги.*** Изменения среднегодовых величин дейтериевого эксцесса (d-excess = $\delta^2H - 8\delta^{18}O$) вследствие изменения пропорций сезонного смешения (вдоль линии $\delta^2H = 7.3\delta^{18}O - 0.7$), для среднегодовых значений, должны соответствовать уравнению:

$$\Delta \text{ d-excess} = \Delta\delta^2H - 8\Delta\delta^{18}O$$

$$\Delta\delta^2H/\Delta\delta^{18}O=7.3$$

$$\Delta \text{ d-excess}_{\text{сезон}} = 7.3\Delta\delta^{18}O - 8\Delta\delta^{18}O = -0.7\Delta\delta^{18}O \quad (2).$$

В табл. 1 приведены величины $\Delta$ d-excess $_{\text{сезон}}$ (рассчитанные по уравнению 2). Если они близки к общему изменению $\Delta$d-excess годового слоя относительно среднего по керну, то можно говорить о формировании изотопного сигнала за счёт изменения пропорций сезонных осадков, в случае большого отличия дейтериевый эксцесс является показателем влияния других факторов.

На изменение величин d-excess атмосферных осадков может влиять как изменение условий испарения в источнике влаги, так и изменение положения основного источника происхождения осадков. Наибольшее влияние изменений в источнике пара отмечается в горизонтах 2011–2012 и 2021–2022 гг. Если предположить, что основные источники не менялись, а сезонные изменения в относительной влажности на поверхности моря, приводящие к формированию высоких d-excess водяного пара, уже учитываются в сезонности изотопных параметров осадков, то дополнительные изменения величин d-excess (относительно уравнения 2) должны быть связаны с изменением температур поверхности океана. Будем полагать, что изменение значения $\delta^{18}O$ конкретного года от среднего значения по керну ($\Delta\delta^{18}O$) обусловлено изменением пропорцией сезонного смешения ($\Delta\delta^{18}O_{\text{сезон}}$,) и изменением ТПО в источнике влаги:

$$\Delta\delta^{18}O = \Delta\delta^{18}O_{\text{сезон}} + 0.1\Delta T,$$

где $\Delta T$ – изменение ТПО, коэффициент $\delta^{18}O$/ТПО = 0.1‰/°C (согласно модели Merlivat, Jouzel, 1979).

Таким образом,

$$\Delta\delta^{18}O_{\text{сезон}} = \Delta\delta^{18}O - 0.1\Delta T \quad (3)$$

Воспользовавшись коэффициентом d-excess/ТПО =0.35‰/°C (по Pfahl, Sodemann, 2014), с учётом уравнения (2) подобным образом выразим изменения дейтериевого эксцесса:

$$\Delta\text{d-excess} = -0.7\Delta\delta^{18}O_{\text{сезон}} + 0.35\Delta T \quad (4)$$

Подставив уравнение (3) в уравнение (4), получим:

$$\Delta\text{d-excess} = -0.7(\Delta\delta^{18}O - 0.1\Delta T) + 0.35\,\Delta T \quad (5)$$

Решив уравнение (5), получаем значения изменения ТПО ($\Delta T$) в источнике влаги (см. табл. 1)

Поскольку точность измерения величин $\delta^2H$ составляла ±1‰, то погрешность расчёта $\Delta T$ близка к расчётным величинам изменения ТПО для всех годовых слоёв, за исключением горизонтов 2011–2012 и 2021–2022 гг. Для этих годовых

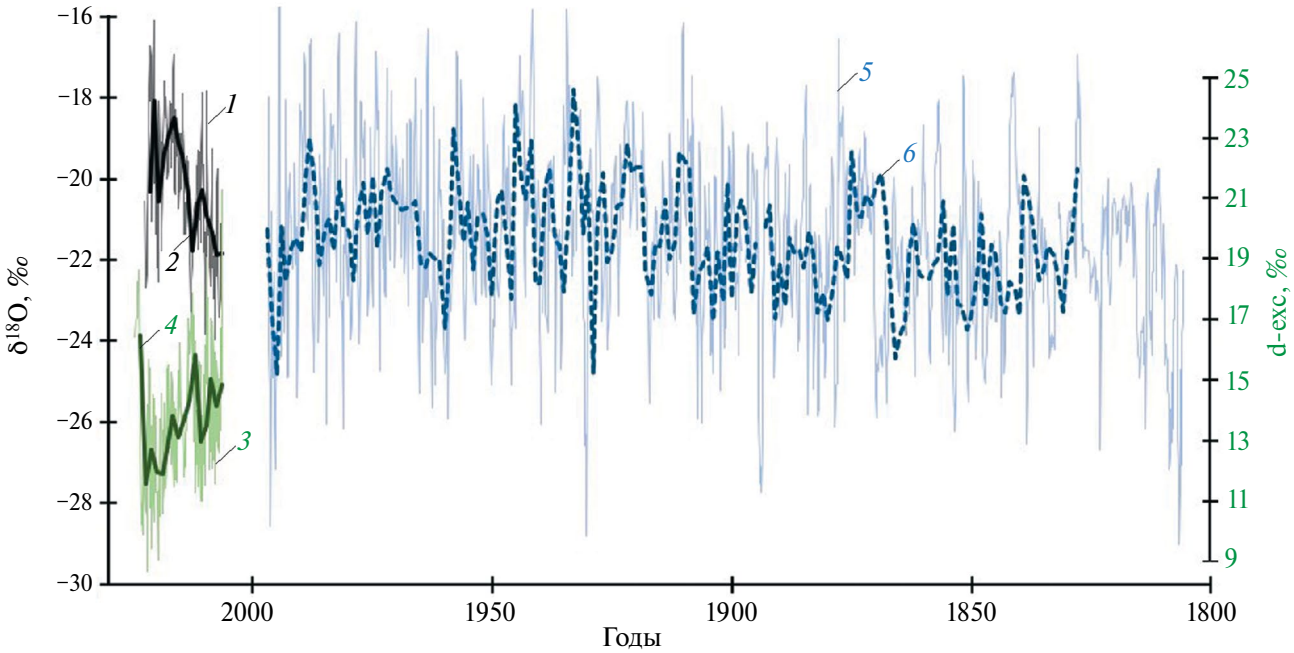



**Рис. 4.** Распределение полученных в 2022 г. значений $\delta^{18}O$ и d-excess ледниковом льду в кратере Горшкова относительно ранее установленных в керне К–2 (Shiraiwa, Yamaguchi, 2002): *1* – все значения $\delta^{18}O$, *2* – среднегодовые значения $\delta^{18}O$, *3* – все значения d-excess, *4* – среднегодовые значения d-excess, *5* – значения $\delta^{18}O$ в керне К–2, *6* – среднегодовые значения $\delta^{18}O$ в керне К–2

**Fig. 4.** Distribution of $\delta^{18}O$ and d-excess values obtained in 2022 for glacial ice in the Gorshkov crater relative to those previously established in the K–2 core (Shiraiwa, Yamaguchi, 2002): *1* – all $\delta^{18}O$ values, *2* – average annual $\delta^{18}O$ values, *3* – all values d-excess, *4* – average annual values of d-excess, *5* – $\delta^{18}O$ values in core K-2, *6* – average annual $\delta^{18}O$ values in core K–2

слоёв расчётное увеличение температуры поверхности воды составило 4.5 и 6.5 °C при погрешности расчёта ±2.5 °C. Изменения температур могли быть связаны с сильной положительной аномалией температуры поверхности воды в северо-западном секторе Тихого океана. Действительно, по данным HadSST наблюдалась длительная устойчивая положительная аномалия температуры поверхности океана с октября 2021 г. по январь 2022 г. в северной части Тихого океана, а также с октября по декабрь 2011 г. В среднем за октябрь–декабрь 2021 гг. значение аномалии составило до 3 °C (относительно среднего за 1961–1990 гг.) в северной части Тихого океана и до 5 °C в Японском море (рис. 5, *а*). В октябре–декабре 2011 г. аномалия температуры была менее интенсивна (до +2...+2.5 °C) и занимала меньшую площадь (см. рис. 5, *б*), однако всё же среднее значение за 2006–2022 гг. было превышено более чем на 1 °C. Такой сильной и продолжительной аномалии температуры поверхности воды, как в 2021–2022 гг. ,в этом регионе не наблюдалось ни разу в холодные сезоны, начиная с 2006 г.

Основные траектории циклонов, приносящих осадки на Камчатку в холодное время года, различны в зависимости от положения полярного фронта в конкретный месяц года. В середине зимы (январь) интенсивность и продолжительность циклонов, которые образуются к югу от Камчатки, падает (Schemm et al., 2021), а центр циклонов, образующихся в районе течения Куросио, сдвигается в сторону экватора. Основные траектории движения циклонов в регионе в октябре–марте 1998–2003 гг. имели преимущественно зональный характер – над океаном от Курильских островов в восточные районы Берингова моря. В начале XXI в. (2009–2015 гг.) преобладали меридиональные траектории из субтропиков – участились южные циклоны от Японских островов в Охотское море и западную часть Берингова моря, что может быть связано с ослаблением Алеутской депрессии и смещением её на запад (Glebova, 2018). Анализ среднего направления ветра на уровне 600 Гпа (около 4 км) по реанализу ERA5 за 2006–2022 гг. показывает, что над Камчаткой ведущий поток воздуха на этой высоте в период с октября по декабрь направлен с запада и юго-запада, а в январе-феврале уже характерен северо-восточный перенос с северных районов Тихого океана по периферии алеутской депрессии.

Таким образом, учитывая тенденции в изменении атмосферной циркуляции в сторону более

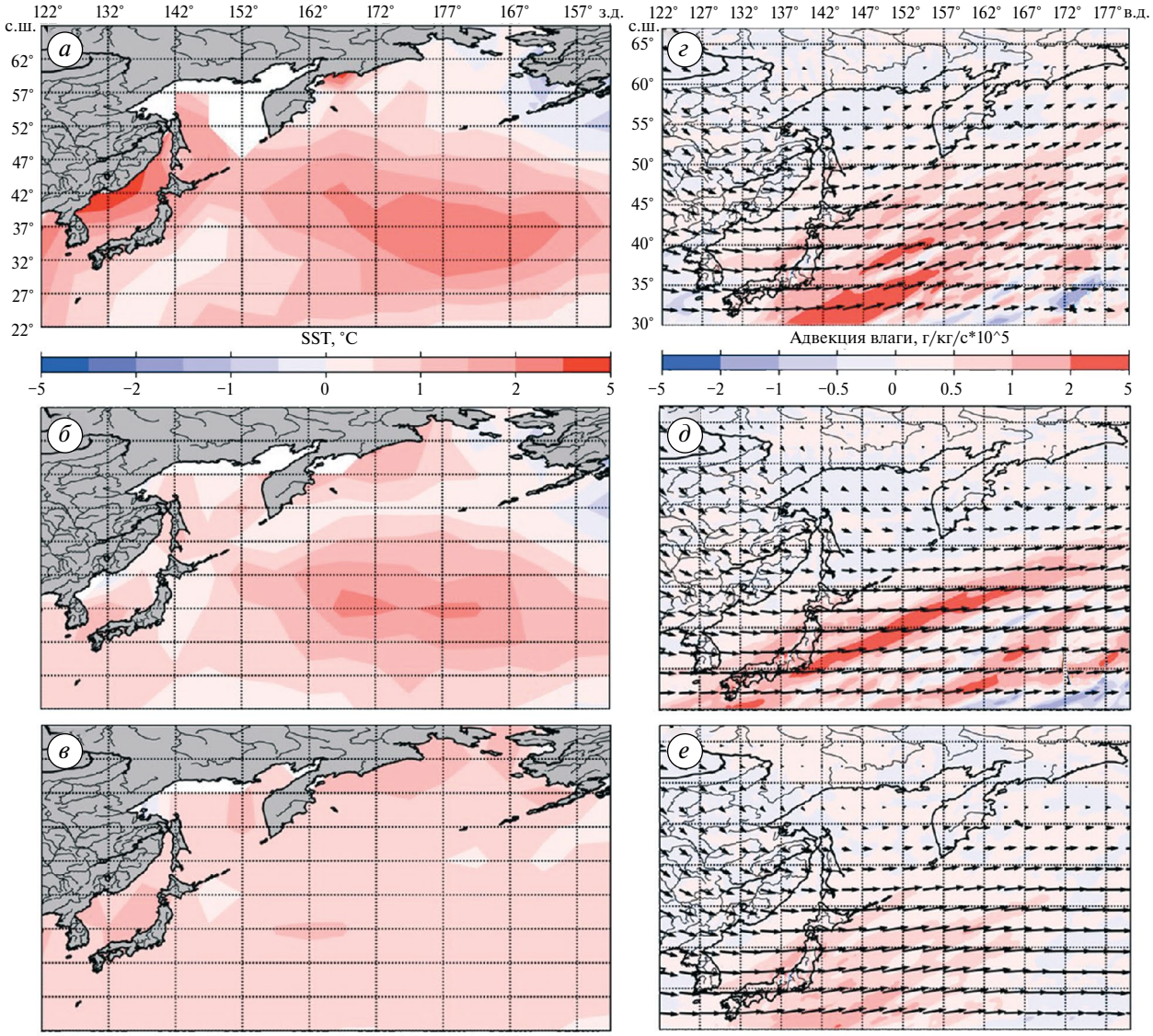



**Рис. 5.** Среднемесячная аномалия температуры поверхности воды относительно базового периода 1961–1990 гг. за октябрь–декабрь: 2021 г. (*а*); 2011 г. (*б*); 2006–2022 гг. (*в*); среднесуточная адвекция влаги Q (г/кг×с-1×105) (цветная заливка) и среднесуточное направление ветра (стрелки) на уровне 600гПа по данным реанализа ERA5 в среднем за октябрь–декабрь 2021 г. (*г*); 2011 г. (*д*); 2006–2022 гг. (*е*)

**Fig. 5.** Average monthly anomaly of water surface temperature relative to the base period 1961–1990. for October-December: 2021 (*а*); 2011 (*б*); 2006–2022 (*в*); average daily moisture advection Q (g/kg×s−1×105) (color fill) and average daily wind direction (arrows) at 600 hPa according to ERA5 reanalysis data on average for October-December 2021 (*г*); 2011 г. (*д*); 2006–2022 (*е*)

меридиональной, в последнее десятилетие осенью и в начале зимы в акваторию Охотского моря и на Камчатку, по-видимому, более часто стали приходить воздушные массы из субтропиков, в частности из районов течения Куросио. Распределение адвекции влаги показывает, что в 2011 и 2021 гг. значения Q были выше, чем в среднем за октябрь–декабрь 2013–2020 гг. (см. рис. 5, *е*). Максимумы адвекции влаги находятся к востоку от Японских островов – в 2021 г. в зоне 30–40° с.ш., в 2011 г. область максимумов вытянута с юго-запада на северо-восток до 50° с.ш. В октябре–декабре 2021 г. для ведущего потока воздуха на уровне 4 км была характерна сильная юго-западная составляющая (см. рис. 5, *г*). Аномально тёплая морская поверхность в этих районах и, соответственно, более интенсивное испарение в регионе в 2011 и 2021 гг. могли способствовать поступлению на Камчатский полуостров влаги с более высокими значениями дейтериевого эксцесса, чем в другие сезоны.

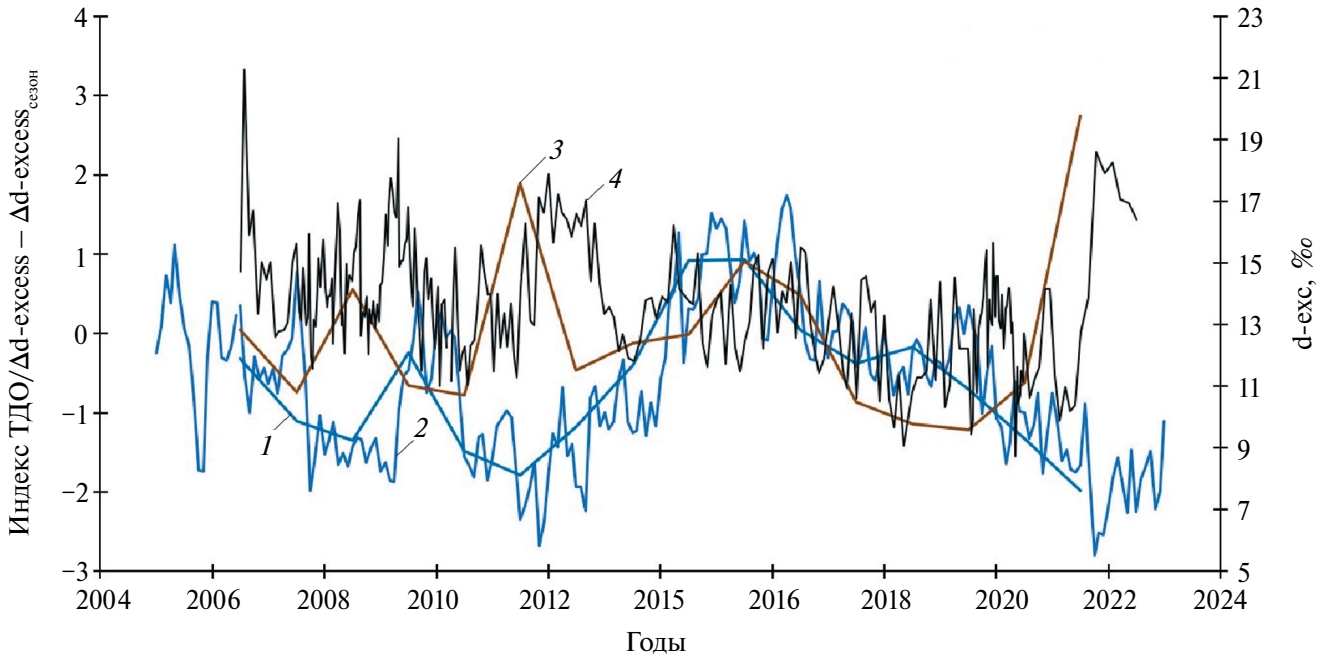



**Рис. 6.** Вариации индекса Тихоокеанского декадного колебания (ТДО) относительно дейтериевого эксцесса в керне 2022 г.: *1* – индексы ТДО среднегодовые, осредненные с июля по июль; *2* – индексы ТДО; *3* – несезонные колебания d-excess = Δd-excess – Δd-excess$_{сезон}$; *4* – величины d-excess по всему керну

**Fig. 6.** Variations of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) index relative to deuterium kurtosis in the 2022 core: *1* – PDO indices, averaged from July to July; *2* – annual average PDO indices; *3* – non-seasonal fluctuations d-excess = Δd-excess – Δd-excess$_{season}$; *4* – d-excess values throughout the core

Сопоставление величины d-excess льда керна 2022 г. с индексом Тихоокеанского декадного колебания (ТДО) показало, что в некоторых случаях отмечается выраженная обратная корреляция, которая также наиболее сильно проявляется для 2011–2012 и 2021–2022 гг. (рис. 6).

Тихоокеанское десятилетнее колебание является основной модой климатической изменчивости Тихого океана, наряду с Эль-Ниньо (ENSO – El Nino / Southern Oscillation). Фазы ТДО определяются сменой положения аномалий температуры поверхности океана во внутренней части севера Тихого океана и у Тихоокеанского побережья Северной Америки. Поэтому очевидно, что индексы ТДО должны быть связаны с величиной дейтериевого эксцесса атмосферных осадков Камчатки, источником которых служат внутренние районы севера Тихого океана. Между 2012 и 2018 гг. мы столкнулись со значительным усреднением изотопной записи в керне, что, скорее всего, связано с большим участием жидкой воды в формировании льда. Глобальные циркуляционные процессы в Тихом океане влияют на формирование изотопных параметров ледникового льда Камчатки. Однако эти эффекты слабо выражены на фоне преобладающей роли изменений в сезонном накоплении атмосферных осадков на леднике.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получен новый неглубокий ледниковый керн в кратере Горшкова вулкана Ушковский; его общая глубина составила 14 м (10.5 м водного эквивалента), что соответствует 16 годам аккумуляции согласно вариациям $\delta^{18}O$ и химическому составу пепловых горизонтов.

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда варьируют от −16 до −24‰ и от −110.5 до −177.7‰ при средних значениях −20.5 и −150.2‰, соответственно. Величина дейтериевого эксцесса меняется по глубине от 8.7 до 21.3‰ при среднем значении 13.7‰. Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда формируют линейный тренд, описывающийся уравнением $\delta^{2}H = 7.47 \times \delta^{18}O + 2.9$ ($R^2 = 0.98$); наклон линии, отличный от глобальной линии метеорных вод, отражает смешение летних и зимних атмосферных осадков. Зимой воздушные массы, образовавшиеся над Японским морем и Тихим океаном в секторе 30–40° с.ш. и 140–160° в.д., приносят осадки с высокими величинами d-excess, что обусловлено низкой относительной влажностью в районе-источнике пара. Летом над большей частью акватория севера Тихого океана отмечается высокая относительная влажность, в результате водяной пар имеет низкие величины d-excess. Поэтому лёд, сформированный летними осадками, имеет высокие значения $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) на фоне низких

d-excess, а лёд зимнего сезона, наоборот, имеет низкие величины $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) и высокие d-excess.

Изменения величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда по глубине происходят в противофазе с изменениями d-excess, что отражает доминирующую роль пропорций накопления сезонных осадков в формировании изотопного сигнала ледникового льда. Отличия средних значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда нового керна от керна К–2, полученного в кратере вулкана Ушковский ранее, связаны с изменением структуры питания ледника – преобладанием осадков летнего (весеннего) сезона на фоне уменьшения осадков зимнего периода.

На изотопные параметры льда могут влиять изменения в источнике водяного пара, откуда воздушные массы приносят осадки на Камчатку. Условия в районе происхождения влаги играли заметную роль в формировании среднегодового значения d-excess годовых слоёв льда 2011/12 и 2021/22 гг. Расчёт по величине d-excess с учётом сезонности показал, что для этих лет характерна выраженная положительная аномалия температур поверхности моря. Это подтверждается данными наблюдений HadSST: длительная устойчивая положительная аномалия температуры поверхности океана в северо-западном секторе Тихого океана существовала с октября 2021 г. по январь 2022 г., а также с октября по декабрь 2011 г. В среднем за октябрь–декабрь 2021 г. значение аномалии составило до 3°С (относительно среднего за 1961–1990 гг.) в северной части Тихого океана и до 5°С в Японском море. Такой сильной и продолжительной аномалии температуры поверхности воды в этом регионе в другие сезоны не наблюдалось. Для 2011–2012 и 2021–2022 годовых слоёв льда в керне была отмечена обратная корреляция между индексом Тихоокеанского декадного колебания и величинами d-excess. Это означает, что глобальные циркуляционные процессы в Тихом океане находят своё отражение в изотопных ($\delta^{18}O$, d-excess) характеристиках ледникового льда.

**Благодарности.** Авторы благодарят П.А. Торопова за помощь в полевых работах и обсуждении результатов. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-17-00159. Анализ изотопного состава ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) льда проводился в рамках мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021). Анализ климатической изменчивости в тихоокеанском регионе выполнен в рамках государственного задания Института географии РАН № FMGE-2019-0004.

**Acknowledgments.** We thank P.A. Toropov for assistance in field work and discussion of the results. The work was carried out with financial support from the Russian Science Foundation grant 22-17-00159. Analysis of the isotopic composition ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) of ice was carried out within the framework of the Megagrant (Agreement No. 075-15-2021-599 dated 06/08/2021). The analysis of climatic variability in the Pacific region was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences No. FMGE-2019-0004.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Горбач Н.В., Философова Т.М., Михаленко В.Н.* Идентификация горизонтов тефры в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка) // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 1. С. 66–80.

*Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in: Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, edited by Tongiorgi E. Lab. Geol. Nucl., Pisa, Italy. 1965. P. 9–130.

*Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus B. 1964. V. 16. P. 436–468.

*Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. Vol. 364. P. 218–220.

*Fisher D.A., Wake C., Kreutz K., Yalcin K., Steig E., Mayewski P., Anderson L., Zheng J., Rupper S., Zdanowicz C., Demuth M., Waszkiewicz M., Dahl-Jensen D., Goto-Azuma K., Bourgeois J.B., Koerner R.M., Sekerka J., Osterberg E., Abbott M.B., Finney B.P., Burns S.J.* Stable Isotope Records from Mount Logan, Eclipse Ice Cores and Nearby Jellybean Lake. Water Cycle of the North Pacific Over 2000 Years and Over Five Vertical Kilometres: Sudden Shifts and Tropical Connections // Géographie physique et Quaternaire. 2004. V. 58. N. 2–3. P. 337–352.

*Gat J.R.* Atmospheric water balance – the isotopic perspective // Hydrological Processes. 2000. V. 14. P. 1357–1369.

*Glebova S.Yu.* Cyclones over the Pacific Ocean and Far-Eastern Seas in cold and warm seasons and their influence on wind and thermal regime in the last two decade period // Izv. TINRO. 2018. V. 193. P. 153–166.

*Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J.* The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journ. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

*Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // Nature. 1982. V. 299. P. 688–691.

*Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M.* Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years) // Nature. 1987. V. 329. P. 403–408.

*Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the last 800.000 years // Science. 2007. V. 317. P. 793–796.

*Kang S., Zhang Y., Zhang Y., Grigholm B., Kaspari S., Qin D., Ren J., Mayewski P.* Variability of atmospheric dust loading over the central Tibetan Plateau based on ice core glaciochemistry // Atmos. Environ. 2010. V. 44. P. 2980–2989.

*Kennedy J.J., Rayner N.A., Atkinson C.P., Killick R.E.* An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: the Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0. data set // Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2019. V. 124. https://doi.org/10.1029/2018JD029867

*Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Y., Aleshina M.A.* Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // International Journ. of Climatology. 2024. V. 44. № 2. P. 345–369.

*Kurita N.* Origin of Arctic vapor during the ice-growth season // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L02709. https://doi.org/10.1029/2010GL046064.

*Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophysical Research. 1979. V. 84 (C8). P. 5029–5033.

*Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? // Climate of the Past. 2014. V. 10. P. 771–781.

*Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T.* Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // Climate of the Past Discussion. 2013. V. 9. P. 2153–2181.

*Schemm S., Wernli H., Binder H.* The storm-track suppression over the western North Pacific from a cyclone life-cycle perspective // Weather Clim. Dynam. 2021. V. 2. P. 55–69.

*Shiraiwa T., Yamaguchi S.* Reconstruction of Glacier Mass Balances and Climate Changes in the Kamchatka Peninsula // Journ. of Geography. 2002. V. 111. № 4. P. 476–485.

*Shiraiwa Y., Murav'yev Y.D., Kameda T., Nishio F., Tomaya Y., Takahashi A., Ovsiannikov A.A., Salamatin A.N., Yamagata K.* Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry // Journ. of Glaciol. 2001. V. 47 (158). P. 423–432.

*Souchez R.*, *Jouzel J.* On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing // Journ. of Glaciology. 1984. V. 30. N. 106. P. 369–372.

*Thompson L.G., Yao T., Davi M.E., Mosley-Thompson, E., Wu G., Porter S.E., Xu B., Lin P.-N., Wang N., Beaudon E., Duan K., Sierra-Hernández M.R., Kenny D.V.* Ice core records of climate variability on the Third Pole with emphasis on the Guliya ice cap, western Kunlun Mountains // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 188. P. 1–14.

*Tian L., Yao T., Li Z., MacClune K., Wu G., Xu B.* Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs // Journ. of Geophysical Research. 2006. V. 111. D13103.

*Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama, H., Stenni B.* Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles // Climate of the Past. 2012. V. 8. P. 1109–1125.

*Yoshimura K., Ichiyanagi K.* A reconsideration of Seasonal Variation in Precipitation Deuterium Excess Over East Asia // Journ. Japan Soc. Hydrol. and Water Resour. 2009. V. 22. No. 4. P. 262–276.

*Yu W., Yao T., Thompson L., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Zh., Wang N., Wu G., Ma Y., Gao J., Yang X., Zhang J., Qu D.* Temperature signals of ice core and speleothem isotopic records from Asian monsoon region as indicated by precipitation $\delta^{18}O$ // Earth and Planetary Science Letters. 2021. 554. 116665. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665.

**Citation:** ***Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Korneva I.A., Muravyiev Ya.D., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A.* Isotopic composition ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) of glacial ice in Kamchatka: relation with modern climate changes in the Pacific Region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 373–386. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030053**

# Isotopic composition ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) of glacial ice in Kamchatka: relation with modern climate changes in the Pacific Region

**Yu. N. Chizhova[a,b]*, V. N. Mikhalenko[b], I. A. Korneva[b,c], Ya. D. Muravyov[d], A. G. Hayredinova[b], M. A. Vorobiev[b]**

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia*
[b] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*
[c] *Institute of Natural-Technical Systems, Sevastopol, Russia*
[d] *Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*
**e-mail: eacentr@yandex.ru*

Received May 2, 2024 / Revised June 6, 2024 / Accepted July 8, 2024

The isotopic composition ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) of ice sampled during core drilling of a glacier in the crater of the Ushkovsky volcano in the summer of 2022 (new core) was studied. The ice core 14 m long dates from 2006 to 2022 and covers 16 years of accumulation. The values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of the ice vary from −16 to −24‰ and from −110.5 to −177.7‰ at average values of −20.5 and −150.2‰, respectively. The deuterium excess varies in depth from 8.7 to 21.3‰ at an average value of 13.7‰. In the isotope diagram, the values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ form a linear trend described by the equation $\delta^{2}H = 7.47 \times \delta^{18}O + 2.9$ ($R^2 = 0.98$), the slope of the line, different from the global meteoric water line, reflects the mixing of summer and winter precipitation. Ice formed by summer precipitation has high values of $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) against a background of low d-excess, while ice of the winter season, on the contrary, has low values of $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) and high d-excess. Changes in the values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of ice in depth proceed in antiphase with changes in d-excess, which reflects the dominant role of seasonal accumulation in the formation of the isotope record. The differences in the average values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of the ice from the new core and similar values of ice from the core previously taken in the same crater of the Ushkovsky volcano are due to a change in the structure of the glacier's alimentation – an increase in the amount of precipitation in the summer-spring season and a decrease in precipitation in the winter period. In addition to changes in the proportion of accumulation of the seasonal precipitation, the isotopic composition of ice is influenced by changes in the source of water vapor, from where air masses bring precipitation to Kamchatka. The use of the d-excess value allowed us to establish that the isotopic parameters of the ice of 2011–2012 and 2021–2022 annual layers were influenced by a pronounced positive anomaly in ocean surface temperatures, which is confirmed by HadSST observations. Thus, the isotopic parameters of glacial ice may serve as an indicator of climate change in the Pacific region.

**Keywords:** Kamchatka, glacial ice, oxygen isotope composition, deuterium excess, sea surface temperature anomalies, Pacific region

## REFERENCES

*Gorbach N.V., Filosofova T.M., Mikhalenko V.N.* Identification of sources of ash buried in a glacier at the top of the Ushkovsky volcano (Kamchatka) using analysis of the chemical composition of volcanic glass. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2024. 64 (1): 68–60. [In Russian].

*Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in: Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, edited by Tongiorgi E. Lab. Geol. Nucl., Pisa, Italy. 1965: 9–130.

*Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. Tellus B. 1964, 16: 436–468.

*Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature. 1993, 364: 218–220.

*Fisher D. A., Wake C., Kreutz K., Yalcin K., Steig E., Mayewski P., Anderson L., Zheng J., Rupper S., Zdanowicz C., Demuth M., Waszkiewicz M., Dahl-Jensen D., Goto-Azuma K., Bourgeois J.B., Koerner R.M., Sekerka J., Osterberg E., Abbott M.B.,*

*Finney B.P., Burns S.J.* Stable Isotope Records from Mount Logan, Eclipse Ice Cores and Nearby Jellybean Lake. Water Cycle of the North Pacific Over 2000 Years and Over Five Vertical Kilometres: Sudden Shifts and Tropical Connections. Géographie physique et Quaternaire. 2004, 58 (2–3): 337–352.

*Gat J.R.* Atmospheric water balance – the isotopic perspective. Hydrological Processes. 2000, 14: 1357–1369.

*Glebova S.Yu.* Cyclones over the Pacific Ocean and Far-Eastern Seas in cold and warm seasons and their influence on wind and thermal regime in the last two decade period. Izv. TINRO. 2018, 193: 153–166.

*Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J.* The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journ. Meteorol. Soc. 2020, 146: 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

*Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature. 1982, 299: 688–691.

*Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M.* Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years). Nature. 1987, 329: 403–408.

*Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the last 800.000 years. Science. 2007, 317: 793–796.

*Kang S., Zhang Y., Zhang Y., Grigholm B., Kaspari S., Qin D., Ren J., Mayewski P.* Variability of atmospheric dust loading over the central Tibetan Plateau based on ice core glaciochemistry // Atmos. Environ. 2010, 44: 2980–2989.

*Kennedy J.J., Rayner N.A., Atkinson C.P., Killick R.E.* An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: the Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0. data set. Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2019, 124. https://doi.org/10.1029/2018JD029867

*Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Y., Aleshina M.A.* Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession. International Journ. of Climatology. 2024, 44: 345–369.

*Kurita N.* Origin of Arctic vapor during the ice-growth season. Geophys. Res. Lett. 2011, 38. L02709. https://doi.org/10.1029/2010GL046064.

*Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. Journ. of Geophysical Research. 1979, 84 (C8): 5029–5033.

*Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? Climate of the Past. 2014, 10: 771–781.

*Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T.* Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records. Climate of the Past Discussion. 2013, 9: 2153–2181.

*Schemm S., Wernli H., Binder H.* The storm-track suppression over the western North Pacific from a cyclone life-cycle perspective. Weather Clim. Dynam. 2021, 2: 55–69.

*Shiraiwa T., Yamaguchi S.* Reconstruction of Glacier Mass Balances and Climate Changes in the Kamchatka Peninsula. Journ. of Geography. 2002, 111 (4): 476–485.

*Shiraiwa Y., Murav'yev Y.D., Kameda T., Nishio F., Tomaya Y., Takahashi A., Ovsiannikov A.A., Salamatin A.N., Yamagata K.* Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry. Journ. of Glaciol. 2001, 47 (158): 423–432.

*Souchez R., Jouzel J.* On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.

*Thompson L.G., Yao T., Davi M.E., Mosley-Thompson, E., Wu G., Porter S.E., Xu B., Lin P.-N., Wang N., Beaudon E., Duan K., Sierra-Hernández M.R., Kenny D.V.* Ice core records of climate variability on the Third Pole with emphasis on the Guliya ice cap, western Kunlun Mountains. Quat. Sci. Rev. 2018, 188: 1–14.

*Tian L., Yao T., Li Z., MacClune K., Wu G., Xu B.* Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs. Journ. of Geophysical Research. 2006, 111: D13103.

*Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama, H., Stenni B.* Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles. Climate of the Past. 2012, 8: 1109–1125.

*Yoshimura K., Ichiyanagi K.* A reconsideration of Seasonal Variation in Precipitation Deuterium Excess Over East Asia. Journ. Japan Soc. Hydrol. and Water Resour. 2009, 22 (4): 262–276.

*Yu W., Yao T., Thompson L., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Zh., Wang N., Wu G., Ma Y., Gao J., Yang X., Zhang J., Qu D.* Temperature signals of ice core and speleothem isotopic records from Asian monsoon region as indicated by precipitation $\delta^{18}O$. Earth and Planetary Science Letters. 2021, 554: 116665. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 387–402*

## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

*УДК 551.32*

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ДВИЖЕНИИ ЛЕДНИКА В РАЙОНЕ ПОСАДОЧНОЙ ПЛОЩАДКИ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

**© 2024 г. А. С. Боронина[1]*, М. П. Кашкевич[2], С. В. Попов[3,2], Е. М. Михайлов[2], А. Е. Дружин[2]**

*[1]Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия*
*[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
*[3]Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия*
**e-mail: al.b.s@yandex.ru*

Поступила 11.05.2024 г.
После доработки 14.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Представлен комплексный анализ геодезических и георадарных данных, полученных при проведении работ в районе посадочной площадки станции Новолазаревская в летний сезон 2023/24 г. Выполненные изыскания позволили уточнить особенности строения ледника, а также инструментально с высокой точностью измерить его деформации. В пределах взлётно-посадочной полосы были выделены три области, отличающиеся по степени необходимости их регулярного мониторинга, а анализ данных о смещении знаков разметки полосы с октября 2021 г. по февраль 2024 г. позволил сделать вывод о неравномерности движения ледника.

**Ключевые слова:** опасные гляциологические явления, ледниковые трещины, движение ледника, георадарное профилирование, посадочная площадка станции Новолазаревская, Восточная Антарктида

**DOI**: 10.31857/S2076673424030065, **EDN**: INZZAF

## ВВЕДЕНИЕ

Антарктида – одно из самых недоступных мест на нашей планете. Это самый холодный континент, бесперебойный доступ к которому ограничен удалённостью его местоположения и экстремальными погодными условиями. Большинство посещений Антарктиды осуществляется экспедициями стран-участниц Договора об Антарктике для выполнения круглогодичных и сезонных научных исследований и поддержания зимовочных станций и полевых баз исключительно в навигационный период. Оптимальным и наиболее быстрым вариантом её связи с другими материками является воздушный транспорт. Зачастую именно авиационное сообщение играет определяющую роль в обеспечении логистической поддержки полярных станций, баз и выносных лагерей для всего международного антарктического сообщества. Особенно сильно зависят от полётов внутриконтинентальные районы из-за очень короткого периода благоприятных погодных условий для доставки участников зимовочного и сезонного составов или груза. В настоящее время в Антарктиде имеется более 50 посадочных площадок, которые принадлежат более чем 20 государствам (Поляков и др., 2015). Их наибольшее количество насчитывается у Соединённых Штатов Америки, Австралии, Аргентины и Италии. Принимать тяжёлые самолёты на колёсном шасси, совершающие трансконтинентальные перелёты, способны лишь 11 взлётно-посадочных полос (ВПП) Антарктиды.

У Российской Федерации снежные или ледовые посадочные площадки имеются на четырёх антарктических станциях: Восток, Прогресс, Новолазаревская и Мирный, а также на сезонной полевой базе Молодёжная. В настоящее время обеспечить приём тяжёлых самолётов на колёсном шасси могут только посадочная площадка станции Новолазаревская и новая посадочная площадка Зенит в районе станции Прогресс (Попов и др., 2022; Александров и др., 2023; Суханова и др., 2023). Взлётно-посадочная полоса первой из них имеет в качестве покрытия «голубой лёд», а вторая – снежно-фирновую толщу. Учитывая сложность создания и поддержки снежных ВПП для тяжёлых колёсных самолётов (Ключников, 2006; Поляков и

др., 2009; Попов и др., 2016, White, McCallum, 2018), альтернативные варианты крайне ценны. У нашей страны это только посадочная площадка станции Новолазаревская (Novo Runway). Она располагается на ледниковом куполе Земли Королевы Мод (Dronning Maud Land) примерно в 7 км от оазиса Ширмахера (Schirmacher Oasis) и носит статус крупнейшего транспортного узла, поддерживающего межконтинентальную воздушную связь между Кейптауном и пунктами назначений в пределах Земли Королевы Мод (Лукин, 2015). Обслуживают эту посадочную площадку аэродромная группа Российской антарктической экспедиции и сотрудники международного антарктического логистического центра Ultima Antarctic Expeditions (ALCI до 2023 г.). Длина взлётно-посадочной полосы составляет 3000 м при ширине 60 м. Её расположение на участке «голубого льда» обеспечивает жёсткое покрытие и не требует длительных, технически сложных и затратных подготовительных работ. Именно по этой причине малочисленные зоны «голубого льда» представляют большой интерес для логистического обеспечения антарктических исследований (Mellor, 1988; Поляков, 2015; Markov et al., 2019). Всего в Антарктиде насчитывается лишь шесть взлётно-посадочных полос, организованных на «голубом льду» и принимающих самолёты на колёсном шасси: Troll Airfield (Норвегия), Wilkins Runway (Австралия), Novo Runway (Россия), Perseus Airstrip (Бельгия), Union Glacier Blue-Ice Runway (США) и Wolfs Fang Runway (Великобритания).

При всех преимуществах посадочная площадка станции Новолазаревская в силу своего местоположения на леднике подвержена различным гляциологическим процессам, связанным с его динамикой. Естественное неравномерное движение ледника приводит как к формированию приповерхностных трещин, так и к изменению конфигурации взлётно-посадочной полосы. Ярким примером служит её дугообразное искривление, потребовавшее корректировки осевых знаков разметки в 2021 г. (Мартьянов, 2021). Исходя из этого, для гарантирования безопасности полётов в Антарктиде огромную роль играет не только надёжное метеорологическое обеспечение, но и состояние самой ледовой или снежной взлётно-посадочной полосы, боковых полос и концевых зон безопасности. Следовательно, выявление степени неравномерности течения ледника, влияющего на эксплуатацию взлётно-посадочной полосы из-за возможного формирования трещин как в её пределах, так и в близлежащей области по всему периметру, является актуальной и важной задачей. Первые подобные работы на посадочной площадке станции Новолазаревская, заложившие основу для дальнейшего мониторинга, были выполнены авторами в октябре–декабре 2021 г. (Попов и др., 2022). Спустя два года исследования здесь были продолжены и проводились в наиболее тёплые месяцы – с декабря 2023 г. по февраль 2024 г.

Цель настоящей работы заключается в анализе строения ледника непосредственно вдоль взлётно-посадочной полосы и на удалении 1.5 км от неё в южном направлении для локализации области сочленения ледовых потоков и выявления участков, требующих наиболее тщательного мониторинга, а также в определении степени пространственной неравномерности течения ледника посредством расчёта скоростей его деформаций за два года исследований.

## КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНОВ ПОСАДОЧНЫХ ПЛОЩАДОК АНТАРКТИДЫ

Районы посадочных площадок и состояние взлётно-посадочных полос Антарктиды изучаются уже с середины прошлого века. К примеру, антарктическим летом 1965/66 г. в ходе исследования западной части шельфового ледника Мак-Мердо для поиска участка под строительство нового аэродрома были замечены локальные подповерхностные скопления талой воды. Не оценив их масштабность, там было начато строительство аэродрома «Аутер-Уильямс Филд» (Outer Williams Field). Однако уже в ходе строительных работ было обнаружено, что эти водоёмы простираются по всей предполагаемой территории взлётно-посадочной полосы и представляют серьёзную опасность для воздушных судов (Paige, 1968). Во избежание повторения подобных ситуаций были начаты изыскания для их локализации, а также выяснения причин формирования таких водоёмов. Было установлено, что они располагаются исключительно под участками «голубого льда» и не прослеживаются при визуальном осмотре. Глубина скоплений воды достигала 1.5 м, а толщина льда над ними уменьшалась с 30–40 см в декабре до 7 см к середине января, что создавало опасность для полётов (Paige, 1968). Благодаря выполненным работам решение по снижению подповерхностного таяния было найдено и взлётно-посадочная полоса «Аутер-Уильямс Филд» была подготовлена к использованию.

В районе аэродрома Пегас (Pegasus Field), расположенного на шельфовом леднике Росса, георадарные исследования на частоте 500 МГц позволили обнаружить области нарушений сплошности ледниковой толщи (Arcone, 1996). Анализ данных показал, что на глубине до 3.5 м от дневной поверхности залегает водный слой, который простирается на расстояние около 40 м. Взлётно-посадочная полоса аэродрома Пегас располагалась на «голубом льду» и долгое время обслуживала тяжёлые колёсные самолёты. Однако в декабре 2016 г. она была закрыта из-за чрезмерно интенсивного таяния в летний сезон, вызванного повышенными температурами воздуха в сочетании с пылью чёрной

вулканической породы, принесённой с близлежащего Чёрного острова (Black Island).

Исследования состояния ледника и снежно-фирновой толщи проводилось также на аэродроме Уильямс (Williams Field), расположенном на шельфовом леднике Росса. Одна из задач работ состояла в локализации разлива топлива, просочившегося в снежный покров. В исследовании использовались георадары с антеннами 100 и 400 МГц (Arcone et al., 1994). На основании полученных данных авторы не смогли окончательно подтвердить, сконцентрировано или рассеяно топливо в снегу. Однако на трассе между аэродромами Уильямс и Пегас георадарное профилирование позволило изучить структуру ледника и на предмет его растрескивания с целью обнаружения опасных трещин. На радарограммах, полученных вдоль трассы, не было отмечено дифрагированных волн, которые могли бы указывать на трещины внутри шельфового ледника. Благодаря этому трассу между авиационными транспортными узлами признали безопасной (Arcone et al., 1994).

А в работе (Urbini et al., 2019) описывается обширный комплекс исследований, включающий в себя фотограмметрию, георадарное профилирование, геодезические измерения, анализ данных InSAR, проводившийся в районе строящейся взлётно-посадочной полосы у итальянской сезонной станции Марио Цуккелли (Mario Zucchelli Station) в районе залива Терра-Нова в Восточной Антарктиде. Анализ данных был направлен на оценку строения ледника Болдер-Клэй (Boulder Clay Glacier), тенденций его деформации и общего смещения поверхности в краткосрочной и долгосрочной перспективе. Было выяснено, что скорости смещений ледника составляют не более 74 мм/год, а георадарные данные выявили наличие воды на ложе ледника. Поскольку температура на нём (120 м от поверхности) оценивалась примерно в −14 °C, то это указывало на возможное наличие водоёма повышенной солёности. Все полученные результаты учитывались при строительстве ВВП.

Состояние взлётно-посадочных полос приходилось исследовать и в связи с климатическими изменениями. К примеру, в работе (Rivera et al., 2005) сообщалось об ухудшении поверхности ВПП «Fuchs Ice Piedmont», расположенной на Антарктическом полуострове, из-за всё более раннего наступления летнего таяния. Эта взлётно-посадочная полоса представляла собой перекрытый снегом ледник, использовавшийся с 1960-х годов для авиационного обеспечения британских и чилийских логистических операций. Для составления схемы трещин и полей скоростей льда, а также поверхностного и подлёдного рельефа местности авторами были проанализированы данные радиолокационного профилирования, геодезической съёмки, карт совместно со спутниковыми и аэрофотоснимками. Результаты показали, что территория взлётно-посадочной полосы расположена на локальном ледоразделе, окружённом трещинами, которые постепенно появляются на поверхности ледника летом, предположительно, из-за более интенсивного таяния снега и, возможно, более высоких скоростей движения льда в связи с общим потеплением региона. Отмечалось, что при сохранении этой тенденции сложившаяся ситуация существенно повлияет на полёты и в перспективе придётся искать новый участок для переноса посадочной площадки на более значительную высоту (Rivera et al., 2005).

Посадочная площадка станции Новолазаревская – не единственный отечественный авиационный транспортный узел, где проводилось изучение строения ледника и его динамики. Подобные комплексные работы выполнялись также в районе станции Мирный (побережье моря Дейвиса, Восточная Антарктида), для которого характерны многочисленные трещины. В задачи исследования входило изучение строения и динамики ледника для возобновления авиационного сообщения с этой станцией после многолетнего перерыва (Поляков и др., 2015). По результатам георадарного профилирования, кернового бурения, аэрофотосъёмки и наблюдения за гляциологическими вехами было установлено, что на данной территории развиты трещины преимущественно шириной до 150 см, перекрытые мостами сильно фирнизированного снега мощностью более 1 м. При их заблаговременном обнаружении они не представляли опасности, так как могли быть легко заделаны. В феврале 2016 г. посадочная площадка была подготовлена и авиасообщение возобновлено (Попов и др., 2016). Стоит также отметить изыскания, выполненные для обеспечения безопасности транспортных операций в районе полевой базы Русская в Западной Антарктиде, с которой в ближайшее время планируется восстановить авиационное сообщение. Проведённая георадарная съёмка позволила обнаружить крупные трещины и определить безопасный район для организации взлётно-посадочной полосы (Суханова и др., 2022).

Другими не менее важными изысканиями стали работы по локализации трещин в районе станции Прогресс (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида), которые проводились на участке строительства новой посадочной площадки Зенит и были направлены на оценку как трещиноватости ледника, так и динамической ситуации в его пределах (Суханова и др., 2023). На полученных временных георадарных разрезах было выявлено большое количество трещин на различных глубинах от поверхности ледника. При этом установлено, что в пределах взлётно-посадочной полосы они не представляют опасности и не мешают её эксплуатации.

Особое внимание уделяется и тем посадочным площадкам, которые расположены в районах

развития выводных и шельфовых ледников (Суханова и др., 2019). В указанной публикации приводятся результаты георадарных исследований, которые выполнялись для подготовки взлётно-посадочной полосы на морском льду в районе полевой базы Оазис Бангера в Восточной Антарктиде. В ходе полевых исследований были определены три зоны в пределах залива Транскрипция на основе оценки безопасности этого участка.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Полевые изыскания на посадочной площадке станции Новолазаревская выполнялись с 21 декабря 2023 г. по 5 февраля 2024 г. Комплекс работ включал в себя георадарное профилирование, геодезические измерения, термометрию в скважине, а также анализ метеорологических данных, регистрируемых на посадочной площадке с 2014 г. Методом георадиолокации выполнялось обследование состояния верхней части ледника, а также изучение его строения на глубину около 60 м. Определение планово-высотного положения знаков разметки ВПП при использовании DGPS комплекса проводилось для оценки деформаций ледника в районе ВПП, как за летний сезон, так и за период двухлетнего мониторинга. Метеорологические данные использовались в качестве дополнительной информации при анализе особенностей движения ледника. Схема расположения работ представлена на рис. 1.

***Георадарная съёмка*** в районе посадочной площадки станции Новолазаревская выполнялась в масштабе 1:25 000 по сети рядовых и секущих маршрутов на территории площадью около 5.6 км$^2$ при помощи георадара ОКО-3 (ООО «Логические системы», Россия) с экранированными антеннами на частотах зондирования 150 и 900 МГц. Для повышения точности использовался одометр, который обеспечивал равномерность регистрации данных по маршруту через каждые 10 см. Съёмка проводилась пешим порядком (рис. 2, *а*). Плановая привязка профилей осуществлялась DGPS комплексом EFT M2 GNSS (EFT Group, Россия) (рис. 2, *б*). Поскольку результаты георадарной съёмки, выполненной вдоль оси взлётно-посадочной полосы с использованием высокочастотной антенны 900 МГц, оказались сильно зашумлёнными из-за обилия нервностей и мелких нарушений в месте соприкосновения антенны с изучаемой средой (заструги, мелкие трещины, шероховатая поверхность льда), для результирующей площадной съёмки было решено использовать георадар с антенной 150 МГц с длиной записи 800 нс

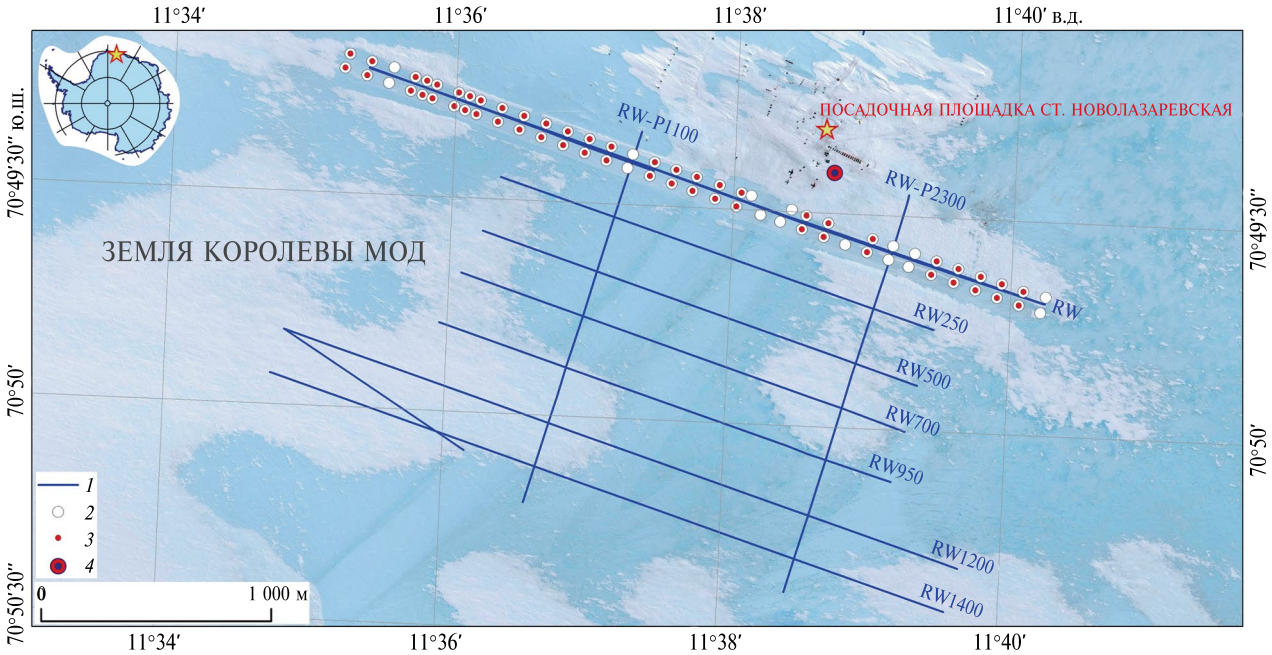



**Рис. 1.** Схема расположения работ в районе посадочной площадки станции Новолазаревская: *1* – георадарные маршруты; *2* – пункты GNSS съёмок 2023/24 г.; *3* – осевые знаки разметки взлётно-посадочной полосы, используемые для расчёта деформации ледника за двухлетний период; *4* – автоматическая метеорологическая станция Milos 520

**Fig. 1.** Location map of the study in the Novo Runway area: *1* – GPR routes; *2* – GNSS survey points 2023/24; *3* – runway marking flags used to calculate ice sheet deformation over a 2-year period; *4* – automatic weather stations Milos 520


**Рис. 2.** Выполнение работ в районе посадочной площадки: съёмка георадаром ОКО-3 с антенной 150 МГц (*а*); базовая станция EFT M2 (*б*); измерения ровером EFT M2 (*в*); автоматическая метеостанция Milos 520 (*г*)

**Fig. 2.** Field work at the Novo Runway area: GPR sounding with OKO-3 at a frequency of 150 MHz (*а*); EFT M2 base station (*б*); measurement by EFT M2 rover (*в*); automatic weather station Milos 520 (*г*)

и 1024 точек на трассу. Благодаря мощному генератору и одновременно достаточной разрешающей способности, выбранное оборудование обеспечило как высокую детальность для выявления даже мелких нарушений в толще ледника, так и достаточную глубинность для прослеживания крупных элементов, таких как складки, вертикальные контакты и прочее. Общая протяжённость маршрутов в районе посадочной площадки составила 32.5 км. Схема их расположения представлена на рис. 1.

Георадарная съёмка была выполнена по системе семи субпараллельных и двух секущих маршрутов. Съёмка не была продолжена на большее удаление из-за обилия трещин. Дальний к югу от ВПП профиль располагался на расстоянии 1400 м. Георадарные данные обрабатывались по стандартной методике (Владов и др., 1997; Владов, Старовойтов, 2004). Сложность при обработке и последующей интерпретации данных была связана с выбором кинематической модели среды, от которой зависит корректность пересчёта временных разрезов в глубинные. Поскольку посадочная площадка расположена на «голубом льду», для которого характерно либо полное отсутствие, либо незначительная толщина снежного покрова, пересчёт временного георадарного разреза в глубинный осуществляется в рамках модели однородной среды с диэлектрической проницаемостью ε, ε=3.17, что соответствует скорости распространения электромагнитных волн 168.5 м/мкс (Мачерет, 2006).

***Геодезические измерения.*** Для инструментальных измерений деформаций в теле ледника в пределах взлётно-посадочной полосы по аналогии с работами, выполненными авторами в 2021 г. (Попов и др., 2022) определялись координаты жёстко закреплённых на местности пунктов. В качестве них использовались знаки разметки (флаги) взлётно-посадочной полосы, расположенные по обе стороны от её центра. Измерения проводились DGPS комплексом EFT в режиме «кинематика в реальном времени (RTK)» с использованием пары приёмников EFT M2 GNSS, один из которых назначался в качестве базовой станции (установка по среднему), а второй – в качестве ровера (см. рис. 2, *б–в*). Вешка с ровером устанавливались единообразно вплотную к столбу знака разметки, ближайшему со стороны перрона, как это делалось во время съёмки 2021 г. (Попов и др., 2022). В течение летнего полевого сезона 2023/24 г. было выполнено три измерения: в начале сезона, в середине и в конце. Временной интервал между первой и второй съёмками составил 23 дня (24 декабря 2023 г. – 16 января 2024 г.), а между второй и третьей – 19 дней (16 января – 4 февраля 2024 г.). Общее время наблюдений составило 42 дня. Промежуточное измерение служило дополнительной проверкой характера движения ледника. В дальнейшем данные о местоположении большей части знаков разметки использовались и для оценки смещений ледника за период 2 лет и 3 месяцев.

Для оценки погрешности геодезической съёмки DGPS комплексом EFT, во время 3-го определения координат флагов разметки взлётно-посадочной полосы были проведены дополнительные дублирующие измерения части флагов, составившие 45% от общего количества точек этой съёмки. При дублирующих измерениях ровер EFT M2 устанавливался у каждого из флагов разметки на южной стороне ВПП. В результате для каждого флага на южной стороне были получены значения координат $x_i$, $y_i$ основной съёмки и $x_{ki}$, $y_{ki}$ повторных измерений. Результирующая погрешность включает в себя аппаратурную погрешность, погрешность позиционирования DGPS и точность установки ровера на пикете. Для расчёта среднеквадратичной погрешности σ использовалось расстояние в плане δ между пунктами основной и дублирующей съёмок. Расчёт выполнялся по стандартным формулам:

$$\delta_i = \sqrt{\left(x_i - x_{ki}\right)^2 + \left(y_i - y_{ki}\right)^2}, \quad \sigma = \pm\sqrt{\frac{1}{2n-1}\sum_{i=1}^{n}\delta_i^2},$$

где $x_1, y_1....x_n, y_n$ – координаты пунктов основной съёмки, $x_{k1}, y_{k1}....x_{kn}, y_{kn}$ – координаты дублирующихся пунктов, δ – расстояние в плане между пунктами, $n$ – количество повторных измерений. Среднеквадратичное отклонение σ составило 1.6 см. Таким образом, значения съёмки, превышающие величину σ, принимались в качестве истинных смещений приповерхностной толщи ледника.

Неравномерное движение ледника порождает в нём напряжения, а они, в свою очередь, приводят к деформациям, которые могут быть инструментально измерены. Величина скорости деформации $\dot{\epsilon}$, в соответствии с методикой, изложенной в ряде работ (например, Nye, 1959; Попов и др., 2022), определяется как относительное изменение расстояния между некоторыми пунктами за единицу времени $\Delta t$, т.е.

$$\dot{\epsilon} = \frac{1}{\Delta t}\frac{l_2 - l_1}{l_1},$$

где $l_1$ и $l_2$ – начальный и конечный размеры. Именно такие измерения и были сделаны в осенний период 2021 г. (Попов и др., 2022) и трижды в нынешнем полевом сезоне путём определения координат знаков разметки взлётно-посадочной полосы. Скорости деформаций отдельно рассчитывались для продольного $\dot{\epsilon}_{\parallel}$ и поперечного $\dot{\epsilon}_{\perp}$ по отношению к оси взлётно-посадочной полосы направлений. Затем $\dot{\epsilon}_{\parallel}$ и $\dot{\epsilon}_{\perp}$ были усреднены по соседним сторонам, которые образуют четырёхугольник и приведены к его середине в виде значений $\bar{\dot{\epsilon}}_{\parallel}$ и $\bar{\dot{\epsilon}}_{\perp}$.

Для оценки деформации ледника в пределах ВПП с начала мониторинга (31 октября 2021 г.) и до конца нынешнего полевого сезона (4 февраля 2024 г.) использовались данные по положению тех флагов (54 шт.), местоположение которых не изменялось с 2021 г. (см. рис. 1). Итоговый период расчёта составил около 2 лет и 3 месяцев.

Погрешность определения деформаций вдоль $\epsilon_{\parallel}$ и поперёк $\epsilon_{\perp}$ взлётно-посадочной полосы оценим исходя из того, что

$$\epsilon = \frac{l_2 - l_1}{l_1} = \frac{\Delta l}{l_1},$$

тогда

$$\frac{\delta\epsilon}{\epsilon} \approx \frac{\delta\Delta l}{\Delta l} + \frac{\delta l_1}{l_1},$$

где $\delta\epsilon$ – погрешность определения деформации. Поскольку $l_1$ и $l_2$ являются равноточными измерениями, то $\delta\Delta l = 2\times\delta l_1$ и, согласно представленным оценкам, $\delta\Delta l \approx 0.03$ м. Среднее расстояние между знаками разметки, выбранными для расчётов, составляет 120 м. Таким образом $\delta l_1 / l_1 = 2.5\times10^{-4}$. Среднее смещение вдоль $\Delta l_{\parallel}$ и поперёк $\Delta l_{\perp}$ ВПП составляют соответственно $\Delta l_{\parallel} = 1.24$ м и $\Delta l_{\perp} = 0.3$ м. Средняя величина относительных погрешностей определения деформаций вдоль и поперёк взлётно-посадочной полосы $\delta\epsilon_{\parallel}/\epsilon_{\parallel}$ и $\delta\epsilon_{\perp}/\epsilon_{\perp}$ составляет 2.4% и 10% соответственно.

***Анализ метеорологических данных.*** Ближайшей к объекту исследования является автоматическая метеорологическая станция (АМС) Milos-520, расположенная на посадочной площадке станции Новолазаревская и предназначенная для обеспечения полётов в весенне-летний период. Она находится на абсолютной высоте 571 м, а подстилающей поверхностью является лёд и снег. Поскольку посадочная площадка функционирует при наиболее благоприятных для авиации условиях (с середины октября до конца февраля), то и АМС работает, как правило, с октября по март. За остальные месяцы данные наблюдений отсутствуют. Примерно в 10 км от неё, на территории оазиса Ширмахера, функционирует постоянно действующая метеоплощадка станции Новолазаревская (№ 89512). Абсолютная высота её положения составляет 119 м, а подстилающем покрытием является грунт. Ввиду того, что летом поверхность оазиса из-за сильного поглощения солнечной радиации тёмной поверхностью скал и незначительного альбедо получает примерно в три раза больше солнечного тепла, чем окружающая снежно-ледовая поверхность, то использовать данные с метеоплощадки станции Новолазаервская напрямую при анализе температуры воздуха в районе посадочной площадки некорректно. Однако, определив коэффициент пересчёта, на который температура воздуха в оазисе и на леднике отличаются друг от друга, появляется возможность восстановить эти сведения для района посадочной площадки за недостающий период.

В результате сопоставления данных температуры воздуха на высоте 2 м от поверхности земли для двух указанных метеостанций с 9 декабря 2014 г. до 21 февраля 2024 г. было получено, что в среднем температура воздуха на посадочной площадке на 4.5 °С ниже, чем в оазисе. Введя этот поправочный коэффициент в данные с метеоплощадки станции Новолазаревская, был получен непрерывный 10-ти летний температурный ряд для района посадочной площадки (1 января 2014 г. – 21 февраля 2024 г.). В таблице представлены результаты среднегодовой и средней летней температуры на посадочной площадке станции Новолазаревская.

## СТРОЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ЛЕДНИКА

Состояние приповерхностной части ледника является определяющим фактором принятия решения о функционировании посадочной площадки в штатном режиме. При этом основная задача заключается в выявлении трещин, которые могут

стать причиной возникновения аварийной ситуации. Визуальные наблюдения, выполненные на взлётно-посадочной полосе, перроне, а также на прилегающих боковых полосах и концевых зонах безопасности, показали, что видимые открытые трещины отсутствуют. Встречающиеся трещины были залечены замёрзшей в них талой водой. Их ширина не превышала 0.5 м.

Георадиолокационные исследования позволили оценить характеристики трещин на самой взлётно-посадочной полосе и выявить их положение на участке к югу от её центра, где они не были видны из-за снега. На рис. 3 представлен накидной монтаж временных георадарных разрезов, полученных по рядовым маршрутам съёмки. Самый северный (верхний) из них получен по профилю вдоль оси взлётно-посадочной полосы, а остальные располагаются к югу от неё на расстояниях 250, 500, 700, 950, 1200 и 1400 м (см. рис. 1). Такое отклонение к югу было выполнено для изучения характера сочленения ледяных потоков, выявленных в ходе рекогносцировочных работ 2021 г. (Попов и др., 2022), поскольку именно эти зоны наиболее динамичны.

***Западная часть*** посадочной площадки представлена преимущественно пологими складками. Слои в леднике субгоризонтальны, характеризуются малыми углами падения, отсутствием приповерхностных крупных трещин, что делает такие участки максимально пригодными для нахождения взлётно-посадочной полосы. При этом в самой западной части, ближе к её началу, можно наблюдать обилие тонких (до 30 см) трещин, особенно чётко прослеживающихся на южных профилях (RW1200, RW1400). Трещины залечены, что подтверждается осмотром и бурением. Однако эта зона требует визуального мониторинга, так как в годы, следующие за холодными годами с отсутствием таяния (например, лето 2021/22 г.), трещины могут оставаться

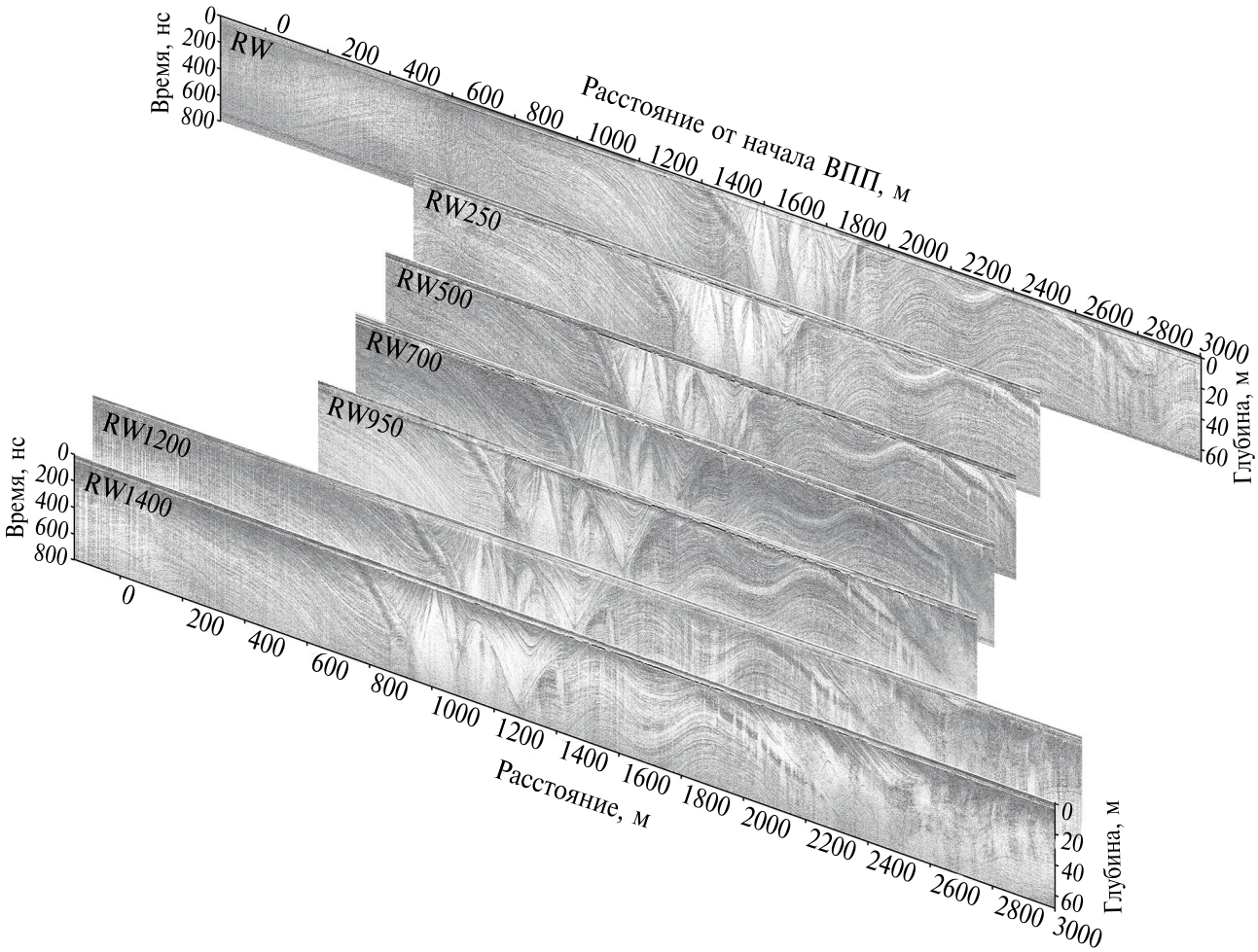



**Рис. 3.** Радарограммы, полученные в районе посадочной площадки ст. Новолазаревская (Названия профилей соответствуют рис. 1)

**Fig. 3.** GPR profiles obtained in the Novo Runway area (The profile names correspond to Fig. 1)

открытыми, что наблюдалось в октябре–декабре 2022 г. (по информации аэродромной группы посадочной площадки). Поскольку именно эта часть взлётно-посадочной полосы преимущественно используется для посадки тяжёлого самолёта на колёсном шасси ИЛ76-ТД, необходим регулярный визуальный контроль за состоянием трещин.

***Центральная часть*** посадочной площадки характеризуется субвертикальными контактами и представляется наиболее неоднозначной в интерпретации. Происхождение этих контактов, вероятно, связано с сочленением двух ледяных потоков, огибающих нунатаки. Центральная часть также осложнена наложенными, несогласно залегающими синклинальными складками в верхней части. Такие структуры могут образовываться в локальных троговых понижениях и представлять собой области развития более молодого льда на более древнем ледяном куполе. Указанная центральная зона сужается ближе к оси взлётно-посадочной полосы, что согласуется с представлениями о движении ледника в северном направлении. На таких участках можно ожидать неравномерное движение ледниковой толщи, что может быть связано с различием в реологических свойствах более древнего и наложенного молодого льда. На их границе также могут наблюдаться значительные градиенты скорости движения льда как в плане, так и по вертикали. Кроме того, поскольку указанная зона относительно молода и развивается наиболее динамично, в её пределах возможно изменение скорости движения ледника в зависимости от величин температуры окружающего воздуха предшествующих сезонов.

***Восточная часть*** посадочной площадки и прилегающая с южной стороны область смята в более крутые складки, чем западная. Углы наклона слоёв больше. На ограниченном участке можно наблюдать чередование антиклинальных и синклинальных складок. Развитие подобных структур в теле ледника можно объяснить подлёдным рельефом и деформациями в результате воздействия встречных потоков. Антиклинальные куполообразные складки, характеризующиеся локальными областями растяжения, сопровождаются достаточно большим количеством трещин. В синклинальных вогнутых складках, вероятно, соответствующих зонам сжатия, трещины не развиваются. Особенно чётко такая тенденция прослеживается на серии южных профилей (напр. RW1400). В северной части района работ (ближе к взлётно-посадочной полосе и на ней самой) трещин в непосредственной близости от поверхности нет (рис. 4). Вероятно, по мере движения ледника они залечиваются. Кроме того, в восточной части изучаемого участка прослеживается складка наложенного льда, подобная несогласно залегающей синклинальной складке в центральной части взлётно-посадочной полосы. На профиле RW1400 она начинается со второго километра от начала ВПП и простирается до конца профиля (см. рис. 3). А на самой взлётно-посадочной полосе (профиль RW) её можно проследить на участке с 2.5 до 3 км от начала (см. рис. 3). Наложенный лёд перекрывает трещины, сформировавшиеся на сводах складок более древнего льда, что является благоприятным фактором, указывающим на безопасность этих участков. Однако их мониторинг также необходим, так как со временем можно ожидать развитие трещин и в приповерхностных областях.

## ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДНИКА В ПРЕДЕЛАХ ВЗЛЁТНО-ПОСАДОЧНОЙ ПОЛОСЫ

Посадочная площадка станции Новолазаревская ввиду положения на леднике находится в динамичном состоянии. Естественное неравномерное движение ледника изменяет конфигурацию оси взлётно-посадочной полосы, смещает её разметку и приводит к деформациям в ледниковой толще.

Прежде чем перейти к анализу новых данных смещения знаков разметки взлётно-посадочной полосы, охарактеризуем результаты аналогичной съёмки, выполненной два года назад: 31 октября и 14 декабря 2021 г. (44 суток). Тогда было выяснено, что деформации в продольном направлении (по отношению к оси ВПП) изменялись в пределах от –0.0009 (–0.008 год$^{-1}$) до +0.0023 (+0.020 год$^{-1}$). В скобках здесь и далее приведены соответствующие скорости деформаций. Положительные значения соответствуют зонам растяжения, отрицательные – зонам сжатия. Самые большие абсолютные значения наблюдались на участках от 400 до 800 м и от 1200 до 1900 м от начальной части взлётно-посадочной полосы. При этом зоны, на которых происходило сжатие, естественным образом сменялись зонами, где происходило растяжение. Деформации в поперечном направлении изменялись в более широких пределах: от –0.0211 (–0.183 год$^{-1}$) до +0.0018 (+0.016 год$^{-1}$). Это объясняется направлением генерального движения ледника субортогонально оси ВПП. Зона максимальных по модулю скоростей деформаций в поперечном направлении располагалась на участке 1800–2200 м (Попов и др., 2022).

Во время полевого сезона 69-й РАЭ наблюдения выполнялись в летний период, их длительность составила 42 суток: с 24 декабря 2023 г. по 4 февраля 2024 г. Согласно полученным результатам, существенные деформации отмечались в начале взлётно-посадочной полосы от 100 до 200 м, на отрезке от 400 до 800 м, а также в краевых частях центральной области 1500–1700 м и 1900–2100 м. На первых двухстах метрах ВПП преимущественно наблюдались продольные и поперечные по отношении к её

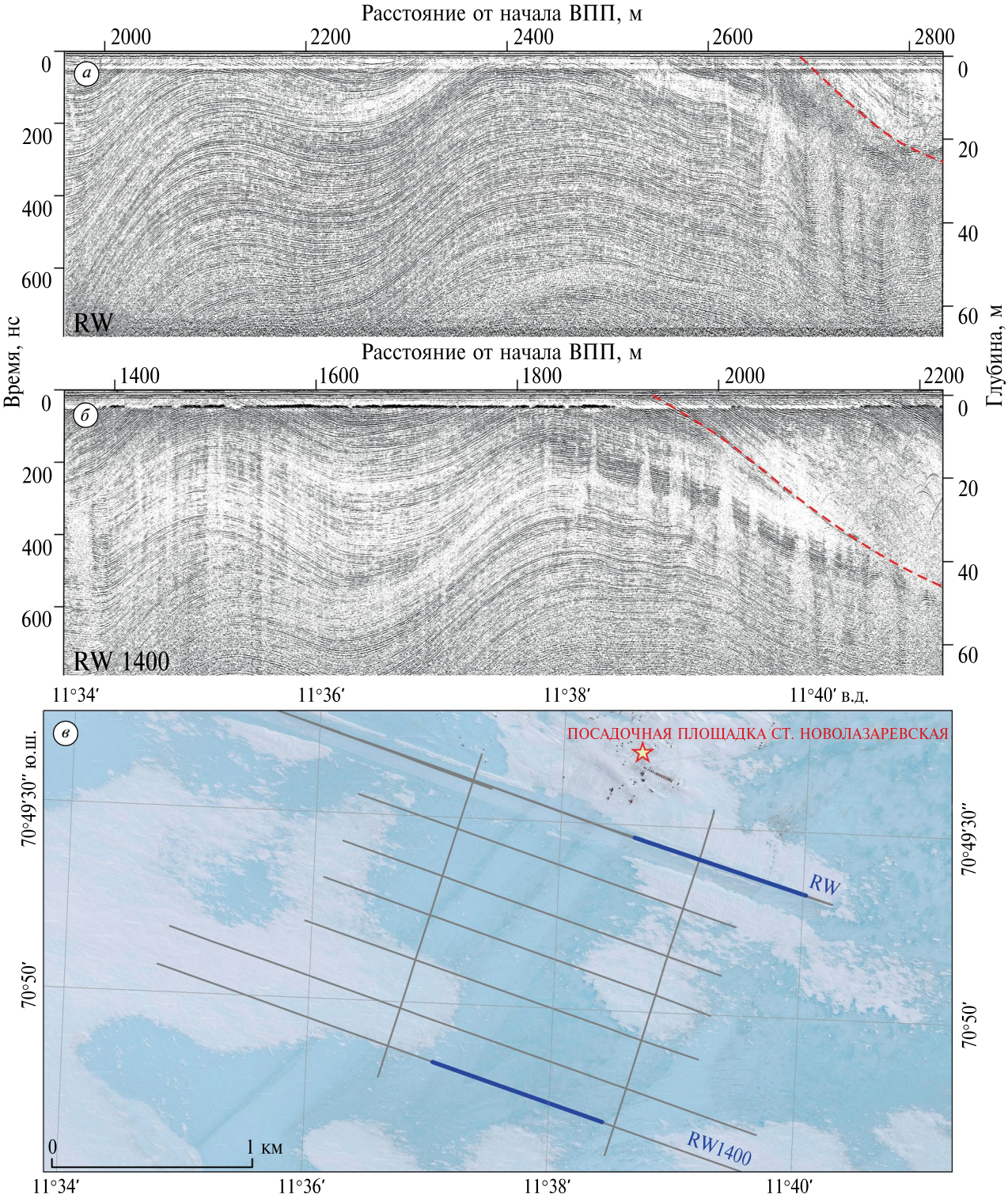



**Рис. 4.** Зона трещин на крыльях и в ядре антиклинальной складки: преимущественно залеченные и схлопнувшиеся трещины на взлётно-посадочной полосе (*а*); крупные приповерхностные трещины, расположенные на расстоянии 1.4 км к югу от взлётно-посадочной полосы (*б*); схема расположения фрагментов георадарных профилей на секциях *а* и *в* (*в*). На секциях *а* и *б* красной штриховой линией показана нижняя граница наложенного льда

**Fig. 4.** Zone of crevasses on the limbs and in the core of anticline: mostly healed with ice crevasses on the runway (*а*); large near-surface crevasses located 1.4 km south of the runway (*б*); chart of the location of fragments of GPR profiles in sections *а* and *в* (*в*). In sections *а* and *б*, the red dashed line shows the lower boundary of the superimposed ice

оси деформации растяжения. В среднем их относительные величины составили $1 \times 10^{-4}$ и $3 \times 10^{-4}$ соответственно. На участке от 400 до 800 м отмечалась смена преобладания перечных деформаций растяжения (при наибольшей величине $7 \times 10^{-4}$) на продольные деформации растяжения и сжатия (диапазон изменения составляет от $-1 \times 10^{-3}$ до $1 \times 10^{-3}$). Указанный участок характеризуется наличием узких трещин, а по георадарным данным соответствует локальному прогибу в замке антиклинальной складки. Области от 1500 до 1700 м и от 1900 до 2100 м характеризовались однозначными поперечными деформациями растяжения, достигающими 0.001. Вдоль оси взлётно-посадочной полосы отмечены как деформации растяжения, так и сжатия, изменяющиеся от –0.002 до 0.001. Указанные фрагменты примыкают к вертикальным контактам центральной части и характеризуются наиболее неоднородным строением ледовой толщи. Таким образом, по данным полевого сезона 69-й РАЭ (2023/24 г.) получено, что деформации вдоль всей взлётно-посадочной полосы изменялись в пределах от –0.0019 (–0.016 год$^{-1}$) до +0.0014 (+0.012 год$^{-1}$), а поперёк её оси от –0.001 (–0.004 год$^{-1}$) до +0.001 (+0.009 год$^{-1}$). При этом главное различие с предыдущими измерениями заключалось в том, что в центральной части, соответствующей слиянию ледяных потоков, отмечались как значительно меньшие величины деформаций поперёк оси ВПП, так и их положительные значения. Это означает, что указанный участок на момент измерений представлял собой зону растяжения.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение величин продольных деформаций, полученных в весенне-летний период 2021 г. и в летний период 2023/24 г., свидетельствует о том, что они примерно сопоставимы и изменяются в одном диапазоне (исключение составляют измерения 2021 г., полученные для района сочленения потоков). При этом деформации в поперечном направлении различаются на порядок. Это указывает на неравномерность движения ледника, особенно в области сочленения потоков.

Для анализа полученных результатов обратимся к данным по температуре воздуха на посадочной площадке станции Новолазаревская. В таблице представлены среднегодовые и средние летние (декабрь–январь) температуры воздуха. Из них, в частности, следует, что летние сезоны, предшествующие первой серии измерений в конце 2021 г., были достаточно тёплыми, а температура летом 2020 г. показала десятилетний максимум: –3.83 °С. Таким образом, накопившееся в леднике тепло вполне могло привести к увеличению скорости движения его верхней части. Последующие летние сезоны и годы в целом, как следует из представленной таблицы, были в целом более холодными, и скорость течения приповерхностной части ледника уменьшилась. Моделирование в авторской программе FrozenSoil (Попов и др., 2024) для незаснеженного ледника показало, что глубина затухания сезонных колебаний в нём составляет около 32 м, а температура в верхних 20 м изменяется наиболее значительно. При этом температурные вариации до этой глубины доходят примерно через год. Таким образом, значительное смещение верхней части ледника в 2021 г. вполне могло произойти из-за накопления тепла в леднике с временной задержкой, вызванной его теплофизическими свойствами.

Общие деформации за весь период мониторинговых наблюдений, охватывающий почти два с половиной года (826 суток), являются усреднёнными, но показательными величинами, поскольку в таком случае учитывается характер движения ледника не только в тёплое летнее время, но и в холодный зимний сезон. В направлении вдоль оси взлётно-посадочной полосы значения деформаций изменяются от –0.0531 (–0.023 год$^{-1}$) до +0.0517 (+0.023 год$^{-1}$), а поперёк неё – в диапазоне от –0.0122 (–0.005 год$^{-1}$) до +0.0207 (+0.009 год$^{-1}$). В скобках также приведены соответствующие скорости деформаций.

В продольном относительно оси ВПП направлении зоны сжатия закономерно чередовались с зонами растяжения (рис. 5). Два самых больших значения продольных скоростей деформаций в абсолютном выражении (–0.023 год$^{-1}$ и +0.023 год$^{-1}$) соответствуют соседним полигонам (P16 и P17), находящимся на расстоянии 1300–1500 м от начала

**Таблица.** Температура воздуха по метеоданным с посадочной площадки станции Новолазаревская

| Год | Температура, °С | |
|---|---|---|
| | среднегодовая | средняя за летний период (1.12 текущего – 31.01 следующего года) |
| 2014 | –15.04 | –5.29 |
| 2015 | –15.08 | –5.65 |
| 2016 | **–13.76** | –4.06 |
| 2017 | –14.62 | –5.46 |
| 2018 | –14.57 | –4.61 |
| 2019 | –14.67 | **–3.83** |
| 2020 | –14.24 | –5.45 |
| 2021 | –15.1 | –6.21 |
| 2022 | –14.5 | –5.79 |
| 2023 | –13.7 | –6.16 |

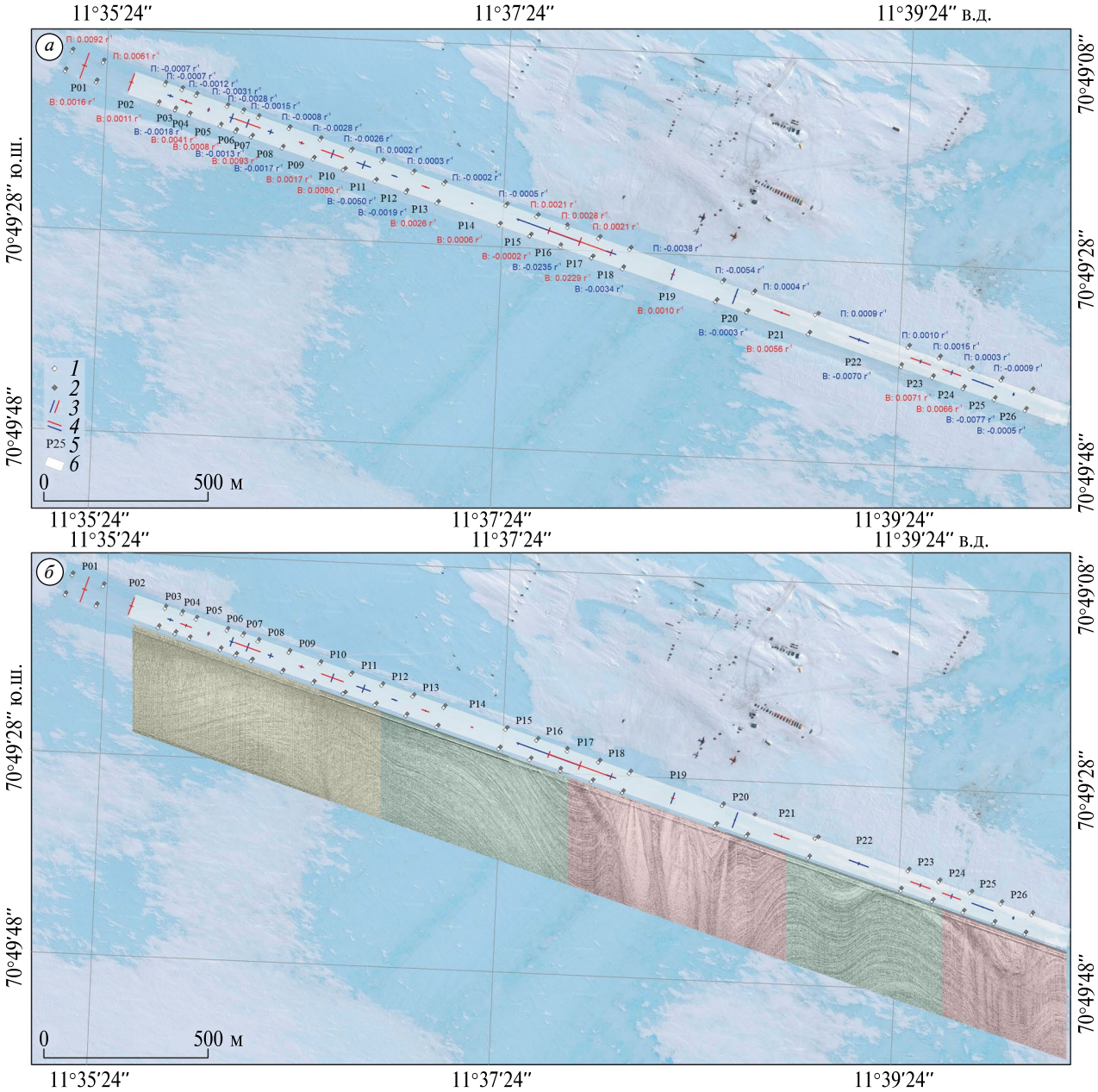



**Рис. 5.** Схема скоростей деформаций ледника в пределах взлётно-посадочной полосы за период мониторинга (31.10.2021 – 4.02.2024). Величины скоростей деформаций ледника вдоль (префикс В:) и поперёк (префикс П:) оси взлётно-посадочной полосы, выраженные в год$^{-1}$. Красные линии соответствуют областям растяжения, а синие – областям сжатия. Длина линейного знака пропорциональна модулю скорости деформации (*а*). Схема скоростей деформаций, совмещённая с георадарным разрезом по профилю «RW» (его положение показано на рис. 1) (*б*). На секции (*а*): *1* – положение флагов разметки 31.10.2021; *2* – положение флагов разметки 4.02.2024; *3* – скорость деформации поперёк оси взлётно-посадочной полосы; *4* – скорость деформации вдоль оси взлётно-посадочной полосы; *5* – названия полигонов; *6* – взлётно-посадочная полоса

**Fig. 5.** Deformation rates scheme of the glacier in the area of runway during the monitoring period (October 31, 2021 – February 4, 2024). Values of deformation rates of the glacier (year$^{-1}$) along (prefix B:) and across (prefix P:) the Novo Runway. Positive values (stretching) are red lines, negative values (compression) are blue lines. The length of the line is proportional to the value of the modulus of deformation rates (*a*). Deformation rates scheme combined with the GPR section along the «RW» profile (its position is shown in Fig. 1) (*б*). In section (*a*): *1* – position of marking flags on 10/31/2021; *2* – position of marking flags 02/04/2024; *3* – deformation rates across the runway axis; *4* – deformation rates along the runway axis; *5* – names of polygons; *6* – runway

взлётно-посадочной полосы в краевой части (левая граница) центральной области слияния ледовых потоков. Вероятно, они создают большее давление на левую (западную) часть ледника, нежели на противоположную, что может быть обусловлено топографией подлёдной поверхности. Создаваемое избыточное давление ожидаемо образует сначала зону растяжения, а затем зону сжатия. Именно в такой последовательности и изменяются знаки скоростей деформации.

В поперечном относительно оси ВПП направлении на участке её торцевой зоны наблюдалась локальная область растяжения. С начала взлётно-посадочной полосы и до 1300 м имело место сжатие, сменившееся областью растяжения до 1600 м с последующей сменой на область сжатия до 3000 м (рис. 5). Наибольшая величина скорости сжатия отмечена в районе 1900 м от начала ВПП и составила –0.005 год$^{-1}$. Максимальная величина скорости растяжения достигала 0.009 год$^{-1}$.

## ВЫВОДЫ

Комплексные исследования на посадочной площадке станции Новолазаревская позволили выявить особенности строения ледника, и инструментально, с высокой точностью, измерить его деформации и получить первые результаты двухлетнего мониторинга этого района. Основываясь на результатах георадарной съёмки, исследуемый район можно подразделить на три зоны, сходные по структурам в толще ледника.

*Зона 1. Ненарушенные субгоризонтальные слоистые толщи* (рис. 6, *а–б*). Это наиболее благоприятные зоны, которые наблюдаются на участках от 800 до 1400 м и от 2100 до 2600 м от начала взлётно-посадочной полосы. Здесь ледник имеет чётко выраженную слоистую ненарушенную структуру. Трещины и любые другие неоднородности отсутствуют.

*Зона 2. Смятые в складки толщи с трещинами разного размера и глубины заложения* (см. рис. 6, *а, в*).

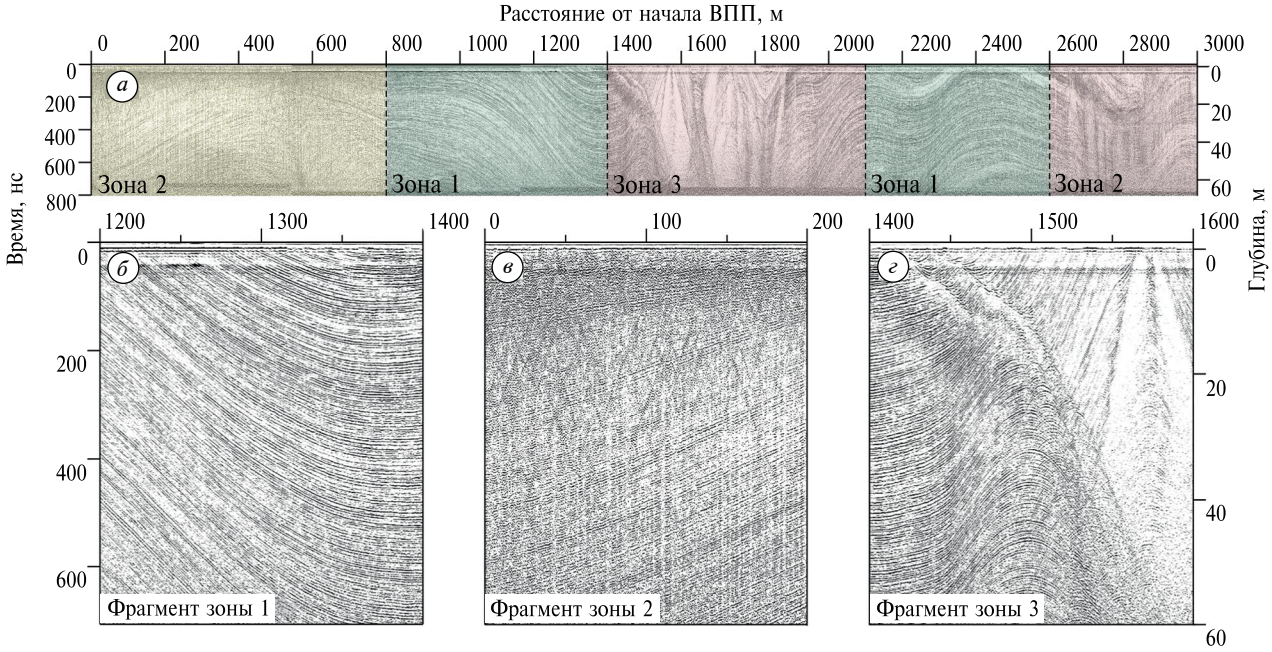



**Рис. 6.** Классификация взлётно-посадочной полосы по структурам (зоны) в толще ледника и степени необходимости их мониторинга (цвета): георадарный разрез «RW», полученный по центральной оси взлётно-посадочной полосы (*а*); фрагмент георадарного профиля, демонстрирующий ненарушенное залегание ледниковых слоёв (зона 1) (*б*); обильные дифрагированные волны от мелких залеченных трещин в начале взлётно-посадочной полосы на крыле антиклинальной складки (зона 2) (*в*); фрагмент георадарного профиля, демонстрирующий субвертикальный контакт в области сочленения ледовых потоков (зона 3) (*г*). Зелёный цвет – наиболее стабильные участки; жёлтый цвет – участки, требующие визуального мониторинга за состоянием трещин; красный цвет – относительно нестабильные участки в долгосрочной перспективе, требующие регулярного обследования

**Fig. 6.** Classification of the runway by structures (zones) in the ice sheet and the degree of need for their monitoring (colors): GPR section “RW” obtained along the central axis of the Novo Runway (*a*); a fragment of the GPR profile demonstrating the undisturbed occurrence of ice layers (zone 1) (*б*); abundant diffracted waves from small healed crevasses at the beginning of the runway on the limb of the anticlinal fold (zone 2) (*в*); fragment of a GPR profile demonstrating subvertical contact in the area of ice flow junction (zone 3) (*г*). Green – safe areas; yellow – areas of medium danger that requires monitoring of crevasses; red – the most unsafe areas in the long term. Green – stable areas; yellow – areas requiring visual monitoring of crevasses; red – relatively unstable areas in the long term, requiring regular monitoring

Наблюдается преимущественно в начале и конце взлётно-посадочной полосы. Начало полосы, примерно первые 800 м, характеризуется наличием некрупных, до 20 см в поперечнике, залеченных трещин. Они отчётливо фиксируются на радарограммах в виде обилия дифрагированных волн, а также прослеживаются визуально на открытых участках льда. Подобное поле трещин наблюдается и в южной части района работ, где они шире и подходят к поверхности. Будучи залеченными на ВПП и в ближайших окрестностях, что подтверждено бурением и визуальными наблюдениями, такие трещины не представляют опасности. Однако, как было отмечено в предыдущем разделе, в года с низкими среднегодовыми температурами, а в особенности холодными летними сезонами, трещины могут не заполняться водой и, следовательно, не залечиваться. В этой связи указанная область требует мониторинга и регулярных визуальных наблюдений.

Следует обратить внимание и на последние 400 м взлётно-посадочной полосы. Вся восточная часть района работ изобилует трещинами, особенно заметными на самых южных профилях. На самой ВПП трещины перекрыты складкой более молодого льда. Хоть у поверхности открытых трещин не наблюдалось, полагаем, что необходимо отнести данный участок к зоне возможного развития нарушений в леднике.

*Зона 3. Субвертикальные несогласные контакты* (см. рис. 6, *а, г*). Эта зона распространяется в центральной части всей посадочной площадки и наиболее сложна по строению. В её краевых частях наблюдаются относительно высокие деформации и крупные вертикальные структуры, выявляемые на георадарных разрезах. Данная структура прослеживается как вдоль самой взлётно-посадочной полосы, так и на параллельных ей маршрутах. Трещин в приповерхностной части в этой области ВПП в настоящий момент не зафиксировано. Тем не менее именно эта часть посадочной площадки наиболее важна с позиции безопасности, так как в её пределах находится перрон и происходит разворот тяжёлых самолётов при посадке. Эта область представляет интерес также с точки зрения динамики ледника, что указывает на необходимость более пристального мониторинга её состояния в будущем.

На основе полученных данных мониторинга выяснено, что движение ледника в районе взлётно-посадочной полосы крайне неравномерно. На это указывают существенные деформации ледника, наблюдавшиеся в октябре–декабре 2021 г. и незначительные величины абсолютных деформаций летнего сезона 2023/24 г. Расчёты за весь период наблюдений (два года и три месяца) показали, что скорости деформаций ледника в абсолютном выражении достигают в продольном направлении ВПП 0.023 год$^{-1}$, а в поперечном 0.009 год$^{-1}$.

Совместный анализ георадиолокации и геодезии позволил также разделить всю взлётно-посадочную полосу на три области, где цветом отображена степень необходимости ежегодного мониторинга (см. рис. 6, *а*). *Зелёным цветом* показана наиболее стабильная область. Она характеризуется согласно залегающими субгоризонтальными слоями в тоще ледника и его минимальными скоростями деформаций. *Жёлтым цветом* показана область, требующая тщательного визуального мониторинга. Это объясняется тем, что в её пределах отмечаются незначительные продольные деформации растяжения и сжатия, а также некрупные (до 20 см), выходящие к поверхности, но преимущественно залеченные трещины. *Красным цветом* показана область, требующая наиболее тщательного визуального и инструментального мониторинга в процессе эксплуатации полосы. Она характеризуется наличием как структур с несогласными субвертикальными контактами в зоне сочленения ледовых потоков, так и относительно крупных, но не приповерхностных трещин на сводах антиклинальных складок. Указанная область демонстрирует максимально неравномерную скорость движения ледника как в пространстве, так и во времени. Эта область представляется наиболее нестабильной в долгосрочной перспективе.

Таким образом, начатые в 2021 г. работы по изучению состояния посадочной площадки станции Новолазаревская показали отсутствие препятствий к эксплуатации взлётно-посадочной полосы, но мониторинговые наблюдения рекомендуется продолжать.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность начальнику станции Новолазаревская 68-й РАЭ П.В. Тетереву и сотруднику аэродромной группы М.Г. Бачалдину за помощь в проведении полевых исследований и техническую поддержку, а также сотрудникам Ultima Antarctic Logistic С.Г. Аксютенко, А.А. Рухлову и В.В. Шестерикову за логистическое обеспечение на посадочной площадке и предоставление метеорологических данных и фото- и видеоматериалов. Исследование выполнено при поддержке и содействии Российской антарктической экспедиции.

**Acknowledgments.** The authors are grateful to the head of the Novolazarevskaya Station 68 RAE P.V. Teterev and the employee of the airfield team, M.G. Bachaldin for their assistance in conducting field research and providing technical support. The authors would like to thank Ultima Antarctic Logistics' employees, S.G. Aksyutenko, A.A. Rukhlov, and V.V. Shesterikov for logistics support on the Novo Runway and provision of meteorological data, as well as photo and video materials. The study was supported by the Russian Antarctic Expedition.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Александров В.Я., Капустин А.В., Троицкий И.В., Харсов А.А.* Некоторые особенности метеорологического обеспечения авиации в Антарктиде // Сб. трудов Всероссийской науч.-практич. конф. «Гидрометеорология и физика атмосферы: современные достижения и тенденции развития». СПб: Российский гос. гидромет. ун-т, 2023. С. 311–315.

*Владов М.Л., Золотарев В.П., Старовойтов А.В.* Методическое руководство по проведению георадиолокационных исследований. М.: ГСД Продакшен, 1997. 66 с.

*Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.

*Ключников Г.Я.* Создание высокопрочных снежных аэродромов в Арктике и Антарктике // Транспорт Российской Федерации. 2006. № 3. С. 34–36.

*Лукин В.В.* Современные проблемы и перспективы деятельности России в Антарктике // Тр. ВНИРО. 2015. Вып. 156. С. 178–196.

*Мартьянов В.Л.* Работы 66-й сезонной Российской антарктической экспедиции // Российские полярные исследования. 2021. Т. 45. № 3. С. 7–8.

*Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

*Поляков С.П., Иванов Б.В., Клепиков А.В., Клоков В.Д., Лукин В.В., Мартьянов В.Л.* Физико-механические свойства снежно-фирнового покрытия взлётно-посадочной полосы на станции Восток в Антарктиде // Лёд и Снег. 2010. Т. 109. № 1. С. 119–122.

*Поляков С.П., Иванов Б.В., Клепиков А.В., Клоков В.Д., Лукин В.В., Мартьянов В.Л.* К вопросу о строительстве снежного аэродрома для тяжелых колесных самолетов в центральной Антарктиде, на станции Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Т. 81. № 1. С. 101–107.

*Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. Т. 20. № 2. С. 31–35.

*Попов С.В., Боронина А.С., Лебедева Л.С.* «Программа для моделирования процессов тепломассопереноса в многолетнемёрзлых породах» (FrozenSoil) // Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RUS № 2023669994. Заявка № 2023669430 от 25.09.2023. Опубл. 25.09.2023. Бюл. № 10.

*Попов С.В., Кашкевич М.П., Боронина А.С.* Состояние взлётно-посадочной полосы станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) и оценка безопасности её эксплуатации по данным исследований 2021 г. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 621–636. https://doi.org/10.31857/S2076673422040156

*Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный (Восточная Антарктида). Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 413–426.

*Суханова А.А., Банцев Д.В., Шиманчук Е.В., Попов С.В.* Гляциологические изыскания в районе антарктической станции Прогресс в сезон 68-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2023. № 2. С. 20–22.

*Суханова А.А., Попов С.В., Поляков С.П., Кашкевич М.П., Мартьянов В.Л.* Георадарные исследования для подготовки взлётно-посадочной полосы на морском льду в районе полевой базы Оазис Бангера, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 315–327.

*Суханова А.А., Харитонов В.В., Попов С.В., Кашкевич М.П.* Применение метода георадиолокации для обеспечения безопасности логистических операций в районе станции Русская в Западной Антарктиде // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 427–440.

*Arcone S.A., Delaney A.J., Tobiasson W.* Subsurface radar investigations at the Pegasus glacial-ice runway and Williams field, McMurdo Station, Antarctica. CRREL Report 94–12. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1994. 24 p.

*Arcone S.A.* High resolution of glacial ice stratigraphy: a ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica // Geophysics. 1996. V. 61. № 6. P. 1653–1663.

*Markov A., Polyakov S., Sun B., Lukin V., Popov S., Yang H., Zhang T., Cui X., Guo J., Cui P., Zhang L., Greenbaum J., Mirakin A., Voyevodin A., Boronina A., Sukhanova A., Deshovykh G., Krekhov A., Zarin S., Semyonov A., Soshchenko V., Mel'nik A.* The conditions of the formation and existence of «Blue Ice Areas» in the ice flow transition region from the Antarctic ice sheet to the Amery Ice Shelf in the Larsemann Hills area // Polar Science. 2019. V. 22. P. 100478. https://doi.org/10.1016/j.polar.2019.08.004

*Mellor M.* Hard-surface runways in Antarctica. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1988. 87 p.

*Nye J.F.* A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. № 25. P. 409–419.

*Paige R.A.* Sub-surface melt pools in the McMurdo Ice Shelf, Antarctica // Journ. of Glaciology. 1968. V. 7. № 51. P. 511–516.

*Rivera A., Casassa G., Thomas R., Rignot E., Zamora R., Antúnez D., Ordenes F.* Glacier wastage on southern Adelaide Island, Antarctica, and its impact on snow runway operations // Annals of Glaciology. 2005. V. 41. P. 57–62.

*Urbini S., Bianchi-Fasani G., Mazzanti P., Rocca A., Vittuari L., Zanutta A., Frezzotti M.* Multi-temporal investigation of the Boulder Clay Glacier and Northern Foothills (Victoria Land, Antarctica) by integrated surveying techniques // Remote Sensing. 2019. V. 11. № 12. P. 1501. https://doi.org/10.3390/rs1112150

*White G., McCallum A.* Review of ice and snow runway pavements // International Journ. of Pavement Research and Technology. 2018. V. 11. № 3. P. 311–320.

**Citation:** ***Boronina A.S., Kashkevich M.P., Popov S.V., Mikhailov E.M., Druzhin A.E*** **New data on the structure and motion of the ice sheet in the area of the Novolazarevskaya Research Station (East Antarctica).** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 387–402. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030065**

# New data on the structure and motion of the ice sheet in the area of a runway of the Novolazarevskaya Reserch Station (East Antarctica)

**A. S. Boronina[a*], M. P. Kashkevich[b], S. V. Popov[c,b], E. M. Mikhailov[b], A. E. Druzhin[b]**

[a]*State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia*
[b]*Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[c]*Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia*
**e-mail: al.b.s@yandex.ru*

Received May 11, 2024 / Revised June 14, 2024 / Accepted July 8, 2024

Currently, the Russian Federation has the only “blue ice” runway in Antarctica. It is located on the Queen Maud Land and is a part part of the landing site of the Russian Novolazarevskaya Station. This is one of the largest aviation transport hubs in the Indo-Atlantic sector of the continent, capable of landing heavy aircraft with wheeled chassis. Despite all the advantages that “blue ice” runways have, due to their location on the glacier, they are subject to dangerous glaciological processes caused by the ice sheet motions. The purpose of this research is to study the structure of the ice sheet along the runway and in the vicinity of the airbase Novo Runway (Novolazarevskaya Station), as well as to continue monitoring the uneven flow of the glacier, which began in 2021. The article presents the results of field studies carried out from December 2023 to February 2024, which included georadar profiling at a frequency of 150 MHz and three definitions of the coordinates of the runway markings to estimate their displacement for the summer season of 2023/24.There are also presented: a comparison of the values of the ice sheet deformation within the runway limits measured in the autumn of 2021 and the Antarctic summer of 2023/24, the calculation of deformations for the two-year period of monitoring, and the analysis of air temperature data for 2014–2024 from the weather station of the Novo Runway. It was found that at the beginning of the runway (up to 800 m) small healed crevasses are observed. This area requires regular visual monitoring. The central part of the runway appears to be the most complex in structure, demonstrating relatively high deformations in the marginal parts and characterized by large vertical structures in the glacier. In the long term, this area, as well as about 400 m at the end of the runway, are the most unstable. A joint analysis of data on the displacement of runway markings for 2021 and 2023/24 showed that values of the deformations may differ by an order of magnitude from year to year. Based on the results obtained, three areas were identified within limits of the runway, which differ in the degree of need for regular examination of their condition.

**Keywords:** hazardous glaciological processes, ice crevasses, glacial motion, GPR profiling, Novo Runway, East Antarctica

## REFERENCES

*Alexandrov V.Ya., Kapustin A.V., Troitsky I.V., Kharsov A.A.* Some features of meteorological support of aviation in Antarctica. *Sbornik trudov Vserossijskoj nauchno-prakticheskoj konferencii «Gidrometeorologiya i fizika atmosfery': sovremenny'e dostizheniya i tendencii razvitiya».* Proc. of the All-Russian Scientific and Practical Conference «Hydrometeorology and Atmospheric Physics: Modern Achievements and Development Trends». 2023: 311–315. [In Russian].

*Vladov M.L., Zolotarev V.P., Starovoytov A.V. Metodicheskoe rukovodstvo po provedeniyu georadiolokatsionnyh issledovaniy.* Methodological guide for carrying out georadar research. M.: GDS Production, 1997: 66 p. [In Russian].

*Vladov M.L., Starovoytov A.V. Vvedenie v georadiolokatsiyu.* Introduction to GPR. M.: MSU, 2004: 153 p. [In Russian].

*Klyuchnikov G.Ya.* Construction of high-strength snow airfields in the Arctic and Antarctic. *Transport Rossijskoj Federacii.* Transport of the Russian Federation. 2006, 3: 34–36. [In Russian].

*Lukin V.V.* Current Problems and Perspectives of Activity of the Russia in the Antarctic. *Trudy VNIRO.* Trudy VNIRO. 2015, 156: 178–196. [In Russian].

*Mart'yanov V.L.* Works of the 66th seasonal Russian Antarctic Expedition. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya.* Russian Polar Research. 2021, 45 (3): 7–8. [In Russian].

*Macheret Y.Y. Radiozondirovanie lednikov.* Radio echo-sounding of glaciers. M.: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].

*Poliakov S.P., Ivanov B.V., Klepikov A.V., Klokov V.D., Lukin V.V., Mart'yanov V.L.* Physical and mechanical properties of snow-firn cover of the Vostok Station air strip, Antarctica. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 109 (1): 119–122. [In Russian].

*Poliakov S.P., Ivanov B.V., Klepikov A.V., Klokov V.D., Lukin V.V., Mart'yanov V.L.* On the building of snow runway for the heavy wheeled aircrafts at Vostok Station, central Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2009, 81 (1): 101–107. [In Russian].

*Polyakov S.P., Mart'yanov V.L., Lukin V.V.* Snow-ice runways of the Russian Antarctic Expedition, features of preparation and development prospects. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya.* Russian Polar Research. 2015, 20 (2): 31–35. [In Russian].

*Popov S.V., Boronina A.S., Lebedeva L.S.* «Program for modeling heat and mass transfer processes in permafrost» (FrozenSoil) // Certificate of the registration RUS No. 2023669994. Application No. 2023669430, 09.25.2023. Publ. 09.25.2023. Bull. No. 10. [In Russian].

*Popov S.V., Kashkevich M.P., Boronina A.S.* The condition of the runway at Novolazarevskaya Station (East Antarctica) and the safety assessment of its use based on the 2021 research data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (4): 621–636. [In Russian].

*Popov S.V., Mezhonov S.V., Polyakov S.P., Mart'yanov V.L., Lukin V.V.* Glaciological and geophysical investigations aimed at organization of a new airfield at the Station Mirny (East Antarctica). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (3): 413–426. [In Russian].

*Sukhanova A.A, Bantsev D. V., Shimanchuk E.V, Popov S.V.* Glaciological research in the area of the Antarctic Progress Station during the season of the 68th RAE. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya.* Russian Polar Research. 2023, 2: 20–22. [In Russian].

*Sukhanova A.A., Popov S.V., Polyakov S.P., Kashkevich M.P., Martyanov V.L.* GPR research for the organization of the runway on the sea ice in the area of the Bunger Oasis field base, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 315–327. [In Russian].

*Sukhanova A.A., Kharitonov V.V., Popov S.V., Kashkevich M.P.* The application of the GPR-method for safety of logistics operations near the Russkaya station in West Antarctica. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (3): 427–440. [In Russian].

*Arcone S.A., Delaney A.J., Tobiasson W.* Subsurface radar investigations at the Pegasus glacial-ice runway and Williams field, McMurdo Station, Antarctica. CRREL Report 94-12. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 1994: 24 p.

*Arcone S.A.* High resolution of glacial ice stratigraphy: a ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica. Geophysics. 1996, 61 (6): 1653–1663.

*Markov A., Polyakov S., Sun B., Lukin V., Popov S., Yang H., Zhang T., Cui X., Guo J., Cui P., Zhang L., Greenbaum J., Mirakin A., Voyevodin A., Boronina A., Sukhanova A., Deshovykh G., Krekhov A., Zarin S., Semyonov A., Soshchenko V., Mel'nik A.* The conditions of the formation and existence of «Blue Ice Areas» in the ice flow transition region from the Antarctic ice sheet to the Amery Ice Shelf in the Larsemann Hills area. Polar Sci. 2019, 22: 100478. https://doi.org/10.1016/j.polar.2019.08.004.

*Mellor M.* Hard-surface runways in Antarctica. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1988: 87 p.

*Nye J.F.* A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier. Journ. of Glaciology. 1959, 3 (25): 409–419.

*Paige R.A.* Sub-surface melt pools in the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. Journ. of Glaciology. 1968, 7 (51): 511–516.

*Rivera A., Casassa G., Thomas R., Rignot E., Zamora R., Antúnez D., Ordenes F.* Glacier wastage on southern Adelaide Island, Antarctica, and its impact on snow runway operations. Annals of Glaciology. 2005, 41: 57–62.

*Urbini S., Bianchi-Fasani G., Mazzanti P., Rocca A., Vittuari L., Zanutta A., Frezzotti M.* Multi-temporal investigation of the Boulder Clay Glacier and Northern Foothills (Victoria Land, Antarctica) by integrated surveying techniques. Remote Sensing. 2019, 11 (12): 1501. https://doi.org/10.3390/rs11121501.

*White G., McCallum A.* Review of ice and snow runway pavements. International Journ. of Pavement Research and Technology. 2018, 3 (11): 311–320.

ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 403–419

## СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.321.82

# АЛЬБЕДО СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЕГО ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ И КЛИМАТА

**© 2024 г. Д. В. Турков[1], Е. Д. Дроздов[1,2]*, А. А. Ломакин[3,4]**

[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия*
[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[3]*Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики», Москва, Россия*
[4]*Институт космических исследований РАН, Москва, Россия*
**e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru*

Поступила 17.05.2024 г.
После доработки 07.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Предложена новая схема параметризации альбедо снежного покрова, учитывающая большинство факторов, важных для метаморфизма снега. Проведено тестирование новой схемы параметризации альбедо снега в составе модели LSM SPONSOR по данным многолетних наблюдений. Показано, что новая схема позволяет получать несмещённые оценки альбедо со статистическими характеристиками, близкими к тем, что получены для данных наблюдений.

**Ключевые слова:** снежный покров, альбедо, моделирование, параметризация, модель SPONSOR

**DOI**: 10.31857/S2076673424030079, **EDN**: INVIGY

## ВВЕДЕНИЕ

Для прогноза изменений климатической системы и для моделирования климата большое значение имеет адекватное описание свойств и структуры снежно-ледового покрова Земли, а также их сезонной и многолетней динамики (Vavrus, 2007; Snow and Climate, 2008; Котляков, 2010). Благодаря экстремальным теплофизическим характеристикам и продолжительности залегания на обширных площадях суши, высокой естественной пространственно-временнóй изменчивости и чувствительности к изменениям климата снежный покров оказывает значительное влияние практически на все процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Большое влияние на потоки энергии на границе снег/атмосфера оказывают радиационные свойства снежного покрова, прежде всего его отражающая способность, характеризующаяся коэффициентом отражения – альбедо. Снежно-ледяной покров имеет максимальное альбедо для естественных поверхностей на Земле, которое по данным наблюдений превышает в среднем 80% и может достигать в отдельные периоды 90–95% (Кузьмин, 1957; Снег, справочник, 1986; Красс, Мерзликин, 1990).

Лучистая энергия Солнца, приходящая на поверхность Земли, перекрывает спектральный диапазон от 0.3 до 4 мкм, включающий ультрафиолетовую (УФ, до 0.4 мкм), видимую (0.4–0.8 мкм) и ближнюю инфракрасную (БИК, 0.8–4 мкм) области (Матвеев, 1984). Высокая отражательная способность снежного покрова обусловлена сочетанием его микроструктуры с оптическими свойствами льда. В видимой и ультрафиолетовой частях спектра чистый лёд почти прозрачен (коэффициент поглощения составляет от 0.02 до 0.05 см$^{-1}$), в то время как в ближнем инфракрасном спектре (БИК) поглощение увеличивается до тех пор, пока лёд не прекратит быть квазипрозрачным для длин волн больше 1.5 мкм (Красс, Мерзликин, 1990). Показатель преломления чистого льда близок к 1.30. Фотон, падающий на поверхность снега, преломляется или отражается при каждом столкновении с поверхностью раздела лёд/воздух до тех пор, пока он либо не будет поглощён, либо покинет слой снега. В видимом диапазоне длин волн и при низком содержании примесей в снегу фотон может проходить большие расстояния сквозь лёд, не поглощаясь, и, следовательно, может многократно преломляться и отражаться внутри снежного покрова, так что очень велика вероятность, что фотон покинет слой снега. Это объясняет высокую отражательную способность чистого снега в видимом и УФ диапазоне длин волн (Wiscombe, Warren, 1980). Если снег содержит много примесей, вероятность того,

что фотоны будут поглощены внутри снежной толщи, намного выше, и, следовательно, альбедо такого снега меньше. Естественно, для высокой отражательной способности требуется достаточно глубокий слой снега, чтобы фотоны могли свободно рассеиваться по его глубине. На практике это предположение справедливо для снега глубиной более 10 см.

В видимом и УФ диапазоне отражательная способность снега сравнительно мало зависит от размера и формы зёрен. Поглощение солнечного излучения льдом увеличивается в БИК-диапазоне, что уменьшает вероятность выхода фотонов за пределы снежной толщи и, следовательно, уменьшает отражательную способность снега. Эта вероятность в первую очередь зависит от расстояния, пройдённого фотоном внутри ледяных зёрен во время многократных преломлений и отражений. Если кристаллы в снежной толще крупные и объёмные, а не мелкие и плоские, то это расстояние больше, поэтому альбедо снега в БИК-диапазоне обычно сильно уменьшается с увеличением размера зёрен (рис. 1). Изменчивость альбедо в БИК-диапазоне солнечного спектра вносит основной вклад в изменчивость интегрального альбедо чистого снежного покрова. Доля солнечного излучения на уровне земной поверхности, приходящаяся на БИК-диапазон, весьма изменчива и зависит от толщины слоя атмосферы, проходимого солнечным излучением, высоты Солнца, облачности, влажности атмосферы и наличия примесей. По данным измерений, эта доля у поверхности Земли может составлять от 45–50 до 75% всей энергии солнечного излучения и сильно меняться даже в течение суток (Кондратьев, 1965; Матвеев, 1984). Такая высокая изменчивость спектрального состава солнечного излучения дополнительно влияет на высокую изменчивость альбедо снежного покрова и вносит значительную неопределённость при прогнозировании и модельных расчётах его точных величин.

Благодаря различным механизмам метаморфизма, размер снежных зёрен и кристаллов, а также содержание примесей обычно увеличиваются с возрастом, поэтому альбедо снежного покрова, как правило, уменьшается со временем, пока поверхность не покрывается свежим снегом. В период

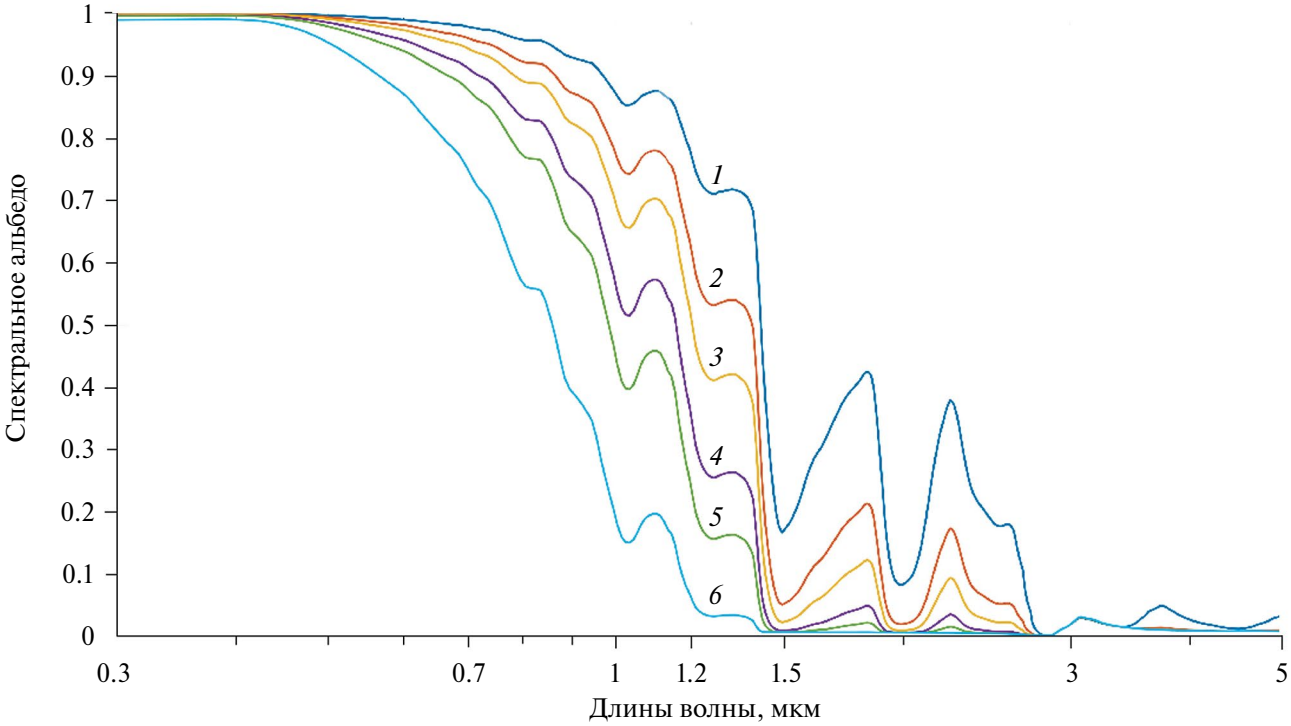



**Рис 1.** Пример расчёта зависимости спектрального альбедо толстого (>10м) чистого слоя снега от размера частиц. Форма частиц – сферическая, зенитный угол Солнца – 60 градусов, солнечное излучение – прямое, плотность снега 200 кг/м$^3$. Расчёт произведён с помощью SNICAR-AD v4 с оптическими константами по (Warren, Brandt, 2008). Размер частиц: *1* – 30 мкм, *2* – 100 мкм, *3* – 200 мкм, *4* – 500 мкм, *5* – 1000 мкм, *6* – 5000 мкм

**Fig. 1.** An example of calculating the dependence of the spectral albedo of a thick (>10 m) pure snow layer on particle size. The shape of the particles is spherical, solar-zenith angle is 60 degrees, solar radiation is direct, snow density is 200 kg/m$^3$. The calculation was performed using SNICAR-AD v4 with optical constants according to (Warren, Brandt, 2008). Particle size: *1* – 30 microns, *2* – 100 microns, *3* – 200 microns, *4* – 500 microns, *5* – 1000 microns, *6* – 5000 microns

таяния из-за быстрого изменения формы и размеров снежных зёрен по всему снежному покрову и из-за постепенного появления более старых слоёв снега, которые могут содержать высокие концентрации примесей и более крупные зёрна льда, альбедо снега изменяется особенно быстро. За несколько дней оно может упасть с 90 до 40–50%, что приведёт к резкому увеличению поглощения солнечной радиации и скорости таяния (Кузьмин, 1961; Warren, 1982). Однако альбедо не всегда уменьшается со временем. Когда снежный покров подвергается воздействию высоких температурных градиентов, его альбедо может оставаться постоянным в течение длительного времени, а иногда даже увеличиваться из-за перекристаллизации поверхностного снега или из-за образования инея на поверхности (Snow and Climate, 2008).

Правильное описание пространственно-временно́й изменчивости альбедо снежно-ледового покрова – важная и актуальная задача, решение которой может повысить точность расчётов теплового баланса поверхности в моделях природных систем и климата.

Цель работы – рассмотрение принципов и оценка качества различных параметризаций альбедо снежного покрова, используемых в современных моделях земных систем, в частности, в модели LSM SPONSOR, а также поиск возможных путей их совершенствования. Основное внимание предполагается уделить описанию альбедо снежного покрова в горных регионах как сравнительно меньше подверженных загрязнению из естественных и антропогенных источников.

## ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ АЛЬБЕДО СНЕГА В МОДЕЛЯХ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

***Модели переноса излучения в снежно-ледовой толще.*** Изменение коэффициента отражения (альбедо) в зависимости от размера зёрен и спектрального состава приходящей солнечной радиации имеет функциональную форму, которая не может быть выражена аналитически по всему солнечному спектру (см. рис. 1). Основная сложность заключается в том, что фотоны света, проходя через толщу снега, подвергаются многократному преломлению и рассеянию. Такой процесс описывается с помощью уравнения переноса излучения (Красс, Мерзликин, 1990; Chandrasekhar, 2016), однако его аналитическое решение в общем случае пока не найдено. Поэтому для параметризации альбедо и коэффициента поглощения используются методы численного физико-математического моделирования распространения излучения в неоднородной снежной толще.

В настоящее время разработано достаточно много таких моделей. Основные методы решения основаны на разделении приходящего излучения на несколько потоков в зависимости от полярных углов и решения уравнения для каждого из таких потоков. В самом простом случае считается поток излучения, рассеянного снегом от поверхности в верхнюю и нижнюю полусферу. Такой метод называется двухпотоковым, и он используется в большинстве известных моделей переноса излучения в снежной толще. Среди них один из наиболее известных – это семейство моделей SNICAR (Flanner et al., 2021), самой развитой из которых в настоящее время является SNICAR-AD v4 (Dang et al., 2019; Whicker et al., 2022). При сравнительно высокой точности алгоритма его применение может давать ошибки вычисленного альбедо порядка первых процентов.

С помощью моделей, подобных SNICAR (Flanner et al., 2021), можно оценить влияние на спектральное альбедо как свойств снега (размер и форма частиц снега, содержание разных видов примесей, пыли и сажи), так и параметров среды (спектрального состава радиации, доли рассеянного или прямого излучения, зенитного угла и т.п.). В отличие от более точных и сложных многопотоковых моделей (например, DISORT, Stamnes et al., 1988), расчёты альбедо с помощью модели SNICAR-ADv4 экономичны, а поэтому её включают в некоторые климатические модели (например, CESM (Danabasoglu et al., 2020)).

Входные параметры для таких моделей включают в себя, как минимум, размер частиц (а лучше спектр распределения размеров частиц), форму частиц, процентное содержание примесей и характеристики приходящего солнечного излучения, а в более общем случае гораздо больший набор параметров. Самым важным параметром в ближнем инфракрасном диапазоне (от 0.8 мкм) является размер зёрен, а в видимом и УФ диапазоне – наличие примесей.

Отдельно стоит упомянуть влияние формы частиц на спектральное альбедо снега. В моделях переноса излучения в снежной толще обычно используется так называемый эффективный размер частиц, а для частиц несферической формы в качестве размера чаще всего используется эффективный радиус:

$$R_e = \frac{3V_{snow}}{4S_{snow}}, \qquad (1)$$

где $V_{snow}$ – это объём частицы, а $S_{snow}$ – это средняя площадь частицы, усреднённая по всем направлениям. Влияние формы частиц было рассмотрено в работе (He et al., 2018) для нескольких форм частиц. Так, интегральное альбедо чистого снега, состоящего из частиц с эффективным радиусом в 1 мм, для сфероидов и для гексагональных призм (или снежинок Коха) в видимом диапазоне различалось на несколько процентов, что может давать существенную разницу

в поглощении излучения и увеличивать неопределённость при расчётах альбедо.

Несмотря на успехи физического моделирования процессов переноса излучения в снежно-ледяной толще, применение разработанных моделей на практике имеет ограничения. Это связано с высокими требованиями таких моделей к качеству входной информации, прежде всего спектрального состава и доли прямой и рассеянной приходящей радиации, а также микроструктуры снежной толщи, которая может существенно изменяться с глубиной. Такие данные не предоставляются регулярной сетью метеонаблюдений и должны быть получены из других источников или вычислены с помощью модельных методов. Поэтому многие модели земных систем, включая большинство моделей климата, используют параметризации альбедо снежного покрова, позволяющие определить альбедо по данным о расчётной (или измеренной локально) солнечной радиации, данным о температуре, облачности и других свойствах атмосферы, а также о каких-либо известных свойствах снега, чаще всего его температуре, возрасте и/или плотности. Таких параметризаций разработано достаточно много, и они позволяют определить альбедо снежного покрова и его динамику с некоторой степенью точности, которую необходимо оценить на основании сравнения расчётных данных об альбедо с данными наблюдений.

В отличие от снега, описываемого теоретическими моделями типа SNICAR, в моделях реальных природных систем приходится учитывать, что снег находится в условиях взаимодействия с другими компонентами ландшафта, прежде всего с подстилающими почвогрунтами, рельефом и растительным покровом. В этой работе мы временно не будем касаться сложных процессов взаимодействия снежного покрова с растительностью, а рассмотрим особенности параметризации альбедо снежного покрова на открытой местности с локально слабо расчленённым рельефом. Особое внимание будет уделено применению таких параметризаций в модели LSM SPONSOR, поскольку одной из основных целей работы является усовершенствование параметризации альбедо снега именно для этой модели.

Хороший обзор параметризаций альбедо снежного покрова в других моделях природных систем дан в работе (Lee et al., 2021).

***Модель SPONSOR.*** Численная модель тепловлагообмена на суше (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR разработана в Институте географии РАН. Детальное описание и примеры работ по моделированию снежного покрова с помощью LSM SPONSOR приведены в работах (Шмакин и др., 2009; Турков, Сократов, 2016; Дроздов и др., 2023). Она участвовала во многих международных экспериментах по сравнению подобных моделей; очередной эксперимент, ESM-SnowMIP, завершился в 2021 г. (Krinner et al., 2018; Menard et al., 2021). Модель SPONSOR позволяет рассчитать все составляющие теплового и водного баланса на суше. Все переменные в модели рассчитываются на каждом шаге по времени, который может быть от нескольких минут до суток и зависит от поставленной задачи, но для адекватного воспроизведения суточного хода шаг должен составлять не более шести часов. При работе модели требуется на каждом шаге задавать значения нескольких метеорологических переменных (температуру и влажность воздуха, скорость ветра, осадки, поток приходящей коротковолновой и длинноволновой радиации и приземное атмосферное давление). Также необходимо задавать ландшафтные параметры, связанные с типом растительности или с типом почвы в каждой ячейке суши.

Модель снежного покрова включена в модель SPONSOR в качестве отдельного блока. Основной структурной единица модели снежного покрова является слой снега. Считается, что в общем случае на каждом шаге по времени при наличии твёрдых осадков формируется отдельный слой снега с определёнными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных процессов свойства слоя плавно или скачкообразно изменяются. При росте снежной толщи соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться. При вычислениях снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью, фазовым состоянием содержащейся воды, теплоёмкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью.

Модель снежного покрова включает в себя описание процессов, вносящих наибольший вклад в формирование теплофизических характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почвой. К ним относятся: образование нового слоя снега; изменение плотности слоёв снега в результате вязкого и ветрового уплотнения; изменение температуры слоёв снега за счёт теплообмена с атмосферой и почвой, а также поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега; испарение, в том числе метелевое; таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание; изменение влажности снега в результате таяния и просачивания талой воды в толщу, а также поглощения жидких осадков; изменение альбедо, теплопроводности и теплоёмкости снега, а также свойств снега за счёт смены типа слоёв.

***Методы параметризации альбедо снега в моделях природных систем.*** При установлении сезонного снежного покрова его альбедо, как правило, не

сразу достигает максимальных величин, но сначала наблюдается частичное покрытие территории снегом. Альбедо такой территории обычно вычисляется как средневзвешенная величина из альбедо покрытой снегом части площади и свободной от него. Кроме того, необходимо учитывать, что на альбедо тонкого снежного покрова оказывает влияние подстилающая поверхность почвы из-за некоторой прозрачности снега для солнечного излучения. Такая же ситуация наблюдается и при таянии снежного покрова. Средневзвешенная толщина снега, при которой он полностью покрывает поверхность, не является константой, но зависит от многих факторов. При моделировании снежного покрова альбедо поверхности, частично покрытой снегом, чаще всего вычисляется по формуле:

$$\alpha = \alpha_0 + f_s \cdot \left(\alpha_{sn} - \alpha_0\right), \qquad (2)$$

где $\alpha$ – средневзвешенное альбедо поверхности, $\alpha_0$ – альбедо бесснежной поверхности, $\alpha_{sn}$ – альбедо поверхности, полностью покрытой снегом, $f_s$ – доля покрытия поверхности снегом. Величина $f_s$ в свою очередь также не является константой, а определяется как функция, часто нелинейная, от некоторого минимального значения водного эквивалента или критической толщины снега, $h_{crit}$, начиная с которой поверхность считается полностью покрытой снегом. Очевидно, что эта величина сильно зависит от характера подстилающей поверхности и особенностей выпадения или таяния снежного покрова. Так, свежевыпавший снег создаёт сплошной снежный покров при относительно небольшой толщине или водном эквиваленте, в то время как в тающем старом снеге могут возникать проталины при большей средней толщине или водном эквиваленте. В модели SPONSOR сделана попытка учесть эти особенности, и в результате величина $f_s$ вычисляется по формуле:

$$f_s = \min\left(1.0,\ 5 - 0.4 \cdot \tau_{sn}\right) \cdot h_{sn}/h_{crit}, \qquad (3)$$

где $\tau_{sn}$ – время существования верхнего слоя снега, сут, $h_{sn}$ – толщина снежного покрова, м, $h_{crit} = 0.025$ м, ограничения на $f_s$: $0 \le f_s \le 1$.

В подавляющем большинстве схем параметризаций альбедо снежного покрова (Lee et al., 2021) принимается, что свежевыпавший снег имеет максимально возможное альбедо. Эта величина меняется в различных моделях в диапазоне 0.85–0.96 для интегрального по спектру солнечного излучения альбедо. Основной вклад в изменчивость альбедо свежего снега, кроме размера и формы выпадающих кристаллов и зёрен снега, вносят погодные условия во время снегопада. Значительное влияние оказывает сильный ветер, уплотняющий снег и способствующий фрагментации первоначальных кристаллических структур снега (снежинок, игольчатых кристаллов и т.п.), а также температурные условия, прежде всего повышение температуры воздуха выше температуры плавления льда (оттепель). В блоке расчёта характеристик снежного покрова в модели LSM SPONSOR мы учитываем влияние погодных условий на альбедо свежего снега, $\alpha_{new}$, следующим образом:

$$\alpha_{new} = 0.96 - \max(0,\ 3.4 \cdot 10^{-4} \cdot \rho_{new} - 2.8 \cdot 10^{-2}), \qquad (4)$$

где $\rho_{new}$ – плотность свежевыпавшего снега (кг/м$^3$), которая определяется согласно (Hedstrom, Pomeroy, 1998; Barlett, 2006):

$$\rho_{new} = \begin{cases} 67.9 + 51.3 \cdot \exp\left(\left(T_a - T_f\right) / 2.6\right) + d_{wind}, \\ \text{если } T_a \le T_f \\ 119.2 + 20 \cdot \left(T_a - T_f\right) + d_{wind}, \\ \text{если } T_a > T_f \end{cases} \qquad (5)$$

где $T_f = 273.16$ K, температура таяния, $T_a$ – температура приземного воздуха, K. Поправка на ветер, $d_{wind}$ (согласно Vionnet et al., 2012):

$$d_{wind} = \min\left(1,\ 0.25 \cdot \left(W_{10} - 1\right)\right) \cdot 26 \cdot \sqrt{W_{10}}, \qquad (6)$$

где $W_{10}$ – скорость ветра на уровне 10 м (м/с).

В некоторых схемах параметризаций, преимущественно используемых в климатических моделях с возможностью расчётов спектрального состава радиации, альбедо рассчитывается отдельно для видимой (плюс УФ) и БИК частей спектра. В таких моделях задаётся максимально возможное значение альбедо отдельно для видимой и БИК частей спектра (порядка 0.95 и 0.65 соответственно). Другой пороговой величиной, задаваемой явно или неявно (через достижимые пределы уравнений) в большинстве схем параметризации альбедо, является минимальное альбедо снега. В природных условиях минимальное альбедо чистого снега чаще всего наблюдается в условиях таяния и принимает значения в диапазоне от 0.35 до 0.55 (Кузьмин, 1957, 1961; Warren, 1982).

При отсутствии снегопадов альбедо поверхности снежного покрова, как правило, начинает уменьшаться в результате процессов метаморфизма и загрязнения. Для определения величины альбедо снега на каждом временно́м шаге в моделях используются диагностические или прогностические схемы. В прогностических схемах альбедо на каждом шаге по времени определяется через его значение на предыдущем шаге. При этом обычно принимается, что изменение происходит в соответствии с некоторой функцией, например, экспонентой. Так, например, в схеме, используемой в модели климата CLASS (Verseghy, 2012), альбедо на новом шаге по времени определяется так:

$$\alpha_{sn}^{t} = \alpha_{sn,base} + \left(\alpha_{sn}^{t-1} - \alpha_{sn,base}\right) \cdot \exp\left(\frac{-0.01 \cdot \Delta t}{3600}\right), \qquad (7)$$

где $\alpha_{sn}^{t}$ – альбедо снега на текущем шаге по времени, $\alpha_{sn}^{t-1}$ – альбедо снега на предыдущем шаге по времени, $\Delta t$ – шаг по времени, с, $\alpha_{sn,base}$ – базовое альбедо, равное 0.7 для сухого и 0.5 для тающего снега.

В диагностических схемах вычисления альбедо его величина определяется через значения некоторых известных характеристик снежного покрова, например, через его плотность, возраст и/или температуру. Так, в расчётной схеме, используемой в модели ISBA (Decharme et al., 2016), а также в модели CROCUS (Vionnet et al., 2012) альбедо верхнего слоя снега вычисляется через его возраст и плотность так:

$$\alpha_{sn,vis} = \min\left(0.92,\ 0.96 - 1.58 \cdot \sqrt{d_{opt}}\right) - 0.2 \cdot \frac{\tau_{sn}}{\tau_{ref}} \cdot K_h \quad (8)$$

$$\alpha_{sn,nir1} = 0.9 - 15.4\sqrt{d_{opt}} \quad (9)$$

$$\alpha_{sn,nir2} = 0.88 + 346.2 \cdot d_{opt} - 32.31\sqrt{d_{opt}} \quad (10)$$

$$K_h = \max\left(0.5,\ \frac{P_a}{P_{ref}}\right),\ K_h \le 1.1, \quad (11)$$

где $\alpha_{sn,vis} \ge 0.6$ – альбедо для видимого и УФ диапазона, 0.3–0.8 мкм, $\alpha_{sn,nir1} \ge 0.3$ – альбедо для БИК диапазона 0.8–1.5 мкм, $\alpha_{sn,nir2}$ – альбедо для БИК диапазона 1.5–2.8 мкм, $\tau_{sn}$ – возраст снега, сут., $\tau_{ref}$ = 60 сут., $P_a$ – атмосферное давление, гПа, $P_{ref}$ = 870 гПа – базовое давление, $d_{opt}$ – эффективный оптический диаметр кристаллов снега, м, вычисляемый по формуле:

$$d_{opt} = \min\left[d_{\max},\ g_1 + g_2 \cdot \rho_{sn}^4 + g_3 \cdot \min\left(15, \tau_{sn}\right)\right], \quad (12)$$

где $\rho_{sn}$ – плотность снега, кг/м$^3$, $d_{max}$ – максимальный диаметр зерна, принимаемый равным 0.0023 м, а $g_1 = 1.6 \cdot 10^{-4}$ м, $g_2 = 1.1 \cdot 10^{-13}$ м$^{13}$·кг$^{-4}$, $g_3 = 0.5 \cdot 10^{-4}$ м/сут – эмпирические коэффициенты. Последний член в формуле (8) предназначен для учёта изменения альбедо для старого и загрязнённого снега; через параметр $K_h$, связанный с атмосферным давлением делается попытка учёта уменьшения загрязнения снега и относительного увеличения доли видимой и УФ части спектра в высокогорных районах.

Ещё одним примером параметризации альбедо снежного покрова в зависимости от возраста снега и его температурного режимам может служить схема, предложенная в модели BATS (Dickinson et al., 1993). Здесь скорость изменения со временем альбедо снежного покрова при отсутствии новых снегопадов зависит, главным образом, от температуры снега через безразмерный параметр возраста снега, $F_{age}$, который определяется прогностическим уравнением:

$$F_{age} = \frac{tau^t}{\left(tau^t + 1\right)}, \quad (13)$$

где $tau^t$ – эффективный возраст снега на шаге времени $t$, который зависит от значения этого параметра на предыдущем шаге по времени, $tau^{t-1}$, и вычисляется как:

$$tau^t = \left(tau^{t-1} + \delta_a\right), \quad (14)$$

где $\delta_a$ – функция старения снега:

$$\delta_a = 10^{-6} \cdot \Delta t \cdot \left(A_1 + A_2 + A_3\right). \quad (15)$$

Здесь $A_1$ и $A_2$ учитывают зависимость альбедо от градиента температуры в снежной толще, приводящего к изменению микроструктуры снега, $A_3$ – учитывает изменение альбедо за счёт загрязнения снега:

$$A_1 = min\left(1, \exp\left(5 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{1}{T_f} - \frac{1}{T_g}\right)\right)\right) \quad (16)$$

$$A_2 = min\left(1, \exp\left(5 \cdot 10^4 \cdot \left(\frac{1}{T_f} - \frac{1}{T_g}\right)\right)\right) \quad (17)$$

$$A_3 = \begin{cases} 0.01 & \text{над Антарктидой} \\ 0.3 & \text{в остальных случаях} \end{cases}, \quad (18)$$

где $T_f$ = 273.16 K, температура таяния, $T_g$ – температура поверхности снега, $\Delta t$ – шаг по времени, с. В модели принимается, что новый снегопад с изменением водного эквивалента снежного покрова больше чем на 1 кг/м$^2$ обнуляет $F_{age}$, и расчёт старения начинается заново.

Величина альбедо снега в схеме BATS определяется для видимого ($\alpha_{sn,vis}$) и БИК ($\alpha_{sn,nir}$) диапазонов спектра коротковолновой радиации так:

$$\alpha_{sn,vis} = 0.95 \cdot \left(1 - 0.2 \cdot F_{age}\right) \quad (19)$$

$$\alpha_{sn,nir} = 0.65 \cdot \left(1 - 0.5 \cdot F_{age}\right) \quad (20)$$

Схема BATS позволяет рассчитать альбедо снега для двух диапазонов спектра коротковолновой радиации, поскольку изначально предполагалось использование этой схемы в модели общей циркуляции атмосферы NCAR, где используется спектральная схема переноса радиации с возможностью получить величины радиации в различных диапазонах.

***Расчёт альбедо снежного покрова в модели LSM SPONSOR.*** В моделях тепловлагообмена атмосферы с поверхностью суши, таких как LSM SPONSOR, в качестве входных данных (форсинга) обычно используются результаты наблюдений, которые

редко включают данные о спектральном составе солнечной радиации. Поэтому при создании модели LSM SPONSOR предполагался расчёт только интегрального альбедо для всего диапазона солнечного излучения. Первоначально в модели SPONSOR использовалась диагностическая схема вычисления альбедо снежного покрова в зависимости от возраста его верхнего слоя:

$$\alpha_{sn} = \min\left(\alpha_{melt}, \alpha_{new} \cdot \left(1 - K_d \cdot \frac{\tau_{sn}}{(\tau_{sn} + 1)}\right)\right), \qquad (21)$$

где $\tau_{sn}$ – возраст верхнего слоя снега, сут, $\alpha_{new}$ – альбедо свежего снега, задаваемое для разных ландшафтов в диапазоне 0.82–0.95, $K_d$ – безразмерный коэффициент, учитывающий состояние снежного покрова. Он равен 0.2 для свежего сухого снега, 0.25 для сухого снега с плотностью выше 350 кг/м$^3$, а также для увлажнённого снега, 0.3 для снега грубозернистого и с прослойками льда, 0.35 для ледяных корок и сильно увлажнённого снега, 0.4 для снега под пологом растительности или для территорий с частичным покрытием снегом ($f_s < 1$). Для снежной толщи, состоящей только из увлажнённых или насыщенных водой слоёв предполагается, что $\alpha_{sn} = \alpha_{melt}$, где $\alpha_{melt}$ – альбедо тающего снега, задаваемого для разных ландшафтов в диапазоне 0.4–0.55. Верхний слой снега может образоваться и в результате снегопада, и показаться на поверхности из глубины в результате таяния верхних слоёв. В последнем случае возраст такого снега будет существенно больше, а сомножитель в формуле (21), характеризующий относительный возраст верхнего слоя снега, будет по значению близок к единице.

Новая схема параметризации альбедо снежного покрова в модели SPONSOR также является диагностической и предполагает работу с входными данными по солнечной радиации без деления на видимую и БИК части. Именно такие данные по радиации предоставляются обычно данными наблюдений, в частности теми, которые использовались в эксперименте ESM-SnowMIP. В новой расчётной схеме альбедо поверхности, частично покрытой снегом, вычисляется согласно формулам (2)–(3). Альбедо сплошного снежного покрова в новой схеме вычисляется по формуле:

$$\alpha_{sn} = \max(\alpha_{melt}, \alpha_{new} - S_{alb}). \qquad (22)$$

Здесь $\alpha_{melt} = 0.3$ – минимально возможное альбедо сплошного снежного покрова, $\alpha_{new}$ – альбедо свежего снега, которое вычисляется по формулам (4)–(6), а $S_{alb}$ – это сумма диагностированных изменений, вносимых различными процессами и факторами в альбедо на данном шаге по времени:

$$S_{alb} = \Delta\alpha_{den} + \Delta\alpha_{temp} + \Delta\alpha_{old} + \Delta\alpha_{gr} + d_{pol} - \Delta\alpha_{sol} \qquad (23)$$

Здесь $\Delta\alpha_{den}$ отвечает за изменения альбедо в зависимости от средневзвешенного возраста и средневзвешенной по массе плотности верхнего слоя снега толщиной 0.05 м с учётом возможного включения нескольких слоёв, суммарно равных по толщине 0.05 м:

$$\Delta\alpha_{den} = K_{den} \cdot (0.18 - 0.05 \cdot K_{den}). \qquad (24)$$

Безразмерный параметр плотности снега, $K_{den}$:

$$K_{den} = F_{age} \cdot \sqrt{\frac{\rho_{sn}}{\rho_{ref}}}, \qquad (25)$$

где $\rho_{sn}$ – средневзвешенная плотность верхней части слоя снега, толщиной 0.05 м, кг/м$^3$, $\rho_{ref}$ – базовая плотность снега, равная 250 кг/м$^3$.

Безразмерный параметр возраста снега, $F_{age}$:

$$F_{age} = \frac{\tau_{sn}}{(\tau_{sn} + 0.7)}, \qquad (26)$$

где $\tau_{sn}$ – средний возраст верхнего слоя снега толщиной 0.05 м, сут.

Безразмерный член $0 \le \Delta\alpha_{temp} \le 0.1$ учитывает влияние приземной температуры воздуха, $T_a$, K, на температуру поверхности и метаморфизм снега, особенно вблизи и выше температуры таяния $T_f = 273.16$ K:

$$\Delta\alpha_{temp} = K_{sky} \cdot \frac{(T_a - T_f + 5)}{T_f}. \qquad (27)$$

Здесь $1 \le K_{sky} \le 2$ – коэффициент, учитывающий ускоренный метаморфизм снега при больших значениях прямой солнечной радиации (Красс, Мерзликин, 1990):

$$K_{sky} = S_{sol} / (500 \cdot \sin\theta), \qquad (28)$$

где $S_{sol}$ – величина суммарной солнечной радиации, Вт/м$^2$, $sin\theta$ – синус высоты Солнца.

Безразмерный член $\Delta\alpha_{old}$ имеет целью учёт изменения альбедо за счёт фонового загрязнения и влияния на альбедо слоев снега с большим возрастом. Учёт этого фактора особенно важен в период снеготаяния, когда на поверхности оказываются слои снега, имеющие большой возраст $\tau_{sn}$, обычно сильно метаморфизованные и содержащие большое количество накопленных загрязнений:

$$\Delta\alpha_{old} = (0.02 + d_{pol}) \cdot K_h \cdot \frac{\tau_{sn}}{\tau_{ref}}, \qquad (29)$$

где $\tau_{ref} = 60$ сут, $K_h$ определяется по формуле (11) и имеет тот же физический смысл, а $d_{pol}$ – поправка, учитывающая поступление фоновых загрязнений, величина которой определяется особенностями местоположения станции наблюдения, прежде всего наличием поблизости древесной растительности и/или антропогенных объектов, таких как

шоссейные дороги и населённые пункты. Величина $d_{pol}$ минимальна для высокогорных станций, удалённых от населённых пунктов и находящихся выше зоны леса вдали от скальных склонов (так, для полигонов Senator Beck и Weissfluhjoch величина $d_{pol}$ равна 0.02) и максимальна для полигона Col de Port, расположенного в окружении лесной растительности вблизи автодороги, где $d_{pol} = 0.07$. Для полигона Swamp Angel, также окружённого древесной растительностью, но вдали от дорог и населённых пунктов $d_{pol} = 0.04$ (об экспериментальных полигонах см. раздел «Данные наблюдений за альбедо»).

Параметр $\Delta\alpha_{gr}$ учитывает влияние на альбедо подстилающего почвогрунта за счёт относительной прозрачности тонкого слоя снега (менее 0.15 м):

$$\Delta\alpha_{gr} = 0.25 \cdot (1 - \alpha_0)\left(\alpha_{sn,t-1} - \alpha_0\right) \cdot \exp\left(-20 \cdot h_{sn}\right), \quad (30)$$

где $\alpha_0$ – альбедо подстилающей снег бесснежной поверхности; $\alpha_{sn,t-1}$ – альбедо поверхности снега на предыдущем шаге по времени, $h_{sn}$ – толщина снежного покрова, м. Величина поправки теоретически может быть отрицательной (то есть не уменьшать, а увеличивать альбедо), если подстилающая поверхность имеет собственное альбедо больше, чем альбедо снега (например, загрязнённый мокрый снег на леднике).

Наконец, член $\Delta\alpha_{sol} \geq 0$ учитывает увеличение альбедо при небольшой высоте Солнца (< 30°) за счёт частичного зеркального отражения солнечных лучей, особенно прямой солнечной радиации (Warren, 1982):

$$\Delta\alpha_{sol} = \min\left(0.1,\ K_{sky} \cdot \left(0.062 - 0.124 \cdot \sin\theta\right)\right). \quad (31)$$

Здесь $K_{sky}$ определяется по формуле (28) и имеет целью учесть увеличение доли прямой радиации в приходящем потоке солнечного излучения.

***Данные наблюдений за альбедо***. При валидации и верификации предложенных схем параметризации альбедо снежного покрова мы использовали многолетние данные наблюдений, предоставленные участникам проекта ESM-SnowMIP (Krinner et al., 2018). Поскольку в работе мы рассматриваем альбедо преимущественно чистого снега (с минимальным значением только фоновых загрязнений), то основное внимание уделялось описанию альбедо снежного покрова в горных регионах как относительно меньше подверженных загрязнению из естественных и антропогенных источников. Поэтому для валидации предложенных схем параметризации альбедо были выбраны четыре полигона эксперимента ESM-SnowMIP, расположенных в горных регионах (табл. 1). Два полигона, Col de Porte (Lejeune et al., 2019) и Weissfluhjoch (Wever et al., 2015), расположены в Альпах, а два других, Senator Beck и Swamp Angel (Landry et al., 2014), расположены в Скалистых горах, США, штат Колорадо. Станции наблюдения на полигонах Weissfluhjoch и Senator Beck расположены на плато с открытым горизонтом, лишённых древесной растительности и удалённых от скалистых склонов как возможных источников загрязнения. Полигон Swamp Angel расположен примерно в 2 км от полигона Senator Beck в широкой долине и окружён сравнительно редкой высокоствольной хвойной растительностью. Полигон Col de Porte расположен в окружении лесной растительности, его высота над уровнем моря наименьшая из представленных полигонов. Рядом с полигоном Col de Porte проходит автомобильная дорога, другие полигоны удалены как от автодорог, так и от значительных населённых пунктов, поэтому заметные величины фонового загрязнения характерны только для полигона Col de Porte, для остальных полигонов снег можно считать относительно чистым. Все полигоны характеризуются мощным снежным покровом (толщиной до 2.5–4 м) и расположены в достаточно низких широтах, поэтому характеризуются также значительными суммами солнечной радиации, особенно в весеннее время, и оттепелями, и, соответственно, интенсивным метаморфизмом снега, влияющим на его альбедо. Для всех полигонов имеются данные измерений для ежедневного полуденного альбедо поверхности, включая снежный покров. Для полигонов Col de Porte и Weissfluhjoch длина рядов данных наблюдений составляет 20 лет, для Senator Beck и Swamp Angel – по 10 лет, для всех с шагом по времени 1 час. Таким образом, ряды данных наблюдений на всех полигонах оказываются достаточно длинными для полноценной валидации схемы параметризации альбедо снежного покрова в максимально возможном диапазоне погодных условий, встречающихся в горных регионах, расположенных в различных природно-климатических зонах. Длина рядов данных наблюдений за альбедо для каждого полигона в дни со снежным покровом приведена в табл. 2. Также для выбранных полигонов имелся полный спектр метеонаблюдений, данные которых использовались как входные данные модели LSM SPONSOR (форсинг) при расчётах, в частности, характеристик снежного покрова.

***Результаты численных экспериментов.*** Для выбранных полигонов по предоставленным организаторами проекта ESM-SnowMIP данным метеонаблюдений были произведены расчёты характеристик снежного покрова, включая его альбедо. Серия экспериментов для каждого полигона включала два расчёта – со старой и новой схемами параметризации альбедо снежного покрова. Для возможности корректной оценки и сравнения качества расчёты для каждой схемы параметризации проводились с одинаковыми значениями всех параметров и коэффициентов для

**Таблица 1.** Полигоны эксперимента ESM-SnowMIP, данные с которых использованы для валидации схемы параметризации альбедо снежного покрова

| Полигон | Широта | Долгота | Высота над ур. моря | Период наблюдений |
|---|---|---|---|---|
| Col de Porte (France) | 45.30°N | 5.77°E | 1325 м | 1994–2014 |
| Senator Beck (USA) | 37.91°N | 107.73°W | 3714 м | 2005–2015 |
| Swamp Angel (USA) | 37.91°N | 107.71°W | 3371 м | 2005–2015 |
| Weissfluhjoch (Swiss) | 46.83°N | 9.81°E | 2540 м | 1996–2016 |

**Таблица 2.** Сравнение данных наблюдений с результатами модельных расчётов по старой и новой схемам альбедо снежного покрова для четырёх полигонов проекта ESM-SnowMIP: основные статистические характеристики. Рядом с названиями полигонов – длина ряда ежедневных наблюдений за полуденным альбедо в дни со снежным покровом.

| | Среднее значение, MEAN | Стандартное отклонение, σ | Коэффициент вариации, $C_v$ | Медиана, Me | Главная мода, Mo | Средняя абсолютная ошибка, MAE | Коэффициент корреляции, $R$ | Коэффициент детерминации, $R^2$ | Среднее смещение, BIAS |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Weissfluhjoch (ряд 4387 значений)* | | | | | | | | | |
| Наблюдения | 0.78 | 0.09 | 12.02 | 0.81 | 0.84 | – | – | – | – |
| Старая схема | 0.77 | 0.10 | 13.16 | 0.81 | 0.86 | 0.01 | 0.38 | 0.15 | –0.012 |
| Новая схема | 0.78 | 0.10 | 12.26 | 0.81 | 0.86 | 0.00 | 0.81 | 0.65 | 0.001 |
| *Col-de-port (ряд 2526 значений)* | | | | | | | | | |
| Наблюдения | 0.68 | 0.11 | 15.87 | 0.69 | 0.64 | – | – | – | – |
| Старая схема | 0.68 | 0.10 | 15.12 | 0.65 | 0.56 | 0.00 | 0.45 | 0.20 | –0.004 |
| Новая схема | 0.68 | 0.11 | 15.28 | 0.69 | 0.70 | 0.00 | 0.83 | 0.69 | 0.005 |
| *Senator Beck (ряд 2327 значений)* | | | | | | | | | |
| Наблюдения | 0.78 | 0.11 | 13.67 | 0.80 | 0.79 | – | – | – | – |
| Старая схема | 0.76 | 0.10 | 12.74 | 0.81 | 0.85 | 0.01 | 0.52 | 0.27 | –0.013 |
| Новая схема | 0.78 | 0.10 | 12.12 | 0.80 | 0.80 | 0.01 | 0.78 | 0.61 | 0.006 |
| *Swamp Angel (ряд 1558 значений)* | | | | | | | | | |
| Наблюдения | 0.75 | 0.11 | 14.7 | 0.76 | 0.67 | – | – | – | – |
| Старая схема | 0.73 | 0.11 | 14.44 | 0.75 | 0.85 | 0.02 | 0.47 | 0.22 | –0.021 |
| Новая схема | 0.75 | 0.11 | 14.43 | 0.77 | 0.85 | 0.01 | 0.78 | 0.61 | 0.004 |

всех четырёх полигонов, за исключением параметра $d_{pol}$ из уравнений (23 и 29), отвечающего за учёт поступления фоновых загрязнений, интенсивность которого, очевидно, различна для разных полигонов. Результаты сравнения расчётных величин альбедо по старой и новой схемам с данными наблюдений представлены в табл. 2, а также на рис. 2–4.

Анализ табл. 2 показывает, что ряды модельного альбедо, рассчитанного по обеим схемам, имеют, в общем, сходные характеристики в целом для многолетнего ряда: средние значения отличаются от данных наблюдений не более чем на 0.02, а стандартные отклонения – менее чем на 0.01. Средние абсолютные ошибки и средние смещения (bias) также весьма малы и не превышают 0.01–0.02 по

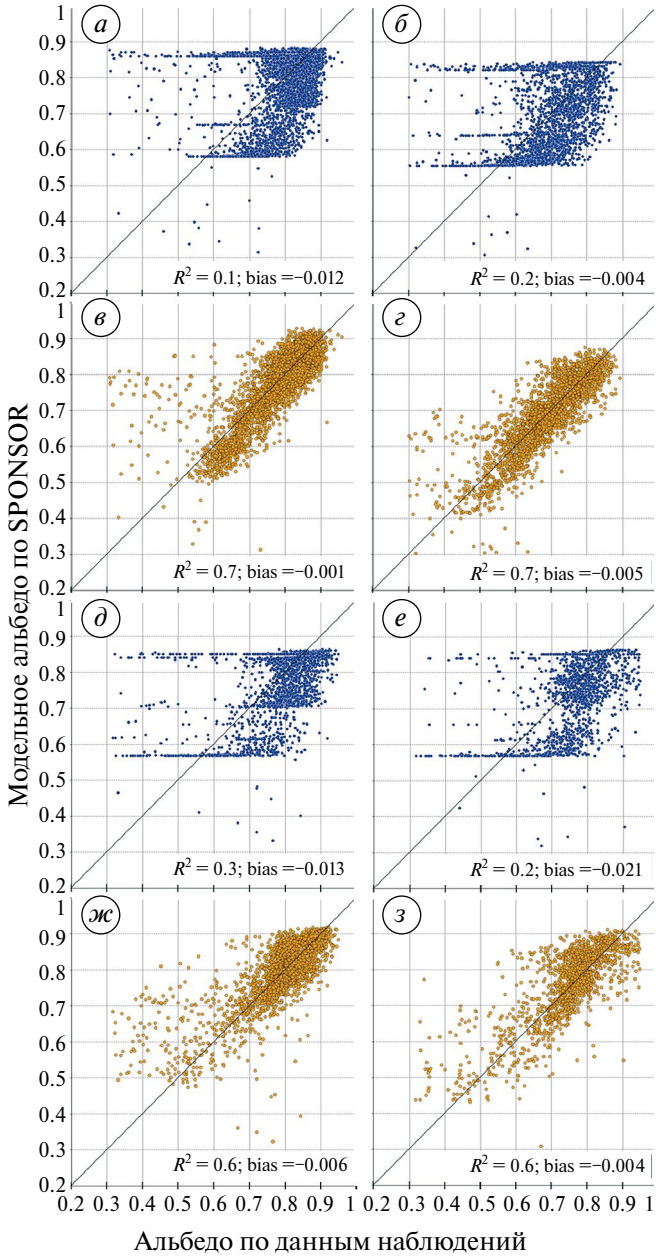



**Рис. 2.** Диаграммы рассеяния для сравнения данных наблюдений с модельными расч`тами альбедо снежного покрова по старой схеме (*а, б, д, е*) и по новой схеме (*в, г, ж, з*). Рис. *а, в* – для полигона Weissfluhjoch, *б, г* – для полигона Col de Porte, *д, ж* – для полигона Senator Beck, *е, з* – для полигона Swamp Angel. На каждой диаграмме приведены значения коэффициента детерминации $R^2$ и среднего смещения (bias)

**Fig. 2.** Scatterplots for comparing observational data with model calculations of snow cover albedo using the old scheme (*а, б, д, е*) and the new scheme (*в, г, ж, з*). Figures *а, в* – for the Weissfluhjoch test site, *б, г* – for the Senator Beck test site, *д, ж* – for the Swamp Angel test site, *е, з* – for the Col de Porte test site. Each diagram shows the values of the coefficient of determination $R^2$ and bias

абсолютному значению. Это говорит о том, что и старая, и новая схемы расчёта альбедо дают в целом несмещённые оценки альбедо, хорошо совпадающие с данными наблюдений по средним многолетним значениям и дисперсиям. Обе схемы могут быть использованы, если в рамках решаемых задач требуются оценки только среднего сезонного или среднего многолетнего альбедо снежного покрова. Однако если в рамках проводимых исследований требуются правильные оценки динамики альбедо с более подробным временным разрешением, то старая схема расчёта альбедо не может дать результат хорошего качества. Если сравнить коэффициенты корреляции между расчётными и наблюдаемыми данными, то для старой схемы они составляют 0.38–0.52, что даёт коэффициенты детерминации не более 0.27. То есть старая схема объясняет не более 27% изменчивости альбедо, что неприемлемо для задач, где требуется адекватная оценка высокочастотной динамики изменения свойств снежного покрова. Напротив, если сравнить коэффициенты корреляции между наблюдаемыми данными и результатами расчётов по новой схеме, то здесь они составляют 0.78–0.83, что даёт коэффициенты детерминации 0.61–0.69, то есть новая схема объясняет большую часть изменчивости альбедо, хотя и не объясняет всю изменчивость величины.

Это хорошо видно на рис. 2, где представлены диаграммы рассеяния для сравнения данных наблюдений и расчётных данных. Можно отметить, что расчётные данные об альбедо по старой схеме (см. рис. 2, *а, б, д, е*) дают сильно искажённую картину изменения альбедо для всех четырёх полигонов. Для новой схемы расчёта альбедо (см. рис. 2, *в, г, ж, з*) картина распределения альбедо более адекватна, особенно для полигонов Col de Porte и Weissfluhjoch с длинными рядами наблюдений.

Можно также отметить, что разброс данных на диаграммах, относящихся к расчётам по новой схеме (см. рис. 2, *в, г, ж, з*), значительно возрастает для низких значений альбедо снежного покрова, которые характерны для старого и тающего снега; модельные расчёты в среднем завышают значения альбедо снега в этот период. Очевидно, что именно для такого снега, сильно метаморфизованного, влажного и загрязнённого, адекватное описание альбедо представляет наиболее сложную задачу, а ошибки в этот период дают наибольший вклад в суммарную неопределённость расчётного альбедо по предложенной схеме, описывающей преимущественно изменения альбедо чистого снега.

Для четырёх полигонов представлена диаграмма (см. рис. 3) частот распределения альбедо снега по частотным интервалам для данных наблюдений и обеих схем расчёта альбедо. Можно отметить, что расчётные значения по новой схеме и данные наблюдений демонстрируют, в общем, схожую картину частотного распределения значений: оба

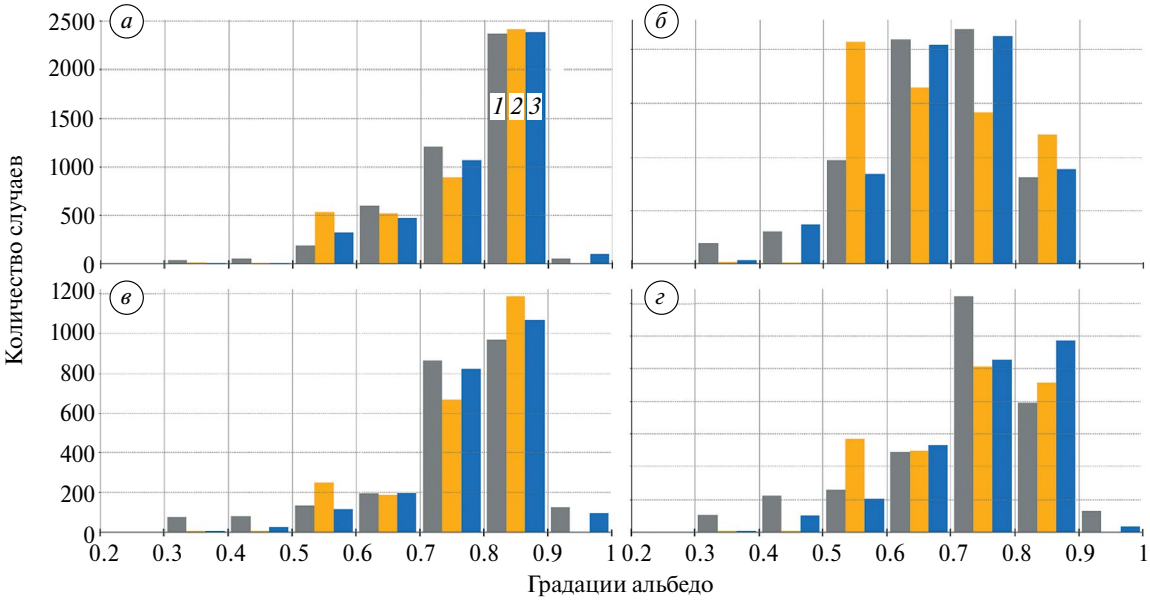



**Рис. 3.** Частотное распределение случаев попадания значений расчётного и наблюдаемого альбедо в различные градации (ось абсцисс разбита на градации) для полигона Weissfluhjoch (*а*), для полигона Col de Porte (*б*), для полигона Senator Beck (*в*) и для полигона Swamp Angel (*г*). *1* – столбики для данных наблюдений, *2* – столбики для модельных расчётов SPONSOR по старой схеме, *3* – столбики для модельных расчётов SPONSOR по новой схеме

**Fig. 3.** Frequency distribution of cases where the calculated and observed albedo values fall into different gradations (the x-axis is divided into gradations) for Weissfluhjoch test cite (*а*), for the Col de Porte test site (*б*), for the Senator Beck test site (*в*), for the Swamp Angel test site (*г*). *1* – bars for observational data, *2* – bars for SPONSOR model calculations according to the old scheme, *3* – bars for SPONSOR model calculations according to the new scheme

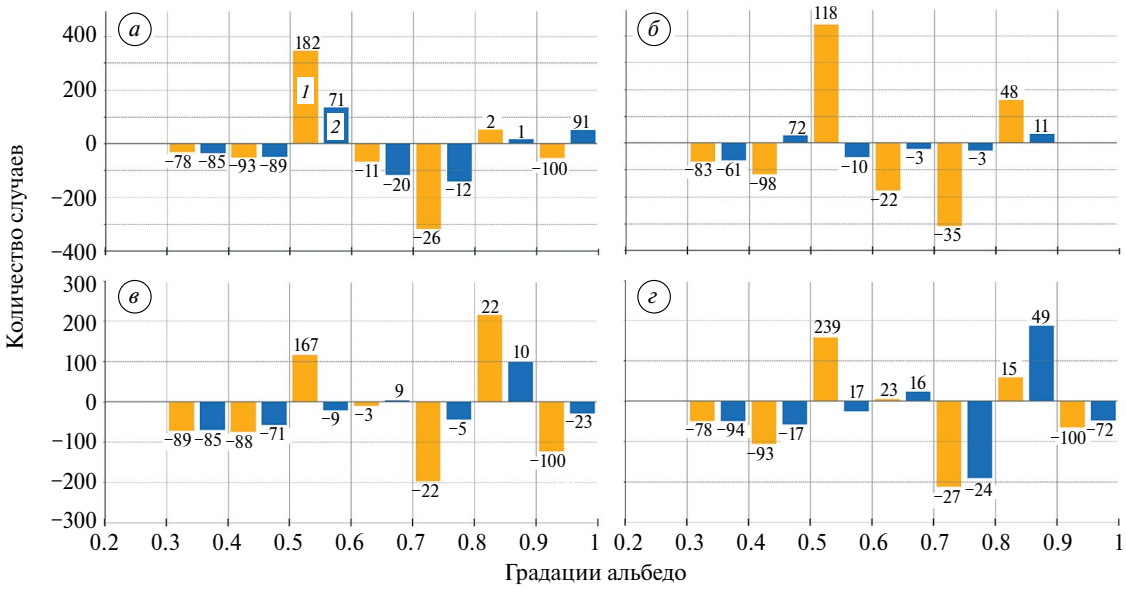



**Рис. 4.** Частотное распределение разности случаев попадания значений расчётного и наблюдаемого альбедо в различные градации (ось абсцисс разбита на градации) для полигона Weissfluhjoch (*а*), для полигона Col de Porte (*б*), для полигона Senator Beck (*в*) и для полигона Swamp Angel (*г*). Значения различий показаны цветными столбиками, процентные различия подписаны над столбиками. *1* – столбики для модельных расчётов SPONSOR по старой схеме, *2* – столбики для модельных расчётов SPONSOR по новой схеме

**Fig. 4.** Frequency distribution of the difference between cases where the calculated and observed albedo values fall into different gradations (the x-axis is divided into gradations) for Weissfluhjoch test cite (*а*), for the Col de Porte test site (*б*), for the Senator Beck test site (*в*), for the Swamp Angel test site (*г*). The differences are shown in colored bars; the percentage differences are written above the bars. *1* – bars for SPONSOR model calculations according to the old scheme, *2* – bars for SPONSOR model calculations according to the new scheme

распределения одномодальные, с максимальными и минимальными значениями в одних и тех же градациях, абсолютные различия частот попадания альбедо в большинство градаций сравнительно невелики. В то же время для старой схемы расчёта альбедо наблюдаются значительные искажения частотного распределения, особенно на полигоне Col de Porte, где мода сильно смещена в область меньших значений, и для полигонов Senator Beck и Swamp Angel, где велики абсолютные различия частот в большинстве градаций, а также отмечается бимодальное распределение расчётных значений.

Эти выводы подтверждаются анализом (см. рис. 4), где представлены разности частот попадания значений альбедо в различные градации для данных наблюдений и для обеих расчётных схем. Данные рис. 4 подтверждают сделанные ранее выводы о том, что для новой расчётной схемы различия существенно меньше, чем для старой, как по абсолютным значениям, так и в процентном выражении, особенно для полигонов Col de Porte и Weissfluhjoch с длинными двадцатилетними рядами наблюдений. Максимальные отличия расчётных значений по новой схеме от наблюдаемых отмечаются для полигона Swamp Angel.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И РЕКОМЕНДАЦИИ К БУДУЩИМ ПАРАМЕТРИЗАЦИЯМ

Несмотря на хорошую изученность физических процессов поглощения и отражения солнечного излучения для снежно-ледового покрова, параметризация альбедо и коэффициента поглощения в моделях природных систем остаётся достаточно сложной задачей. Альбедо снега зависит, прежде всего, от его микроструктуры – размеров и формы зёрен и кристаллов, слагающих верхнюю часть снежного покрова толщиной порядка 0.1–0.2 м. В свою очередь, процесс изменения микроструктуры снежного покрова весьма сложен и трудно формализуем, поскольку зависит от множества факторов, воздействующих на снежных покров, как погодных, так и ландшафтных, таких как рельеф, тип и физические свойства подстилающего почвогрунта, растительность и т.п. В результате модели, явно описывающие изменение микроструктуры снежной толщи, такие как SNOWPACK (Wever et al., 2015) или CROCUS (Vionnet et al., 2012) весьма сложны и сильно зависят от наблюдений in situ. Поэтому такие модели динамики снежного покрова не могут быть прямо использованы в моделях природных систем и климата, нуждающихся в корректном описании процессов в широком (до глобального) диапазоне природных условий. Кроме того, даже при известной микроструктуре снежной толщи её альбедо зависит ещё и от структуры приходящей солнечной радиации, особенно от доли излучения в БИК – диапазоне, которая может меняться от 45 до 75%. Эти же ограничения касаются и наиболее физически обоснованных моделей переноса излучения в снежной толще, таких как SNICAR, требовательных к качеству входной информации о снежном покрове и структуре приходящей солнечной радиации.

Поэтому при создании параметризаций альбедо для использования в моделях природных систем исследователям приходится прибегать к учёту косвенных зависимостей альбедо от сравнительно легко определяемых свойств снега, таких как его возраст, плотность или температура. Примеры таких параметризаций приведены выше, на таких же принципах основана и предложенная здесь параметризация альбедо для модели LSM SPONSOR.

Сравнение двух схем параметризации альбедо снега для модели LSM SPONSOR показывает, что для адекватного моделирования внутригодовой динамики альбедо снежного покрова недостаточно учитывать только его возрастные изменения, необходимо также привлекать данные об изменении его плотности и о температурном режиме. Чем больше процессов, влияющих на изменения свойств снежного покрова, прежде всего его микроструктуры, мы учитываем, тем большее соответствие динамики моделируемого и наблюдаемого альбедо можем получить. Новая параметризация альбедо снежного покрова, учитывающая большинство процессов, важных для метаморфизма снега, показывает значительно лучшее соответствие с данными наблюдений, особенно в высокочастотной (внутримесячной) динамике альбедо. Схема хорошо показала себя при расчёте альбедо горных территорий с относительно чистым снегом. Набор тестовых полигонов охватывает особенности условий формирования снега в горах, как в лесной зоне, так и в безлесной, поэтому схема может быть рекомендована для расчёта альбедо в широком диапазоне горных ландшафтов. Качество схемы подтверждает также тот факт, что расчёты производились с одинаковыми значениями всех параметров и коэффициентов для всех четырёх полигонов, за исключением параметра $d_{pol}$ из уравнений (23 и 29), отвечающего за учёт поступления фоновых загрязнений.

Как видно из рис. 2, ошибки расчётного альбедо снежного покрова заметно возрастают для старого и тающего снега, модельные расчёты в среднем завышают значения альбедо снега в этот период, что связано, по-видимому, с недоучётом поступающих накопленных загрязнений и недостатками параметризации альбедо для сильно увлажнённого снега. Ещё одним источником ошибок является, очевидно, описание альбедо для суммарной солнечной радиации без деления на спектральные диапазоны, в то время как доказано, что в наибольшей степени изменчивость альбедо снега и льда связана с БИК диапазоном приходящего излучения Солнца.

Наконец, несомненное влияние оказывают ошибки в расчётах модельных характеристик снежного покрова, участвующих в параметризации альбедо, прежде всего плотности, возраста и толщины снега. Все вместе, эти неточности увеличивают неопределённость при расчётах альбедо снежного покрова и указывают пути улучшения параметризации.

Дальнейшее развитие параметризации альбедо снежного покрова, не только для горных, но и для равнинных условий, может производиться по нескольким направлениям. Во-первых, внедрение более точной схемы расчёта изменения размеров зёрен и кристаллов снега в зависимости от внешних факторов, воздействующих на снежную толщу, прежде всего влияющих на формирование градиента температуры в толще, испарения и плавления зёрен снега, поглощение солнечной радиации. Во-вторых, необходимо улучшение параметризации альбедо влажного и тающего снега, поскольку именно для такого снега ошибки новой схемы особенно велики. В-третьих, при наличии в данных измерений только интегральных значений солнечной радиации необходима разработка подходов, позволяющих разделить спектр приходящей суммарной радиации на видимый и БИК диапазоны в зависимости от высоты Солнца и состояния атмосферы. Наконец, в-четвёртых, необходим более тщательный учёт объёмов и видов загрязнений, поступающих в снежную толщу и их последующую миграцию, накопление и вымывание.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корректная параметризация альбедо снежного покрова для использования в моделях природных систем и климата весьма важна для правильного описания радиационного и теплового баланса в регионах с многолетним и сезонным снежно-ледовым покровом. Мы рассмотрели физические принципы и основные методы параметризации альбедо снежного покрова в моделях природных систем, а также предложили собственную схему параметризации, внедрённую в настоящее время в модель LSM SPONSOR. Новая схема параметризации альбедо снега показала значительное увеличение качества расчётов альбедо снега при тестировании в составе модели LSM SPONSOR с использованием многолетних данных наблюдений. Данные наблюдений были получены для четырёх полигонов проекта ESM-SnowMIP, расположенных в горных регионах Европы и Северной Америки. Новая схема учитывает большинство процессов и факторов, важных для метаморфизма снега и изменения его стратификации и микроструктуры и, согласно статистическим оценкам, объясняет большую часть изменчивости альбедо снежного покрова. Дальнейшее развитие схемы должно включать учёт структуры приходящей солнечной радиации, прежде всего деление на видимый и БИК диапазоны, а также более тщательный учёт объёмов и видов загрязнений, поступающих в снежную толщу. Кроме того, необходимо улучшить параметризацию альбедо влажного и тающего снега. В целом, схема может быть рекомендована для расчёта альбедо в широком диапазоне горных ландшафтов с относительно небольшим потоком поступающих загрязнений.

**Благодарности.** Создание новой схемы параметризации альбедо снежного покрова и её включение в модель LSM SPONSOR выполнено в рамках Госзадания FMWS-2024-0004; тестирование новой схемы параметризации альбедо снежного покрова в составе модели LSM SPONSOR с использованием многолетних данных наблюдений для высокогорных полигонов проекта ESM-SnowMIP – при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00247.

**Acknowledgments.** The creation of a new parameterization scheme for snow albedo and its inclusion in the LSM SPONSOR was carried out within the framework of the State Assignment FMGE-2019-0004; testing of a new parameterization scheme for snow albedo as part of the LSM SPONSOR model using long-term observational data for high-mountain cites of the ESM-SnowMIP project was carried out with financial support from the Russian Science Foundation grant № 23-17-00247.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Дроздов Е.Д., Турков Д.В., Торопов П.А., Артамонов А.Ю.* Термический режим снежного покрова зимой в высокогорной части Эльбруса по натурным данным и результатам моделирования // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 225–242. https://doi.org/10.31857/S2076673423020059

*Кондратьев К.Я.* Актинометрия. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.

*Котляков В.М.* Криосфера и климат // Экология и жизнь. 2010. № 11. С. 51–59.

*Красс М.С., Мерзликин В.Г.* Радиационная физика снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 264 с.

*Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.

*Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 344 с.

*Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 752 с.

Снег: Справочник / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мэйла. Пер. с англ. под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 751 с.

*Турков Д.В., Сократов В.С.* Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

*Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю.* Модель снежного покрова с учётом слоистой структуры и её сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII (4). С. 69–79.

*Barlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L.* Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // Atmosphere-Ocean. 2006. 44. № 3. P. 207–222. https://doi.org/10.3137/ao.440301

*Chandrasekhar S.* Radiative transfer. New York: Dover Publications, 2016. 393 p.

*Danabasoglu G., Lamarque J.F., Bacmeister J., Bailey D.A., DuVivier A.K., Edwards J., Emmons L.K., Fasullo J., Garcia R., Gettelman A., Hannay C., Holland M.M., Large W.G., Lauritzen P.H., Lawrence D.M., Lenaerts J.T.M., Lindsay K., Lipscomb W.H., Mills M.J., Neale R., Oleson K.W., Otto-BliesnerB., Phillips A.S., Sacks W., Tilmes S., Van Kampenhout L., Vertenstein M., Bertini A., Dennis J., Deser C., Fischer C., Fox-Kemper B., Kay J.E., Kinnison D., Kushner P.J., Larson V.E., Long M.C., Mickelson S., Moore J.K., Nienhouse E., Polvani L., Rasch P.J., Strand W.G.* The Community Earth System Model Version 2 (CESM2) // Journ. Adv Model Earth System 2020. 12 (2). P. e2019MS001916. https://doi.org/10.1029/2019MS001916

*Dang C., Zender C.S., Flanner M.G.* Intercomparison and improvement of two-stream shortwave radiative transfer schemes in Earth system models for a unified treatment of cryospheric surfaces // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 2325–2343. https://doi.org/10.5194/tc-13-2325-2019

*Decharme B., Brun E., Boone A., Delire C., Le Moigne P., Morin S.* Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model // The Cryosphere. 2016. V. 10. № 2. P. 853–877. https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016

*Dickinson R., Henderson-Sellers A., Kennedy P.* Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version le as Coupled to the NCAR Community Climate Model. 1993. 80 p. https://doi.org/10.5065/D67W6959

*Flanner M.G., Arnheim J.B., Cook J.M., Dang C., He C., Huang X., Singh D., Skiles S.M., Whicker C.A., Zender C.S.* SNICAR-ADv3: a community tool for modeling spectral snow albedo // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 7673–7704. https://doi.org/10.5194/gmd-14-7673-2021

*He C., Liou K.-N., Takano Y., Yang P., Qi L., Chen F.* Impact of Grain Shape and Multiple Black Carbon Internal Mixing on Snow Albedo: Parameterization and Radiative Effect Analysis // Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2018. V. 123. № 2. P. 1253–1268. https://doi.org/10.1002/2017JD027752

*Hedstrom N., Pomeroy J.W.* Intercepted snow in boreal forest: measurement and modelling // Hydrol. Process. 1998. V. 12. № 11-12. P. 1611–1625. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4

*Krinner G., Derksen C., Richard E.* ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 5027–5049. https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018

*Landry C. C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P.* Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes // Water Resource Research 2014. V. 50. P. 1773–1788. https://doi.org/10.1002/2013WR013711

*Lee W.Y., Gim H.J., Park S.K.* Parameterizations of Snow Cover, Snow Albedo and Snow Density in Land Surface Models: A Comparative Review // Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science. 2023. V. 60. P. 185–210. https://doi.org/10.1007/s13143-023-00344-2

*Lejeune Y., Dumont M., Panel J.M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gac E., Lesaffre B., Morin S.* 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) // Earth System Science Data. 2019. V. 11. P. 71–88. https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019

*Menard C., Essery R., Turkov D.* Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bulletin of the American Meteorological Society. 2021. V. 201. № 1. P. E61–E79. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329.1

*Rowe P.M., Fergoda M., Neshyba S.* Temperature-Dependent Optical Properties of Liquid Water From 240 to 298 K // JGR Atmospheres. 2020. V. 125. № 17. P. e2020JD032624. https://doi.org/10.1029/2020JD032624

Snow and Climate. Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K. Cambridge Univ. Press, 2008. 222 p.

*Stamnes K., Tsay S.C., Wiscombe W., Jayaweera K.* Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Applied Opt. 1988. V. 27. № 12. P. 2502. https://doi.org/10.1364/AO.27.002502

*Vavrus S.* The role of terrestrial snow cover in the climate system // Climate Dynamics. 2007. V. 29. P. 73–88. https://doi.org/10.1007/s00382-007-0226-0

*Verseghy D.* CLASS–The Canadian land surface scheme (version 3.6) // Environment Canada Science and Technology Branch Tech. Rep. 2012.

*Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Moigne P.L., Martin E., Willemet J.M.* The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // Geoscientific Model Development. 2012. V. 5. P. 773–791. https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012

*Warren S.Q.* Optical Properties of Snow // Reviews of Geophysics. 1982. V. 20. P. 67–89. https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067

*Warren S.G., Brandt R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation // Journal of Geophys. Research. 2008. V. 113. D14220 P. 2007JD009744. https://doi.org/10.1029/2007JD009744

*Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M.* Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes // The Cryosphere. 2015. V 9. P. 2271–2293. https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015

*Whicker C.A., Flanner M.G., Dang C., Zender C.S., Cook J.M., Gardner A.S.* SNICAR-ADv4: a physically based radiative transfer model to represent the spectral albedo of glacier ice // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 1197–1220. https://doi.org/10.5194/tc-16-1197-2022

*Wiscombe W.J., Warren S.G.* A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow // Journal of Atmosphere Science. 1980. V. 37. P. 2712–2733. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2

**Citation:** ***Turkov D.V., Drozdov E.D., Lomakin A.A.*** **Snow cover albedo and its parameterization for natural systems and climate modelling.** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 403–419. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030079**

# Snow albedo and its parameterization for natural systems and climate modeling

**D. V. Turkov[a], E. D. Drozdov[a,b]*, A. A. Lomakin[c,d]**

[a] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*
[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[c] *National Research University "Higher School of Economics", Moscow, Russia*
[d] *Space Research Institute RAS, Moscow, Russia*
**e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru*

Received May 17, 2024 / Revised June 7, 2024 / Accepted July 8, 2024

The physical factors having influence on albedo of snow cover, as well as the main methods for its parameterization in models of natural systems, are considered. Numerous studies by various authors have shown that the most important characteristics determining the snow albedo in the near infrared range (hereinafter referred to as NIR) is the size of snow grains and crystals, and in the visible and UV ranges – the presence of impurities, primarily dust and soot. We have proposed the new scheme for parameterizing the albedo of snow cover, taking into account most of the processes and factors important for the metamorphism of snow and changes in its stratification and microstructure, namely: the influence of weather conditions during snowfall, its age, density and rate of background pollution, air temperature and solar radiation intensity, as well as the height of the Sun (angle of the Sun above the horizon). The proposed parameterization scheme is introduced into the LSM SPONSOR model. A new scheme for parameterizing snow albedo as part of the LSM SPONSOR model was tested using long-term observational data. Observational data were obtained for four ESM-SnowMIP project sites located in the mountainous regions of Europe and North America: Col-de-Porte (France), Weissfluhjoch (Switzerland), Senator Beck and Swamp Angel (USA, Colorado). The series of observational data on the surface noon albedo are 20 years long for the first two sites, and 10 years long for the rest. When compared with the old scheme for parameterizing the albedo of snow cover in the LSM SPONSOR model, based on the dependence of the albedo only on the age of the snow, the new scheme showed a significant increase in the quality of albedo calculations: the correlation coefficients between the observed data and the calculation results are 0.78–0.83, which gives determination coefficients of 0.61–0.69. The new scheme makes it possible to obtain unbiased albedo estimates with statistical distribution characteristics that practically coincide with those obtained for observational data. The set of test sites covers the specific conditions of snow formation in the mountains, both in forested and treeless zones, so the scheme can be recommended for calculating albedo in a wide range of mountain landscapes. The quality of the scheme is also confirmed by the fact that the calculations were carried out with the same values of all model parameters and coefficients for all four test sites located in different climatic conditions.

**Keywords:** snow cover, albedo, modelling, parameterization, LSM SPONSOR

## REFERENCES

*Drozdov E.D., Turkov D.V., Toropov P.A., Artamonov A.Yu.* Thermal regime of snow cover in winter in the high-mountainous part of Elbrus according to observational data and modeling results. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 2 (63): 225–242. https://doi.org/10.31857/S2076673423020059 [In Russian].

*Kondratiev K.Ya. Aktinometriya.* Actinometry. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965: 691 p. [In Russian].

*Kotlyakov V.M.* Cryosphere and climate. *Ekologia i zhizn.* Ecology and Life. 2010, 11: 51–59 [In Russian].

*Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiatsionnaya fizika snega i l'da.* Radiational physics of snow and ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 264 p. [In Russian].

*Kuzmin P.P. Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova.* Physical properties of snow. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].

*Kuzmin P.P. Protsess tayaniya snezhnogo pokrova.* The process of snow cover melting. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 344 p. [In Russian].

*Matveev L.T. Kurs obshchey meteorologii. Fizika atmosfery.* General meteorology course. Atmospheric physics. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 752 p. [In Russian].

*Sneg: Spravochnik.* Snow: Handbook. ed. by D.M. Gray, D.H. Mail; Trans. from Eng. ed. by V.M. *Kotlyakov.* Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].

*Turkov D.V., Sokratov V.S.* Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 3 (56): 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380 [In Russian].

*Shmakin A.B., Turkov D.V., Michailov A.Yu.* Snow cover model taking into account the layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2009, 13 (4): 69–79 [In Russian].

*Barlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L.* Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands. Atmosphere-Ocean. 2006, 44 (3): 207–222. https://doi.org/10.3137/ao.440301

*Chandrasekhar S.* Radiative transfer. New York: Dover Publications. 2016: 393 p.

*Danabasoglu G., Lamarque J.F., Bacmeister J., Bailey D.A., DuVivier A.K., Edwards J., Emmons L.K., Fasullo J., Garcia R., Gettelman A., Hannay C., Holland M.M., Large W.G., Lauritzen P.H., Lawrence D.M., Lenaerts J.T.M., Lindsay K., Lipscomb W.H., Mills M.J., Neale R., Oleson K.W., Otto-Bliesner B., Phillips A.S., Sacks W., Tilmes S., Van Kampenhout L., Vertenstein M., Bertini A., Dennis J., Deser C., Fischer C., Fox-Kemper B., Kay J.E., Kinnison D., Kushner P.J., Larson V.E., Long M.C., Mickelson S., Moore J.K., Nienhouse E., Polvani L., Rasch P.J., Strand W.G.* The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). Journ. Adv Model Earth Syst. 2020, 12 (2): e2019MS001916. https://doi.org/10.1029/2019MS001916

*Dang C., Zender C.S., Flanner M.G.* Intercomparison and improvement of two-stream shortwave radiative transfer schemes in Earth system models for a unified treatment of cryospheric surfaces. The Cryosphere. 2019, 13 (9): 2325–2343. https://doi.org/10.5194/tc-13-2325-2019

*Decharme B., Brun E., Boone A., Delire C., Le Moigne P., Morin S.* Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. The Cryosphere. 2016, 2 (10): 853–877. https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016

*Dickinson R., Henderson-Sellers A., Kennedy P.* Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version le as Coupled to the NCAR Community Climate Model. 1993: 80 p. https://doi.org/10.5065/D67W6959

*Flanner M.G., Arnheim J.B., Cook J.M., Dang C., He C., Huang X., Singh D., Skiles S.M., Whicker C.A., Zender C.S.* SNICAR-ADv3: a community tool for modeling spectral snow albedo. Geosci. Model Dev. 2021, 14 (12): 7673–7704. https://doi.org/10.5194/gmd-14-7673-2021

*He C., Liou K.-N., Takano Y., Yang P., Qi L., Chen F.* Impact of Grain Shape and Multiple Black Carbon Internal Mixing on Snow Albedo: Parameterization and Radiative Effect Analysis. Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2018, 123 (2): 1253–1268. https://doi.org/10.1002/2017JD027752

*Hedstrom N., Pomeroy J.W.* Intercepted snow in boreal forest: measurement and modelling. Hydrol. Process. 1998, 12: 1611–1625. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4

*Krinner G., Derksen C., Richard E.* ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. Geosci. Model Dev. 2018, 11: 5027–5049. https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018

*Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P.* Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes. Water Resour. Res. 2014, 50: 1773–1788. https://doi.org/10.1002/2013WR013711

*Lee W.Y., Gim H.J., Park S.K.* Parameterizations of Snow Cover, Snow Albedo and Snow Density in Land Surface Models: A Comparative Review. Asia-Pac Journ. Atmos Sci. 2023. 60: 185–210. https://doi.org/10.1007/s13143-023-00344-2

*Lejeune Y., Dumont M., Panel J.M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gac E., Lesaffre B., Morin S.* 57 years (1960-2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France,

1325 m alt.). Earth System Science Data. 2019, 11: 71–88. https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019

*Menard C., Essery R., Turkov D.* Scientific and human errors in a snow model intercomparison. Bulletin of the American Meteorological Society. 2021, 201 (1): E61–E79. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329.1

*Rowe P.M., Fergoda M., Neshyba S.* Temperature-Dependent Optical Properties of Liquid Water From 240 to 298 K. JGR Atmospheres. 2020, 125 (17): e2020JD032624. https://doi.org/10.1029/2020JD032624

Snow and Climate. Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K. Cambridge Univ. Press, 2008: 222 p.

*Stamnes K., Tsay S.C., Wiscombe W., Jayaweera K.* Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. Appl. Opt. 1988, 27 (12): 2502. https://doi.org/10.1364/AO.27.002502

*Vavrus S.* The role of terrestrial snow cover in the climate system. Climate Dynamics. 2007, 29: 73–88. https://doi.org/10.1007/s00382-007-0226-0

*Verseghy D.* CLASS–The Canadian land surface scheme (version 3.6). Environment Canada Science and Technology Branch Tech. Rep. 2012.

*Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Moigne P.L., Martin E., Willemet J.M.* The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. Geoscientific Model Development. 2012, 5: 773–791. https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012

*Warren S.Q.* Optical Properties of Snow. Reviews of Geophysics. 1982, 20: 67–89. https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067

*Warren S.G., Brandt R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation. Journ. Geophys. Res. 2008, 113 (D14220): 2007JD009744. https://doi.org/10.1029/2007JD009744

*Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M.* Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes. The Cryosphere. 2015, 9: 2271–2293. https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015

*Whicker C.A., Flanner M.G., Dang C., Zender C.S., Cook J.M., Gardner A.S.* SNICAR-ADv4: a physically based radiative transfer model to represent the spectral albedo of glacier ice. The Cryosphere. 2022, 16: 1197–1220. https://doi.org/10.5194/tc-16-1197-2022

*Wiscombe W.J., Warren S.G.* A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. Journ. Atmos. Sci. 1980, 37: 2712–2733. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 420–430*

## СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

*УДК 551.578.46:536.2.08*

# ОЦЕНКА ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ

**© 2024 г. Н. И. Осокин, А. В. Сосновский***

*Институт географии РАН, Москва, Россия*
**e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Поступила 03.05.2024 г.
После доработки 04.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Рассчитано термическое сопротивление снежного покрова и коэффициент теплопроводности снега в районе метеостанции Баренцбург (архипелаг Шпицберген) на основе данных по температуре грунта и метеорологических условий. На основе математического моделирования дана оценка влияния колебаний температуры воздуха на температурный градиент в снежном покрове.

**Ключевые слова:** снежный покров, грунт, температура, коэффициент теплопроводности, тепловое сопротивление, моделирование, Шпицберген

**DOI**: 10.31857/S2076673424030086, **EDN**: INOIIF

## ВВЕДЕНИЕ

Одно из негативных последствий современного изменения климата – деградация многолетней мерзлоты, которая отрицательно влияет на инфраструктуру территорий её распространения (Анисимов, Стрелецкий, 2015: Доклад..., 2017; Suter et al., 2019; Hjort et al., 2022). В работе (Второй..., 2014) отмечается, что изменение климата к концу первого десятилетия XXI в. привело к уменьшению несущей способности многолетней мерзлоты по сравнению с 1970-ми годами в среднем на 17%, а в отдельных регионах – до 45%. Опасно деформируются объекты железнодорожной, автомобильной и трубопроводной транспортной инфраструктуры.

Снежный покров – защитная оболочка деятельного слоя земной поверхности в период с отрицательными температурами воздуха. Он является важным фактором, в значительной мере определяющим термический режим грунта в холодное время года (Stieglitz et al., 2003; Павлов, 2008; Jan, Painter, 2020). В работе (Скачков, 2008) отмечается, что на юге Якутии сохранилась высокая термическая устойчивость многолетнемёрзлых пород, несмотря на сильное потепление климата. Это объясняется большой изменчивостью толщины снега и его доминирующей ролью в формировании среднегодовых температур грунтов. Исследования показали, что в Сибири на температуру почвогрунтов преобладающее влияние (по сравнению с колебаниями температуры воздуха) оказывает высота снежного покрова (Шерстюков, 2008). В работе (Варламов и др., 2023) показано, что основным регулирующим фактором термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии являются короткопериодные колебания режима снегонакопления. Повышение температуры воздуха не всегда приводит к росту температуры грунта, так как часто компенсируется снижением термического сопротивления снежного покрова (Осокин, Сосновский, 2016). Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха в ряде районов может сопровождаться понижением температуры грунтов. Это объясняется уменьшением максимальной высоты снежного покрова или замедленным его ростом в первой половине зимы (Павлов, 2008). Численные эксперименты показали, что только за счёт изменчивости теплофизических параметров снежного покрова расчётная глубина промерзания грунтов может отличаться в несколько раз (Осокин и др., 1999).

При этом теплозащитная роль снежного покрова зависит как от его толщины, так и теплофизических свойств снега и стратиграфии снежной толщи. Комплексным параметром, определяющим теплозащитные свойства снежного покрова, является его термическое сопротивление – $R_s$, равное отношению толщины снега к его коэффициенту теплопроводности. Термическое сопротивление снежного покрова, наряду с температурой воздуха, определяет температурный режим промерзающего основания. При этом термическое сопротивление

снежного покрова оказывает на промерзание грунта влияние, сравнимое с влиянием средней температуры холодного периода (Осокин и др., 2016).

Оценка термического сопротивления снежного покрова – это сложная задача, так как зависит от термического сопротивления его слоёв и равно их сумме (Осокин и др., 2013).

В целом неучёт стратиграфии снежного покрова при расчёте термического сопротивления, и в частности наличие слоев глубинной изморози, может уменьшить значение последнего более чем в полтора раза (Осокин и др., 2013). Таким образом, игнорирование стратиграфии снежного покрова может привести к занижению его термического сопротивления, что увеличит расчётное выхолаживание грунта в холодный период. Реально же промерзание будет меньше, и можно пропустить момент опасного снижения прочности грунта и начала деградации многолетней мерзлоты.

Для определения термического сопротивления каждого слоя следует знать его толщину и коэффициент теплопроводности, который зависит от плотности и структуры снега. Для определения коэффициента теплопроводности снега существуют разные методы (Riche, Schneebeli, 2013). Наиболее часто измеряют тепловой поток в слое снега и температурный перепад и по их отношению рассчитывают коэффициент теплопроводности (Чернов, 2013). При известной динамике температуры снега для определения коэффициента теплопроводности снега может быть использовано уравнение теплопроводности (Осокин, Сосновский, 2014). Теплопроводность снега, как и его твёрдость, зависят от характеристик контактов между кристаллами льда. Поэтому в случае известной твёрдости и плотности снега для определения коэффициента теплопроводности можно применять соответствующие эмпирические зависимости (Котляков и др., 2018).

Таким образом, для оценки термического сопротивления снежной толщи и среднего значения коэффициента теплопроводности снега необходимы трудоёмкие исследования стратиграфии снежного покрова и определение коэффициента теплопроводности его слоёв. При этом следует учесть, что развитие снежной толщи с разной интенсивностью происходит в течение всего холодного периода и выражается в метаморфизме снега, что приводит к изменению термического сопротивления и коэффициента теплопроводности снега. На практике при моделировании теплообмена в системе «атмосфера – снежный покров – грунт» применяют многочисленные зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности (Sturm at al., 1997; Calonne at al., 2011). Обзор наиболее известных зависимостей коэффициента теплопроводности от плотности снега представлен в работе (Осокин и др., 1999).

При наличии снежного покрова интенсивность охлаждения грунта определяется тепловым потоком через снежный покров. При этом на границе снежного покрова и грунта соблюдается равенство потоков тепла через снег и приповерхностный слой грунта. Это условие обычно задаётся при моделировании теплообмена в системе снежный покров – грунт. Поэтому при известном потоке тепла в приповерхностном слое грунта можно оценить тепловой поток через снежный покров, а при квазистационарном распределении температуры в снежном покрове рассчитать его термическое сопротивление. Затем, при известной толщине снежного покрова можно оценить эффективный коэффициент теплопроводности снежной толщи, который будет учитывать все особенности развития снежной толщи на момент измерений. Такой подход был использован при разработке методики определения термического сопротивления снежного покрова и оценки коэффициента теплопроводности снега по температуре промерзающего грунта (Котляков, Сосновский, 2021). При устойчивой отрицательной температуре воздуха, в частности в условиях Российской Арктики, он показал хорошие результаты. Это позволило установить термическое сопротивление снежного покрова в условиях Якутска, оценить коэффициент теплопроводности снега с ноября по февраль в годы с разной толщиной снежного покрова и сравнить с известным метаморфизмом снежного покрова для этого района (Коломыц, 2013).

В условиях Западного Шпицбергена, в отличие от большей части Российской Арктики, наблюдаются резкие межсуточные колебания температуры воздуха и есть немного временных периодов с относительно устойчивой отрицательной температурой воздуха. Цель работы – оценить термическое сопротивление снежного покрова и коэффициент теплопроводности снега по температуре приповерхностного слоя грунта в условиях Западного Шпицбергена.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

***Температура воздуха.*** Рассмотрим метеорологические условия в холодный период 2022/23 г. и в период таяния снежного покрова весной 2023 г. Температура воздуха и толщина снега на метеостанциях Западного Шпицбергена приведены на сайте (http://rp5.ru/). На рис. 1 представлена температура воздуха на метеостанции Баренцбург за период с октября 2022 г. по июнь 2023 г.

Начало периода с отрицательными температурами приходится на середину октября 2022 г. (с 14.10.2022 г.) и заканчивается в конце мая (29.05.2023 г.). При этом на протяжении всего холодного периода наблюдаются оттепели и температура воздуха неустойчива. Относительно устойчивая температура воздуха ниже −10 °C приходится на период

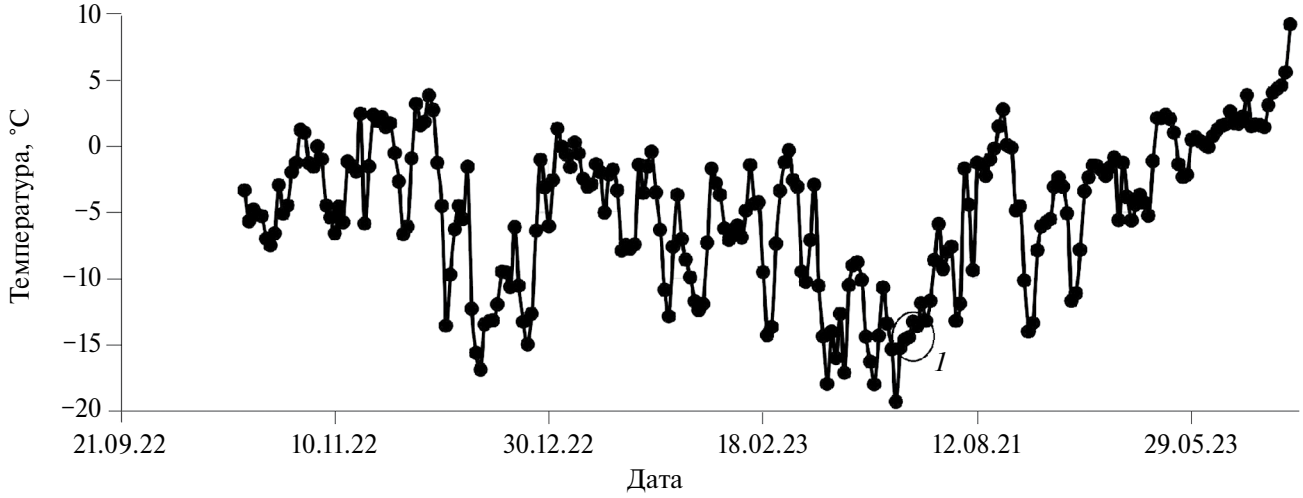



**Рис. 1.** Средняя суточная температура воздуха на метеостанции Баренцбург за период с октября 2022 г. по июнь 2023 г; *1* – период, выбранный для анализа

**Fig. 1.** Average daily air temperature at the Barentsburg weather station for the period from October 2022 to June 2023; *1* – period selected for analysis

с 23 по 26 марта (область *1* на рис. 1). Измерения температуры на метеостанции производится 8 раз в сутки с интервалом 3 часа. Средняя суточная температура воздуха за этот период составляла 14.0 °C, при средних суточных значениях −14.6; −14.5; −13.4 и −13.6 °C с 23 по 26 марта. Стандартное отклонение за весь рассмотренный период составило 0.978 °C при коэффициенте вариации 7.1%.

***Температура грунта.*** Для получения температурного профиля в грунте на разной высоте над уровнем моря (НУМ) в сентябре 2022 г. были установлены и сняты в сентябре 2023 г. термохроны, в точках: т. 1 расположена в 100 м на юго-запад от метеоплощадки (на высоте 70 м НУМ); т. 2 – около края первой террасы на высоте 100 м НУМ на юг от т. 1 на расстоянии 300 м; т. 3 – на склоне г. Улаф (400 м НУМ). Места расположения термохрон представлены на рис. 2. Точки расположены вдоль многолетнего маршрута проведения измерений в районе пос. Баренцбург. Температуру грунта измеряли температурными логгерами iButtons DS1922L/DS1922T. Термохроны были установлены на глубинах 0, 10, 30, 50 и 70 см. Интервал измерения температуры грунта составлял 2 часа. Характеристики температуры грунта за период 23–26 марта 2023 г. приведены в таблице.

Уравнение линейной регрессии температуры грунта $T$ на глубине $h = 0...30$ см имеет следующий вид $T = 0.0197h - 5.566$ при коэффициенте детерминации $R^2 = 0.999$. Оценки показали, что при значениях $R^2 \geqslant 0.999$ температурный профиль на глубине 0–30 см можно считать квазилинейным. Отличие температурного градиента на глубине 0–30 см от линейного профиля не превышает 5%.

***Толщина снега.*** Для оценки толщины снега в табл. 1 рассмотрим динамику толщины снега на метеостанции Баренцбург в период таяния снежного покрова весной 2023 г. На момент наступления положительных температур воздуха 21.05.2023 толщина снега на метеостанции, расположенной в 100 м от точки 1 составляла 157 см. При этом наибольшая толщина снежного покрова в течение нескольких зимних дней составляла 163 см. Положительная температура поверхности грунта в т. 1, когда весь снег растаял, приходится на 09.06.2023. К этому моменту толщина снега на метеостанции составляла 56 см. Таким образом, предполагая, что интенсивность таяния на метеостанции и в т. 1 отличается незначительно (в отличие от снегонакопления), получим, что к 9 июня на метеостанции растаял 101 см снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в т. 1 составляла 101 см, а максимальная толщина снежного покрова в этой точке достигала 107 см. Предполагая, что динамика снегонакопления – отношение толщины снежного покрова к его максимальному значению на метеостанции и в т. 1 одинакова, получим, что толщина снега в т. 1 будет составлять 107/163 = 66% от толщины снега на метеостанции.

***Методика оценки термического сопротивления снежного покрова.*** Методика оценки термического сопротивления снежного покрова по температурному профилю в приповерхностном слое грунта и температуре воздуха представлена в работе (Котляков, Сосновский, 2021). В её основе лежит равенство потоков тепла в снегу и приповерхностном слое грунта при квазистационарном профиле температур в этих средах.

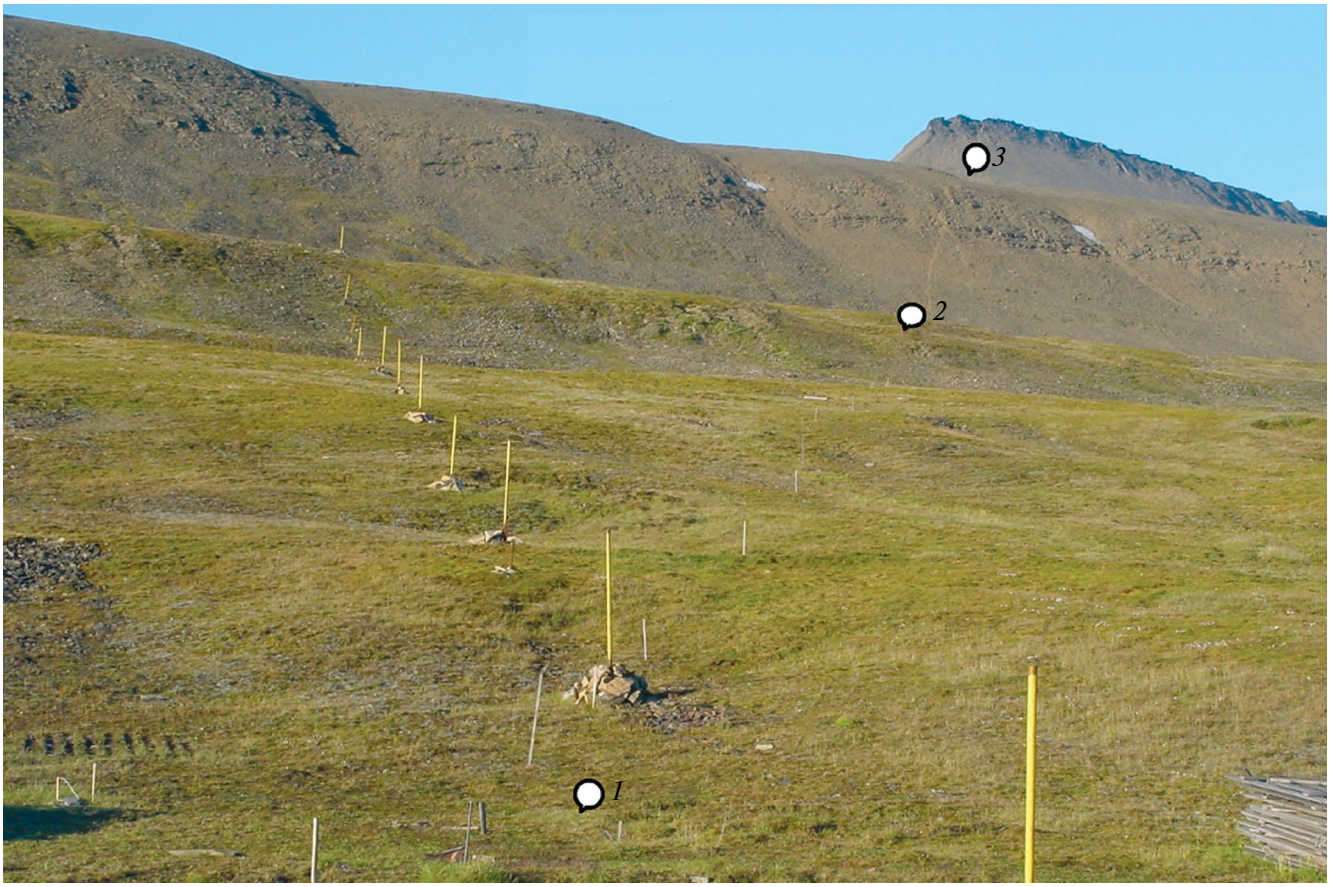



**Рис. 2.** Места расположения термохрон в точках *1*, *2* и *3*
**Fig. 2.** Locations of thermochrons at points *1*, *2* and *3*

**Таблица 1.** Характеристики температуры грунта в точке 1 за период 23–26 марта 2023 г.

| Глубина, см | 0 | 10 | 30 | 50 | 70 |
|---|---|---|---|---|---|
| Средние значения температуры грунта, °C | −5.56 | −5.38 | −4.97 | −4.63 | −4.36 |
| Стандартное отклонение, °C | 0.044 | 0.046 | 0.041 | 0.048 | 0.043 |
| Коэффициент вариации, % | 0.78 | 0.86 | 0.82 | 1.04 | 0.99 |

Для определения потока тепла на границе снег–грунт следует оценить градиент температуры у поверхности грунта. При квазистационарном распределении температуры грунта это можно сделать на глубинах 0–30 см при условии, что температура грунта на таких глубинах отрицательная. В этом случае градиент температуры у поверхности грунта можно считать приблизительно равным градиенту температуры на глубине 0–30 см. При известных значениях толщины снежного покрова и температуры поверхности снега с учётом квазистационарного распределения температуры в снежном покрове можно оценить термическое сопротивление снежного покрова и эффективный коэффициент теплопроводности снега.

При математическом моделировании на границе снег–грунт задаётся условие равенства потоков тепла:

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = \lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial z_g},$$

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

При квазистационарном распределении температуры в снеге и грунте получим:

$$\left(T_{g0} - T_{s0}\right) / R_s = \left(T_{g1} - T_{g0}\right) / R_g,$$

где $T_{g0}$ и $T_{s0}$ – соответственно температура поверхности грунта и поверхности снега; $T_{g1}$ – температура грунта на глубине $h_g$; $R_s$ и $R_g$ – соответственно термическое сопротивление снега $R_s = h_s/\lambda_s$ и грунта $R_g = h_g/\lambda_g$.

Условие квазистационарного распределения температуры в приповерхностном слое грунта предполагает, что градиент температуры у поверхности грунта равен градиенту температуры грунта на глубине 0...30 см. Поэтому тепловой поток в снежном покрове будет равен тепловому потоку в грунте на глубине 0...30 см. В результате получим следующие зависимости:

$$R_s = R_{g30}\left(T_{g0} - T_{s0}\right) / \left(T_{g30} - T_{g0}\right); \qquad (1)$$

$$\lambda_s = h_s / R_s, \qquad (2)$$

где $R_{g30} = 0.3/\lambda_g$ – термическое сопротивление слоя грунта толщиной 0.3 м.

Из формулы (1) следует, что для определения термического сопротивления снежного покрова его толщиной можно пренебречь, а для расчёта эффективного коэффициента теплопроводности снега по формуле (2) необходимо принимать во внимание толщину снега.

При применении этой методики температура воздуха должна быть ниже −10...−15 °С, чтобы погрешность оценки температуры поверхности снега меньше влияла на итоговый результат. При использовании данных по температуре грунта, измеренной на метеостанциях, модуль разности температуры грунта на глубинах 20 и 40 см (глубины, на которых измеряется температура грунта на метеостанциях) должен быть больше 1 °С. Это обусловлено необходимостью уменьшения погрешности при расчётах, так как измерение температуры грунта на метеостанциях производится с указанием десятичных значений. При измерениях с помощью термохрон запись производится фактически с тремя знаками после запятой (десятитысячные значения равны 0 или 5) при заданной погрешности измерений 0.0625 °С. Поэтому ограничения по разнице значений температуры грунта на глубинах 0 и 30 см могут быть меньше.

Для отработки методики определения термического сопротивления снежного покрова и эффективного коэффициента теплопроводности снега были выполнены численные эксперименты по математической модели, которые позволили установить условия применимости разработанной методики (квазистационарный режим температуры снежного покрова и приповерхностного слоя грунта) и зависимость температуры поверхности снега от температуры воздуха при разной облачности и скорости ветра (Котляков, Сосновский, 2021). В зимний период температура поверхности снега приблизительно на один градус ниже температуры воздуха, что обусловлено охлаждающим действием длинноволнового излучения снежного покрова.

***Особенности применения методики для условий Западного Шпицбергена.*** Применение рассмотренной методики определения термического сопротивления снежного покрова основано на квазистационарном температурном режиме в снежном покрове и в приповерхностной части грунта. Такой режим достигается при устойчивой отрицательной температуре воздуха в течение нескольких суток. При толщине снежного покрова 30 см для этого достаточно 4 суток (Котляков, Сосновский. 2021). Значительные колебания температуры воздуха в этот период могут нарушить квазистационарный режим как в снежном покрове, так и в грунте. Известно, что суточные колебания температуры снежного покрова могут ощущаться на глубине до 50−60 см, но чаще всего на глубине 25−30 см (Павлов, 1984). По данным П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1957) суточные колебания температуры воздуха в сухом свежем снеге затухают на глубине 30−40 см, в снеге плотностью 300 кг/м$^3$ они проникают в глубину до полуметра.

Поэтому при толщине снежного покрова более полуметра небольшие колебания температуры воздуха не могут нарушить установившейся квазистационарный режим в приповерхностной части грунта, так как суточные колебания температуры воздуха не достигают поверхности грунта. При этом при небольших межсуточных и внутрисуточных колебаниях температуры поверхности снега (колебания температуры воздуха) можно принять среднюю температуру поверхности снежного покрова, что незначительно повлияет на температурный градиент в снежном покрове. Для оценки такого влияния колебаний температуры воздуха на температуру поверхности снега и температурный градиент в снежном покрова выполним математическое моделирование и проведём численные эксперименты.

Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели рассчитывалось по уравнению Фурье с источником тепла $F(z, \tau)$, который зависит от проникающей солнечной радиации, и изменения плотности водяного пара за счёт сублимации−конденсации. В результате преобразований были получены уравнения (Осокин и др., 2004).

$$A\frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z}\right) + F(z,\tau) \qquad (3),$$

где, коэффициент $A = \rho_s c + L_e \frac{\partial e}{\partial T_s}$ учитывает влияние сублимации–конденсации пара на температуру снега, а коэффициент $\lambda_s = \lambda_k + L_e D \frac{\partial e}{\partial T_s}$ представляет собой эффективный коэффициент теплопроводности как сумму кондуктивной и конвективной (за счёт диффузии водяного пара) составляющей.

Принятые обозначения: $T_s$ – температура снега, K; $z$ – координата по глубине снежной толщи, $\tau$ – время, $\rho_s$ – плотность снега, $c$ – удельная теплоёмкость, $\lambda_k$ – кондуктивная составляющая эффективного коэффициента теплопроводности – $\lambda_s$, $L_e$ – удельная теплота испарения; $D$ – коэффициент диффузии водяного пара, $e$ – насыщающая плотность водяного пара (аппроксимация табличных значений от температуры воздуха).

Для расчётов за период с 23 по 26 марта 2023 г. принимались следующие параметры, полученные в ходе измерений и по данным метеостанции Баренцбург: средняя температура воздуха −14 °C, средняя скорость ветра 4.5 м/с, солнечная радиация 29 Вт/м$^2$, средняя облачность 79%, толщина снега 100 см, плотность снега 300 кг/м$^3$, средний коэффициент теплопроводности снега рассчитывался по формуле работы (Осокин и др., 1999). Альбедо снежной поверхности принималось для мелкокристаллического переметённого сухого снега равным 0.7 (Гляциологический словарь, 1984). Межсуточные колебания температуры воздуха приняты равными четырём стандартным отклонениям ±2 °C. Начальное распределение температуры снега принято по линейному закону с температурой −5 °C на нижнем основании и −15°C на поверхности снега. Шаг по толщине снега принят равным 1 см, а по времени – 1 час.

Расчёты по уравнению (3) показали, что на 3-е сутки линейная регрессия температуры снега $T$ на глубине $H$ = 30–100 см задаётся уравнением $T = 0.1029H - 15.278$, с коэффициентом детерминации $R^2 = 1$ (рис. 3, для увеличения масштаба графика приведена его часть на глубине 0–60 см). Тогда при $H = 0$ см получим температуру поверхности снежного покрова $T = -15.3$ °C. При этом средняя температура поверхности снега по данным моделирования составляет −15.5 °C при диапазоне её изменения от −17.3 до −13.8 °C. Результаты расчётов показывают, что, принимая в модели расчёта термического сопротивления среднюю температуру поверхности, получим отличие в градиенте температуры в снегу на 2%. Расчёты при начальной температуре снежного покрова −5 °C во всей толще показали, что через 6 суток линейная регрессия температуры снега на глубине 30–100 см описывается формулой $T = 0.1019\ H - 14.585$ с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.9859$, а через 8 суток $T = 0.0955\ H - 14.386$ при $R^2 = 0.9972$.

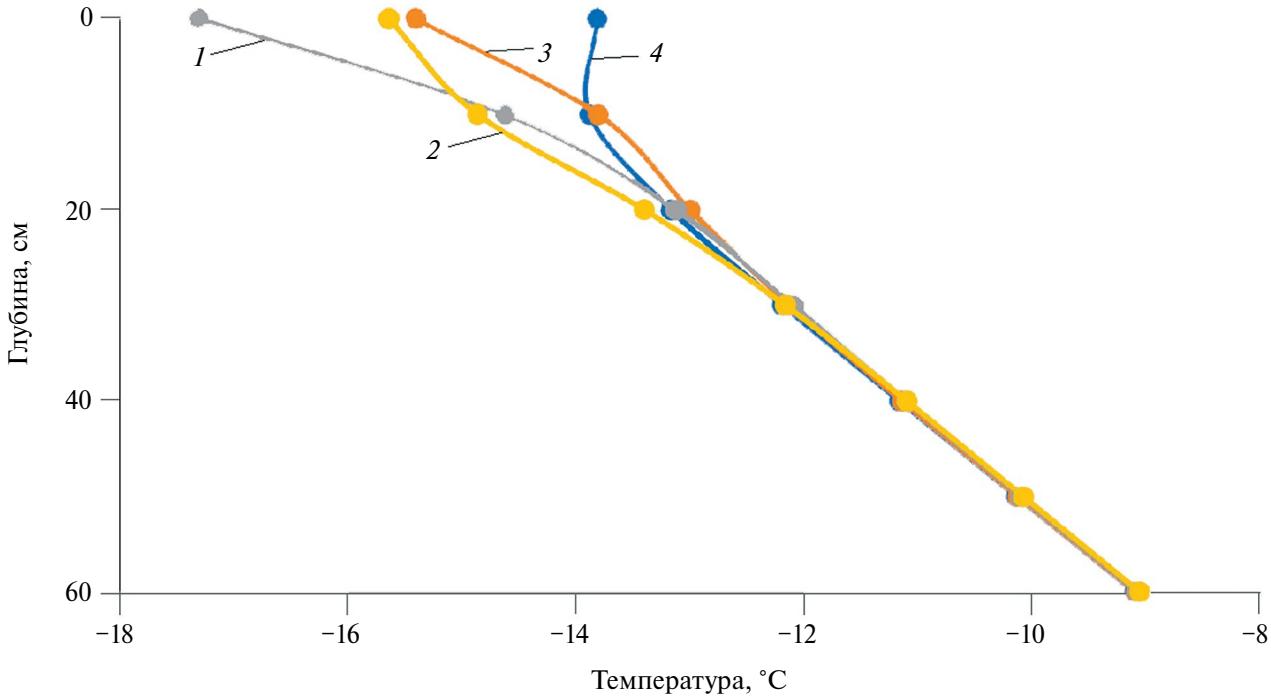



**Рис. 3.** Распределение температуры в снежном покрове на 3-е сутки в часы: *1* – 6; *2* – 12; *3* – 24; *4* – 18

**Fig. 3.** Temperature distribution in the snow cover on the 3rd day at hours: *1* – 6; *2* – 12; *3* – 24; *4* – 18

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Выполним оценку термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега по рассмотренной методике. Расчёты проводили для суглинка плотностью 1600 кг/м$^3$ и влажностью 20%. Коэффициенты теплопроводности мёрзлого $\lambda_g$ суглинка влажностью 20% принимали равными 1.51 Вт/(м·град) (СНиП, 1997). Расчёты термического сопротивления снега $R_s$ по формуле (1) были проведены и для средних значений температуры воздуха и температуры грунта за период с 23 по 26 марта и для срочных значений с временным интервалом в 2 часа. В последнем случае среднее значение $R_s$ составило 3.23 м$^2$·К/Вт при стандартном отклонении 0.17 м$^2$·К/Вт и коэффициенте вариации 5.4%. В период с 23 по 26 марта толщина снега на метеостанции Баренцбург составляла 131 см. Тогда в т. 1 можно принять толщину снега 86 см и по формуле (2) получим коэффициент теплопроводности 0.27 Вт/(м·град) при стандартном отклонении 0.015 Вт/(м·град) и коэффициенте вариации 5.5%. При применении средних значений температуры воздуха и грунта величина $R_s$ равна 3.22 м$^2$·К/Вт и коэффициент теплопроводности 0.27 Вт/(м·град), что практически совпадает с предыдущими значениями.

Оценим плотность снега $\rho_s$ по его коэффициенту теплопроводности $\lambda_s$. Используем зависимость коэффициента теплопроводности снега от его плотности из работы (Осокин и др., 1999), полученную путём обработки средних значений 20 известных из литературы эмпирических зависимостей

$$\lambda_s = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4}\rho_s + 2.9057 \cdot 10^{-4}\rho_s^2.$$

Тогда получим, что коэффициенту теплопроводности 0.27 Вт/(м·К) соответствует плотность снега 320 кг/м$^3$. Многолетние измерения плотности снега в этом районе показали, что для конца марта такая плотность снега является реальной величиной, особенно при наличии оттепелей в зимний период.

Один из показателей теплозащитных свойств снежного покрова – разность температуры воздуха и температуры поверхности грунта (Павлов, 2008). В работе (Шерстюков, Анисимов, 2018) приведены карты разности температуры поверхности почвы под снегом в зависимости от температуры воздуха. В Сибири эта разность может составлять 8–20 °С, а на Европейской территории России 2–8 °С.

В т. 1 разность температуры воздуха и температуры поверхности грунта под снегом 23–26 марта составила около 8.5 °С. Тогда как в т. 2 температура поверхности грунта под снегом составила −13 °С, что только на 1.2 °С выше, чем температура воздуха на высоте 100 м НУМ (при вертикальном градиенте температуры 0.7 °С на 100 м). Как правило, в этом месте толщина снега составляет обычно несколько десятков сантиметров из-за ветрового сноса снега с кромки террасы. В т. 3 средняя температура поверхности грунта составила −16 °С при стандартном отклонении 1.4 °С. При этом температура воздуха на высоте 400 м НУМ составила −16.4 °С. Эти данные говорят о небольшой толщине снега в точках 2 и 3. Так, в работе (Шмакин и др., 2014) отмечается, что перепаду между температурой воздуха и температурой поверхности грунта около 2 °С соответствует толщина снежного покрова менее 15 см. Из-за небольшой толщины снежного покрова измерения температуры грунта в т. 2 и т. 3 не показали наличие квазистационарного режима.

Таким образом, даже в условиях резких и частых колебаний температуры воздуха, но при большой толщине снежного покрова, на временных отрезках с небольшими колебаниями температурами воздуха возможно применение рассмотренной методики определения термического сопротивления снежного покрова. А при небольшой толщине снежного покрова такие колебания температуры воздуха будут влиять на распределение температуры грунта даже за небольшой промежуток времени, что и показало отсутствие квазистационарного режима распределения температуры в грунте в т. 2 и т. 3.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При большой толщине снежного покрова и небольших межсуточных и внутрисуточных колебаниях температуры воздуха эти колебания гасятся в снегу, и (в течение нескольких суток) не доходят до поверхности грунта. Поэтому в приповерхностной части грунта сохраняется квазистационарный температурный режим. В самой снежной толще на её нижней границе температура снега практически не меняется. На дневной поверхности снежного покрова можно принять его среднюю температуру. При этом, как показали численные эксперименты на модели, температурный градиент в снежном покрове изменяется на 2%. В результате возможно применение методики определения термического сопротивления снежного покрова по температурному градиенту в приповерхностной части грунта.

При толщине снега менее 30 см суточные колебания температуры воздуха оказывают влияние на температуру поверхности грунта, поэтому при небольшой толщине снега вслучае применения данной методики требуются относительно небольшие колебания температуры воздуха (относительно среднего значения), чтобы установилось квазистационарная температура приповерхностной части грунта и в снежном покрове

Применение методики определения термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега по температурному

градиенту в приповерхностной части грунта позволило определить их значения в течение четырёх суток с небольшим коэффициентом вариации. В период с 23 по 26 марта 2023 г. среднее значение $R_s$ составило 3.23 м$^2$·К/Вт при стандартном отклонении 0.17 м$^2$·К/Вт, а коэффициента теплопроводности 0.27 Вт/(м·град) при стандартном отклонении 0.015 Вт/(м·град).

Проведённые расчёты показали, что при небольших колебаниях температуры воздуха в течение четырёх суток рассчитанные значения термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега имели небольшой разброс от среднего значения при коэффициенте вариации порядка 5.5%.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004). Сбор и анализ материалов по Шпицбергену проводился по программе «Влияние деградации оледенения на изменчивость ландшафтов острова Западный Шпицберген» № 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001).

**Acknowledgments.** The paper includes the results obtained withing the framework of the research project № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The collection and analysis of materials on Spitsbergen was carried out under the Program “Impact of Glacier Degradation on Landscape Variability of Western Spitsbergen Island” No. 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А.* Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. № 2. (3). С. 60–74.

*Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н., Балута В.И.* Многолетняя изменчивость термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2023. Т. 28. № 3. С. 398–414.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: Росгидромет, 2014. 58 с.

Гляциологический словарь / Редактор В.М. Котляков. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.

*Доклад* о климатических рисках на территории Российской Федерации. СПб.: Климатический центр Росгидромета, 2017. 106 с.

*Коломыц Э.Г.* Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: ГЕОС, 2013. 435 с.

*Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352

*Котляков В.М., Сосновский А.В.* Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. 195–205. https://doi.org/10.31857/S2076673421020081

*Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.

*Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А.* К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 1. С. 3–10.

*Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.* К оценке тепломассообмена в поверхностном слое снега с учётом проникающей радиации // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 127–132.

*Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70

*Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 3. С. 50–58. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58

*Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 105–112. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112)

*Павлов А.В.* Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 256 с.

*Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.

*Скачков Ю.Б.* Оценка современной изменчивости характеристик снежного покрова Якутии // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения. Материалы междунар. конф. Тюмень: Экспресс, 2008. С. 271–274.

*СНиП* 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: Изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.

*Чернов Р.А.* Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (53). С. 71–77. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-71-77

*Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 1. С. 79–87.

*Шерстюков А.Б., Анисимов О.А.* Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности

почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.

*Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. Вып. 4 (123). С. 52–59.

*Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L23501. https://doi.org/10.1029/2011GL049234

*Hjort J, Streletskiy D, Dore G, Wu Q, Bjella K & Luoto M.* Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. № 1. P. 24–38. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8

*Jan A., Painter S.L.* Permafrost thermal conditions are sensitive to shifts in snow timing // Environmental Research Letters. 2020. № 15. 084026.

*Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 217–227.

*Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. P. 1721–1724.

*Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

*Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic // Polar Geography. 2019. V. 42. P. 267–286.

Архив погоды в Баренцбурге // Электронный ресурс. *http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107&lang=ru* Дата обращения: 12.02.2024.

**Citation: *Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Assessment of thermal resistance of snow cover in Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 64 (3): 420–430. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030086**

# Assessment of thermal resistance of snow cover in Spitsbergen

**N. I. Osokin, A. V. Sosnovsky***

*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
**e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Received May 3, 2024 / Revised June 4, 2024 / Accepted July 8, 2024

Snow cover is an important factor that largely determines the thermal regime of the ground in the cold season. Thermal protective properties of snow cover are conditioned by its thermal resistance, equal to the ratio of the snow thickness to its thermal conductivity coefficient. The thermal resistance of the snow cover is equal to the sum of thermal resistances of its layers. Therefore, to assess the thermal resistance of the whole snow cover, the thermophysical parameters of each layer should be known that is a problem. Previously, assessment of the thermal resistance of snow cover was derived on the basis of data on the ground temperature with small fluctuations in the air temperature. In this case, the desired quantity of the thermal resistance is obtained with regards for all features of the snow thickness development at the time of measurement. This method is implemented with a quasi-stationary temperature distribution wityin the snow cover and ground. Mathematical modeling was used to assess the effect of small air temperature fluctuations on the snow surface temperature and the temperature gradient within the snow cover. The results of calculation demonstrated that the average temperature of the snow surface can be used to estimate the temperature gradient in a snow cover when its thickness exceeds 50 cm. Based on measurements of ground and air temperatures in the area of the Barentsburg weather station, the thermal resistance of the snow cover and its thermal conductivity coefficient were estimated. For the period 23-26 of March, 2023, the average value of the thermal resistance of the snow cover was equal to 3.23 $m^{2}\cdot K/W$ at a standard deviation of 0.17 $m^2$ K/W, and the thermal conductivity coefficient – 0.27 W/(m·K) at a standard deviation of 0.015 W/(m·K).

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

## REFERENCE


*Anisimov O.A., Streletsky D.A.* Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *Arktika XXI vek. Estestvennye nauki*. Arctic twenty-first century. Natural Sciences. 2015, 2 (3): 60–74. [In Russian].

*Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N., Baluta V.I.* Long-term variability of the thermal state in the upper horizons of the cryolithozone in Central Yakutia. *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki*. Arctic and Subarctic Natural Resources. 2023, 28 (3): 398–414. [In Russian].

*Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 58. p. [In Russian].

*Glyatsiologicheskiy slovar'*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].

*Otchet o klimaticheskikh riskakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. Report on climate risks on the territory of the Russian Federation. St. Petersburg: Climatic Center of Roshydromet, 2017: 106 p. [In Russian].

*Kolomyts E.G. Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii*. Theory of evolution in snow structural science. Moscow: GEOS, 2013: 435 p. [In Russian].

*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]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352

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

*Kuzmin* P.P. *Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova*. Physical properties of snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].

*Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovsky A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* On estimation the influence of snow cover characteristics variability on soils freezing. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 1999, 3 (1): 3–10. [In Russian].

*Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovsky A.V.* Towards the assessment of heat and mass transfer in the surface layer of snow taking into account penetrating radiation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 96: 127–132. [In Russian].

*Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 63–70. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70

*Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (3): 50–58. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58

*Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2016, 22 (3): 105–112. [In Russian]. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112)

*Pavlov A.V. Energoobmen v landshaftnoy sfere Zemli*. Energy exchange in the landscape sphere of the Earth. Novosibirsk, "Nauka", 1984: 256 p. [In Russian].

*Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].

*Skachkov Yu.B.* Assessment of modern variability of snow cover characteristics in Yakutia. *Kriogennye resursy polyarnyh i gornyh regionov. Sostoyanie i perspektivy inzhenernogo merzlotovedeniya: Materialy mezhdunarodnoj konferencii*. Proc. of the International. Conference "Cryogenic resources of polar and mountain regions. State and prospects of engineering permafrost science". Tyumen, Express, 2008: 271–274. [In Russian].

*Building Code*. SNiP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlyh gruntah*. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].

*Chernov R.A.* Experimental determination of the effective thermal conductivity of depth hoar. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 71–77. [In Russian].

*Sherstyukov A.B.* Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, 12 (1): 79–87. [In Russian].

*Sherstiukov A.B., Anisimov O.A.* Assessment of the snow cover effect on soil surface temperature from observational data. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25. [In Russian].

*Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V.* Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59

*Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. Geophys. Research Letters. 2011, 38: L23501. https://doi.org/10.1029/2011GL049234

*Hjort J., Streletskiy D., Dore G., Wu Q;, Bjella K., Luoto M.* Impacts of permafrost degradation on infrastructure. Nature Reviews Earth & Environment. 2022, 3 (1): 24–38. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8

*Jan A., Painter S.L.* Permafrost thermal conditions are sensitive to shifts in snow timing. Environmental Research Letters. 2020, 15: 084026.

*Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. The Cryosphere. 2013, 7: 217–227.

*Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. Geophysical Research Letters. 2003, 30 (13): 1721–1724.

*Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43. 143: 26–41.

*Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic. Polar Geography. 2019, 42: 267–286.

Weather Archive in Barentsburg. Retrieved from: http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107&lang=ru. Last access: 12 February 2024.

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 431–446*

## СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

*УДК 504.3+504.4*

# ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СНЕГОВЫХ И ОЗЁРНЫХ ВОД ОАЗИСОВ АНТАРКТИДЫ В РАЙОНАХ РАЗМЕЩЕНИЯ НАУЧНЫХ СТАНЦИЙ

**© 2024 г. С. В. Какарека[1]*, Т. И. Кухарчик[1], С. Ю. Тарасенко[2], К. О. Рябычин[1], Ю. Г. Кокош[1], П. В. Курман[3]**

[1]*Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь*
[2]*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Институт биоорганической химии Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь*
**e-mail: sk001@yandex.ru*

Поступила 26.04.2024 г.
После доработки 14.06.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Приведены результаты анализа макро- и микроэлементного состава снега и воды из озёр, отобранных в один гидрологический год в районах размещения семи антарктических станций. Охарактеризованы методы отбора проб и химико-аналитических работ. Обсуждаются особенности гидрохимического состава снеговых и поверхностных вод, а также возможные факторы изменчивости концентрации основных ионов, макро- и микроэлементов.

**Ключевые слова:** снежный покров, озера, научные станции, Антарктида, антарктический оазис, макроэлементы, микроэлементы

**DOI**: 10.31857/S2076673424030095, **EDN**: INOFBY

## ВВЕДЕНИЕ

Антарктида, самый чистый континент на планете, весьма уязвима даже к низким уровням антропогенного воздействия (Bargagli, 2000). Для выявления изменений состояния природной среды и прогнозирования важную роль играет экологический мониторинг, который приобретает особое значение в районах функционирования антарктических научных станций (Протокол по охране..., 1991). Химический состав снежно-ледового покрова и пресных водоёмов Антарктиды – необходимый элемент экологического мониторинга. Его проведение также важно для контроля поступления загрязняющих веществ в природную среду, выявления источников поступления загрязняющих веществ, прогноза последствий климатических изменений на разных уровнях.

К настоящему времени накоплено большое количество данных, подтверждающих широкую вариабельность макро- и микроэлементов в снежном покрове (Wagenbach et al., 1998, Dixon et al., 2013; Tuohy et al., 2015, Kakareka et al., 2020), в антарктических озёрах и временных водоёмах (Gillieson et al., 1990; Gasparon, Burgess, 2000; Nędzarek et al., 2015; Kakareka et al., 2023). При этом изученность и обеспеченность информацией отдельных регионов и/или оазисов весьма неоднородна. Так, Антарктический полуостров и острова морской Антарктики относятся к наиболее изученным районам, что объясняется их близостью к Южной Америке, доступностью для посещения, сравнительно мягким климатом, а также большим количеством научных станций (Pęcherzewski, 1987; Toro et al., 2007; Скороспехова и др., 2016; Szumińska, Potapowicz, 2021). Значительное внимание уделено исследованию озёр Холмов Ларсеманн (Gillieson et al., 1990; Ellis-Evans et al., 1998; Sabbe et al. 2004; Asthana et al., 2013), хотя данных о химическом составе снежного покрова для этого оазиса немного (Thamban, Thakur, 2013; Budhavant et al., 2014). В меньшей степени изучены озёра и снежный покров в оазисе Ширмахера (Kumar et al., 2002; Ali et al., 2010; Asthana et al., 2019). Сравнительно недавно начаты исследования в оазисе Вечерний (Какарека и др., 2019; Kakareka et al., 2019; Какарека и др., 2021). Пока мало опубликованных данных о химическом составе снега и озёр в районе станции Мирный (Матвеев, 1962; Смагин, 2007), практически

отсутствуют они для станции Молодёжная, полевой базы Дружная-4. Кроме того, сравнение уже имеющихся результатов исследований в разных оазисах осложнено разновременностью отбора проб, использованием разных схем и методов отбора и методик химико-аналитических испытаний, неодинаковым перечнем определяемых элементов и другими факторами.

Цель работы – получить гидрохимическую характеристику снежного покрова и пресных водоёмов в районах размещения российских и белорусской научных станций в южнополярный летне-осенний период 2023 г.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

***Общие сведения о районах исследования***. Координированный отбор проб компонентов природной среды выполнен силами 15-й Белорусской и 68-й Российской антарктических экспедиций с учётом особенностей местоположения станций и логистики сезона 2022/23 г. на российских антарктических станциях Беллинсгаузен, Новолазаревская, Прогресс, Мирный, полевых базах Дружная-4 и Молодёжная и белорусской антарктической станции Гора Вечерняя (рис. 1). Общее количество отобранных проб снежного покрова составило 24, поверхностных вод – 16 (табл. 1).

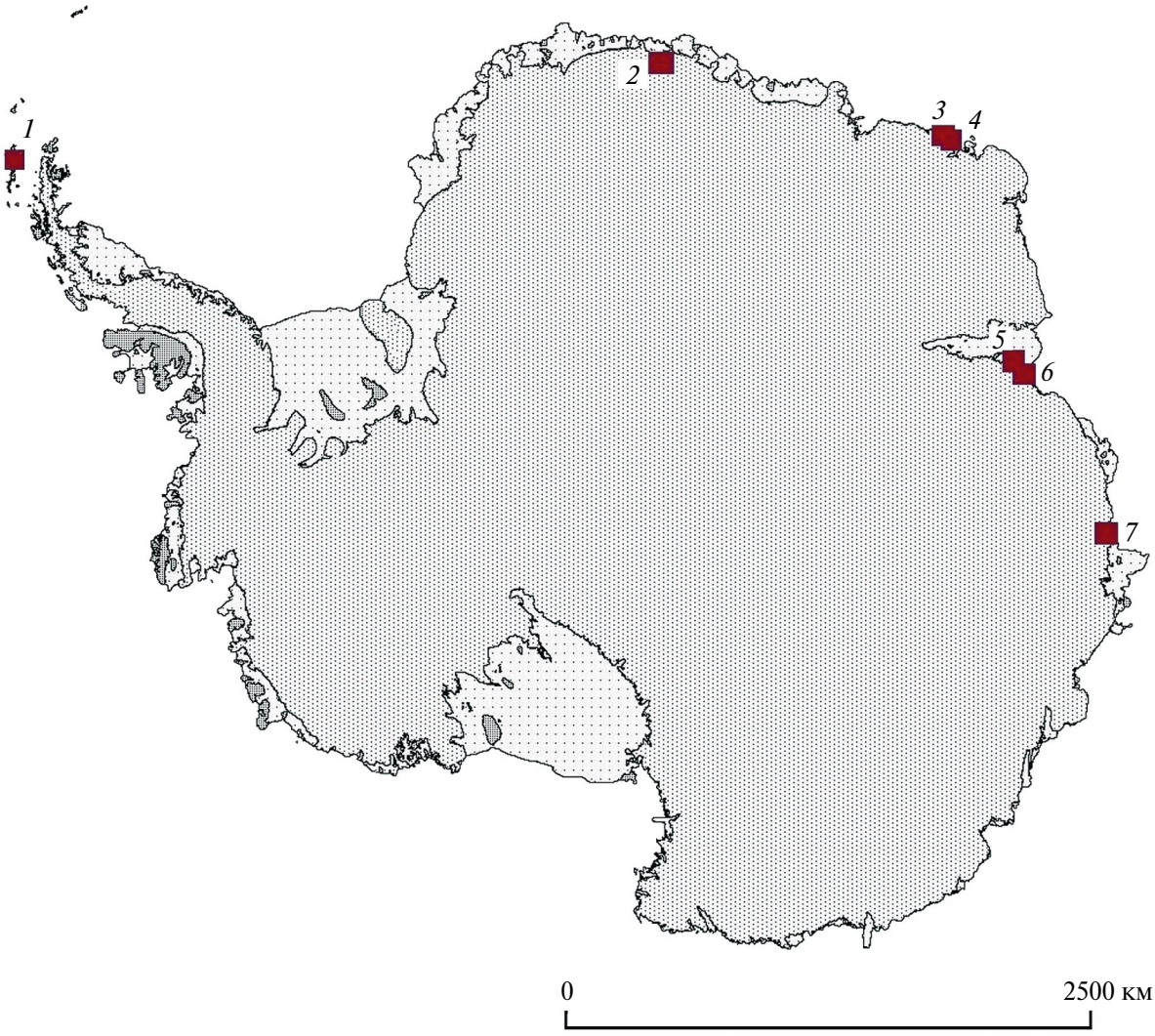



**Рис. 1.** Схема размещения научных станций, на которых выполнен отбор проб снега и поверхностных вод в январе – мае 2023 г.: *1* – Беллинсгаузен, *2* – Новолазаревская, *3* – Молодежная, *4* – Гора Вечерняя, *5* – Дружная-4, *6* – Прогресс, *7* – Мирный

**Fig. 1.** Location of Antarctic stations for snow and surface water sampling in January – May 2023: *1* – Bellingshausen, *2* – Novolazarevskaya, *3* – Molodezhnaya, *4* – Vechernyaya mountain, *5* –Druzhnaya-4, *6* – Progress, *7* – Mirny

**Таблица 1.** Общие сведения о районах исследований и местах отбора проб снежного покрова и поверхностных вод в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.

| Регион | Станция | Тип субстрата | Место отбора | Количество проб |
|---|---|---|---|---|
| Остров Кинг-Джордж (Ватерлоо), Южные Шетландские острова | Беллинсгаузен | Снег | Бухта Каменистая, долина ручья Станционного, участок между радиодомом и медицинским корпусом | 3 |
| | | Поверхностная вода | Озеро Китеж, ручей Станционный | 3 |
| Оазис Ширмахера, Земля Королевы Мод | Новолазаревская | Снег | Вост. берег озера Верхнее; склон к северу от кают-компании и ДЭС; к сев. от старой станции | 3 |
| Холмы Ларсеманн, Земля Принцессы Елизаветы | Прогресс | Снег | Территория станции (севернее служебно-жилого здания; нефтебаза); к северу от базы Лоу | 3 |
| | | Поверхностная вода | Озера Рейд, Лоу, Степпед | 3 |
| Берег Правды, Земля Королевы Мэри | Мирный | Снег | Остров Хасуэлл; Сопка Моренная рядом с топливными емкостями; в районе ДЭС; между сопками Комсомольская и Радио | 4 |
| Утес Лендинг, Берег Ингрид Кристенсен, Земля Принцессы Елизаветы | Дружная-4 | Снег | В районе АМС | 1 |
| Холмы Тала, Земля Эндерби | Молодежная | Снег | Возле ДЭС примерно в 30 метрах и на берегу озера Лагерное | 2 |
| | | Поверхностная вода | Озеро Лагерное | 1 |
| | Гора Вечерняя | Снег | Территория станции у жилых модулей, мест хранения топлива; вблизи озера Нижнее; на мысе Гнездовой, сопке Рубин | 10 |
| | | Поверхностная вода | Озера Нижнее, Верхнее-1, Верхнее-2, Верхнее-3, временные водоемы | 10 |

***Методы отбора проб.*** Пробы снега взяты в соответствии с действующими руководствами (РД 52.04.186-89, 1991; ТКП 17.13-15-2014, 2015). Отбирали рыхлый слой снега на глубину до 10–15 см. Для отбора снега выбирали площадку размером не менее 2×2 м, с которой с помощью совка из нержавеющей стали отбирали смешанную пробу в нескольких точках для формирования общей пробы. Пробы воды отбирали путём полного погружения ёмкости в водоём.

Пробы снежного покрова и озёрных вод отбирали в пластиковые ёмкости объёмом 0.5 л и 0.1 л, которые предварительно были вымыты и высушены перед отправкой в Антарктиду. Перед отбором проб воды ёмкости ополаскивались водой из водоёма. После отбора все пробы плотно закрывались и замораживались до доставки в лаборатории.

***Пробоподготовка и химико-аналитические определения.*** Пробоподготовка и химико-аналитические исследования выполнены в аккредитованных лабораториях Института природопользования и Института биоорганической химии Национальной академии наук Беларуси.

После растапливания пробы снеговых и поверхностных вод фильтровали через фильтр с размером пор 0.45 мкм. Концентрации макро- и микрокомпонентов (Na, Mg, Ca, K, Fe, Al, Ag, As, Ba,

Be, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Th, Tl, U, V и Zn) определяли методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500cx ICP-MS. Аликвоты проб (5 мл) пипеткой переносили в пробирки из полиэтилена высокой плотности, в которые добавляли по 0.2 мл очень чистой азотной кислоты. Аналитическая процедура начиналась через час. Для инструментальной калибровки использовали стандартные растворы (стандарт Agilent 5183-4688) с концентрацией 1000 ppm для Fe, K, Ca, Na, Mg и 10 ppm для Ag, Al, As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, V, Zn, Th и U в 10%-ной $HNO_3$. Калибровочные бланки, значения которых всегда были ниже предела обнаружения, готовили для контроля аналитической точности.

Концентрации хлоридов определяли титриметрическим методом с нитратом серебра (СТБ 17.13.05-39-2015), гидрокарбонат-ионов – титриметрически с использованием тетраборнокислого натрия (ГОСТ 31957-2012), сульфатов – турбидиметрически (СТБ 17.13.05-42-2015 и СТБ 17.13.05-37-2015), нитратов и ионов аммония – фотометрически (ГОСТ 33045-2014); величину pH определяли потенциометрическим методом (СТБ ISO 10523-2009), удельную электропроводность – с использованием кондуктометра. В пробах поверхностных вод для расчёта ионного баланса методом пламенной фотометрии (МВИ.МН 2140-2004) определяли концентрации ионов натрия и калия, титриметрически (СТБ 17.13.05-46-2016) – кальция и магния. Более подробная информация о методах химико-аналитических работ приведена в (Какарека и др., 2021; Kakareka et al., 2023).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

***Снежный покров.*** Выполненные исследования показали, что по величине pH снеговые воды на всех станциях близки к равновесной величине 5.6 (табл. 2). В оазисе Вечернем лишь в одной пробе (9% случаев) значение pH составило 6.35. В районе станции Дружная-4 снег более кислый (pH=5.38) по сравнению с другими обследованными районами.

По величине удельной электропроводности самая низкая минерализация снеговых вод характерна для оазиса Вечерний – среднее значение 5.88 μСм/см. Более высокие значения минерализации снеговых вод отмечаются в оазисе Ларсеманн (среднее – 15.1 μСм/см) и на станции Мирный (12.1 μСм/см). По сравнению с оазисом Вечерний на станциях Беллинсгаузен и Дружная-4 удельная электропроводность снеговых вод выше в 1.6 раза, на станции Новолазаревская – в 1.4 раза.

В снеговых водах во всех случаях доминируют хлориды и натрий, что свидетельствует о повсеместном определяющем влиянии морских аэрозолей. По средним концентрациям хлоридов ранжированный ряд в порядке убывания выглядит следующим образом: Холмы Ларсеманн (4.2 мг/л) > Мирный (2.5) > Беллинсгаузен (1.6) > Вечерний (1.5) > Дружная-4 (1.1) > Новолазаревская (0.87) > Молодёжная (0.83 мг/л). Максимум хлоридов (7.9 мг/л) зафиксирован в снеговых водах Холмов Ларсеманн.

Максимальная концентрация натрия (14.95 мг/л) характерна для снежного покрова станции Мирный; здесь же более высокая по сравнению с другими станциями средняя его концентрация (4.65 мг/л). Далее по мере убывания – Холмы Ларсеманн (2.37 мг/л) и станция Беллинсгаузен (1.96 мг/л). Самые низкие концентрации натрия (0.30–0.41 мг/л) характерны для снежного покрова оазиса Молодёжный.

Средние концентрации магния примерно одинаковые на станции Новолазаревская (0.25 мг/л), Холмы Ларсеманн (0.24 мг/л) и Мирный (0.21 мг/л), затем следует станция Беллинсгаузен (0.16 мг/л). В остальных случаях концентрации магния составляют 0.04–0.06 мг/л. Максимальные значения магния в снеговых водах зафиксированы в Холмах Ларсеманн (0.58 мг/л); близки к ним значения на станции Мирный (0.51 мг/л).

Концентрации калия в пробах снежного покрова по средним значениям варьируют от 0.03 мг/л (Дружная-4) до 0.38 мг/л (Беллинсгаузен), кальция – от значений ниже предела чувствительности метода (менее 0.003 мг/л) (Гора Вечерняя, Дружная-4) до 0.54 мг/л (станция Мирная).

Концентрации сульфатов в снеговых водах за исключением двух случаев (в оазисах Вечерний и Холмы Ларсеманн) находятся ниже предела обнаружения. Станция Новолазаревская несколько выделяется концентрациями нитратов в пробах снега, где их среднее значение составило 1.09 мг/л. В остальных случаях концентрации нитратов не превышают 0.5 мг/л.

Из микроэлементов по абсолютным значениям на большинстве станций выделяется железо (рис. 2). При этом наиболее высокие его концентрации (715 мкг/л) зафиксированы на станции Новолазаревская. Повышенные концентрации железа отмечаются в снеговых водах на станции Беллинсгаузен (среднее – 72 мкг/л). На других станциях они варьируют в небольших пределах: от 8 (Мирный) до 24 мкг/л (Молодёжная). На втором месте по концентрациям среди микроэлементов находится алюминий. Максимальное его значение (330 мкг/л), как и железа, зафиксировано в снежном покрове на станции Новолазаревская. Средняя же его концентрация между другими станциями сопоставима и находится в диапазоне от 2.01 (Холмы Ларсеманн)

**Таблица 2.** Основные гидрохимические характеристики снежного покрова в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.

| Станция, кол-во проб | Даты отбора проб | Показатель | pH | Удельная электропроводность, μСм/см | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $NO^{3-}$ | Na | Mg | Ca | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Беллинсгаузен, 3 | 23–24.05.23 | среднее | 5.56 | 9.63 | 1.65 | н.о.* | 0.26 | 1.96 | 0.16 | 0.06 | 0.38 |
| | | диапазон | 5.38-5.68 | 7.87–10.5 | 1.23–1.96 | | 0.17–0.33 | 1.02–3.29 | 0.10–0.23 | 0.01–0.10 | 0.05–0.85 |
| Гора Вечерняя, 11 | 29.12.22, 5.01.23 | среднее | 5.55 | 5.88 | 1.39 | н.о.-0.15 | 0.11 | 0.82 | 0.06 | н.о. | 0.06 |
| | | диапазон | 5.27-6.35 | 3.3–10.65 | 0.54–2.9 | | н.о.–0.44 | 0.23–1.86 | 0.02–0.14 | | 0.02–0.14 |
| Мирный, 4 | 23–24.01.23 | среднее | 5.52 | 12.1 | 2.48 | н.о. | 0.17 | 4.65 | 0.21 | 0.43 | 0.16 |
| | | диапазон | 5.24-5.77 | 4.93–20.3 | 1.16–4.43 | | н.о.–0.24 | 0.39–14.9 | 0.03–0.51 | 0.00–1.60 | 0.04–0.37 |
| Молодежная, 2 | 31.01.23 | среднее | 5.50 | 6.21 | 0.83 | н.о. | 0.10 | 0.36 | 0.04 | 0.05 | 0.08 |
| | | диапазон | 5.19-5.81 | 4.43–8.0 | 0.80–0.87 | | н.о.–0.16 | 0.30–0.41 | 0.03–0.05 | н.о.–0.09 | 0.03–0.12 |
| Новолазаревская, 3 | 7–8.05.23 | среднее | 5.52 | 8.35 | 0.87 | н.о. | 1.09 | 0.49 | 0.25 | 0.16 | 0.35 |
| | | диапазон | 5.45-5.66 | 4.52–10.76 | 0.69–1.09 | | 0.11–1.82 | 0.30–0.69 | 0.21–0.29 | 0.15–0.16 | 0.28–0.43 |
| Прогресс, 3 | 6–7.01.23 | среднее | 5.61 | 15.14 | 4.2 | н.о.–0.19 | 0.22 | 2.37 | 0.24 | 0.04 | 0.10 |
| | | диапазон | 5.2-5.85 | 4.89–28.61 | 1.27–7.91 | | н.о.–0.36 | 0.65–5.32 | 0.04–0.58 | н.о.–0.10 | 0.04–0.22 |
| Дружная-4 (1) | 7.02.23 | | 5.38 | 9.46 | 1.09 | н.о. | 0.56 | 0.48 | 0.05 | н.о. | 0.03 |

* «н.о.» – ниже предела обнаружения

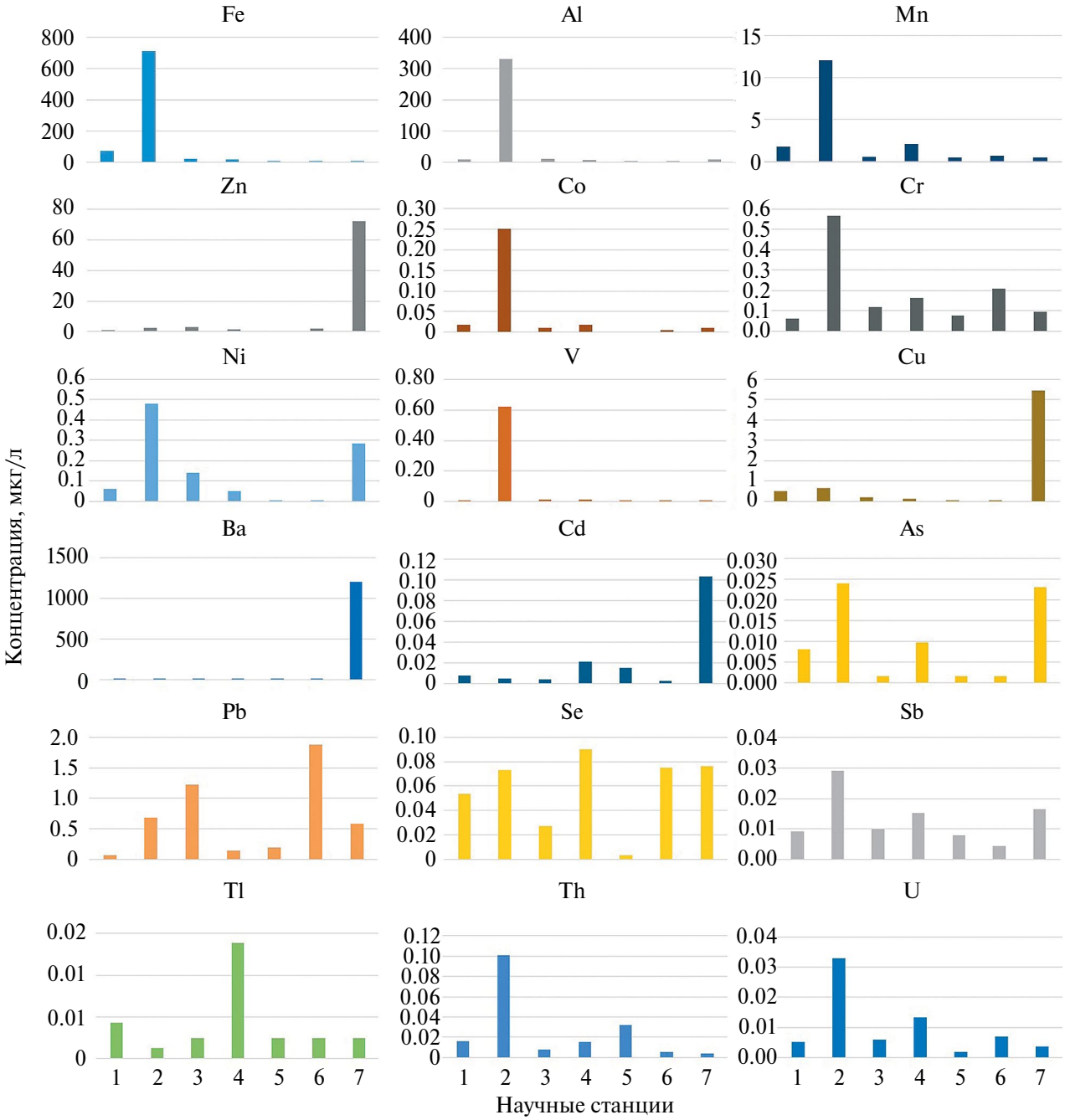



**Рис. 2.** Сравнение содержания микроэлементов в снеговых водах в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.: Научные станции: *1* – Беллинсгаузен, *2* – Новолазаревская, *3* – Молодежная, *4* – Гора Вечерняя, *5* – Дружная-4, *6* – Прогресс, *7* – Мирный

**Fig. 2.** Comparison of the content of trace elements in snow waters within Russian and Belarusian Antarctic stations in January – May 2023: Research stations: *1* – Bellingshausen, *2* – Novolazarevskaya, *3* – Molodezhnaya, *4* – Vechernyaya mountain, *5* –Druzhnaya-4, *6* – Progress, *7* – Mirny

до 10.9 мкг/л (Молодежная). Тесная связь между концентрациями железа и алюминия (коэффициент детерминации $R^2 = 0.96$) для всей выборки свидетельствует об их минеральном происхождении.

По сравнению с другими обследованными районами концентрации Co, Ni, Cr, V, Mn, Sb, Th и U на станции Новолазаревская повышены. Обращают на себя внимание аномально высокие концентрации бария (4824 мкг/л), цинка (280.6 мкг/л)

и меди (20.2 мкг/л), зафиксированные на острове Хасуэлл недалеко от станции Мирный.

Из технофильных элементов повышенные концентрации свинца выявлены в снеге Холмов Ларсеманн (среднее 1.88 мкг/л) и станции Молодёжная (1.23 мкг/л). Мышьяк в более высоких концентрациях по сравнению с другими районами обнаружен на станциях Мирный и Новолазаревская (примерно 0.02 мкг/л). Концентрации селена в большинстве случаев находятся в диапазоне 0.03–0.09 мкг/л (на полевой базе Дружная-4 – не обнаружен). Также достаточно близки значения концентрации сурьмы: 0.01–0.03 мкг/л. По концентрациям таллия несколько выделяется снежный покров горы Вечерняя, где они оцениваются в 0.014 мкг/л (на других станциях замеренный диапазон составил 0.001–0.004 мкг/л). Концентрации тория находятся в диапазоне 0.004–0.101 мкг/л, урана – 0.002–0.033 с максимальными значениями, как уже отмечалось, на станции Новолазаревская.

***Поверхностные воды.*** Всего было опробовано 10 озёр и один ручей (не во всех оазисах удалось провести опробование из-за ограничений в доступе к воде в осенний период). При этом выявлены значительные различия основных гидрохимических параметров поверхностных вод, обусловленные как общегеографическими факторами, так и локальными ландшафтными и метеорологическими условиями. Как известно, основным источником питания озёр и временных водоёмов в антарктических оазисах служат талые снеговые и ледниковые воды, состав которых также имеет некоторые региональные и локальные различия. Вместе с тем, формирование химического состава водоёмов Антарктики в значительной степени зависит от их гидрологических и морфометрических характеристик, а также литологического состава горных пород.

В оазисе Вечерний аквальные системы представлены небольшими по площади озёрами. Все озёра проточные, снежно-ледникового питания. Самое большое озеро Нижнее (0.015 км$^2$), расположенное на отметках 40.3 м над уровнем моря, служит приёмником вод из системы расположенных выше озёр, получивших название Верхнее. Максимальная глубина – 4 м, толщина льда варьирует от 0.7 до 2 м. Озеро практические никогда не вскрывается полностью ото льда. Озера Верхнее-1 и Верхнее-3 мелководные и, как правило, полностью освобождаются ото льда в летний период.

Согласно полученным результатам, все озёра оазиса Вечерний слабокислые, очень маломинерализованные: величина удельной электропроводности в озере Нижнем менее 50 μСм/см, в других озёрах – от 60.7 до 106 μСм/см (табл. 3). Не выявлено чётких изменений гидрохимических показателей в озере Нижнем за время работы БАЭ, хотя первый отбор проведён в конце января. Концентрации основных анионов и катионов варьируют в незначительных пределах, за исключением хлоридов (4.1–20.3 мг/л) и ионов натрия (1.9–15.1 мг/л). Концентрации сульфатов находятся в диапазоне от значений ниже предела обнаружения до 2.6, нитратов – от 0.10 до 0.54 мг/л.

Слабокислые и очень маломинерализованные воды характерны и для озера Лагерного в районе станции Молодёжная. Прослеживается сходство уровней содержания основных ионов с озёрами оазиса Вечерний. В районе станции Беллинсгаузен опробованы озеро Китеж и ручей Станционный. По величине pH воды озера и ручья нейтральны, со средней минерализацией. Величина удельной электропроводности здесь находится в диапазоне 227–362 μСм/см. При этом концентрации основных ионов выше в водах ручья по сравнению с озером, в особенности гидрокарбонатов (примерно в 3 раза), сульфатов (в 2.7), нитратов (в 4.6) и ионов кальция (в 2 раза). Это связано, вероятно, с более активными процессами выщелачивания химических элементов на его водосборе.

Результаты химико-аналитических испытаний в оазисе Холмы Ларсеманн показали, что в начале лета 2023 г. вода озёр Лоу и Рейд характеризовалась слабощелочной реакцией среды, а в озере Степпед была близка к нейтральной. Величина удельной электропроводности в этих озёрах составила 656–2136 μСм/см. Среди компонентов макросостава выделялись хлориды (с максимумом 722.8 мг/л в оз. Лоу) и натрий (339.6 мг/л). Концентрации сульфатов находились в диапазоне 27.9–40.3 мг/л, что сопоставимо с результатами для поверхностных вод в районе станции Белинсгаузен и значительно выше, чем в водоёмах оазиса Вечерний. В то же время концентрации гидрокарбонатов (1.46–4.64 мг/л) оказались самыми низкими среди обследованных районов.

В отношении микроэлементов также выявлены существенные различия: так, содержание железа варьирует от 10.0 до 776.3 мкг/л, марганца – от 0.31 до 25.6 мкг/л, алюминия – от 1.5 до 16.0 мкг/л, цинка – от 0.10 до 25.0 мкг/л, никеля – от значений ниже предела обнаружения (0.003 мкг/л) до 2.3 мкг/л (рис. 3). Рассматривая региональные различия, следует отметить, что минимальное содержание железа характерно для водоёмов оазисов Вечерний и Молодёжный (10 мкг/л), максимальное – для острова Кинг-Джордж, Ватерлоо (780 мкг/л). При этом в ряде озёр оазиса Вечерний по сравнению с другими регионами зафиксированы более высокие концентрации алюминия, цинка, марганца и меди, в солоноватых озёрах Холмов Ларсеманн – сурьмы, кобальта, никеля и селена. Более высокие концентрации тория зафиксированы в озёрах оазиса Вечерний, урана – в озёрах оазиса Холмы Ларсеманн.

**Таблица 3.** Основные гидрохимические характеристики водоёмов в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.

| Станция | Дата отбора проб | Название водоема/водотока | pH | Удельная электропроводность, μСм/см | $HCO^{3-}$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $NO^{3-}$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | мг/л | | | | | | | |
| Гора Вечерняя | 30.01.23 | Оз. Нижнее | 6.51 | 15.4 | 11.08 | 4.14 | 0.30 | 0.10 | 2.24 | 0.90 | 1.9 | 0.68 |
| | 29.03.23 | | 6.37 | 37.5 | 11.26 | 7.45 | н.о.* | 0.15 | 1.48 | 1.81 | 3.5 | 0.87 |
| | 13.01.23 | Оз.Верхнее | 6.70 | 63.8 | 12.48 | 14.49 | 0.81 | 0.23 | 1.48 | 2.26 | 9.3 | 1.09 |
| | 13.01.23 | Оз. Верхнее-3 | 6.62 | 60.7 | 13.80 | 13.66 | 2.63 | 0.19 | 2.24 | 3.16 | 8.8 | 1.01 |
| | 13.01.23 | Оз. Верхнее-1 | 6.70 | 106.0 | 17.10 | 20.29 | 2.22 | 0.11 | 1.48 | 2.26 | 15.1 | 1.77 |
| | 13.01.23 | Оз. Верхнее-2 | 6.61 | 64.2 | 15.9 | 12.84 | 1.21 | 0.54 | 2.24 | 2.26 | 8.8 | 1.05 |
| Молодежная | 31.01.23 | Оз.Лагерное | 6.50 | 16.7 | 7.40 | 4.14 | н.о. | 0.12 | 2.2 | 0.90 | 1.6 | 0.86 |
| Беллинсгаузен | 24.05.23 | Оз.Китеж | 7.48 | 226.9 | 24.9 | 52.6 | 20.2 | 0.10 | 11.2 | 4.5 | 31.6 | 2.7 |
| | 24.05.23 | Р.Станционный, ниже плотины | 7.49 | 336.3 | 74.4 | 56.2 | 48.4 | 0.45 | 22.4 | 4.5 | 50.4 | 3.9 |
| | 25.05.23 | То же, приустьевой участок | 7.59 | 361.5 | 17.4 | 63.2 | 55.1 | 0.48 | 22.4 | 8.2 | 38.5 | 3.8 |
| Прогресс | 06.01.23 | Оз. Лоу | 7.89 | 2136.0 | 4.64 | 722.8 | 40.3 | 0.20 | 44.7 | 33.9 | 339.6 | 26.9 |
| | 06.01.23 | Оз. Рейд | 7.77 | 1562.0 | 1.46 | 526.4 | 27.9 | 0.21 | 20.9 | 23.5 | 220.8 | 26.9 |
| | 07.01.23 | Оз. Степпед | 6.76 | 655.8 | 1.46 | 224.6 | 36.1 | н.о. | 14.9 | 8.6 | 106.1 | 11.6 |

*«н.о.» – ниже предела обнаружения

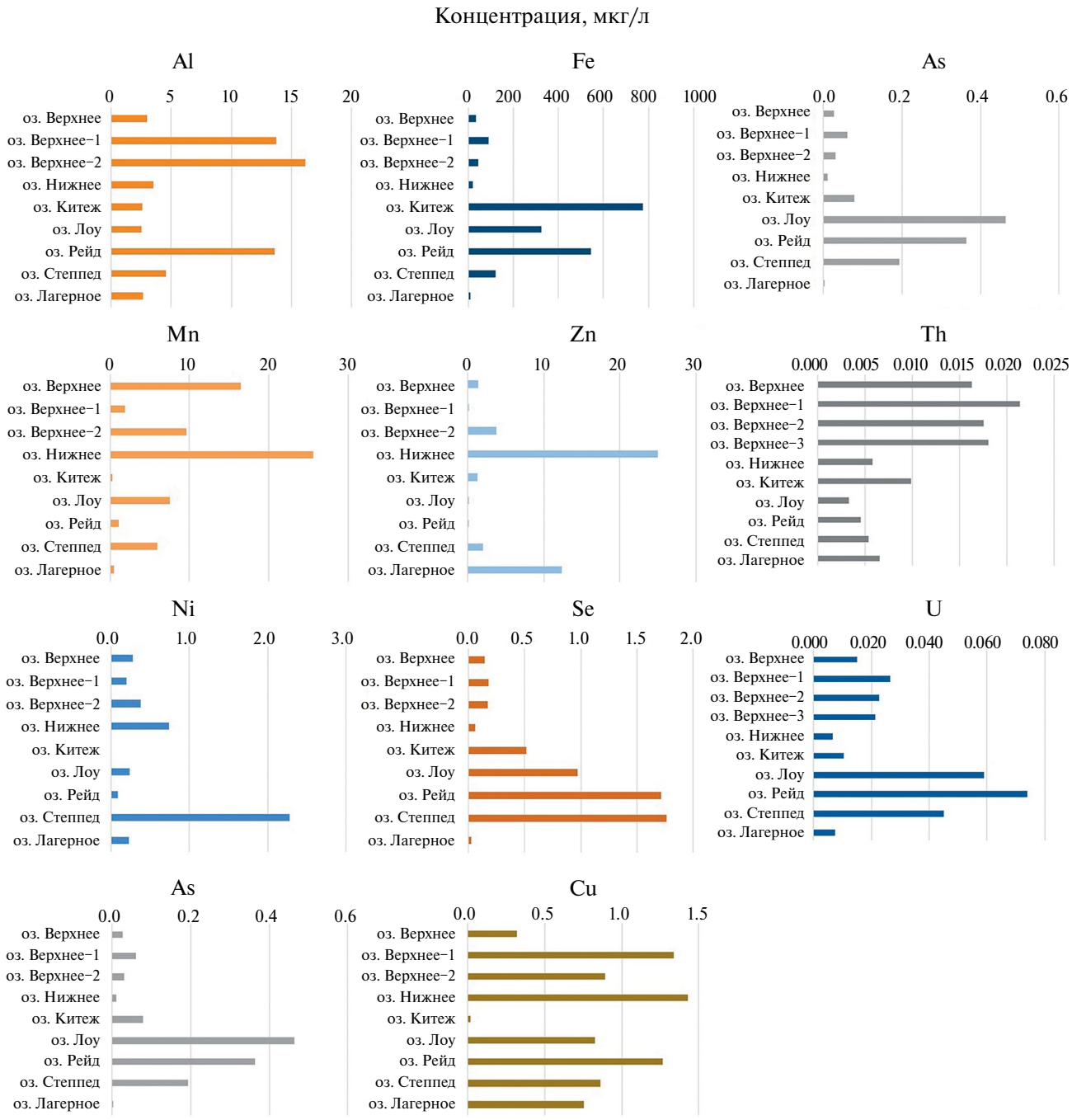



**Рис. 3.** Содержание микроэлементов в поверхностных водах в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.

**Fig. 3.** Content of trace elements in surface water within Russian and Belarusian Antarctic stations in January – May 2023

## ОБСУЖДЕНИЕ

***Снежный покров.*** Несмотря на местоположение обследованных станций и полевых баз на побережье, воздействие морских аэрозолей на химический состав снежного покрова несколько различается. Так, на фоне преобладания в снеговых водах во всех случаях натрия, на втором месте в Холмах Ларсеманн, оазисе Вечерний и полевой базе Дружная-4 находится магний, на станциях Новолазаревская и Беллинсгаузен – калий, на станции Мирный – кальций. Это может быть обусловлено дополнительным привносом твёрдых частиц и, соответственно, химических элементов из-за пыления бесснежных участков, влияния орнитофауны

или других факторов (Какарека и др., 2021; Kakareka et al., 2023).

Более выражено влияние терригенного привноса материала на повышенные концентрации ряда микроэлементов на станции Новолазаревская. По оценкам (Филатов и др., 2013), в оазисе Ширмахера химическое и физическое выветривание происходит интенсивнее по сравнению с Холмами Тала, в результате чего образуется больше мелкодисперсного материала, способного к перемещению с водными потоками и ветровым переносом.

Более высокие по сравнению с другими станциями концентрации цинка и меди в пробах снега, отобранных в районе сопки Комсомольская на станции Мирный, возможно, обусловлены длительным периодом действия станции, которая начала функционировать в 1956 г. и долгое время была местом формирования санно-гусеничных транспортных походов на станцию Восток. На острове Хасуэлл не исключается орнитогенное воздействие.

Влияние морских аэрозолей, судя по полученным данным, в большей степени проявляется в Холмах Ларсеманн и на станции Мирный, в меньшей – на станции Новолазаревская, расположенной в 80 км от моря Лазарева. Как известно, закономерное снижение концентрации основных ионов с удалением от берега чётко зафиксировано на региональных и трансконтинентальных профилях, длина которых составляет сотни и тысячи километров (Bertler et al., 2005; Thamban et al., 2010; Голобокова и др., 2012; Khodzher et al., 2014). Воздействию морских солей подвержен полуостров Брокнес (Холмы Ларсеманн) благодаря низким абсолютным отметкам, а также преобладающим ветрам восточного направления, которые их приносят летом с открытой водной поверхности (Kierman et al., 2009; Asthana et al., 2019).

Низкие концентрации основных ионов и величин удельной электропроводности в оазисах Вечерний и Молодёжная связаны с доминированием здесь антициклонических ветров юго-юго-восточного направления в период с февраля по июль, соответственно, с меньшим влиянием воздушного переноса со стороны открытого моря.

Сравнение с ранее выполненными исследованиями осложняется разным временем отбора проб, их количеством и местоположением. Можно лишь отметить, что полученные данные для оазисов Вечерний и Холмы Ларсеманн сопоставимы с недавно опубликованными (Какарека и др., 2021; Kakareka et al., 2023). В районе станции Мирный зафиксированы более низкие концентрации сульфатов по сравнению с периодом 1970–1990 гг., когда их среднегодовые значения составляли 0.12–0.81 мг/л и отмечался тренд их увеличения (Смагин, 2007).

Данные для станции Белинсгаузен оказались несколько ниже по сравнению с результатами Т.В. Скороспеховой с соавторами (2016): согласно результатам работ 58-й и 59-й РАЭ, концентрации хлоридов в пробах снега варьировали в пределах 1.9–6.9 мг/л, натрия и калия – 0.9–2.8 мг/л. Следует подчеркнуть, что для острова Кинг-Джордж (Ватерлоо) получено значительное количество данных о химическом составе снежного покрова с весьма существенной вариабельностью значений. Так, по данным (Szumińska et al., 2021), при исследовании в 2017 г. на Варшавском куполе, охватывающем территорию между западным берегом залива Адмиралти и бухтами Поттер и Мариан, содержание натрия в пробах снега находилось в диапазоне от 0.21 до 5.9 мг/л, хлоридов – от 0.31 до 17 мг/л, сульфатов – от значений ниже предела обнаружения до 2 мг/л.

Значительная вариабельность концентраций микроэлементов, свойственная даже в пределах одного оазиса, также ограничивает возможности сравнительного анализа между ними (Szumińska et al., 2021; Kakareka et al., 2023). Например, по данным (Szumińska et al., 2021), содержание цинка в снежном покрове на леднике в 2017 г. варьировало от 5.09 до 45.1 мкг/л, алюминия – от 1.7 до 6.29, сурьмы – от 0.02 до 0.49 мкг/л.

***Поверхностные воды.*** Обследованные озёра весьма различны по химическому составу. Так, если озёра Лоу, Рейд и Степпед в Холмах Ларсеманн по составу хлоридно-натриевые, то в районе станции Беллинсгаузен воды озера Китеж – сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, на Вечерней – гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, на Молодёжной – хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые (рис. 4).

О разной интенсивности процессов химического выветривания и выщелачивания свидетельствуют рассчитанные коэффициенты соотношений основных ионов. Например, значение Cl/Na варьирует от 1.5 (станция Беллинсгаузен) до 2.6 (оазис Молодежный), что близко величине 1.8, свойственной морской воде (Chester, Jickells, 2003) и в целом подтверждает преимущественно морское влияние на состав озёрных вод. В то же время по соотношению $SO_4$/Cl выделяется район станции Беллинсгаузен (значение равно 0.24, тогда как на других станциях 0.03 при соотношении для морской воды – 0.052). По соотношению $HCO_3$/Cl более высокие коэффициенты получены для оазисов Молодёжный (1.79) и Вечерний (1.03); повышен по сравнению с морской водой (0.0038) и коэффициент для станции Беллинсгаузен (0.69). Этого и следовало ожидать, помня о связях с различиями горных пород, типом и количеством выпадающих осадков, продолжительностью летнего периода и другими факторами.

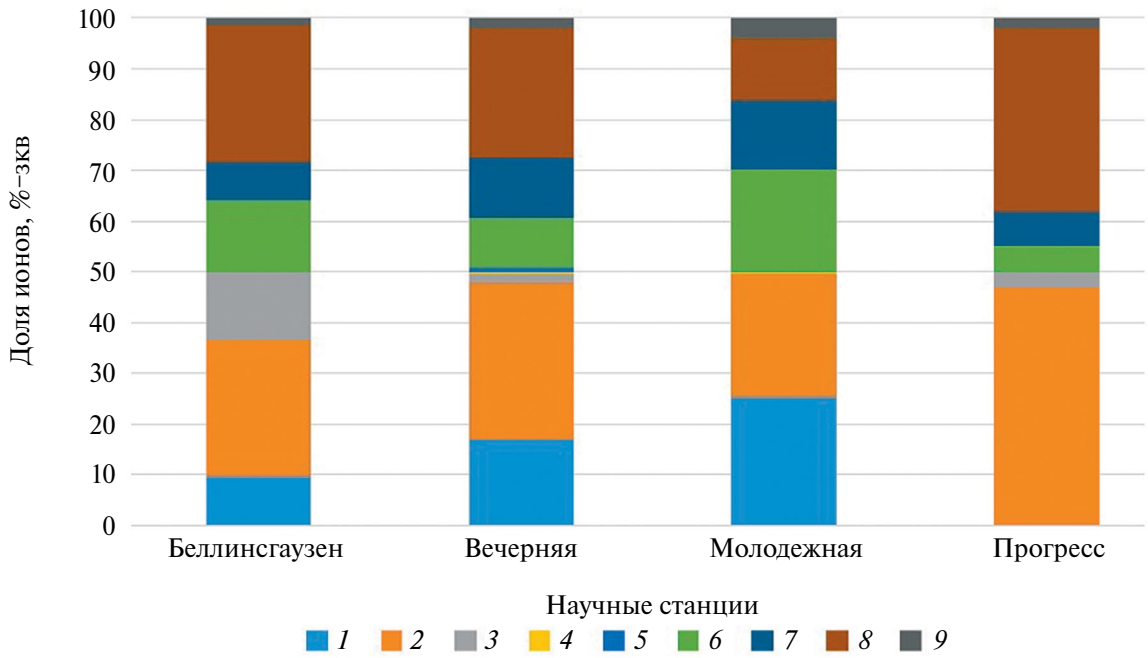



**Рис. 4.** Химический состав поверхностных вод в районах размещения российских и белорусской антарктических станций в январе – мае 2023 г.: *1* – гидрокарбонаты, *2* – хлориды, *3* – сульфаты, *4* – азот нитратный, *5* – азот аммонийный, *6* – кальций, *7* – магний, *8* – натрий, *9* – калий

**Fig. 4.** Chemical composition of surface waters within Russian and Belarusian Antarctic stations in January – May 2023: *1* – hydrocarbonates, *2* – chlorides, *3* – sulfates, *4* – nitrate, *5* – ammonium, *6* – calcium, *7* – magnesium, *8* – sodium, *9* – potassium

Сравнение результатов для оазиса Вечерний с последними данными (Какарека и др., 2019) свидетельствует об отсутствии существенных изменений состояния озёр. В целом же, что касается озёр различных регионов, то необходимо учитывать разнообразие их химического состава и исходных свойств. Приведённые в табл. 4 данные по удельной электропроводности поверхностных вод свидетельствуют о значительной вариабельности минерализации поверхностных вод в пределах некоторых оазисов.

**Таблица 4.** Сравнение величины удельной электропроводности в поверхностных водах ряда оазисов Антарктиды

| Район, станция | Удельная электропроводность, μСм/см | Источник |
|---|---|---|
| Гора Вечерняя | 14.4–106.0 | Данные авторов |
| | 19.3–130.0 | Какарека и др., 2019 |
| Белинсгаузен | 226.9–361.5 | Данные авторов |
| | 53.9–580.0 | Nędzarek et al., 2015 |
| Холмы Ларсеманн | 655.8–2136 | Данные авторов |
| | 14.1–2880 | Kakareka et al., 2023 |
| | 130–3340 | Gillieson et al., 1990 |
| | 66.7–2939 | Boronina et al., 2019 |

В целом, в отношении водоёмов и водотоков оазисов наиболее целесообразно сравнение результатов исследований для конкретных объектов, поскольку уже неоднократно отмечалось их разнообразие в пределах оазисов: например, в оазисе Холмы Ларсеманн (Gillieson et al., 1990; Ellis-Evans et al., 1998; Gasparon et al., 2002); Ширмахера (Asthana et al., 2019; Kumar et al., 2002), на острове Кинг-Джорж (Prendez, Carrasco, 2003; Toro et al., 2007; Nedrazek at al., 2015; Скороспехова и др., 2016). Вместе с тем, лишь в отношении некоторых озёр имеются данные за разные годы исследований, в том числе в оазисе Вечерний (Kakareka et al., 2019), где отбор проб выполняется в соответствии с программой работ практически ежегодно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты координированного отбора проб снежного покрова и поверхностных вод в январе – мае 2023 г. позволили охарактеризовать их гидрохимические особенности в районах расположения

ряда научных станций и полевых баз РАЭ и БАЭ на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо), оазисе Ширмахера, оазисах Молодёжный и Вечерний, Холмы Ларсеманн, Береге Принцессы Елизаветы. Выполненные исследования показали, что наибольшему воздействию морских аэрозолей подвергаются прибрежные зоны Холмов Ларсеманн и станции Мирный, меньшему – наиболее удалённая от побережья станция Новолазаревская. При этом в снеговых и озёрных водах во всех случаях доминируют ионы натрия и хлориды. Вариабельность и различия в концентрациях макро- и микроэлементов подтверждает разную интенсивность выщелачивания и процессов химического выветривания в оазисах, что связано с разными факторами, включая количество атмосферных осадков, период снеготаяния и другие.

В целом, обследования оазисов в различных регионах Антарктиды в течение одного сезона проводятся редко из-за сложности их организации. Их важность заключается в возможности выявления и характеристики пространственных особенностей гидрохимического состава природных вод разных масштабов в рамках одного гидрологического (летне-осеннего) сезона. Систематические обследования такого типа можно рассматривать как мониторинг, который позволит описать внутри- и межгодовую изменчивость гидрохимических показателей, а также определить тренды изменения содержания макро- и микроэлементов с учётом разных факторов воздействия.

**Финансирование**. Работа выполнена в рамках подпрограммы «Развитие деятельности Белорусской антарктической станции» на 2021–2025 годы.

**Благодарности**. Авторы выражают признательность руководству и участникам 15-й БАЭ и 68-й РАЭ за содействие в отборе и доставке проб, М.А. Кудревич и Г.М. Бокой за химико-аналитические испытания проб.

**Acknowledgements.** The authors express their gratitude to the leadership and participants of the 15th BAE and 68th RAE for assistance in the collection and delivery of samples, M.A. Kudrevich and G.M. Bokaya – for chemical and analytical testing of the samples.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В.* Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Лёд и Снег. 2019. 59 (1). P. 39–48. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-39-48

*Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Шибаев Ю.А., Липенков В.Я., Пети Ж.* Изменение химического состава приповерхностного снега в Восточной Антарктиде по мере удаления от побережья // Лёд и Снег. 2012. 52 (4). P. 129–137. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-129-137

*Какарека С.В., Кухарчик Т.И., Кокош Ю.Г., Саливончик С.В., Кудревич М.А., Гигиняк Ю.Г., Мямин В.Е., Лукашанец Д.А.* Пространственные особенности химического состава снежного покрова Холмов Тала, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. Вып. 1. С. 28–43. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-28–43

*Какарека, С.В., Кухарчик Т.И., Кокош Ю.Г., Кудревич М.А., Гигиняк Ю.Г., Мямин В.Е.* Основные гидрохимические характеристики антарктических озер Холмов Тала // Проблемы Арктики и Антарктики. СПб.: ААНИИ, 2019. Т. 65. № 4. С. 422–437. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-422-43

*Матвеев А.А.* Химический состав снега в Антарктиде по наблюдениям на профиле Мирный Восток // Гидрохим. материалы. Л.: ГИМИЗ. 1962. Т. 34. С. 3–11.

Протокол по охране окружающей среды к Договору об Антарктике. Мадрид, 4 октября 1991 г. https://documents.ats.aq/recatt/Att006_r.pdf

*Скороспехова Т.В., Федорова И.В., Четверова А.А., Алексеева Н.К., Веркулич С.Р., Ежиков И.С., Козачек А.В.* Особенности гидрохимического режима водных объектов полуострова Файлдс (о. Кинг-Джордж, Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2. С. 79–91.

*Смагин В.М.* Химический состав атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Т. 76. С. 154–159.

*Филатов Н.Н., Георгиев А.П., Ефремова Т.В., Назарова Л.Е., Пальшин Н.И., Руховец Л.А., Толстиков А.В., Шаров А.Н.* Влияние изменений климата на экосистемы озёр // Вестник РФФИ. 2013. № 2 (78). С. 43–50.

*Ali K., Sonbawane S., Chate D., Siingh D., Rao P., Safai P., Budhavant K.* Chemistry of snow and lake water in Antarctic region // Journ. of Earth System Science. 2010. V. 119. № 6. P. 753–762.

*Asthana R., Shrivastava P.K., Srivastava H.B., Swain A.K., Beg M.J., Dharwadkar A.* Role of lithology, weathering and precipitation on water chemistry of lakes from Larsemann Hills and Schirmacher Oasis of East Antarctica // Advances in Polar Science. 2019. V. 30. № 1. P. 35–51. https://doi.org/10.13679/j.advps.2019.1.00035

*Asthana R., Shrivastava P. K., Srivastava H. B., Mirza J., Kumar P.* Hydrochemistry and sediment characteristics of polar periglacial lacustrine environments on Fisher Island and Broknes Peninsula, East Antarctica // Advances in Polar Science. 2013. V. 24. P. 281–295. https://doi.org/10.3724/SP.J.1085.2013.00281

*Bargagli R.* Trace metals in Antarctica related to climate change and increasing human impact // Review Environ. Contam. Toxicol. 2000. V. 166. P. 129–173.

*Bertler N., Mayewski P.A., Aristarain A., Barrett P., Becagli S., Bernardo R., Bo S., Xiao C., Curran M., Qin D., Dixon D., Ferron F., Fischer H., Frey M., Frezzotti M., Fundel F., Genthon C., Gragnani R., Hamilton G., Handley M., Hong S., Isaksson E., Kang J., Ren J., Kamiyama K., Kanamori S., Karkas E., Karlof L., Kaspari S., Kreutz K., Kurbatov A., Meyerson E., Ming Y., Zhang M., Motoyama H., Mulvaney R., Oerter H., Osterberg E., Proposito M., Pyne A., Ruth U., Simoes J., Smith B., Sneed S., Teinila K., Traufetter F., Udisti R., Virkkula A., Watanabe O., Williamson B., Winther J.G., Li Y., Wolff E., Li Z., Zielinski A.* Snow chemistry across Antarctica // Annals of Glaciology. 2005. V. 41. P. 167–179.

*Budhavant K.B., Rao P.S.P., Safai P.D.* Chemical composition of snow-water and scavenging ratios over costal Antarctica // Aerosol Air Quality Research. 2014. V. 14. № 3. P. 666–676. https://doi.org/10.4209/aaqr.2013.03.0104

*Chester R., Jickells T.* Marine geochemistry. Oxford: Blackwell Science, 2003. https://doi.org/10.1002/9781118349083.

*Dixon D.A., Mayewski. P.A., Korotkikh E., Sneed S.B., Handley M.J., Introne D.S., Scambos T.A.* Variations in snow and firn chemistry along US ITASE traverses and the effect of surface glazing // The Cryosphere. 2013. V. 7. № 2. P. 515–535. https://doi.org/10.5194/tc-7-515-2013

*Ellis-Evans J.C., Laybourn-Parry J., Bayliss P.R., Perriss S.J.* Physical, chemical and microbial community characteristics of lakes of the Larsemann Hills, Continental Antarctica // Archiv fur Hydrobiologie. 1998. 141. № 2. P. 209–230. https://doi.org/10.1127/archiv-hydrobiol/141/1998/209

*Gasparon M., Burgess J.S.* Human impact in Antarctica: trace element geochemistry of freshwater lakes in the Larsemman Hills, East Antarctica // Intern. Journal of Geosciences Environmental Geology. 2000. 39. № 9. P. 963–976. https://doi.org/10.1007/s002549900010

*Gasparon M., Lanyon R., Burgess J.S., Sigurdsson I.A.* The freshwater lakes of the Larsemann Hills, East Antarctica: chemical characteristics of the water column // ANARE Report, 2002. V. 147. P. 1–28.

*Gillieson D.S, Burgess J., Spate A., Cochrane A.* Atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes. 1990. V. 74. 175 p.

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Major and trace elements content in freshwater lakes of Vecherny Oasis, Enderby Land, East Antarctica // Environmental Pollution. 2019. V. 255. Pt. 1. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113126

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Study of trace elements in the surface snow for impact monitoring in Vecherny Oasis, East Antarctica// Environ. Monit Assess. 2020, V. 192. № 11. P. 725. https://doi.org/10.1007/s10661-020-08682-8

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Chemical composition of natural waters at Broknes Peninsula, Larsemann Hills, Antarctica // Advances in Polar Science. 2023. V. 4. P. 318–340. https://doi.org/10.12429/j.advps.2023.0008

*Khodzher T.V. Golobokova L.P., Shibaev Y.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.* Spatial–temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station–Vostok station transect // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 3. P. 931–939.

*Kiernan K, Gore D, Fink D, White D., McConnell A., Sigurdsson I.* Deglaciation and weathering of Larsemann Hills, East Antarctica // Antarctic Science. 2009. V. 21. P. 373–382. https://doi.org/10.1017/S0954102009002028

*Kumar P., Shokri M.R., Mehrotra I.* Water quality: lakes of Schirmacher Oasis, Antarctica. Eighteenth Indian Expedition to Antarctica, Scientific Report, Department of Ocean Development. Technical Publication. 2002. № 16. P. 273–292.

*Nędzarek A., Tórz A., Podlasińska J.* Ionic composition of terrestrial surface waters in Maritime Antarctic and the processes involved in formation // Antarctic Science. 2015. V. 27. № 2. P. 150–161. https://doi.org/10.1017/s0954102014000522

*Pęcherzewski K.* Air pollution and natural sedimentation from the atmosphere in the region of the Admiralty Bay (South Shetland Islands) // Polish Polar Research. 1987. V. 8. № 2. P. 145–151.

*Prendez M., Adriana Carrasco M.* Elemental composition of surface waters in the Antarctic Peninsula and interactions with the environment // Environ. Geochem. Health. 2003. V. 25, P. 347. https://doi.org/10.1023/A:1024559809076

*Sabbe K., Hodgson D.A., Verleyen E., Taton A., Wilmotte A., Vanhoutte K., Vyverman W.* Salinity, depth and the structure and composition of microbial mats in continental Antarctic Lakes // Freshwater Biology. 2004. V. 49. № 3. P. 296–319.

*Szumińska D., Potapowicz J., Szopińska M., Sebastian C., Falk U., Frankowski M., Polkowska Ż.* Sources and composition of chemical pollution in Maritime Antarctica (King George Island), part 2: Organic and inorganic chemicals in snow cover at the Warszawa Icefield. // Science of The Total Environment, 2021. No. 796. P. 149054. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149054

*Thamban M., Laluraj C.M., Mahalinganathan K., Redkar B.L., Naik S.S., Shrivastava P.K.* Glaciochemistry of surface snow from the Ingrid Christensen Coast, East Antarctica, and its environmental implications // Antarctic Science. 2010. V. 22. № 4. P. 435–441.

*Thamban M., Thakur R.C.* Trace metal concentrations of surface snow from Ingrid Christensen Coast, East Antarctica–spatial variability and possible anthropogenic contributions // Environmental monitoring

and assessment. 2013. V. 185. № 4. P. 2961–2975. https://doi.org/10.1007/s10661-012-2764-0

*Toro M., Camacho A.,·Rochera C., Rico E.,·Bacyn M., Fernandez-Valiente E., Marco E., Justel A.,·Avendaco M.C., Ariosa Y.,·Vincent W.F., Quesada A.* Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in maritime Antarctica // Polar Biology. 2007. V. 30. P. 635–649. https://doi.org/10.1007/s00300-006-0223-5

*Tuohy A., Bertler N., Neff P., Edwards P., Emanuelsson D., Beers T., Mayewski, P.* Transport and deposition of heavy metals in the Ross Sea Region, Antarctica // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2015. V. 120. № 20. P. 10996–11011. https://doi.org/10.1002/2015JD023293

*Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Minikin A., Legrand M., Hall J.S., Wolff E.W.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № D9. P. 10961–10974.

**Citation:** ***Kakareka S.V., Kukharchyk T.I., Tarasenko S.Yu., Rabychyn K.O., Kokosh Yu.G., Kurman P.V.*** **Hydrochemical characteristics of snow and lake waters of Antarctic oases in the areas of research stations**. ***Led i Sneg.*** **Ice and Snow. 2024, 64 (3): 431–446. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030095**

# Hydrochemical characteristics of snow and lake waters of Antarctic oases in the areas of research stations

**S.V. Kakareka[a]*, T.I. Kukharchyk[a], S.Yu. Tarasenko[b], K.O. Rabychyn[a], Yu.G. Kokosh[a], P.V. Kurman[c]**

[a] *Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*
[b] *Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*
[c] *Institute of Bioorganic Chemistry of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*
**e-mail: sk001@yandex.ru*

Received April 26, 2024 / Revised June 14, 2024 / Accepted July 8, 2024

The results of analysis of major, minor and trace elements in snow and lake waters collected in January – May 2023 within the areas of location of Russian and Belarusian research stations are presented. The samples of snow and surface waters on King George Island (Waterloo), Schirmacher, Molodezhny and Vecherny oases, Larsemann Hills, as well as the Banks of Pravda and Ingrid Christensen were collected. The concentrations of 25 macro- and microelements were determined using the ICP-MS method, and the main ions were determined by titro- and turbidimetric methods. The maximum concentration of sodium (14.95 mg/l) was detected in the snow cover near the Mirny station; here, its average concentration is the highest as compared to other stations (4.65 mg/l). The lowest sodium concentrations (0.30–0.41 mg/l) are characteristic of the snow cover in the Molodezhny Oasis. Among the minor and trace elements iron is dominated at the majority of stations. It is shown that the investigated lakes of the Larsemann Hills (Low, Reid and Stepped) are sodium chloride in composition, the Lake Kitezh on King George Island (Waterloo) is sulfate-chloride calcium-magnesium, the lakes in the Vecherny Oasis are hydrocarbonate-chloride sodium, and Lagernoye Lake in the Molodezhny Oasis – chloride-hydrocarbonate magnesium-calcium. The revealed differences in the hydrochemical composition of snow and surface waters are conditioned by the distance from the coastline and protection from sea aerosols, as well as due to anthropogenic impact. The studies have shown that the snow and lakes of the coastal zones of the Larsemann Hills and the Pravda Coast in the vicinity of Mirny station are subject to the greatest impact of marine aerosols, and the least impact is the zone of the Schirmacher Oasis, most distant from the coast, near the Novolazarevskaya station. The importance of developing the research within the limits of one hydrological year aimed at estimating the inter-annual variability of hydrochemical parameters and revealing trends of changes with regard for various impact factors is shown.

**Keywords:** snow cover, lakes, scientific stations, Antarctica, Antarctic oasis, major elements, trace element

## REFERENCES


*Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V.* Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (1): 39–48. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-39-48 [In Russian]

*Golobokova L.P., Hodzher T.V., Shibaev Y.A., Lipenkov V.A., Petit J.* Chemical composition change of subsurface snow in East Antarctica with distance from the coast. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 52 (4): 129–137. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-129-137 [In Russian].

*Kakareka S.V., Kukharchyk T.I., Kokosh Yu.G., Salivonchyk S.V., Kudrevich M.A., Giginyak Y.G., Myamin V.E., Lukashanets D.A.* Spatial features of the chemical composition of Thala Hills surface snow, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2021, 67 (1): 28–43. [In Russian] https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-28-43

*Kakareka S.V., Kukharchyk T.I., Kokosh Yu.G., Kudrevich M.A., Giginyak Yu.G., Myamin V.E.* Chemical characteristics of antarctic lakes of the Thala Hills. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of the Arctic and Antarctic. 2019, 65 (4): 422–437. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-422–437

*Matveev A.A.* Chemical composition of snow in Antarctica according to observations on the Mirny Vostok profile. *Gidrokhimicheskiye materialy.* Hydrochemical Materials. 1962, 34: 3–11. [In Russian].

*Protocol on Environmental Protection to the Antarctic Treaty*. Madrid, October 4, 1991. https://documents.ats.aq/recatt/Att006_e.pdf

*Skorospekhova T.V., Fedorova I.V., Chetverova A.A., Alekseeva N.K., Verkulich S.R., Ezhikov I.S., Kozachek A.V.* Characteristic of hydrochemical regime on Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of the Arctic and Antarctic. 2016, 2: 79–91. [In Russian].

*Smagin M.V.* Chemical composition of atmospheric fallout in the observatory Mirny region. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of the Arctic and Antarctic. 2007, 76: 154–159. [In Russian].

*Filatov N.N., Georgiev A.P., Efremova T.V., Nazarova L.E., Palshin N.I., Rukhovets L.A., Tolstikov A.V., Sharov A.N.* Impact of climate change on lake ecosystems. *Vestnik Rossijskogo fonda fundamental'nyh issledovanij.* Bulletin of the Russian Foundation for Basic Research. 2013, 2 (78): 43–50. [In Russian]

*Ali K., Sonbawane S., Chate D., Siingh D., Rao P., Safai P., Budhavant K.* Chemistry of snow and lake water in Antarctic region. Journ. of Earth System Science. 2010, 119 (6): 753–762.

*Asthana R., Shrivastava P.K., Srivastava H.B., Swain A.K., Beg M.J., Dharwadkar A.* Role of lithology, weathering and precipitation on water chemistry of lakes from Larsemann Hills and Schirmacher Oasis of East Antarctica. Advances in Polar Science. 2019, 30 (1): 35–51. https://doi.org/10.13679/j.advps.2019.1.00035

*Asthana R., Shrivastava P.K., Srivastava H.B., Mirza J., Kumar P.* Hydrochemistry and sediment characteristics of polar periglacial lacustrine environments on Fisher Island and Broknes Peninsula, East Antarctica. Advances in Polar Science. 2013, 24: 281–295. https://doi.org/10.3724/SP.J.1085.2013.00281

*Bargagli R.* Trace metals in Antarctica related to climate change and increasing human impact. Rev Environ Contam Toxicol. 2000, 166: 129–73.

*Bertler N., Mayewski P.A., Aristarain A., Barrett P., Becagli S., Bernardo R., Bo S., Xiao C., Curran M., Qin D., Dixon D., Ferron F., Fischer H., Frey M., Frezzotti M., Fundel F., Genthon C., Gragnani R., Hamilton G., Handley M., Hong S., Isaksson E., Kang J., Ren J., Kamiyama K., Kanamori S., Karkas E., Karlof L., Kaspari S., Kreutz K., Kurbatov A., Meyerson E., Ming Y., Zhang M., Motoyama H., Mulvaney R., Oerter H., Osterberg E., Proposito M., Pyne A., Ruth U., Simoes J., Smith B., Sneed S., Teinila K., Traufetter F., Udisti R., Virkkula A., Watanabe O., Williamson B., Winther J.G., Li Y., Wolff E., Li Z., Zielinski A.* Snow chemistry across Antarctica. Annals of Glaciology. 2005, 41: 167–179.

*Budhavant K.B., Rao P.S.P., Safai P.D.* Chemical composition of snow-water and scavenging ratios over costal Antarctica. Aerosol Air Quality Research. 2014, 14 (3): 666–676. https://doi.org/10.4209/aaqr.2013.03.0104

*Chester R., Jickells T.* Marine geochemistry. Oxford: Blackwell Science, 2003. https://doi.org/10.1002/9781118349083.

*Dixon D.A., Mayewski. P.A., Korotkikh E., Sneed S.B., Handley M.J., Introne D.S., Scambos T.A.* Variations in snow and firn chemistry along US ITASE traverses and the effect of surface glazing. The Cryosphere. 2013, 7 (2): 515–535. https://doi.org/10.5194/tc-7-515-2013

*Ellis-Evans J.C., Laybourn-Parry J., Bayliss P.R., Perriss S.J.* Physical, chemical and microbial community characteristics of lakes of the Larsemann Hills, Continental Antarctica. Archiv für Hydrobiologie. 1998, 141 (2): 209–230. https://doi.org/10.1127/archiv-hydrobiol/141/1998/209

*Gasparon M., Burgess J.S.* Human impact in Antarctica: trace element geochemistry of freshwater lakes in the Larsemman Hills, East Antarctica. Intern. Journal of Geosciences Environmental Geology. 2000, 39 (9): 963–976. https://doi.org/10.1007/s002549900010

*Gasparon M, Lanyon R, Burgess J.S, Sigurdsson I.A.* The freshwater lakes of the Larsemann Hills, East Antarctica: chemical characteristics of the water column. ANARE Report. 2002, 147: 1–28.

*Gillieson D.S., Burgess J., Spate A., Cochrane A.* Atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth

Land, Antarctica. ANARE Research Notes 1990, 74: 175.

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Major and trace elements content in freshwater lakes of Vecherny Oasis, Enderby Land, East Antarctica. Environmental Pollution. 2019, 255 (1). https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113126

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Study of trace elements in the surface snow for impact monitoring in Vecherny Oasis, East Antarctica. Environ Monit Assess. 2020, 192 (11): 725. https://doi.org/10.1007/s10661-020-08682-8

*Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P.* Chemical composition of natural waters at Broknes Peninsula, Larsemann Hills, Antarctica. Advances in Polar Science. 2023, (4): 318–340. https://doi.org/10.12429/j.advps.2023.0008

*Khodzher T.V. Golobokova L.P., Shibaev Y.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.* Spatial – temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station–Vostok station transect. The Cryosphere. 2014, 8 (3): 931–939.

*Kiernan K, Gore D, Fink D, White D., McConnell A., Sigurdsson I.* Deglaciation and weathering of Larsemann Hills, East Antarctica. Antarctic Science. 2009, 21: 373–382. https://doi.org/10.1017/S0954102009002028

*Kumar P., Shokri M.R., Mehrotra I.* Water quality: lakes of Schirmacher Oasis, Antarctica. Eighteenth Indian Expedition to Antarctica, Scientific Report, Department of Ocean Development. Technical Publication. 2002, 16: 273–292.

*Nędzarek A., Tórz A., Podlasińska J.* Ionic composition of terrestrial surface waters in Maritime Antarctic and the processes involved in formation. Antarctic Science. 2015, 27 (2): 150–161, https://doi.org/10.1017/s0954102014000522

*Pęcherzewski K.* Air pollution and natural sedimentation from the atmosphere in the region of the Admiralty Bay (South Shetland Islands). Polish Polar Research. 1987, 8 (2): 145–151.

*Prendez M., Adriana Carrasco M.* Elemental composition of surface waters in the Antarctic Peninsula and interactions with the environment. Environ. Geochem. Health. 2003, 25: 347–363. https://doi.org/10.1023/A:1024559809076

*Sabbe K., Hodgson D.A., Verleyen E., Taton A., Wilmotte A., Vanhoutte K., Vyverman W.* Salinity, depth and the structure and composition of microbial mats in continental Antarctic Lakes. Freshwater biology, 2004, 49 (3): 296–319.

*Szumińska D., Potapowicz J., Szopińska M., Sebastian C., Falk U., Frankowski M., Polkowska Ż.* Sources and composition of chemical pollution in Maritime Antarctica (King George Island), part 2: Organic and inorganic chemicals in snow cover at the Warszawa Icefield. Science of The Total Environment, 2021, 796: 149054. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149054

*Thamban M., Laluraj C.M., Mahalinganathan K., Redkar B.L., Naik S.S., Shrivastava P.K.* Glaciochemistry of surface snow from the Ingrid Christensen Coast, East Antarctica, and its environmental implications. Antarctic Science. 2010, 22 (4): 435–441.

*Thamban M., Thakur R.C.* Trace metal concentrations of surface snow from Ingrid Christensen Coast, East Antarctica–spatial variability and possible anthropogenic contributions. Environmental monitoring and assessment. 2013, 185 (4): 2961–2975. https://doi.org/10.1007/s10661-012-2764-0

*Toro M., Camacho A., Rochera C., Rico E.,·Bacyn M., Fernandez-Valiente E., Marco E., Justel A.,·Avendaco M.C., Ariosa Y.,·Vincent W.F., Quesada A.* Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in maritime Antarctica. Polar Biology. 2007, 30: 635–649. https://doi.org/10.1007/s00300-006-0223-5

*Tuohy A., Bertler N., Neff P., Edwards P., Emanuelsson D., Beers T., Mayewski, P.* Transport and deposition of heavy metals in the Ross Sea Region, Antarctica. Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2015, 120 (20): 10996–11011. https://doi.org/10.1002/2015JD023293

*Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Minikin A., Legrand M., Hall J.S., Wolff E.W.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions. Journ. of Geophys. Research. 1998, 103 (D9): 10961–10974.

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 447–463*

## ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

*УДК 551.345*

# МЕТАН В ПЛАСТОВЫХ ЛЬДАХ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ КАК ИНДИКАТОР ИХ ГЕНЕЗИСА

**© 2024 г. Л. П. Кузякин[1]*, А. А. Маслаков[1], П. Б. Семёнов[2], Н. Г. Белова[1], Ю. К. Васильчук[1], А. О. Киль[2]**

[1]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[2]*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия*

**e-mail: kuziakin@geogr.msu.ru*

Поступила 16.04.2024 г.
После доработки 30.05.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Содержание метана в газовых включениях пластовых льдов Восточной Чукотки варьирует от 1 до 1582 ppmv. Подтверждены ранее выдвинутые предположения о погребённом (2 ppmv) и внутригрунтовом (432 ppmv) генезисе для двух залежей. Вопрос о генезисе третьей залежи остался открытым, а в четвёртой залежи полученные результаты (2 ppmv) поставили под сомнение ранее выдвинутую гипотезу об её внутригрунтовом происхождении.

**Ключевые слова:** пластовый лёд, метан, криостратиграфия, Восточная Чукотка, многолетнемёрзлые породы

**DOI**: 10.31857/S2076673424030106, **EDN**: INGZDK

## ВВЕДЕНИЕ

Пластовые льды – это выделенные по форме залегания (горизонтально или наклонно) ледяные скопления мощностью от 0.3–0.5 м до 30–50 м и протяжённостью от нескольких десятков метров до 1 км и более. Глубина залегания варьирует от 3–5 м до первых сотен метров (Втюрин, 1975).

Пластовые льды активно исследуются с 1960-х годов. Первые залежи были обнаружены в Западной Сибири и на Чукотке. Впоследствии география пластовых льдов расширилась и к настоящему времени они обнаружены в Большеземельской тундре, на Полярном Урале, Таймыре, Арктических островах, северо-западе Канады, Канадском Арктическом архипелаге и на Аляске. Актуальность их исследования связана с двумя основными проблемами. Первая относится к палеогеографии: понимание механизмов образования конкретных ледяных залежей, а также корректная интерпретация их структуры, химического и изотопного состава позволяют восстановить историю формирования и промерзания вмещающих отложений. Вторая проблема связана с рельефообразующей деятельностью приповерхностных ледяных залежей, которые при определённых условиях способствуют процессу криогенного оползания, проявляющемуся в виде движения переувлажнённых оттаявших пород слоя сезонного оттаивания по кровле ледяной залежи с формированием особых форм рельефа – термокаров и термоцирков. При этом индикация пластовых льдов затруднена из-за их слабой связи с рельефом и растительностью. Дополнительные трудности вносит большое разнообразие генетических типов пластовых льдов, каждый из которых формируется благодаря сложному сочетанию локальных экзогенных, криогенных и, реже, эндогенных процессов (например, Васильчук, 2012).

Определение генезиса пластовых льдов остаётся ключевым вопросом при их исследовании. На сегодняшний день существует несколько десятков гипотез, объясняющих механизм формирования пластовых льдов, которые можно разделить на две группы. Первая подразумевает аллохтонное (погребённое) происхождение пластовых льдов. Погребённым может оказаться ледниковый, наледный, морской, речной, озёрный лёд, или даже снежник. Сторонниками гипотезы первично-поверхностного (синоним погребённого) происхождения является ряд крупных исследователей: Ф.А. Каплянская, С.Ю. Королёв, Л.Н. Крицук, И.А. Некрасов, В.И. Соломатин, В.Д. Тарноградский, Н.В. Тумель и др.

Вторая группа гипотез предполагает внутригрунтовое (автохтонное) происхождение залежей. Выделяются несколько механизмов формирования: инъекционный, инъекционно-сегрегационный, сегрегационный, повторно-инъекционный, вакуумно-компрессионный. Разработкой механизмов внутригрунтового генезиса занимались: В.В. Баулин, Б.И. Втюрин, Ю.К. Васильчук, Ш.Ш. Гасанов, И.Д. Данилов, Г.И. Дубиков, Т.Н. Жесткова, М.М. Корейша, А.Н. Котов, Дж. Росс Маккай, А.И. Попов, А.Н. Хименков, Л.М. Шмелев, Н.А. Шполянская, Ю.Л. Шур и др. Стоит заметить, что большое количество выявленных механизмов формирования пластовых льдов позволяет говорить, что термин «пластовый лёд» отражает морфологию залежеобразующего ледяного тела, а не несёт какой-либо генетической нагрузки.

Очень важным вопросом является определение возраста пластовых льдов. Для Восточной Чукотки это особенно важно, поскольку различия в изотопных характеристиках позднеплейстоценовых и голоценовых подземных льдов здесь не столь существенны, как в более западных районах Российской Арктики. Это приводит к ошибкам в определении возраста пластовых льдов. Эта проблема частично решена в работе Ю.К. Васильчука с коллегами, где с помощью прямого AMS датирования пластовых льдов Восточной Чукотки (включая те залежи, которые рассматриваются в данной статье) показано, что они формировались приблизительно 22–28 тыс. лет назад (Vasil'chuk et al., 2024).

В последние десятилетия всё большее внимание уделяется газовой компоненте многолетнемёрзлых пород, в частности её химическому составу. Часть исследований газовых включений в залежеобразующих льдах посвящена изотопному составу углерода, кислорода и водорода (Стрелецкая и др., 2018; Semenov et al., 2020). Также предпринимаются попытки установить распределение и соотношение газов в различных видах подземных льдов (пластовых, повторно-жильных, текстурообразующих), причём наибольшее внимание уделяется метану ($CH_4$) (Kraev et al., 2017; Семенов и др., 2023).

Исследования А.А. Архангелова и Е.В. Новогородовой (1991) показали, что высокие концентрации метана (27.5%) характерны для инъекционных льдов, а в сегрегационных и ледниковых льдах состав газов близок к атмосферному. Предполагается, что высокие концентрации микробного метана, в таких объектах, как пластовые льды, можно использовать в качестве индикатора условий формирования ледяного тела и промерзания грунтовой толщи. Считается, что присутствие метана в отложениях обуславливается его формированием в процессе жизнедеятельности метаногенных бактерий при положительных температурах и последующей криоконсервацией. Однако по мнению некоторых исследователей (Ривкина и др., 2006) метан может формироваться и в уже промёрзших грунтах, в процессе эпикриогенного метаногенеза, за счёт адаптации бактерий к условиям отрицательных температур. Применение криолитологического, изотопного и геохимического подходов для исследования пластовых льдов позволяет делать обоснованные предположения об их механизме формирования.

Восточная Чукотка – один из регионов широкого распространения пластовых льдов. Они описывались в 1960-х годах Ш.Ш. Гасановым (1969), который использовал только криолитологический метод. Генезис большинства залежей был определён как повторно-инъекционный. В последнее десятилетие был опубликован ряд статей, посвящённых залежам пластовых льдов в районе села Лаврентия на Восточной Чукотке. В частности, были опубликованы сведения о криолитологическом строении и изотопном составе залежей и выдвинуты предположения об их генезисе (Васильчук, 2016; Васильчук и др., 2018, 2018а). Однако генезис некоторых залежей на данный момент остаётся дискуссионным (Маслаков и др., 2018; Белова и др., 2019; Vasil'chuk et al., 2021; Маслаков и др., 2021).

Цель исследования – анализ генезиса пластовых льдов на основе данных о концентрации метана в газовых включениях пластовых льдов и сопоставление полученных результатов с выводами о генезисе рассматриваемых залежей по независимым данным. В период с 2018 по 2022 г. авторами был собран полевой материал и получен химический состав газовых включений в четырёх залежах пластовых льдов.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

К территории Восточной Чукотки относится часть Чукотского полуострова, ограниченная с запада хребтом Искатень Чукотского нагорья, с севера она омывается Чукотским морем Северного Ледовитого океана, с востока – Беринговым проливом. С юго-востока, юга и юго-запада Чукотский полуостров окружён водами Берингова моря Тихого океана (рис. 1). На исследуемой территории расположено несколько поселений, наиболее крупные из которых – Уэлен, Лаврентия, Лорино и Провидения.

В структурном отношении данная территория – часть крупной Анюйско-Чукотской мезозойской складчатой системы, состоящей из антиклинальных и синклинальных зон, а также горстовых поднятий (Колесников, Плахт, 1989). В районе проведения исследований складчатый рельеф проявляется в виде хребта Гэнканый (Тенианый), обрамлённого со стороны моря узкой полосой плоских поверхностей: ледниковой и водно-ледниковой плейстоценовой равниной, а

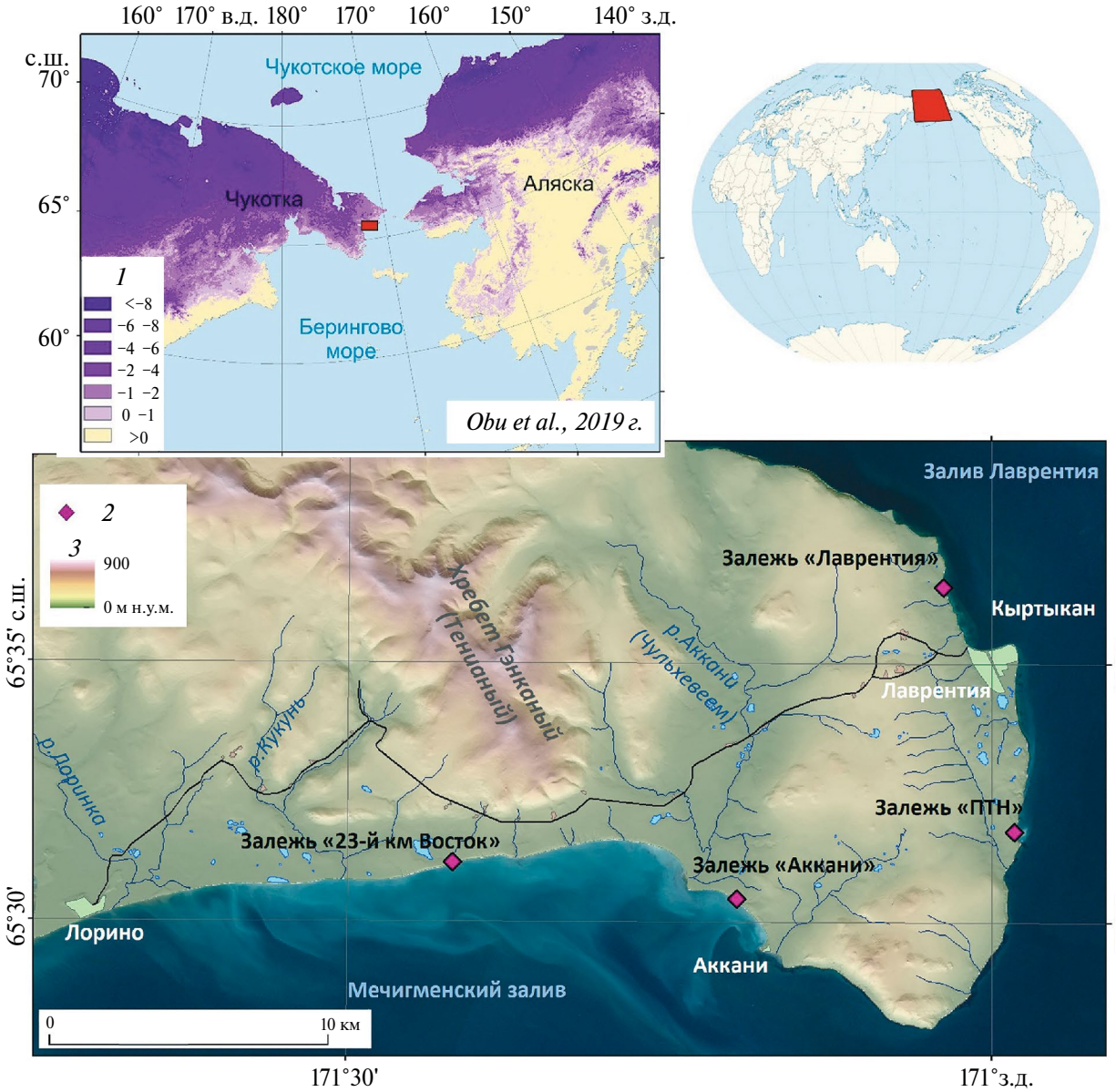



**Рис. 1.** Район исследований и изученные обнажения пластового льда: *1* – среднегодовая температура пород, °С; *2* – залежи пластовых льдов; *3* – высота над ур. моря

**Fig. 1.** Study area and studied massive ice outcrops: *1* – mean annual ground temperature, °C; *2* – bodies of massive ice; *3* – altitude above sea level

также серией морских и ледниково-морских террас (Maslakov et al., 2021). Поверхности голоценового возраста представляют собой морские галечниковые косы и поймы рек.

Климат побережья Чукотского полуострова арктический и субарктический морской (Kottek et al., 2006). Среднегодовая температура воздуха в пос. Уэлен, расположенном в 90 км к северу от района исследований, составила –5.9 °С (http://meteo.ru/data) за 1992–2022 гг., средняя температура января составила –19.6 °С., а июля – +7 °С. Метеорологические наблюдения (http://meteo.ru/data) фиксируют тренд к повышению среднегодовой температуры воздуха: по данным метеостанции Уэлен, с 1980 по 2022 г. рост составил 0.8 °С/10 лет.

Участок исследований относится к зоне типичной тундры. Типичные тундры расположены на низких геоморфологических уровнях и подразделяются на кочкарно-пушициевые и мохово-лишайниковые, долины рек заняты кустарничко-травянистыми сообществами (Maslakov et al., 2021). Широко распространены примитивные

горно-тундровые и тундрово-болотные мерзлотные почвы.

Многолетнемёрзлые породы имеют сплошное распространение. Несквозные талики (мощностью до 40 м) встречаются только в нижнем течении крупных рек и под самыми крупными термокарстовыми озёрами. Температура мёрзлых пород составляет в среднем –8 °C в осевых частях горных хребтов и –2...–4 °C в долинах рек и на побережье, однако прямых наблюдений за температурой пород ниже уровня нулевых годовых колебаний здесь не производилось (Obu et al., 2019). Мощность мёрзлых толщ меняется от 500–700 м в самых высоких частях хребтов до 200–300 м в долинах внутренней, удалённой от моря части Чукотского полуострова и на побережье (Колесников, Плахт, 1989). Предполагается, что формирование мёрзлых пород Чукотки началось в горных районах в начале плейстоцена (Свиточ, 1980). Исследователи (Гасанов, 1969; Свиточ, 1980) отмечают сложность и многоярусность в строении мерзлоты, а также указывают на её полигенетическое происхождение. Ш.Ш. Гасанов (1969) на основании криолитологического строения утверждает, что мерзлота на морских равнинах и террасах Чукотки сформировалась при эпигенетическом промерзании пород в позднем неоплейстоцене. Признаком эпигенетического промерзания он считает наличие залежей пластовых льдов. Схожую гипотезу развития мерзлоты Чукотки предлагает и А.А. Свиточ (1980), принимая пластовые льды в отложениях морских и ледниково-морских равнин и террас за признак их эпигенетического промерзания в эпоху поздненеоплейстоценового криохрона. При этом отмечается, что мёрзлые породы речных террас и пойм имеют синкриогенное происхождение, что подтверждается их криолитологическим строением и наличием повторно-жильных льдов.

По результатам инструментальных измерений в 2000–2019 гг. глубина сезонного оттаивания варьирует от 53.9 см в торфяниках до 67.4 см в суглинистых отложениях. Наблюдается устойчивый рост глубины сезонного оттаивания пород, что косвенно влияет на активизацию эрозионных процессов в криолитозоне, в том числе на активизацию термоденудационных процессов и рост термоцирков, в стенках которых вскрываются пластовые льды.

Залежи пластовых льдов на изучаемой территории вскрываются в береговых обрывах позднеплейстоценовых равнин и террас в окрестностях села Лаврентия (см. рис. 1). Размеры залежей различны – от нескольких до первых десятков метров в ширину, видимая мощность варьирует от 1.5 до 6–7 м (Vasil'chuk et al., 2021). Наличие пластовых льдов способствует возникновению комплексной деструкции и формированию крупных термоцирков (Маслаков и др., 2021).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

***Полевые исследования.*** В полевых условиях проводилось криолитологическое описание обнажений, включающих пластовые льды. Устанавливались форма ледяного тела, его размеры, элементы залегания (направления простирания, углы падения, видимые дислокации и др.), соотношение с породами и элементами рельефа. В ходе визуального описания ледяного тела отмечались форма, размеры и распределение воздушных и органоминеральных включений, а также другие структурные особенности, видимые в обнажении. При необходимости производилась дополнительная расчистка обнажения. По результатам визуального изучения обнажения намечались места детальных исследований и опробования.

Проводился отбор образцов для проведения газового и изотопного анализа льда. В геохимическом анализе был сделан упор на определение состава и концентрации газов в газовых включениях внутри льда. Для выделения газовой компоненты применялся метод «headspace» (Alperin, 1985). Для начала из мёрзлой стенки обнажения отбирался достаточно крупный (около 5–10 см по большей оси) монолит льда или породы. При помощи почвенного ножа из него вырезали образец массой около 50 г, который помещали в шприц объёмом 150 мл, после чего шприц заполняли концентрированным раствором поваренной соли (суммарный объём раствора и образца равнялся 100 мл) и на 50 мл атмосферным воздухом. Все эти манипуляции проводились за короткое время (не более 30 секунд). Далее шприц плотно фиксировался скотчем, герметизировался и доставлялся в полевую лабораторию, где уже находились специально подготовленные стеклянные флаконы («медицинские пенициллиновые флаконы»), заполненные высококонцентрированным солевым раствором (без воздуха). После оттаивания образца в шприце проводились измерения массы шприца с грунтом и раствором, а также определение объёмов жидкости (взвеси) и воздуха. Наконец, проводилась закачка воздуха из шприца во флаконы с солевым раствором (NaCl) при помощи двух игл 0.8 мм в диаметре (по одной поступал воздух из шприца, по другой под давлением отводился солевой раствор). Для обеспечения гидрозатвора во флаконах сохранялась часть солевого раствора (около 1 мл), а в процессе хранения и транспортировки они содержались в перевёрнутом состоянии. Флаконы, заполненные воздухом, упаковывались и доставлялись в лабораторию. До измерений флаконы хранятся в холодильнике при достаточно низкой температуре +3 °C для ингибиции деятельности бактерий, разложения органики и фотосинтеза (в случае случайного попадания в образец фотоавтотрофных организмов) и предотвращения загрязнения образца.

***Определение концентраций метана.*** Газохроматографический (далее – ГХ) анализ углеводородных газов (далее – УГ) C1–C5 в газовой/паровой фазе талой воды льдов выполнен на газовом хроматографе Shimadzu GC 2014, оснащённом капиллярной колонкой Restek Rt-Aluminia BOND/Na2SO4 (40 м) и пламенно-ионизационным детектором (ПИД). В качестве газа-носителя использовали гелий при скорости потока 25 мл/мин.

Для калибровки приборов использовалась сертифицированная газовая смесь (ГЭТ 154-2001) (ГОСТ 8.578-2002), включающая 11 углеводородных газов (метан, этан, этилен, пропан, пропилен, i-бутан, n-бутан, бутен-1+ i-бутилен, i-пентан, n-пентан). Погрешность измерений ГХ не превышала ±2.5%.

Так как собранные образцы пластовых льдов имели разный объём, то для удобства их сравнения полученные на хроматографе концентрации метана были пересчитаны с учётом объёма образца (из ppm в ppmv). Величина ppm (parts per million / миллионные доли) является безразмерной и может быть применена к любой концентрации вещества (по массе или по объёму), в то время как величина ppmv (parts per million by volume / объёмные миллионные доли) чётко указывает на концентрацию вещества в определённом объёме.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

***Изученные залежи пластового льда.*** В результате отмеченного ранее роста приземной температуры воздуха на территории Восточной Чукотки отмечается активизация эрозионных процессов, в частности, образование криогенных оползней (англ. *retrogressive thaw slumps*), которые часто развиваются в отложениях, содержащих залежи пластового льда. Изучение пластовых льдов ведётся коллективом авторов с 2016 г. Всего было изучено шесть залежей льда на относительно локальном участке севера Мечигменского залива и южного побережья залива Лаврентия (Vasil'chuk et al., 2021). Однако в данной работе рассматриваются только те из них, для которых было выполнено исследование содержания метана в газовых включениях внутри льда.

***Залежь «23-й км-Запад».*** Пластовая ледяная залежь на побережье Мечигменского залива (рис. 2), в 8.3 км к западу от устья р. Аккани (Чульхевеем),

**Рис. 2.** Залежь пластового льда «23-й км-Запад», исследованная в 2018 г. (Vasil'chuk et al., 2021)
**Fig. 2.** Massive ice body "23 km-West", studied in 2018 (Vasil'chuk et al., 2021)

напротив пикета «23 км» дороги «Лаврентия-Лорино». Лёд обнаружен в 2018 г. в термоцирке шириной около 30 м с абсолютными отметками днища около 6 м над ур. моря.

Обнажение вскрывается в позднечетвертичных отложениях (Свиточ, 1980), формирующих морскую террасу с отметками 30–50 м над ур. моря. Видимая мощность пласта льда изменяется от 1.5 до 2.5 м. Кровля ровная, несогласная с перекрывающими отложениями, подошва уходит под оплывину. Мощность перекрывающих отложений в центральной части цирка составляет около 1 м, увеличиваясь к краям до 5–7 м. Это несортированные суглинки тёмно-бежевого цвета с включениями валунов и гнёзд торфа. Лёд чистый, пузырчатый, пузырьки не имеют строгой ориентировки и достигают 3–5 мм в поперечнике. Слоистость во льду прослеживается лишь в верхней части залежи; грунтовые прослои, залегающие согласно кровле пласта, обнаружены по краям ледяного тела. Основная часть пластового льда – чистый пузырчатый лёд, практически лишённый грунтовых включений. В поляризованном свете лёд крупнокристаллический, размер кристаллов 1–2 (до 5) см в поперечнике. Для слоистого льда характерны более мелкие кристаллы (несколько мм). Данный термоцирк вложен в более старый, и вытаивающий пластовый лёд составлял некогда нижнюю или среднюю часть более массивного ледяного тела, частично деградировавшего в результате образования предыдущего. Концентрация метана в газовых включениях в 7 исследованных пробах стабильна и составляет от 3 до 4 ppmv, что близко к концентрации метана в атмосфере (1.8 ppmv). Распределение метана по вертикальному профилю – равномерное.

***Залежь «ПТН».*** Пластовая ледяная залежь располагается в термоцирке на берегу залива Лаврентия,

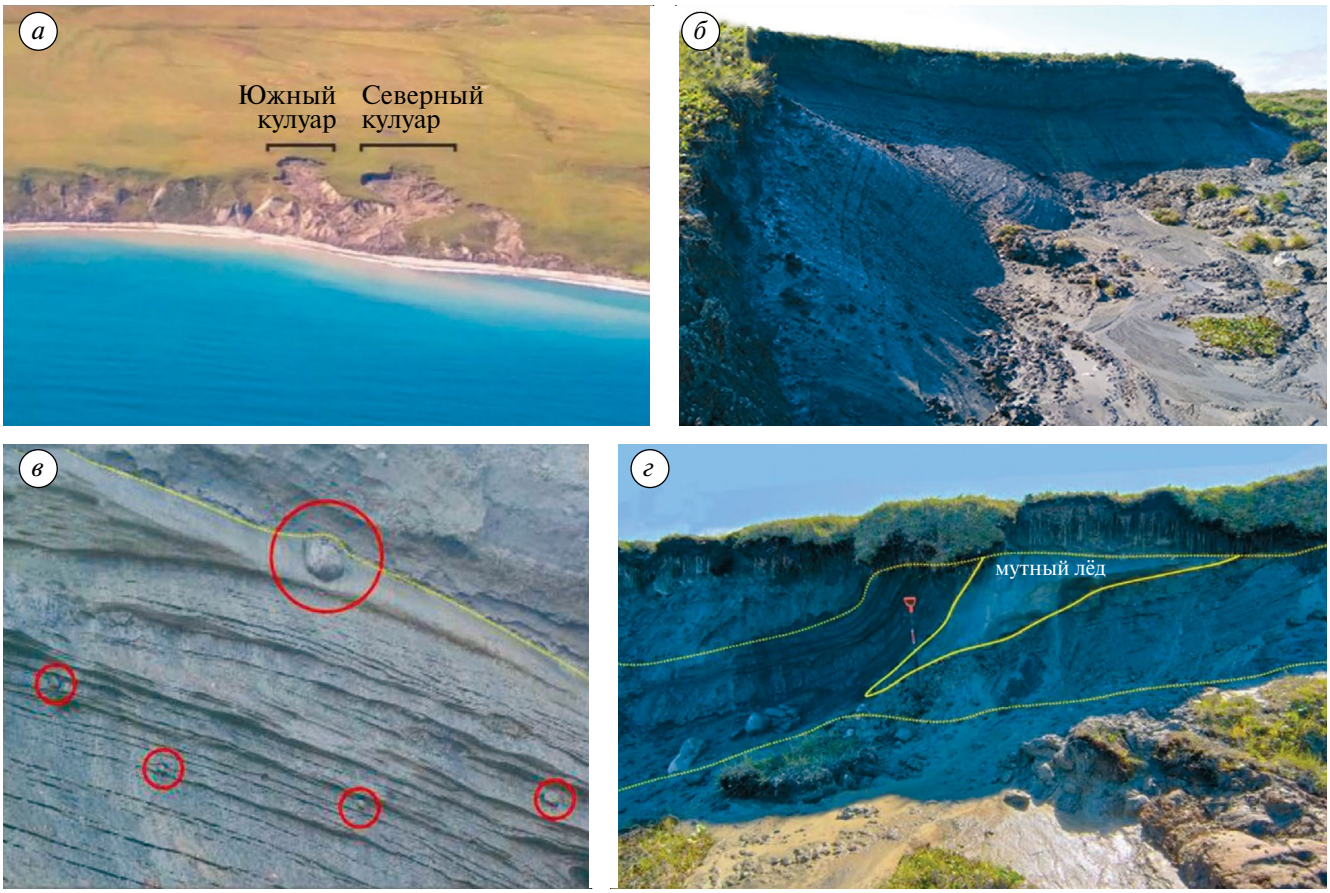



**Рис. 3.** Залежь пластового льда «ПТН», исследованная в 2018–2021 г.: *а* – фотография термоцирка, вмещающего залежь, 2020 г. (Маслаков и др., 2021); *б* – общий вид залежи в 2018 г., фотография Н.Г. Беловой; *в* – слоистая текстура льда и включения обломочного материала, фото Н.Г. Беловой, 2018 г.; *г* – обнажение южной (орографически правой) стенки южного термоцирка в 2021 г., включающее интрузию мутного льда. Фото А.А. Маслакова

**Fig. 3.** Massive ice body “PTN”, studied in 2018–2021: *a* – photo of the thermal cirque containing the deposit, 2020 (Maslakov et al., 2021); *б* – general view of the deposit in 2018, photograph by N.G. Belova; *в* – layered texture of ice and inclusions of debris, photo by N.G. Belova, 2018; *г* – exposure of the southern (orographically right) wall of the southern thermal cirque in 2021, including the intrusion of turbid ice. Photo by A.A. Maslakov

в 7 км к югу от села Лаврентия, недалеко от Пункта технического наблюдения за ледовой обстановкой (рис. 3). Исследовалась с 2018 по 2021 г. Вертикальная мощность залежи около 2.5 м, верхний контакт ровный, чёткий. В перекрывающем слое суглинки тёмно-серые, с включениями гравия, вертикальной и горизонтальной линзовидной криогенной текстурой (лёд заполняет трещины между плитчатыми отдельностями суглинка), иногда корковой, если в породе большое скопление гравия. Пластовая залежь представлена чистым, дислоцированным слоистым льдом (см. рис. 3, *б*). Слои мощностью от 0.2–0.3 до 20 см, выдержаны по горизонтали. Слоистость подчёркивается прослоями серого суглинка с включениями щебня диаметром 0.2–3.0 см. Иногда слоистость нарушена

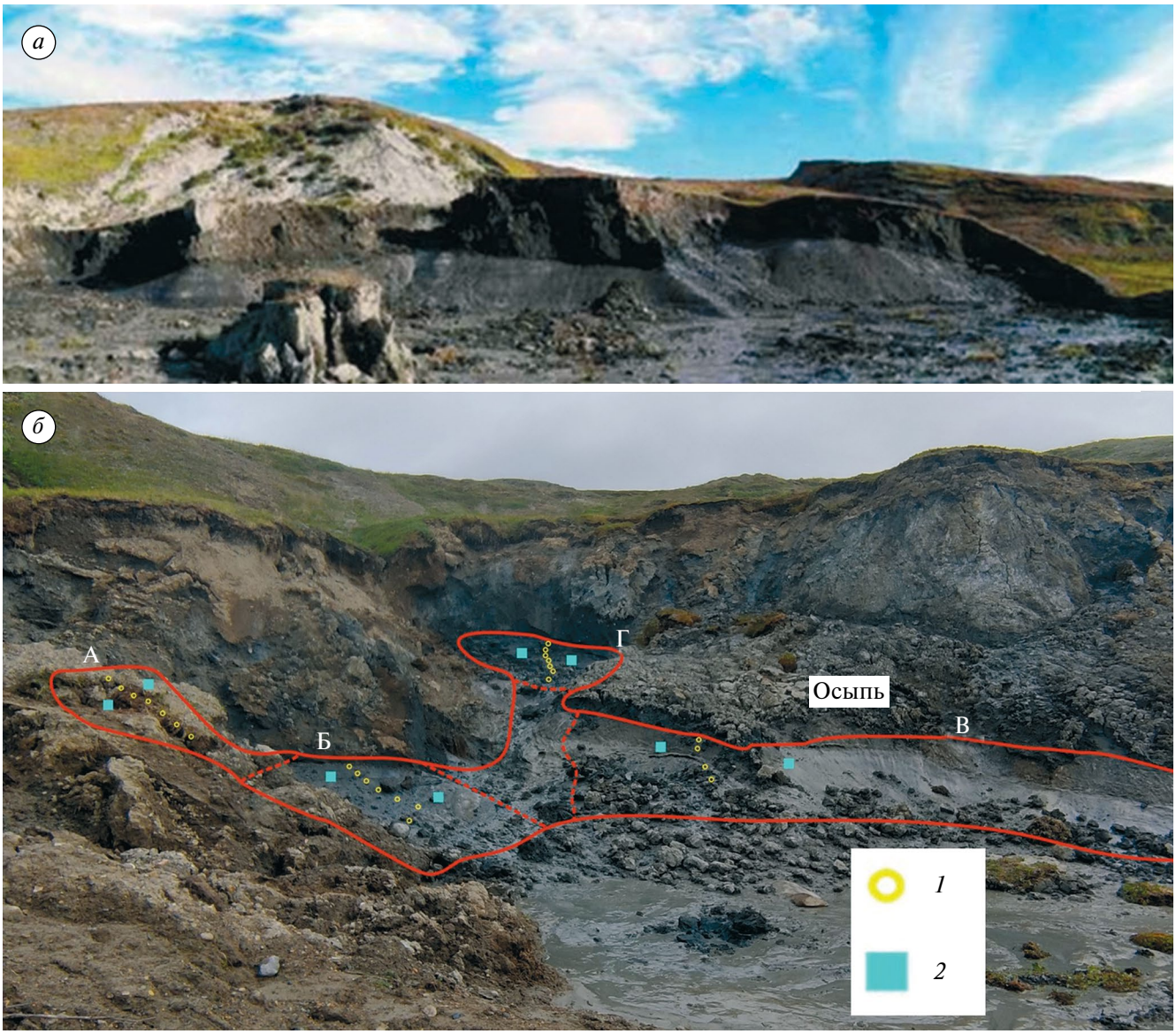



**Рис. 4.** *а* – ледяной пласт в устье р. Аккани вблизи пос. Лаврентия (Восточная Чукотка). Фото А.А. Маслакова, 2016 г. *б* – залежь «Аккани» в августе 2022 года. Буквами (А, Б, В, Г) показаны фрагменты ледяного тела, на которых проводилось более детальное описание залежи и отбор проб: *1* – точки отбора проб для определения изотопного состава льда; *2* – точки отбора проб для определения состава газов в воздушных включениях во льду. Фото Л.П. Кузякина

**Fig. 4.** *а* – Ice layer at the mouth of the Akkani River near the Lavrentia village (Eastern Chukotka). Photo by A.A. Maslakova, 2016. *б* – Akkani deposit in August 2022. Letters (А, Б, В, Г) show fragments of the ice body on which a more detailed description of the deposit and sampling was carried out: *1* – sampling to determine the isotopic composition of ice; *2* – sampling to determine the composition of gases in air inclusions in ice. Photo by L.P. Kuzyakin

включением окатанных валунов диаметром 30 см. Граница с вышележащими отложениями чёткая, основание пласта перекрыто осыпью.

В 2020–2021 гг. в южной части термоцирка обнаруживался клин матового, пузырчатого, неслоистого льда, вероятно, инъекционного происхождения. Предполагается, что рассматриваемая залежь является частью более крупного ледяного тела. Содержание метана по 13 пробам варьирует в достаточно широком диапазоне от 9 ppmv до 1582 ppmv, составляя в среднем 432 ppmv. Распределение метана по профилю не установлено.

***Залежь «Аккани».*** Пластовая ледяная залежь, изученная в 2016 (рис. 4, *а*) и в 2022 (рис. 4, *б*) годах, располагается в 2 км к юго-востоку от устья р. Чульхевеем (Аккани) на побережье Берингова моря (Мечигменский залив), в 25 м от береговой линии.

Мощный и сравнительно протяжённый пласт льда шириной 45 м и толщиной до 2.7 м вскрывался в термоцирке шириной 50 м с высотой стенок до 4.5 м. Лёд во всём массиве чистый, пузырчатый. На контакте ледяного пласта с перекрывающими отложениями мощностью 1.7–3.0 м рыжеватый суглинок с включениями гальки переходит в сизый.

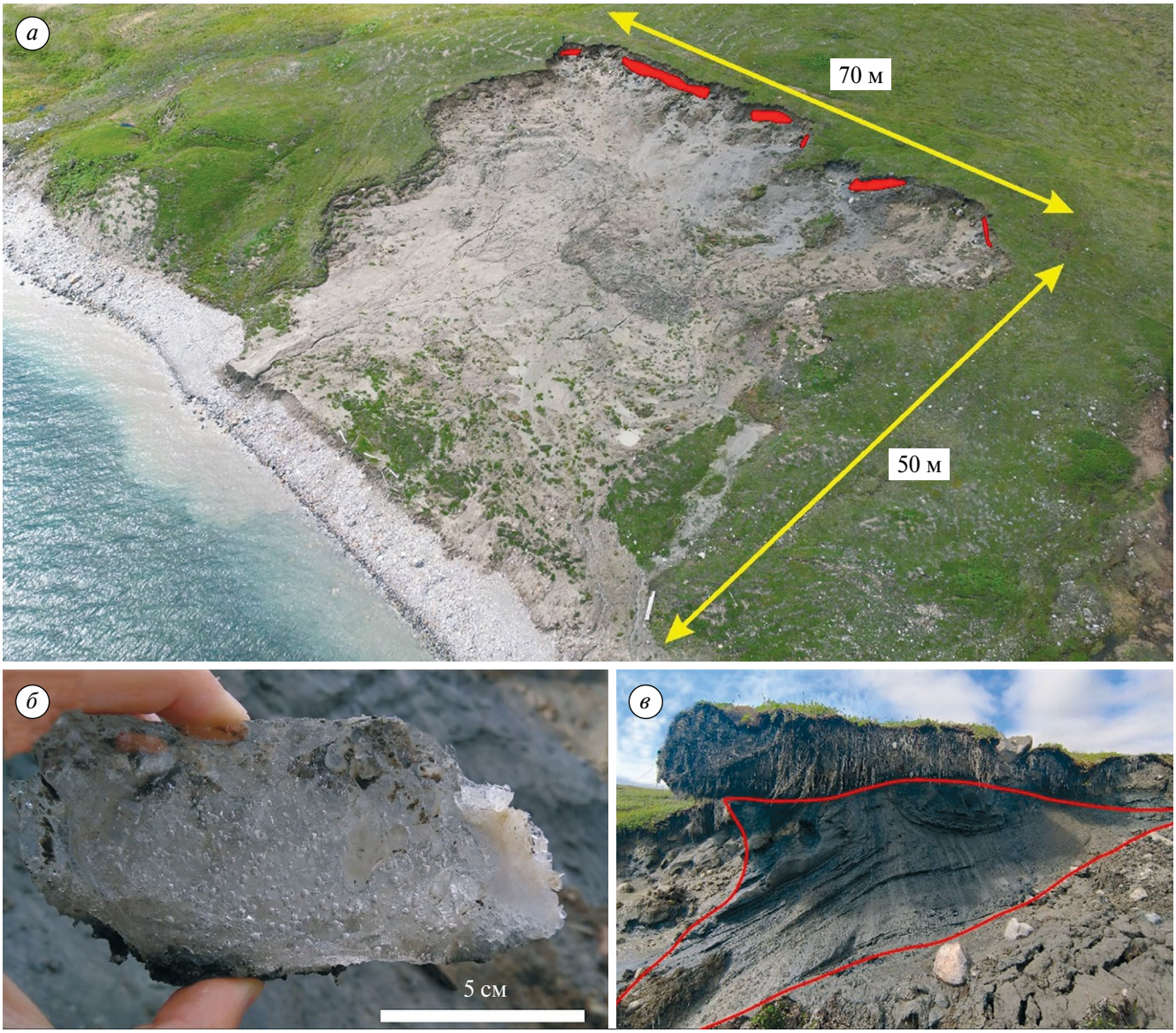



**Рис. 5.** Залежь «Лаврентия»: *а* – общий вид термоцирка и выходы пластового льда (выделен красным) в 2023 г.; *б* – крупный план льда из залежи; *в* – характерная слоистость льда на стенке вытаивания. Фото А.А. Маслакова

**Fig. 5.** Lavrentiya deposit: *a* – general view of the thermal cirque and outcrops of massive ice (highlighted in red) in 2023; *б* – close-up of ice from the deposit; *в* – characteristic layering of ice on the melting wall. Photo by A.A. Maslakov

Граница между льдом и перекрывающими его отложениями ровная, чёткая, несогласная. На контакте с перекрывающей породой вверху лёд чистый, прозрачный. Криогенная текстура вблизи контакта косая линзовидная, толщина шлиров – до 3 мм, длина – до 5 см. Концентрация метана в газовых включениях (8 проб) устойчиво низкая – от 2 до 3 ppmv. Распределение метана по залежи, ввиду близости значений концентрации, принято равномерным.

***Залежь «Лаврентия».*** Вскрывается в крупном растущем термоцирке (рис. 5), прорезающем валунные суглинки, в 3 км к северу от села Лаврентия. Залежь исследована в 2019–2023 гг. Ширина термоцирка в 2023 г. составила около 70 м, глубина 50 м. Перекрывающие отложения представляют собой суглинок тёмно-бежевый с включением обломков диаметром до 1 м разной степени окатанности и гнёздами чёрного торфа. Вблизи кровли пласта (нижние 30 см) цвет суглинка меняется на серый и сизый. Мощность перекрывающих отложений составляет в среднем 1–2 м. Граница между кровлей пласта и отложениями несогласная. Сама залежь представляет собой переслаивание прозрачного чистого льда с редким включением пузырьков (рис. 5, *б*) и серого суглинка, включающего валуны и дресву. Пузырьки имеют размер 2–3 мм, без ориентировки в пространстве. Мощность прослоев льда от 2–3 до 20–30 см, прослоев грунта – от 0.5 до 10 см. Слои дислоцированы под углом 5–8 градусов по отношению к линии горизонта и иногда задраны вверх (рис. 5, *в*). Характерной особенностью льда, как и в залежи «ПТН», является вмороженный обломочный материал различной степени окатанности и диаметром от 1 до 30 см.

Пластовый лёд, вскрывающийся в залежи «Лаврентия», имеют несколько отличную морфологию в различных частях обнажения. В южной части лёд залегает на глубине около 2 м и имеет мощность 1.5–2.0 м. Пласт имеет чёткую слоистость: чередование прослоев чистого льда и суглинка и хорошо выдержан по длине. Лёд прозрачный, почти без включений пузырьков воздуха. Во льду имеются включения обломочного материала, окатанные. Подстилается лёд серым валунным суглинком. По мере продвижения к центру термоцирка высота пласта льда увеличивается (пласт имеет слабый уклон в сторону моря): видимая мощность льда достигает 5.4 м, подошва скрыта под склоновыми отложениями. Лёд прозрачный с включениями редких круглых, неориентированных пузырьков воздуха. В самом льду, помимо обломочного материала, также присутствуют включения (линзы и конкреции) серой глины, размер включений от нескольких мм до первых см. Прослои относительно чистого льда разделены хаотичными линзами жёлто-коричневой супеси с включениями обломочного материала (1–3 мм).

Концентрация метана в газовых включениях внутри льда колеблется от 2 до 70 ppmv. Среднее значение составляет 18 ppmv (10 проб). Вертикальное распределение метана в пластовом льду представлено на рис. 6. Концентрация метана в залежи уменьшается сверху вниз. Максимальные концентрации (более 50 ppmv) зафиксированы в верхних двух метрах залежи. Ниже концентрация метана резко падает до 2–10 ppmv и остаётся стабильной до подошвы залежи (видимая часть).

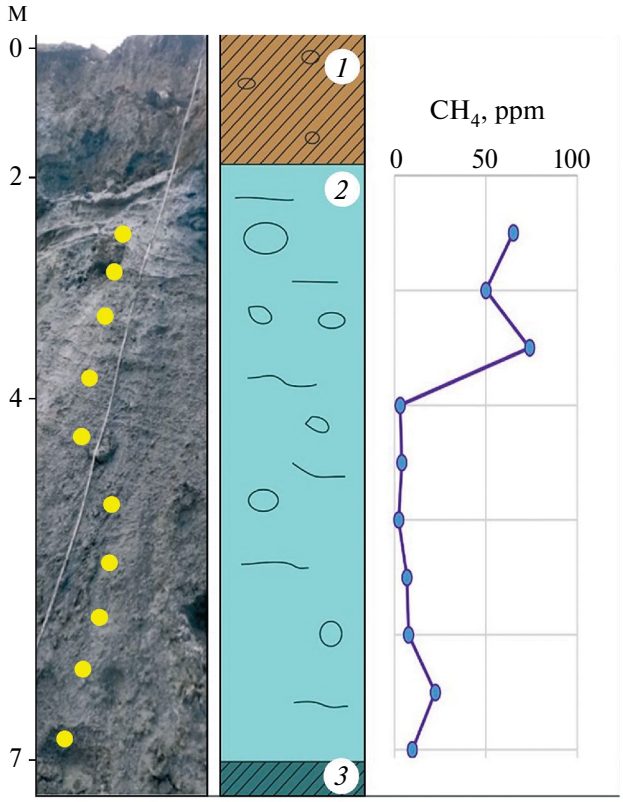



**Рис. 6.** Вертикальное распределение концентрации метана в газовых включениях в пластовой залежи «Лаврентия». Отбор образцов проводился в центральной части залежи. Жёлтые круги – точки отбора образцов. Описание разреза: *1* – средний суглинок тёмно-бежевый с включениями обломков диаметром до 1 м; *2* – лёд прозрачный с вулючениями круглых пузырьков воздуха, во льду – обломочный материал, включения серой глины, линзы супеси; *3* – суглинистая оплывина

**Fig. 6.** Vertical distribution of methane concentration in gas inclusions in the Lavrentiya massive ice. Sampling was carried out in the central part of the deposit. Yellow circles are sampling points. Description of the section: *1* – medium dark beige loam with inclusions of fragments up to 1 m in diameter; *2* – transparent ice with inclusions of round air bubbles, in the ice there is fragmentary material, inclusions of gray clay, lenses of sandy loam; *3* – loamy mudslide

## ОБСУЖДЕНИЕ

***Содержание метана в подземных льдах криолитозоны.*** Использование методов определения состава газов в мерзлоте в целом и в газовых включениях пластовых льдов в частности началось относительно недавно. В последнее десятилетие особое внимание уделялось такому газу как метан ($CH_4$), из-за его существенного вклада в «парниковый эффект».

Метан (и другие газы) консервируются в мерзлоте и в иных природных льдах в форме газовых включений, вследствие закупоривания пор в процессе промерзания. Из-за низкой биохимической активности внутри мерзлоты, а также затруднённой миграции газов сквозь неё, концентрация метана в порах со временем сохраняется. Это даёт возможность определить условия промерзания отложений на основе концентраций метана. Например, если до промерзания отложения находились в бескислородных условиях (дно моря), где происходит активный метаногенез, то в процессе формирования мерзлоты (эпигенетическое промерзание) содержащийся в породах метан консервируется в порах и сохраняется там, пока не произойдёт оттаивание отложений (Стрелецкая и др., 2018). Если же в отложениях наблюдаются низкие концентрации метана, то можно предполагать, что до промерзания они находились в окислительной среде (либо в иной среде, где метаногенез отсутствует). В частности, при формировании льда ледников (рекристаллизационный тип льдообразования) в его порах консервируется атмосферный воздух. Следовательно, концентрация метана в данных включениях будет соответствовать его концентрации в атмосферном воздухе (1.8 ppmv). Стоит отметить, что по данным из антарктических кернов концентрация метана в атмосфере варьировала от 0.3 до 0.7 ppmv за последние 400 тыс. лет и только в конце голоцена возросла до 1.8 ppmv (Raynaud, 2012).

Наибольшие значения концентрации метана в газовых включениях пластовых льдов характерны для Ямала (Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2018). В других районах они существенно меньше, например для Амдермы и Новосибирских островов значение концентрации метана в пластовых льдах не превышает первые десятки ppmv (Semenov et al., 2024), а в районе Сопочной Карги – первые сотни ppmv (Стрелецкая и др., 2018). Хотя даже на достаточно локальных участках исследования (например, Марре-Сале) для разных типов пластовых льдов, и даже для разных залежей одного типа льда, характерен существенный разброс значений, составляющий до 50%.

Относительно высокие концентрации метана в пластовых льдах авторы объясняют их внутригрунтовым происхождением: происходило промерзание морских отложений в районе Марре-Сале непосредственно после регрессии моря, когда они ещё не успели пройти стадию диагенеза в наземно-воздушных окислительных условиях. Высоким водонасыщением промерзающих отложений также объясняется и формирование крупных залежей пластовых льдов. Значения концентраций метана в газовых включениях пластовых льдов различных регионов представлены в табл. 1.

Значения концентрации метана в газовых включениях пластовых льдов Восточной Чукотки варьируют от 2 до 1582 ppmv и наиболее близки к значениям, зафиксированным в Амдерме и на Новосибирских островах. Однако, отдельные залежи («ПТН» – 432 ppmv) могут быть сопоставлены со льдами, обнаруженными в районе Сопочной Карги. В пластовых льдах Ямала концентрация метана в десятки и сотни раз выше, чем в пластовых льдах Восточной Чукотки, что может свидетельствовать о различном генезисе и механизме формирования этих залежей.

***Генезис пластовых льдов Восточной Чукотки на основании концентрации метана в газовых включениях.*** На ранних этапах исследований залежеобразующих льдов Восточной Чукотки Ш.Ш. Гасанов (1969) и Б.И. Втюрин (1975) относили пластовые льды к внутригрунтовым телам, формирующимся под действием повторно-инъекционного механизма. Причём предполагалось, что происходило это при эпигенетическом промерзании отложений.

Отмечается (Гасанов, 1969; Свиточ, 1980), что современная мерзлота на приморских равнинах Чукотки формировалпсь в позднем плейстоцене. Следовательно, можно предполагать, что до этого отложения могли пройти стадию диагенеза в континентальных условиях, что могло найти отражение и в составе газов в газовых включениях пластовых льдов.

В газовых включениях пластовых льдов Восточной Чукотки значения концентрации метана варьируют от 2 до 1582 ppmv. Максимальные концентрации метана (432 ppmv) характерны для залежи «ПТН», минимальные – для залежи «Аккани» (2 ppmv). В двух залежах («23-й км запад» и «Аккани») концентрации во всех 15 пробах близки к концентрации метана в атмосферном воздухе (1.8 ppmv) и составляют от 3 до 4 ppmv для залежи «23-й км запад» и от 2 до 3 ppmv для залежи «Аккани». Данный факт позволяет предполагать, что в газовых включениях этих пластовых залежей заключён преимущественно атмосферный воздух. Вполне вероятно, залежи «23-й км запад» и «Аккани» являются ледяными телами, сформированными в атмосферных условиях, которые впоследствии были погребены. Об общности происхождения этих залежей также можно судить и по особенностям их геоморфологического положения: обе залежи вскрываются в береговом уступе

**Таблица 1.** Сопоставление значений концентрации метана в газовых включениях пластовых льдов различных районов Арктики. CH4, ppmv – концентрация метана, выраженная в миллионных долях по объёму. Прочерки в последнем столбце означают отсутствие данных в литературном источнике о максимальном и минимальном значениях концентрации метана.

| Район (источник) | Характеристика залежи пластового льда | Содержание $CH_4$, ppmv мин/ср/макс |
|---|---|---|
| Югорский полуостров, Амдерма (Semenov et al., 2024) | Чистый лёд, без примесей с глубины 6–7 м от поверхности. | – / 4.55 / – |
| Васькины дачи, Центральный Ямал (Semenov et al., 2024) | Загрязнённый лёд, вскрывающийся в термоцирке, на глубине 3 м от поверхности. Перекрыт континентальными позднеплейстоцен-голоценовыми отложениями с повторно-жильными льдами. | – / 5075 / – |
| Марре-Сале, Западный Ямал (Васильев и др., 2015) | Пластовый лёд I типа на контакте морских и континентальных отложений, сильно загрязнён, осложнён дислокациями. | 7877 / 10084 / 12292 |
| Марре-Сале, Западный Ямал (Стрелецкая и др., 2018) | Пластовый лёд I типа на контакте морских и континентальных отложений, сильно загрязнён, осложнён дислокациями. | 26 / 5854 / 17113 |
| Марре-Сале, Западный Ямал (Стрелецкая и др., 2018) | Пластовый лёд II типа в морских глинах и суглинках, чистый, с включениями частиц чёрного цвета. | 2 / 2459 / 23352 |
| Сопочная Карга (Стрелецкая и др., 2018) | Лёд на контакте морских и континентальных отложений. Прослои чистого льда и ледогрунта. | 7 / 474 / 1588 |
| Новосибирские острова, п-ов Фаддеевский (Semenov et al., 2024) | Чистый лёд, с небольшими грунтовыми включениями. Залегает на высоте 9 м от уровня моря. | – / 1.79 / – |

IV ледниково-морской террасы. Анализ значений $\delta^{18}O$ в данных залежах приводится несколькими авторами. Для залежи «Аккани» значения $\delta^{18}O$ варьируют от –17.9 до –16.2‰, что позволяет Васильчуку с соавторами (2021) утверждать о вероятном погребённом генезисе данной залежи (табл. 2). Подобный вывод согласуется с данными о концентрации метана в залежи «Аккани». Результаты датировки органического материала из льда (Vasil'chuk et al., 2024) показывают возраст от 22611 до 22147 cal BP.

Иная ситуация наблюдается для залежи «23-й км запад», в которой зафиксировано колебание значений $\delta^{18}O$ от –20.1 до –13.8‰. На основе криостратиграфии и большого размаха значений $\delta^{18}O$ Маслаков с соавторами (2018) делает вывод о сегрегационно-инъекционном внутригрунтовом генезисе залежи. Васильчук с соавторами (2021) также на основе изотопных данных предполагает внутригрунтовый генезис залежи, но не уточняет механизм её формирования. Предположения о внутригрнутовом генезисе не согласуются с показателями концентрации метана в газовых включениях в залежи «23-й км запад», которые соответствуют значениям, характерным для атмосферного воздуха.

Залежи «ПТН» и «Лаврентия» вскрываются в береговом уступе позднеплейстоценовой равнины. Средняя концентрация метана в газовых включениях в залежи «ПТН» составляет около 432 ppmv, что является наибольшим значением для изученных пластовых льдов Восточной Чукотки. Широкий разброс величин (от 9 до 1582 ppmv) может свидетельствовать о гетерогенном происхождении залежи. Морфология залежи (слоистость, наличие складок, разрывные нарушения, несогласия и интрузии льда) также свидетельствует в пользу этой версии. Высокие концентрации метана указывают на процессы метаногенеза при примерзании отложений и формировании залежи. Возможно, в её формировании принимали участие поверхностные (болотные, озёрные) и внутригрунтовые воды. В пользу сегрегационного (или инфильтрационного) механизма формирования залежи говорит наличие ритмичной слоистости в текстуре льда, выраженной в чередовании прослоев стекловидного льда и прослоев с включениями дисперсного материала (толщина прослоев около 2 см). Для данной залежи значения $\delta^{18}O$ получены независимо двумя авторами и варьируют от –24.5 до –17‰ (Vasil'chuk et al., 2021) или от –19.5 до –15.3‰ (Белова и др., 2019). В обеих работах на основании

**Таблица 2.** Концентрация метана в газовой фазе пластовых льдов в районе села Лаврентия, а также изотопная характеристика этих льдов и их предполагаемый генезис. CH4, ppmv – концентрация метана, выраженная в миллионных долях по объёму

| Залежь | Содержание $CH_4$, ppmv мин/среднее/макс (количество проб) | Значение $\delta^{18}O$, ‰ мин/ср/макс (источник) | Ранее определённый генезис | Генезис на основании содержания метана |
|---|---|---|---|---|
| 23-й км – Запад | 3/3/4(7) | –20.1/–18.5/–13.8 *(Белова и др., 2019)* | Сегрегационно-инъекционный (внутригрунтовый) (*Маслаков и др., 2018*) Внутригрунтовый (*Vasil'chuk et al., 2021)* | Погребённый ледник или снежник |
| ПТН | 9/432/1582(13) | –24.5/–17.5/–17 (*Vasil'chuk et al., 2021)* –15.3/–18.2/–19.5 (*Белова и др., 2019*) | Внутригрунтовый (*Vasil'chuk et al., 2021)* Гетерогенный внутригрунтовый сегрегационный (*Маслаков и др., 2018*) Внутригрунтовый (*Белова и др., 2019*) | Внутригрунтовый сегрегационный лёд, сформированный при эпигенетическом промерзании. |
| Аккани | 2/2/3(8) | –17.9/–17.1/–16.2 (*Vasil'chuk et al., 2021)* | Погребённый голоценовый снежник (*Vasil'chuk et al., 2021; Маслаков и др, 2018)* | Погребённый ледник или снежник |
| Лаврентия | 2/18/70(10) | –21.8/–18.8/–16.6 (*Vasil'chuk et al., 2021)* | Внутригрунтовый (*Vasil'chuk et al., 2021)* | А) Внутригрунтовый лёд, сформированный при эпигенетическом промерзании отложений. Б) Погребённый ледник или снежник. |

криостратиграфических и изотопных данных генезис залежи «ПТН» определяется как внутригрунтовый. В работе Маслакова с соавторами (2018) уточняется механизм формирования – сегрегационный. Выводы о внутригрунтовом генезисе залежи, сделанные на основании изотопных исследований льда, согласуются с высокими концентрациями метана в газовых включениях. Результаты датировки органического материала из льда (Vasil'chuk et al., 2024) показывают возраст 22 192 cal BP.

Залежь «Лаврентия» также характеризуется значениями концентрации метана, отличными от атмосферного воздуха. Однако среднее значение составляет 18 ppmv, что не может достоверно свидетельствовать о внутригрунтовом происхождении залежи. Столь низкие значения содержания метана в залежи «Лаврентия» можно объяснить двумя причинами. Первая предполагает погребённое (аллохтонное) происхождение залежи. Следовательно, газовые включения во льду являются атмосферным воздухом, который подвергся незначительным изменениям в процессе существования залежи. В частности, в мёрзлом состоянии могли проходить процессы метаногенеза внутри льда, что привело к различиям в концентрациях.

Для разрешения вопроса о протекании процессов метаногенеза внутри льда необходим изотопный анализ углерода в метане. Однако проведение подобного анализа требует достаточно большого количества углерода (из метана), сбор которого из данной залежи затруднён из-за его низкой концентрации. Согласно второму предположению, метан мог содержаться во внутригрунтовых водах (когда отложения находились в талом состоянии), а в процессе промерзания грунтового массива сконцентрировался в газовых включениях. Подобные залежи могут возникнуть при эпигенетическом промерзании талых отложений, из которых весь метан (если он в них содержался) улетучился, так как он не консервируется в талых отложениях и в континентальных условиях либо окисляется, либо эмитирует в атмосферу. Вторая гипотеза не отрицает возможность формирования автохтонных залежей пластового льда с низким содержанием метана. В пользу этого механизма формирования залежи «Лаврентия» могут свидетельствовать данные о концентрации метана в перекрывающих

отложениях (40 ppmv) и в грунтовых включениях (от 8 до 20 ppmv). Таким образом, сопоставимые концентрации метана в отложениях и в ледяной залежи могут говорить о синхронности их промерзания/формирования.

Оба высказанных варианта не противоречат и другим наблюдениям. На аллохтонное происхождение залежи может указывать её залегание в отложениях позднеплейстоценовой равнины и включения грубообломочного материала во льду. Однако на эпигенетическое промерзание отложений Чукотки указывали многие исследователи (в том числе Ш.Ш. Гасанов), которые предполагали формирование пластовых льдов при повторном промерзании ранее- и среднеплейстоценовых отложений в позднем плейстоцене в Искатеньский криохрон (MIS-2) (Свиточ, 1980). Значения $\delta^{18}O$, характерные для залежи «Лаврентия», варьируют от –21.8 до –16.6‰ (Vasil'chuk et al., 2021), из-за чего генезис залежи предполагается как внутригрунтовый. Предположение Васильчука с соавторами (2021) о внутригрунтовом генезисе залежи не противоречит выводам, сделанным на основе анализа концентрации метана в воздушных включениях.

Таким образом, сведения о концентрации метана в газовых включениях пластовых льдов побережья Восточной Чукотки могут и подтверждать, и опровергать ранее выдвинутые гипотезы их происхождения. Содержание метана, а также изотопная характеристика этих льдов и их предполагаемый генезис отображены в табл. 2.

***Ограничения и возможности метода***. Несмотря на относительную простоту отбора газа из мёрзлых образцов почвы и льда, определение концентраций метана в газовых включениях в пластовых льдах методом «headspace» имеет ряд недостатков. При сравнении метода «headspace» с методом термовакуумной дегазации (Бутаков и др., 2021) было установлено, что значения концентрации метана в пробах, полученных при помощи метода «headspace», оказывались завышены в 3–70 раз. Авторы связывают это с более высокой растворимостью других газов (углекислый газ, кислород) в воде при экстракции газовой фазы изо льда. Метан при этом сравнительно обогащает газовую фазу, что и создаёт завышенные значения. На основании этого можно говорить о том, что измерение концентрации газов с методом «headspace» может дать результаты, отличные от таковых с использованием других методов. Также из-за завышенных значений следует с осторожностью сравнивать данные о концентрациях метана в мёрзлых отложениях, полученных различными методами, в частности методами «headspace» и термовакуумной дегазации. С осторожностью об использовании метода дегазации льда в растворе NaCl («headspace») высказываются и Ji-Woong Yang с соавторами (2020). Они предполагают, что часть метана при экстракции адсорбируется грунтовыми частицами и не учитывается при измерении. Впрочем, подобная проблема существует и для других методов дегазации льда: термовакуумной дегазации и сухой экстракции.

О завышенных значениях концентрации метана из образцов, отобранных методом «headspace», свидетельствуют и результаты, полученные М. Чербуниной с соавторами (2018). По их выводам, метод «headspace» подразумевает более точечный отбор образцов, по сравнению с методами «больших образцов» (Чербунина и др., 2018), что вызывает больший разброс значений концентрации $CH_4$ из-за крайне неравномерного распределения газов в мёрзлых отложениях, вследствие чего получаются завышенные значения (до 20 раз). Впрочем, при любом методе с увеличением размеров образца происходит уменьшение разброса данных. При этом авторы отмечают, что при низких концентрациях метана во льду оба метода дают схожие результаты. То-есть завышенные концентрации метана, извлечённого методом «headspace», можно ожидать только из тех залежей льда, где его концентрация достаточно высока (более 100 мкг/кг).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В период с 2016 по 2022 г. в районе села Лаврентия исследованы четыре залежи пластовых льдов, залегающие в рыхлых отложениях приморских равнин Восточной Чукотки. Особое внимание уделялось анализу содержания метана в газовых включениях пластовых льдов. Отбор проб для определения состава газовых включений внутри льда проводился методом «headspace». Несмотря на имеющиеся недостатки метода, он является удобным способом определения концентрации метана в подземных льдах и мёрзлых породах в полевых условиях при невозможности транспортировки мёрзлых образцов.

В результате проведённых исследований получены следующие выводы.

1. С учётом значений концентраций метана в пластовых льдах подтверждён как внутригрунтовый (залежь ПТН, 432 ppmv), так и погребённый (залежь Аккани, 2 ppmv) генезис определённых залежей.

2. Значения концентрации метана в газовых включениях залежи «Лаврентия» (18 ppmv) не позволяют однозначно интерпретировать её генезис. В пользу погребённого генезиса говорят характер вмещающих отложений, наличие грубообломочных включений и невысокая концентрация метана, вероятно, связанная с грунтовыми водами, либо обусловленная эпикриогенным метаногенезом. В то же время, сопоставимая концентрация метана (20–40 ppmv) во вмещающих отложениях и в газовых включениях залежи может говорить об

одновременном промерзании пород и формировании залежи.

3. Содержание метана в газовых включениях в залежи «23-км запад» (3 ppmv) ставит под сомнение ранее выдвинутую гипотезу о внутригрунтовом генезисе льда: во всех семи образцах зафиксирована концентрация метана, близкая к атмосферной. Ранее в пользу внутригрунтового генезиса залежи говорил изотопный состав льда (значение $\delta^{18}O = -18.5$ ‰).

Генезис пластовых льдов Арктики до сих пор остаётся одной из наиболее дискуссионных проблем современной геокриологии. В данной работе были продемонстрированы возможности учёта концентрации метана для определения происхождения пластовых льдов.

Учитывая имеющиеся ограничения метода «headspace», перспективным направлением данного исследования может служить одновременный отбор проб пластовых залежей и вмещающих мёрзлых пород для определения содержания метана в газовых включениях различными методами (термовакуумная дегазация, холодное дробление в вакууме и др.).

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды». Лабораторные анализы в работе выполнены при поддержке гранта РНФ № 23-27-00123. Работа Н.Г. Беловой выполнена в рамках темы Государственного задания № 121051100167-1.

**Acknowledgments.** This work was supported by the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of M.V. Lomonosov Moscow State University “Future Planet and Global Environmental Change”. Laboratory analyses in this work were conducted with the support of RSF Grant No. 23-27-00123. N.G. Belova’s work was done within the framework of State Assignment Topic No. 121051100167-1.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Белова Н.Г., Маслаков А.А., Баранская А.В., Романенко Ф.А.* Метан в пластовых льдах Восточной Чукотки // Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях. 2019. С. 50–50.

*Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В.* Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485. http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных

*Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В.* Содержание и состав атмосферных и парниковых газов в подземных льдах разного генезиса // Изв. Томского политехнич. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 11. С. 22–36.

*Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е.* Метан в подземных льдах и мёрзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607. https://doi.org/10.7868/S0869565215350236

*Васильчук Ю.К.* Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика. 2016. № 2. С. 99–115. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2016.2.21378

*Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А., Чижова Ю.Н.* Изотопно-кислородный состав голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 4. С. 474–479. https://doi.org/10.7868/S0869565218160193

*Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К.* Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 78–93. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-78-93

*Васильчук Ю.К.* Изотопные методы в географии. Часть 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. В 2-х томах. М.: Изд-во МГУ, 2012. Т. I. 472 с.

*Втюрин Б.И.* Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.

*Гасанов Ш.Ш.* Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки. М.: «Наука», 1969. 169 с.

*Колесников С.Ф., Плахт И.Р.* Чукотский район / Региональная криолитология. Под ред. А.И. Попова. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 201–217.

*Маслаков А.А., Белова Н.Г., Баранская А.В., Романенко Ф.А.* Пластовые льды на восточном побережье Чукотского полуострова при потеплении климата: некоторые итоги экспедиций 2014–2018 гг. // Арктика и Антарктика. 2018. № 4. С. 30–43. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2018.4.28528

*Маслаков А.А., Кузякин Л.П., Комова Н.Н.* Динамика развития термоцирка, вмещающего залежь пластового льда, вблизи села Лаврентия (Чукотский АО) за 2018–2021 гг. // Арктика и Антарктика. 2021. № 4. С. 32–46. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2021.4.37225

*Свиточ А.А.* Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 205 с.

*Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А.* Метан в вечномёрзлых отложениях Северо-Восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 23–41.

*Семенов П.Б., Малышев С.В., Киль А.О., Шатрова Е.В., Лодочникова А.С., Белова Н.Г., Лейбман М.О., Стрелецкая И.Д.* Геохимия подземных льдов Российской Арктики с фокусом на цикл углерода: результаты исследовательской статистики // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Вып. 10. Отв. ред. Е.А. Гусев. Санкт-Петербург. 2023. С. 245–254. https://doi.org/10.24412/2687-1092-2023-10-245-254

*Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ванштейн Б.Г., Ривкина Е.М.* Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 65–77.

*Чербунина М.Ю., Шмелев Д.Г., Кривенок Л.А.* Влияние способов дегазации мерзлых образцов на результаты определения концентрации метана // Инженерная геология. 2018. Т. 13. № 3. С. 62–73.

*Arkhangelov, A.A., Novgorodova, E.V.* Genesis of massive ice at "Ice Mountains", Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses // Permafrost Periglac. Proc. 1991. № 2. P. 167–170. https://doi.org/10.1002/ppp.3430020210

*Alperin M.J., Reeburgh W.S.* Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied Environmetal. Microbiology. 1985. V. 50. P. 940–945.

*Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F.* World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification Updated // Meteorol. Zeitschrift. 2006. № 15. P. 259–263.

*Kraev G., Schulze E-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E.* Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils // Atmosphere. 2017. T. 8. № 6. P. 105. https://doi.org/10.3390/atmos8060105

*Maslakov A., Zotova L., Komova N., Grishchenko M., Zamolodchikov D., Zelensky G.* Vulnerability of the permafrost landscapes in the Eastern Chukotka coastal plains to human impact and climate change // Land. 2021. V. 10. № 5. P. 445.

*Obu J., Westermann S., Bartsch A., Berdnikov N., Christiansen H.H., Dashtseren A., Khomutov A.* Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000– 2016 at 1 km$^2$ scale // Earth-Science Reviews. 2019. V. 193. P. 299–316.

*Raynaud D.* The integrity of the ice record of green-house gases with a special focus on atmospheric // Led i Sneg. 2012. № 2 (118). P. 5–14.

*Semenov P., Pismeniuk A., Kil A., Shatrova E., Belova N., Gromov P., Malyshev S., He W., Lodochnikova A., Tarasevich I., Streletskaya I., Leibman M.* Characterizing Dissolved Organic Matter and Water-Soluble Compounds in Ground Ice of the Russian Arctic: A Focus on Sample Classification within the Carbon Cycle Context // Geosciences. 2024. V. 14. № 3. P. 77. https://doi.org/10.3390/geosciences1403007

*Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G.* Methane and dissolved organic matter in the ground ice samples from Central Yamal: Implications to biogeochemical cycling and greenhouse gas emission // Geosciences. 2020. № 10. P. 450. https://doi.org/10.3390/geosciences10110450

*Vasil'chuk Yu.K., Maslakov A.A., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Komova N.N.* Isotope Signature of the Massive Ice Bodies on the Northeast Coast of Chukotka Peninsula // Geography, Environment, Sustainability. 2012. V. 14. № 4. P. 9–19 https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-020

*Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk J.Yu.* First direct radiocarbon dating (22-27 cal Ka BP) of massive ice at the Mechigmen and Lavrentia Bay coast, Eastern Chukotka // Radiocarbon. 2024. V. 66, 2. P. 410–420. https://doi.org/10.1017/RDC.2024.21

*Yang J.-W., Ahn J., Iwahana G., Han S., Kim K., Fedorov A.* Brief Communication: The reliability of gas extraction techniques for analysing $CH_4$ and $N_2O$ compositions in gas trapped in permafrost ice wedges // The Cryosphere. 2020. № 14. P. 1311–1324. https://doi.org/10.5194/tc-14-1311-2020

**Citation:** ***Kuziakin L.P., Maslakov A.A., Semenov P.B., Belova N.G., Vasil'chuk Yu.K., Kil A.O.*** **Methane in massive ice beds in Eastern Chukotka as an indicator of their origin.** ***Led i Sneg.*** **Ice and Snow. 2024, 64 (3): 447–463. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030106**

# Methane in massive ice beds in Eastern Chukotka as an indicator of their origin

**L. P. Kuziakin[a]*, A. A. Maslakov[a], P. B. Semenov[b], N. G. Belova[a], Yu. K. Vasil'chuk[a], A. O. Kil[b]**

[a]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[b]*All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (FSUE "VNIIOkeangeologia named after academician I.S. Gramberg"), Saint-Petersburg, Russia*
**e-mail: kuziakin@geogr.msu.ru*

Received April 16, 2024 / Revised May 30, 2024 / Accepted July 8, 2024

The study of massive ices is of interest both for the purposes of paleogeographic reconstructions, and for solving engineering and geocryological problems. Despite the widespread distribution of massive ice beds in the cryolithozone, the problem of spatial identification of them and mapping has not yet been resolved, which is mainly due to the difficulty of determining and understanding the processes of their formation. The paper presents the results of studying the methane content as a genetic trait in massive ice beds along the coast of Eastern Chukotka. In 2016–2022, our team studied variations in the methane content in 4 massive ice beds and host deposits using the "headspace" method. The $CH_4$ concentration in ice and air bubbles ranged from 1 to 1582 ppmv, which made it possible to suggest the genesis of each bed and compare it with previously proposed hypotheses of their formation based on the earlier made cryolithological and oxygen isotope analyses. The study has confirmed the intra-ground (median methane concentration of 432 ppmv) and buried (2 ppmv) genesis for two beds. For the third one, the issue of its genesis remained debatable, and in the fourth bed, the obtained results have thrown doubt on the previous hypothesis about the intra-ground genesis of ice, since the recorded methane concentration was found to be close to the atmospheric one. Despite the limitations of the "headspace" method shown in the paper, it was manifested as the adequate way for the field studies when transportation of frozen samples to the laboratory is impossible.

**Keywords:** massive ice, methane, cryostratigraphy, Eastern Chukotka, permafrost

## REFERENCES

*Belova N.G., Maslakov A.A., Baranskaya A.V., Romanenko F.A.* Methan in the massive ice on the East Chukotka. *Vzaimodeistvie elementov prirodnoi sredy v vysokoshirotnykh usloviyakh.* Interaction of elements of the natural environment in high latitude conditions. 2019: 50–50. [In Russian].

*Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., Shvets N.V.* Description of the data array of mean monthly air temperature at stations in Russia. Certificate of state registration of the database No. 201462. Retrieved from: http://meteo.ru/data/156-temperature (Last access: 25 November 2023). [In Russian].

*Butakov V.I., Slagoda E.A., Tikhonravova Y.V.* Content and composition of atmospheric and greenhouse gases in underground ice of different origins. *Izvestiya Tomskogo polytechnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov.* Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021, 332: 22–36. [In Russian].

*Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Mel'nikov V.P., Oblogov G.E.* Methane in ground ice and frozen Quaternary deposits of Western Yamal. *Doklady Akademii nauk.* Doklady Earth Sciences. 2015, 465 (5): 604–607. https://doi.org/10.7868/S0869565215350236. [In Russian].

*Vasil'chuk, Y.K.* Geochemical composition of ground ice in the Russian Arctic. *Arctica i Antarctica.* Arctic and Antarctic. 2016, 2: 99–115. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2016.2.21378. [In Russian].

*Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Maslakov A.A., Chizhova Ju.N.* Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges of Eastern Chukotka. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2018, 480 (2): 759–763. https://doi.org/10.1134/S1028334X18060107 [In Russian].

*Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Maslakov A.A., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C.* Oxygen and hydrogen isotope variations in a recently formed massive ice at the mouth of the Akkani River, Eastern Chukotka. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 78–93. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-78-93 [In Russian].

*Vasil'chuk Yu.K. Izotopnye metody v geografii. Chast' 2. Geokhimiya stabil'nykh izotopov plastovyh l'dov. Tom 1.* Isotope Ratios in the Environment. Part 2: Stable isotope geochemistry of massive ice. Vol. 1. Moscow: Moscow University Press, 2012: 472 p. [In Russian].

*Vturin B.I. Podzemnye l'dy SSSR.* Underground ice of the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 214 p. [In Russian].

*Gasanov S.S. Stroenie i istoria formirovania m'orzlych porod Vostochnoy Chukotki.* The structure and history of the formation of frozen rocks in Eastern Chukotka. Moscow: Nauka, 1969: 169 p. [In Russian].

*Kolesnikov S.F., Plakht I.R.* Chukotka Area. *Regional'naya Kriolitologiya*. Regional Cryolithology. Ed. A.I. Popov. Moscow: MSU, 1989: 201–217. [In Russian].

*Maslakov A.A., Belova N.G., Baranskaya A.V., Romanenko F.A.* The embedded ice of the eastern Chukotka Peninsula coast in conditions of climate warming: some results of expeditions in 2014–2018. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2018, 74: 30–43. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2018.4.28528 [In Russian].

*Maslakov A.A., Kuziakin L.P., Komova N.N.* Dynamics of development of a thermal cirque containing a massive ice near the village of Lavrentiya (Chukotka Autonomous Okrug) for 2018-2021. *Arctika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2021, 4: 32–46. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2021.4.37225 [In Russian].

*Svitoch A.A. Noveyshie otlozhenia i paleogeografia pleistotsena Chukotki.* Recent deposits and Pleistocene paleogeography of Chukotka. Moscow: Nauka, 1980: 205 p. [In Russian].

*Rivkina Ye.M., Krayev G.N., Krivushin K.V., Laurinavichyus K.S., Fedorov-Davydov D.G., Kholodov A.L., Shcherbakova V.A., Gilichinskiy D.A.* Methane in the permafrost deposits of the northeastern sector of the Arctic. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2006, 10 (3): 23–41. [In Russian].

*Semenov P.B. Malyshev S.V., Kil A.O., Shatrova E.V., Lodochnikova A.S., Belova N.G., Leibman M.O., Streletskaya I.D.* Geochemistry of ground ice in the Russian Arctic with a focus on the carbon cycle explorative statistics results. *Relief i chetvertichnye obrazovania Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii. Materialy ezhegodnoy konferentsii po resultatam expedicionnych issledovaniy. Vypusk 10. Otv. red. E.A. Gusev. Sankt-Peterburg.* Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. Proceedings of the annual conference on the results of expedition research. Issue 10. Gusev E.A. St. Petersburg. 2023: 245–254. https://doi.org/10.24412/2687-1092-2023-10-245-254 [In Russian].

*Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Semenov P.B., Vanshtein B.G., Rivkina E.M.* Methane in underground ice and frozen sediments on the coast and shelf of the Kara Sea. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 65–77. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-65-77 [In Russian].

*Cherbunina M.Y., Shmelev D.G., Krivenok L.A.* The effect of degassing method of frozen soils on the test results of methane concentration. *Inzhenernaya geologia.* Engineering Geology. 2018, 13 (3): 62–73. [In Russian].

*Arkhangelov, A.A., Novgorodova, E.V.* Genesis of massive ice at "Ice Mountains", Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses. Permafrost and Periglacial Processes. 1991, 2: 167–170. https://doi.org/10.1002/ppp.3430020210

*Alperin M.J., Reeburgh W.S.* Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. Applied Environmetal. Microbiology. 1985, 50: 940–945.

*Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F.* World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification Updated. Meteorologische Zeitschrift. 2006, 15: 259–263.

*Kraev G., Schulze E.D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E.* Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils. Atmosphere. 2017, 8 (6): 105.

*Maslakov A., Zotova L., Komova N., Grishchenko M., Zamolodchikov D., Zelensky G.* Vulnerability of the permafrost landscapes in the Eastern Chukotka coastal plains to human impact and climate change. Land. 2012, 10 (5): 445. https://doi.org/10.3390/land10050445

*Obu J., Westermann S., Bartsch A., Berdnikov N., Christiansen H. H., Dashtseren A., Delaloye R., Elberling B., Etzelmüller B., Kholodov A., Khomutov A.* Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000– 2016 at 1 km$^2$ scale. Earth-Science Reviews. 2019, 193: 299–316.

*Raynaud D.* The integrity of the ice record of green-house gases with a special focus on atmospheric. Ice and snow. 2012, 2 (118): 5–14.

*Semenov P., Pismeniuk A., Kil A., Shatrova E., Belova N., Gromov P., Malyshev S., He W., Lodochnikova A., Tarasevich I., Streletskaya I., Leibman M.* Characterizing Dissolved Organic Matter and Water-Soluble Compounds in Ground Ice of the Russian Arctic: A Focus on Sample Classification within the Carbon Cycle Context. Geosciences 2024, 14: 77. https://doi.org/10.3390/ geosciences1403007

*Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G.* Methane and dissolved organic matter in the ground ice samples from Central Yamal: Implications to biogeochemical cycling and greenhouse gas emission. Geosciences 2020, 10: 450. https://doi.org/10.3390/geosciences10110450

*Vasil'chuk Yu.K., Maslakov A.A., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Komova N.N.* Isotope Signature of the Massive Ice Bodies on the Northeast Coast Of Chukotka Peninsula. Geography, Environment, Sustainability. 2021, 14 (4): 9–19. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-020

*Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk J.Yu.* First direct radiocarbon dating (22-27 cal Ka BP) of massive ice at the Mechigmen and Lavrentia Bay coast, Eastern Chukotka. Radiocarbon. 2024, 66, 2: 410–420. https://doi.org/10.1017/RDC.2024.21

*Yang J.-W., Ahn J., Iwahana G., Han S., Kim K., Fedorov A.* Brief Communication: The reliability of gas extraction techniques for analysing $CH_4$ and $N_2O$ compositions in gas trapped in permafrost ice wedges. The Cryosphere. 2020, 14: 1311–1324. https://doi.org/10.5194/tc-14-1311-2020

*ЛЁД И СНЕГ, 2024, № 3, с. 464–474*

## ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

*УДК. 551.467: 539.4*

# ВЛИЯНИЕ «ОТЖИГА» НА УДЕЛЬНУЮ ЭНЕРГИЮ РАЗРУШЕНИЯ ПОСЛОЙНО НАМОРОЖЕННОГО ЛЬДА

**© 2024 г. В. А. Джуманджи, А. В. Шавлов*, И. В. Соколов, Е. С. Яковенко**

*Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия*
**e-mail: shavlov@ikz.ru*

Поступила 15.02.2024 г.
После доработки 14.05.2024 г.
Принята к печати 08.07.2024 г.

Методом ударного разрушения исследована удельная объёмная энергия разрушения льда, приготовленного из дистиллированной воды. Установлено влияние отжига (выдержки льда при температуре близкой к точке плавления) на данную характеристику. Показано, что пятичасовой отжиг при температуре –1.5 °C приводит к уменьшению объёма разрушения и упрочнению льда, а отжиг при температуре около 0 °C – к увеличению объёма разрушения и снижению прочности.

**Ключевые слова:** лёд, кристаллизация, отжиг, прочность, удельная энергия разрушения

**DOI**: 10.31857/S2076673424030115, **EDN**: INGMWT

## ВВЕДЕНИЕ

Промышленное освоение северных и восточных регионов страны способствует развитию и распространению технологий использования льда в качестве строительного материала (Petrov, 2019; Гриневич и др., 2020; Orlov, Orlova, 2022). Накоплен значительный опыт в использовании льда при строительстве временных дорог и переправ (Бернштейн, 1935; Умеренное намораживание..., 1982), плотин и дамб (Вдовин, Краснов, 1986; Даниэлян и др., 1986). Лёд применяют для возведения искусственных островов с целью размещения на них оборудования (Войтковский и др., 1982; Край, 1983; Савельев, Латалин, 1986), успешно используют для теплоизоляции и поддержания низких температур в хранилищах (Бернал, 1966). Лёд успешно применяют в спорте при создании горнолыжных трасс с искусственным снежным покрытием (https://welcome.mosreg.ru/stories/gornolyznye-kurorty-podmoskov-a-kuda-otpravitsa-etoj-zimoj) и конькобежных треков (Tusima et al., 1998).

В большинстве практических применений строительный лёд должен иметь хорошую несущую способность, которая может быть обеспечена его высокой прочностью. Для повышения прочности в лёд добавляют армирующие добавки, способные принимать на себя часть механической нагрузки. Такими материалами могут быть древесная стружка (Perutz, 1948), водоросли (Дунаев, 1957), целлюлоза (Рыженков, 2015; Li, 2015), полимерные волокна (https://ndn.info/novosti/29327-armirovannyj-led-dlya-strojki-mostov-izobreli-v-sibiri) и т.д. Лёд с армирующими добавками называют льдокомпозитным материалом. Прочность льдокомпозитных материалов может в несколько раз превышать прочность чистого льда. Существует также термомеханический (не композитный) путь воздействия на механические свойства. Он заключается в применении ко льду методов, используемых в металлообработке, таких как термическая обработка (например, «отжиг», подразумевающий выдержку льда при температуре близкой к точке плавления) и термомеханическая обработка («отжиг» в присутствие нагрузки). В работе (Tatibouet et al., 1975) отжиг льда использовался для изменения его дислокационной структуры, вследствие которого изменялись ультразвуковые свойства льда. В работах (Шавлов, 1996; Шавлов и др., 2007) отжиг использовался для уменьшения скорости деформации льда. Авторы отмечали также влияние отжига на прочность, упругость, коэффициент трения льда. Детальной информации по влиянию отжига на механические характеристики льда мало. Поэтому необходимы дальнейшие исследования в данной области знаний для выяснения перспектив применения методов термомеханической обработки с целью увеличения прочности льда, а также упрочнения льдокомпозитных материалов.

Цель работы состоит в продолжении проведённых на ледовом стадионе в Крылатском (Москва)

(Шавлов и др., 2007) исследований влияния термомеханической обработки льда на его механические характеристики. Предполагается экспериментально исследовать влияние отжига (при различных температуре и длительности отжига) на прочностную характеристику льда –такую как удельная энергия разрушения.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

***Методика ударного разрушения***. Прочность твёрдых материалов традиционно определяют тестовыми испытаниями кубических образцов на медленное сжатие (с постоянной скоростью) или образцов в виде пластин на растяжение до их разрушения (Богородский, Гаврило, 1980). Такие испытания трудоёмки и требуют больших затрат времени. Наряду с традиционными испытаниями прочность часто испытывают методом ударного разрушения, который заключается в измерении глубины внедрения ударного инструмента в исследуемый материал, в частности, в лёд (Reichmus, 1963; Зеленин, 1968; Лихоманов и др., 1971; Хейсин и др., 1973; Спивак, Попов, 1975; Епифанов, 1985; Цуприк, 2013). Поскольку скорость деформирования материала при традиционном и ударном испытаниях различна, то различаются и полученные данными методами значения прочности. Прочность при ударном разрушении, как правило, ниже. Но, в целом, между результатами, полученными этими методами, наблюдается устойчивая корреляция. Исследователи выбирают метод ударного разрушения из-за простоты проведения экспериментов, отсутствия необходимости приготовления образцов стандартной формы, из-за возможности выполнения множества опытов на одном образце, из-за простоты изменения массы и скорости ударника в опытах, из-за малых затрат времени и труда на получение одной экспериментальной точки. В экспериментах со льдом в качестве ударника обычно используют стальной шар. Его сбрасывают на поверхность льда с фиксированной высоты. После соударения на поверхности льда остаётся лунка раздробленного льда. Часть раздробленного льда оказывается вытесненной из лунки, и образует небольшой бортик по периметру лунки. В эксперименте определяют диаметр лунки $d$ (рис. 1), вычисляют объём разрушенного льда $V_D$ (при не слишком большой силе удара этот объём равен объёму лунки $V$) и определяют удельную объёмную энергию разрушения льда $\mu_V$ по формуле

$$\varepsilon_V = W / V_D, \qquad (1)$$

где $W = mgH$ – потенциальная энергия шара, израсходованная на разрушение; $m$ – масса шара; $g$ – ускорение свободного падения; $H$ – высота падения шара; $V = \frac{\pi h}{6}\left(h^2 + \frac{3}{4}d^2\right)$ – объём лунки (объём шарового сегмента), $h = R - \sqrt{R^2 - \frac{1}{4}d^2}$ – глубина лунки, $R$ – радиус шара. Очевидно, что чем выше прочность материала, тем больше удельная энергия разрушения.

В настоящей работе в качестве ударного инструмента использовали стальной шар радиусом $R$ = 15 мм, массой $m$ = 110 г. Шар падал по почти вертикальному желобу (угол наклона к горизонтали 85°). Высота падения составляла $H$ = 1 м. Шар при падении проскальзывал по желобу, не раскручиваясь. Контейнер с образцом льда плотно прилегал к поверхности лабораторного стола, и при ударах шаром не обнаруживал заметных колебаний. На рис. 1, *а* приведена фотография лунки, оставленная шаром на поверхности льда. После удара шар отскакивал от лунки и вторично касался поверхности рядом с ней. Высота упругого отскока шара от лунки составляла 1–2 мм, что составляет 0.1–0.2% от высоты падения шара. Следовательно, более 99% потенциальной энергии шара расходовалось на пластическую деформацию и разрушение льда. Шар перед испытаниями охлаждали до температуры льда.

***Объект исследования***. Лёд приготавливали методом послойного намораживания до толщины около 4 см. Сначала в металлический контейнер размерами 280 × 230 × 60 мм$^3$ наливали слой дистиллированной воды толщиной 2 см с температурой 25 °С, затем контейнер закрывали крышкой, ставили в морозильную камеру «Бирюса 14» и замораживали в течение нескольких часов до температуры –18 °С. Далее, вынимали контейнер из камеры, нагревали на воздухе до температуры льда –4 °С, затем наливали второй слой воды толщиной 1 см и снова замораживали (подогрев льда был необходим для того, чтобы лёд не растрескивался при наливании воды). Третий слой воды толщиной 1 см замораживали так же, как второй. Получающийся лёд был поликристаллическим, так как никаких специальных мер, направленных на формирование монокристаллического льда, не предпринимали. Предположительно, размер кристаллических зёрен льда не превышал нескольких долей миллиметра, поскольку, как будет показано ниже, размер осколков льда при разрушении составлял около 0.5 мм. Кроме того, лёд содержал множество мелких воздушных пузырьков с концентрацией до 10 см$^{-3}$, размером в доли миллиметра, видимых невооружённым глазом.

Температуру льда измеряли цифровым термометром «ОТ-НОМ10», датчик которого был вморожен в центре ледяного образца. Абсолютная погрешность термометра составляла ±1 °С.

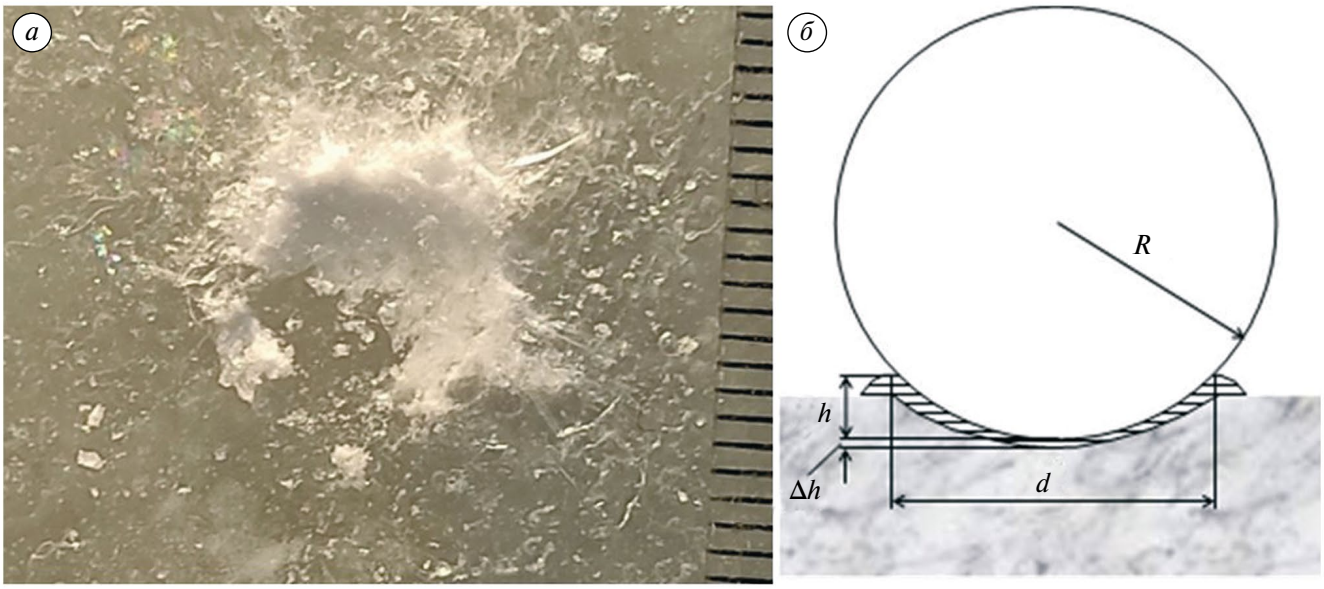



**Рис. 1.** Фотография лунки на фоне линейки с ценой деления 1 мм (*а*) и схема измерения параметров лунки (*б*): $R$ – радиус шара, $d$ – диаметр лунки, $h$ – глубина лунки, $\Delta h$ – толщина слоя разрушенного льда под дном лунки. Раздробленный лёд показан на схеме штриховкой

**Fig 1.** Photograph of the hole against the background of a ruler with a division value of 1 mm (*a*) and a diagram for measuring the parameters of the hole (*b*): $R$ – is the radius of the ball, $d$ – is the diameter of the hole, $h$ – is the depth of the hole, $\Delta h$ – is the thickness of the layer of destroyed ice under the bottom of the hole. Crushed ice is shown in the diagram by shading

***Методика испытаний***. Методика испытаний заключалась в следующем. Контейнер вынимали из морозильной камеры, нагревали на воздухе до температуры льда –12 °C, снимали крышку с контейнера и выполняли около 10 бросков шара на поверхность льда. Броски выполняли таким образом, чтобы лунки разрушенного льда располагались на расстоянии 3–4 см друг от друга и от краёв контейнера для того, чтобы снизить влияние напряжённых областей льда под лунками и по линии контакта льда с материалом контейнера на результаты измерений. За время совершения 10 бросков (около одной минуты) лёд нагревался от –12 до –11 °C за счёт теплообмена с воздухом и опорой контейнера. Лунки фотографировали камерой на фоне метрической линейки с ценой деления 1 мм. Затем контейнер со льдом закрывали крышкой и, в зависимости от задачи исследования, помещали в морозильную камеру для охлаждения льда или выполняли отжиг льда.

Для фотографирования лунок использовали камеру устройства «Redmi Note 9 Pro, Xiaomi» с разрешением 3472×4640 пиксель, в направлении, перпендикулярном поверхности льда. По фотографиям определяли диаметр лунок в пикселях с помощью инструмента Webbers ScopePhoto. Далее, пиксели пересчитывали в миллиметры. Относительная погрешность определения диаметра была менее 10%.

***Методика отжига***. Отжиг льда выполняли при одной из двух температур: –1.5 или 0 °C. Перед отжигом контейнер с образцом подогревали в течение около 1 часа на воздухе до температуры льда, близкой к температуре отжига, затем помещали в термостат «SB35C61WAW5-R134a» (с терморегулятором «XH-W3001») с заданной температурой отжига и выдерживали образец от часа до нескольких суток. Далее контейнер с образцом перемещали в морозильную камеру и охлаждали, примерно в течение одного часа, для проведения последующих испытаний ударом. После испытания образец могли снова помещать в термостат на более длительный отжиг. При этом вычисляли суммарное время всех отжигов, которым подвергали образец. Полагали, что в процессе нагревания льда до температуры отжига и в процессе последующего охлаждения льда до температуры испытаний (–12 °C) градиенты температуры в образце были невелики (изотермическое нагревание и охлаждение), не приводили к заметному накоплению микротрещин и не влияли на результаты измерений. Это подтверждается в описанных ниже экспериментах уверенным трендом диаметра лунок при изменении длительности отжига.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ниже представлены результаты измерений диаметров лунок в зависимости от времени хранения образца льда при температуре −18 °C, диаметров лунок в зависимости от температуры проведения испытаний прочности, диаметров лунок от толщины верхнего слоя льда при послойном намораживании, диаметров лунок от времени отжига при температурах отжига −1.5 и 0 °C.

В табл. 1 представлены результаты измерения диаметров лунок разрушенного льда, полученных в различные моменты времени после его приготовления и хранения при температуре −18 °C. (Диаметр лунки служит показателем объёма разрушения). Испытания ударом проводили при температуре −12 °C. Видно, что в течение длительного времени (4 суток) среднее значение диаметра лунки практически не изменяется (отклонение среднего значения меньше среднеквадратичной ошибки измерения). Таким образом, при температуре хранения −18 °C релаксация прочности льда не наблюдается в течение длительного времени. Эти данные важны, так как в процессе проведения опытов с образцом иногда требовалось его длительное хранение в неизменном физическом состоянии.

На рис. 2 изображена зависимость диаметров лунок от значений температуры льда, при которой его испытывали. Среднее значение диаметра лунки растёт с увеличением температуры, при этом рост значительно превышает среднеквадратичную ошибку. То есть, объём разрушенного льда также растёт и, следовательно, прочность уменьшается. Это типичное поведение прочности льда с ростом температуры (Богородский, Гаврило, 1980).

Прочность льда должна зависеть от скорости кристаллизации, а значит и от толщины верхнего слоя льда при послойном намораживании при неизменной скорости отвода тепла от образца. На рис. 3 показана зависимость диаметров лунок разрушенного льда от толщины верхнего слоя при температуре испытаний льда −12 °C. С ростом толщины слоя диаметр лунок увеличивается. Отметим, что во всех опытах, отражённых на данном рисунке, толщина верхнего слоя льда (> 1 мм) превышала глубину лунки (~0.5 мм).

**Таблица 1.** Диаметры лунок, полученных в различные моменты времени после приготовления льда и хранения при температуре −18 °C

**Table 1.** Diameters of the holes obtained at various times after preparing ice and storing at −18 °C

| Свежеприготовленный лёд | | | Лёд после 4 суток хранения при −18 °C | | |
|---|---|---|---|---|---|
| № | *d*, мм | *d*, мм (среднее) | № | *d*, мм | *d*, мм (среднее) |
| 1 | 9.8 | | 1 | 9.9 | |
| 2 | 9.4 | | 2 | 9.6 | |
| 3 | 9.1 | | 3 | 9.3 | |
| 4 | 9.4 | 9.64 | 4 | 10.4 | 9.67 |
| 5 | 9.8 | | 5 | 9.2 | |
| 6 | 9.9 | | 6 | 9.6 | |
| 7 | 10.2 | | | | |

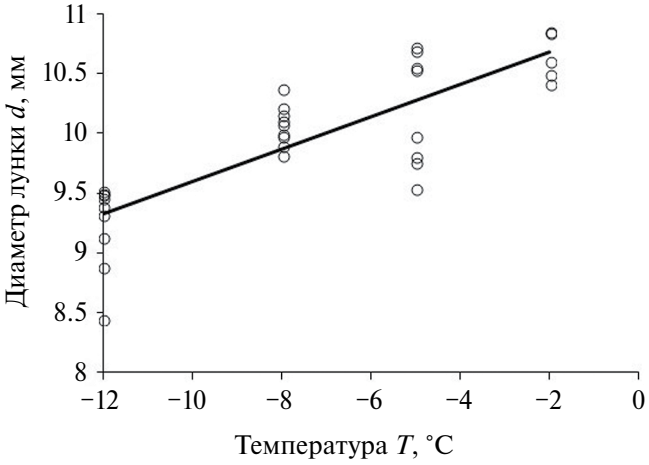



**Рис. 2.** Зависимость диаметров лунок *d* от значений температуры льда *T*

**Fig 2.** Dependence of hole diameters *d* on ice temperature *T*

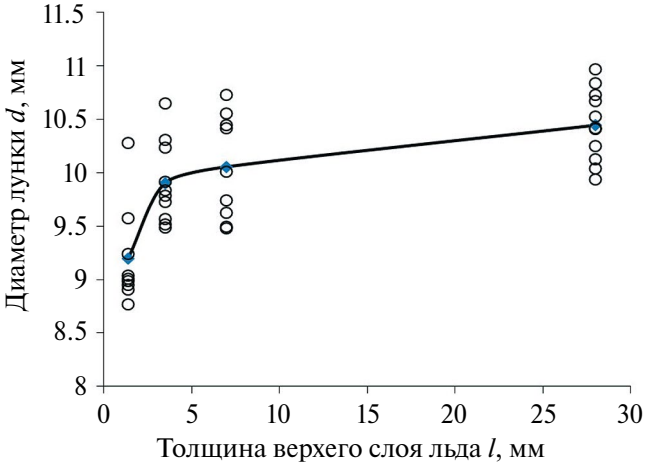



**Рис. 3.** Зависимость диаметров лунок льда *d* от толщины верхнего слоя *l*. Температура испытаний льда −12 °C

**Fig 3.** Dependence of the diameters of ice holes *d* on the thickness of the top layer *l*. Ice test temperature −12 °C

Влияние отжига льда на результаты испытаний демонстрирует рис. 4. Температура испытаний −12 °С. На рис 4, *а* отжиг выполняли при температуре −1.5 °С. С увеличением времени отжига (одного и того же образца), в интервале 1–48 часов, диаметр лунки уменьшается примерно на 20%. Подобные испытания были проведены ещё на двух образцах, приготовленных по такой же технологии при температуре отжига −1.5 °С. Данные для разных образцов совпали друг с другом с точностью около 10%, и все образцы демонстрировали уменьшение объёма разрушения и, следовательно, увеличение прочности с ростом времени отжига. Наиболее быстрое уменьшение диаметра лунки наблюдалось в интервале времен отжига 0–5 часов. То есть, 5 часов – это время релаксации прочности льда при температуре −1.5 °С.

Температура отжига влияет на время релаксации прочности. На рис. 4, *б* представлена зависимость диаметров лунок от времени отжига образца при более высокой температуре, вблизи точки 0 °С. (Отмечено, что в течение отжига небольшая часть льда успевала расплавиться. По окончании отжига появившуюся воду выливали из контейнера, затем образец охлаждали для проведения испытаний). Среднее значение диаметра лунки (при температуре испытаний −12 °С) проявляло сложное поведение. Сначала по мере отжига диаметр мог немного увеличиваться, затем уменьшаться и вновь увеличиваться на 20%. Уменьшение и увеличение происходят за 1–2 часа каждое. То есть, время релаксации снизилось в разы по сравнению с образцами при температуре отжига −1.5 °С. Подобному испытанию подвергли ещё четыре образца, полученные по аналогичной технологии и при температуре отжига 0 °С. Все образцы обнаружили минимум среднего диаметра лунки при увеличении времени отжига, затем его рост на 10–20%. Таким образом, прочность льда падает с ростом времени отжига при 0 °С.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ниже представлены простые математические соотношения, устанавливающие связь диаметра лунки с удельной объёмной энергией разрушения льда, приведено экспериментальное обоснование равенства объёма разрушенного льда и объёма лунки, вычислена величина удельной энергии разрушения, дано качественное объяснение полученных выше результатов, приведено экспериментальное подтверждение увеличения размера осколков льда по мере отжига при 0 °С.

Получены простые математические выражения, устанавливающие связь между энергией разрушения и характеристиками материала. Выражения будут полезны при интерпретации экспериментальных данных.

Будем считать, что потенциальная энергия $W$ ударяющего инструмента – шара полностью расходуется на разрушение льда, то есть на создание трещин и появление осколков. Поверхностная энергия образования трещины $\mu_S$ включает в себя разрыв межмолекулярных связей и пластическую

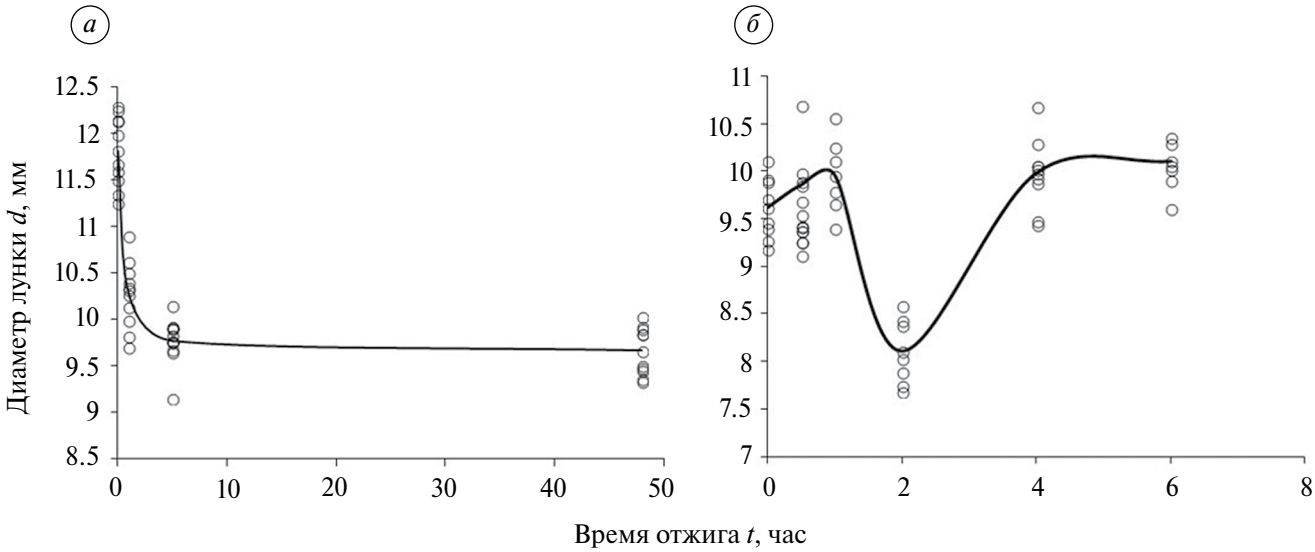



**Рис. 4.** Зависимость диаметра лунок *d* от времени отжига *t*. Температура отжига −1.5 °С (*а*), 0 °С (*б*). Температура проведения испытаний −12 °С

**Fig. 4.** Dependence of the diameter of the holes *d* on the annealing time *t*. Annealing temperature −1.5 °С (*a*), 0 °С (*b*). Test temperature −12 °С

деформацию среды, сопровождающую движение трещины. Энергию удара можно представить в виде

$$W = \varepsilon_S\left(3a^2\right)\left(\frac{V_D}{a^3}\right) = 3V_D\frac{\varepsilon_S}{a}, \qquad (2)$$

где $3a^2$ – площадь поверхности одного осколка со средним размером $a$ (коэффициент 3 вместо 6 использован потому, что в поверхностную энергию трещины включены энергии её левого и правого бортов), $\frac{V_D}{a^3}$ – количество осколков в разрушенном объёме $V_D$.

Объём разрушения представим в виде суммы объёма лунки и объёма разрушенного, льда под дном лунки (в приближении $h$, $d<<2R$)

$$V_D = V + \frac{\pi d^2}{4}\cdot h = \frac{\pi d^4}{64R}\left(1 + \frac{16R}{d^2}\cdot h\right), \qquad (3)$$

где $\Delta h$ – толщина разрушенного льда под дном лунки. Из (3) и (2) получим

$$d^4\left(1 + \frac{16R}{d^2}\cdot h\right) = 6.8WR\frac{a}{\varepsilon_S} \qquad (4)$$

Из (4) следует, что диаметр лунки пропорционален корню четвёртой либо второй степени из величины $\left(WR\frac{a}{\varepsilon_S}\right)$ в зависимости от того, совпадает объём разрушенного льда с объёмом лунки или значительно превышает его, соответственно. Ниже будет показано, что в наших опытах работает закон корня четвёртой степени, то есть объём разрушенного льда равен объёму лунки.

Согласно (2) и (1), объёмная плотность энергии разрушения связана простым соотношением с энергией образования единицы площади поверхности трещины:

$$\varepsilon_V = \frac{3\varepsilon_S}{a}. \qquad (5)$$

Найдём связь предела прочности σ с величиной $\varepsilon_V$. После удара шара о поверхность льда шар останавливается в тот момент, когда нагрузка шара на лёд в точности равна пределу прочности. То есть,

$$\sigma = \frac{сила}{площадь} = \frac{mb}{\frac{\pi d^2}{4}} = \frac{4m}{\pi d^2}\frac{v^2}{2h} = \frac{4W}{\pi d^2 h} = \frac{4W}{\pi}\frac{8R}{d^4} = \frac{\varepsilon_V}{2}, \qquad (6)$$

где $b = \frac{v^2}{2h}$ – ускорение торможения шара, $v$ – скорость шара в момент соприкосновения с поверхностью льда. При выводе формулы (6) учли, что потенциальная энергия шара полностью превращается в кинетическую $W = mgH = \frac{mv^2}{2}$, а также предположили, что объём разрушения равен объёму лунки. Итак, согласно формуле (6), предел прочности льда при ударном разрушении с точностью до численного коэффициента совпадает с удельной объёмной энергией разрушения.

Воспользуемся полученной формулой (4) и покажем, что диаметр лунки пропорционален корню четвёртой степени из величины энергии удара $W$ или высоты падения шара $H$. На рис. 5 изображена экспериментальная зависимость биквадратов диаметров лунок $d^4$ от высоты падения шара $H$ при температуре испытаний льда –12 °С. Экспериментальные точки хорошо аппроксимируются прямой линией с наклоном $\frac{d^4}{H} = 8.78\times10^{-9}\,м^3$. Таким образом, можно считать экспериментально установленным то, что объём разрушенного льда в опытах практически равен объёму лунки. Этот вывод подтверждается фотографией лунки льда (см. рис. 1, *а*), на которой часть слоя разрушенного льда отслоилась от дна лунки и выпала наружу. Толщина этого слоя не превышает нескольких долей миллиметра. В соответствии с формулой (4), эта толщина $\Delta h$ должна быть меньше 0.4 мм. Именно тогда будет справедлива пропорциональная зависимость $d$ от $H^{1/4}$.

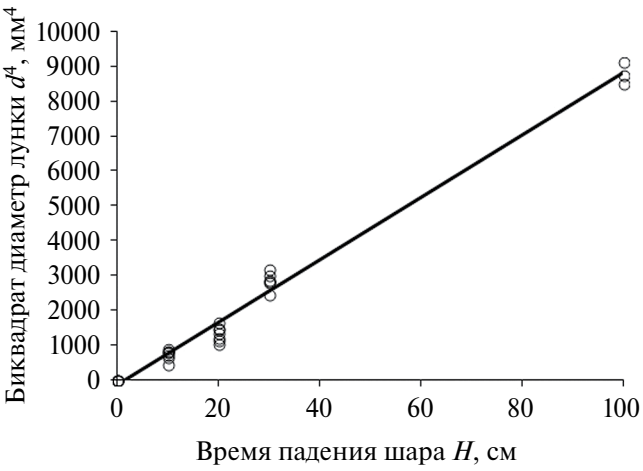



**Рис. 5.** Зависимость биквадратов диаметров лунок $d^4$ от высоты падения шара $H$ при температуре испытаний льда –12 °С

**Fig. 5.** Dependence of the biquadratic diameters of the holes $d^4$ on the height of the fall of the ball $H$ at an ice testing temperature of –12 °C

С помощью формулы (4) и найденного из опыта наклона прямой, см. рис. 5, можно определить величину $\frac{a}{\varepsilon_S}$. Получим $\frac{a}{\varepsilon_S} = 8 \times 10^{-8}$ м$^3$/Дж. Отсюда можно определить величину $\varepsilon_S$. Она равна $\varepsilon_S = 3$ кДж/м$^2$ при $a = 0.3$ мм (см. ниже информацию о значениях $a$). Удельная объёмная энергия разрушения равна $\varepsilon_V = 3.75 \times 10^7$ Дж/м$^3$. Отсюда, ударная прочность льда, согласно (5) и (6), имеет значение $\sigma = 1.9 \times 10^7$ Па. Полученное значение прочности близко к значениям прочности, измеренным методом ударного разрушения в работе (Шавлов и др., 2007).

Используем формулу (4) для интерпретации изложенных выше экспериментальных данных.

Увеличение диаметров лунок с увеличением температуры льда (см. рис. 2) при неизменных значениях $R$ и $W$ может осуществляться за счёт увеличения величины $\frac{a}{\varepsilon_S}$, согласно (4). Так как пластичность льда увеличивается с ростом температуры (Богородский, 1980), то величина удельной поверхностной энергии образования трещины $\varepsilon_S$ должна расти. Поэтому для того, чтобы размер лунки увеличивался с температурой, необходимо, чтобы размер осколков $a$ увеличивался быстрее, чем величина $\varepsilon_S$. По-видимому, это возможно вследствие того, что из-за увеличения $\varepsilon_S$ при повышении температуры уменьшается количество микротрещин, способных к росту (Irwin, 1968; Штремель, 1997). В результате, размер осколков будет увеличиваться.

Увеличение диаметра лунок с увеличением толщины верхнего слоя льда при послойном намораживании (см. рис. 3) можно объяснить тем, что чем больше толщина слоя льда, тем ниже скорость его кристаллизации (при фиксированной скорости отвода тепла), тем меньше в нём содержится дислокаций и микротрещин и тем больше размер осколков, на которые разрушается лёд. При этом, величина $\varepsilon_S$, предположительно, не зависит от толщины слоя льда при послойном намораживании.

Обсудим далее влияние отжига на диаметр лунок. При температуре отжига −1.5 °C диаметр лунок уменьшается с увеличением времени отжига, см. рис. 4, *а*. Отжиг льда, как было показано в работе (Шавлов, 1996), приводит к снижению пластичности льда. Поэтому при увеличении времени отжига величина $\varepsilon_S$ уменьшается из-за снижения вклада пластической деформации в данную величину. С уменьшением $\varepsilon_S$ большее количество микротрещин может начать рост под действием нагрузки, поэтому размер $a$ осколков будет уменьшаться при увеличении времени отжига. Темп снижения размера $a$ должен опережать темп снижения $\varepsilon_S$. Тогда диаметр лунок будет уменьшаться с отжигом, а прочность льда увеличиваться. При уменьшении диаметра лунок на 20% прочность увеличивается на 80%.

При температуре отжига вблизи точки плавления, 0 °C, диаметр лунок проходит через минимум и затем увеличивается на 10–20% по мере увеличения времени отжига, (см. рис. 4, *б*). Рост диаметров лунок при больших длительностях отжига можно объяснить тем, что при температуре вблизи точки плавления, по-видимому, становятся существенными процессы рекристаллизации льда. Процессы рекристаллизации, по-видимому, неизбежны, так как лёд при отжиге подплавлялся. Эти процессы могли приводить к «залечиванию» решётки льда, снижению плотности дислокаций и микротрещин и, в результате, к увеличению размера осколков $a$ льда. Поэтому диаметр лунок увеличивался. Снижение $\varepsilon_S$ по мере отжига льда также способствует увеличению диаметра лунок. Увеличение диаметров лунок обусловлено снижением прочности льда.

Увеличение размера осколков по мере отжига льда при 0 °C подтверждает график экспериментальной зависимости распределения осколков льда по размерам (рис. 6), полученный при длительностях отжига 2 (кривая 1) и 6 часов (кривая 2) для образца( см. рис. 4, *б*). При этом средний диаметр лунок увеличивается от 8 до 10 мм, а характерный размер осколков – от 0.24 до 0.58 мм, соответственно. Кривые 1 и 2 (см. рис. 6), были получены путем подсчёта количества $\partial N$ осколков,

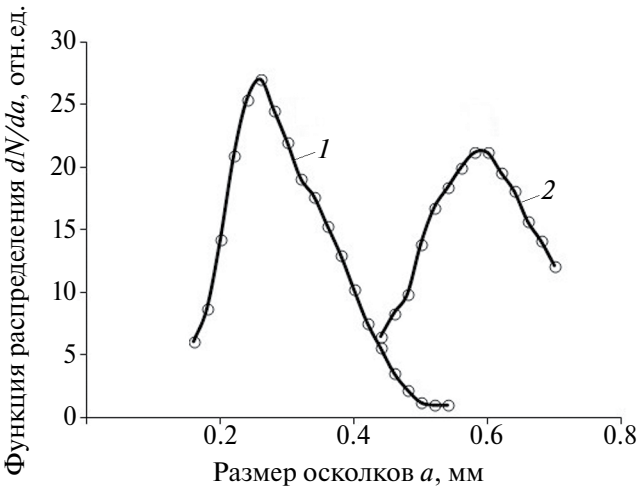



**Рис. 6.** Функция распределения осколков льда $\partial N/\partial a$ по размерам $a$. (*1*) – при среднем диаметре лунок 8 мм после 2-часового отжига, (*2*) – 10 мм после 6-часового отжига

**Fig 6.** Distribution function of ice fragments $\partial N/\partial a$ by size $a$. (*1*) – with an average hole diameter of 8 mm after 2-hour annealing, (*2*) – 10 mm after 6-hour annealing

попадающих в интервал размеров [*a, a+да*], (полагали *да* = 0.02 мм), и двухкратным плавающим усреднением по трём точкам. Измерениям размеров подвергались осколки льда, выброшенные из лунок во время ударов шаром. Относительная погрешность измерений не превышала 10%.

По всей вероятности, размер осколков по порядку величины совпадает с размером монокристаллических зёрен использованного в опытах льда. Исследование структурно-текстурных особенностей льда и корреляции размеров монокристаллических зёрен с размерами осколков ударного разрушения льда – тема будущих исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе была реализована экспериментальная методика ударного разрушения льда для изучения его удельной энергии разрушения и прочности при различных условиях отжига. Лёд получали путём послойного замораживания слоёв дистиллированной воды. Лёд имел поликристаллическую структуру с размером зерна в несколько долей миллиметра, судя по его способности разрушаться на субмиллиметровые осколки под действием ударной нагрузки. Было показано, что образцы льда можно длительное время (в течение нескольких суток) хранить при температуре –18 °С без изменения физических характеристик. Отжиг льда свыше 5 часов при температуре –1.5 °С приводил к уменьшению диаметра лунок от ударов шара на 20% и увеличению прочности льда на 80%. Многочасовой отжиг при температуре около 0 °С приводил к противоположным результатам: диаметр лунок увеличивался на 10–20%, а прочность снижалась. Увеличение прочности льда при температуре отжига –1.5 °С было объяснено уменьшением удельной поверхностной энергии образования трещин и уменьшением размера осколков, на которые разрушается лёд. Снижение прочности при температуре отжига 0 °С объяснено процессами рекристаллизации льда, вследствие которых снижается плотность микротрещин в решётке льда и увеличивается размер осколков. Увеличение размеров осколков при отжиге при 0 °С подтверждено экспериментально. Таким образом, отжиг способен заметно влиять на прочность. Для упрочнения льда температура отжига должна быть высокой, но не слишком близкой к точке плавления для того, чтобы исключить рекристаллизацию, влекущую разупрочнение материала, например, около –1 °С.

Резюмируем, что термообработка является перспективным методом увеличения прочности льда. Очевидны перспективы возможного применения отжига для упрочнения морского льда и льдокомпозитных материалов.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках госзадания FWRZ-2021-0007.

**Acknowledgments.** The work was carried out within the framework of state assignment FWRZ-2021-0007.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бернал Дж.* Заключительные замечания. Механические свойства новых материалов. М.: Мир, 1966. С. 241–254.

*Бернштейн С.А.* К расчёту прочности ледяного слоя на переправе // Вест. Военно-инженерной академии. 1935. № 8. 3 с.

*Богородский В.В., Гаврило В.П.* Лёд. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 384 с.

*Вдовин Ю.И., Краснов Ю.Н.* Опыт создания ледовых плотин. Проблемы инженерной гляциологии. Новосибирск: Наука, 1986. С. 177–183.

*Войтковский К.Ф., Каменский Р.М., Константинов И.П.* Создание ледовых массивов из морской воды на мелководье Арктических морей / Тезисы докладов науч.-технич. совещания «Проблемы применения ледовых сооружений на Тюменском Севере». Тюмень, 1982. С. 9–10.

*Гриневич Д.В., Бузник В.М., Нужный Г.А.* Обзор применения численных методов для моделирования деформации и разрушения льда. Тр. Всероссийского научно-исследовательского института авиационных материалов. 2020. № 8 (90). С. 109–122.

*Даниэлян Ю.С., Долгих Г.М., Майер В.Р.* Проект Ямбургской экспериментальной дамбы (с ледяным ядром в её теле). Проблемы инженерной гляциологии. Новосибирск: Наука, 1986. С. 183–189.

*Дунаев Е.С.* Лёд из морской воды – как строительный материал. Тр. Дальневосточного политехнич. ин-та. 1957. Т. 46. С. 1–26.

*Епифанов В.П.* Разрушение льда при ударных взаимодействиях // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 599–603.

*Зеленин А.Н.* Основы разрушения грунтов механическими способами. М.: Машиностроение, 1968. 376 с.

*Край П.* Влияние ширины конструкции на проектные ледовые нагрузки. Физика и механика льда. М.: Мир, 1983. С. 165–179.

*Лихоманов В.А., Хейсин Д.Е.* Экспериментальное исследование удара твердого тела о лед // Проблемы Арктики и Антарктики. 1971. Вып. 38. С. 105–111.

*Савельев Б.А., Латалин Д.А.* Искусственные ледяные платформы. М.: ВИНИТИ, 1986. 193 с.

*Спивак А.И., Попов А.Н.* Механика горных пород. М.: Недра, 1975. 200 с.

*Рыженков А.В.* Пайкерит и райзерит – необычные материалы для холодного климата // Природа и климат. 2015. № 3 (16). С. 29–33.

Умеренное намораживание льда методом дальнеструйного дождевания. Якутск: Изд-во Госуниверситета, 1982. 755 с.

*Хейсин Д.Е., Лихоманов В.А.* Экспериментальное определение удельной энергии механического дробления льда при ударе // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. № 41. С. 55–61.

*Цуприк В.Г.* О циклическом характере процесса разрушения морского льда при его ударном испытании жесткой сферой. Проблемы освоения георесурсов Дальнего Востока. М.: «Горная книга», 2013. С. 26–40.

*Шавлов А.В.* Лёд при структурных превращениях. Новосибирск: Наука, 1996. 182 с.

*Шавлов А.В., Рябцева А.А., Шавлова В.А.* «Сверхскользкий» лёд для конькобежного спорта // Криосфера Земли. 2007. Т. 10. № 2. С. 49–59.

Штремель М.А. Разрушение // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 4. С. 91–98.

*Irwin G.R.* Engineering fracture Mechanics. V. 1. Pergamon Press, 1968. P. 241–257.

*Li, Jia Hui; Wei, Zhen; Wu, Chao.* Preparation and properties of novel building materials at low temperature // Materials & Design. 2015. V. 67. P. 464–468.

*Orlov M.Y., Orlova Y.N.* Phenomenological model and numerical method. In: Combined theoretical and experimental study of ice behavior under shock and explosive loads. Springer Briefs in Applied Sciences and Technology. Springer, Cham. 2022.

*Petrov I.B.* Problems of modeling natural and anthropogenic Processes in the Arctic Zone of the Russian Federation // Mathematical models and computer simulations. 2019. V. 11. № 2. P. 226–246.

*Perutz M.F.* A description of the iceberg aircraft carrier and the bearing of the mechanical properties of frozen wood pulp upon some problems of glacier flow // Journ. Glaciology. 1948. V. 1 (3). P. 95–104.

*Reichmus D.R.* Correlation of experimental dependences force – movement with physical characteristics of rocks at percussion boring, in Rock Mechanics. Ed. C. Fairhurst. Proc. of the 1th Symposium of Rock Mechanics. University of Minnesota, 1962. Pergamon Press, Oxford-London-New York-Paris, 1963.

*Tatibouet J., Vassoille R., Perez J., Campbell W.J., Weeks W.F., Ramseier R.O., Gloersen P.* Ultrasonic properties of plastically deformed ice // Journ. of Glaciology. 1975. V. 15 (73). P. 161–169.

*Tusima K., Kiuchi T.* Development of high-speed ice-skating rink // Seppyo. Journ. Jap. Soc. of Snow and Ice. 1998. V. 60 (5). P. 349–356.

*ndn.info* // Электронный ресурс. *https://ndn.info/novosti/29327-armirovannyj-led-dlya-strojki-mostov-izobreli-v-sibiri*. Дата обращения: 14.05.2024.

*https://welcome.mosreg.ru* // Электронный ресурс. *https://welcome.mosreg.ru/stories/gornolyznye-kurorty-podmoskov-a-kuda-otpravit-sa-etoj-zimoj*. Дата обращения: 14.05.2024.

**Citation: *Dzhumandzhi V.A., Shavlov A.V., Sokolov I.V., Yakovenko E.S.* The effect of "annealing" on the specific crushing energy of the layered frozen ice. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 64 (3): 464–474. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424030115**

# The effect of "annealing" on the specific crushing energy of the layered frozen ice

**V. A. Dzhumandzhi, A. V. Shavlov*, I. V. Sokolov, E. S. Yakovenko**

*Institute of the Earth's Cryosphere Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia*
**e-mail: shavlov@ikz.ru*

Received February 15, 2024 / Revised May 14, 2024 / Accepted July 8, 2024

The paper demonstrates realization of an experimental method of shock destruction of ice in order to study its specific energy of destruction and strength under various annealing conditions. Ice was prepared by layer-by-layer freezing of distilled water. The ice had a polycrystalline structure with a grain size of several fractions of a millimeter, judging by its ability to be broken into submillimeter fragments under the influence of shock load. It was shown that ice samples can be stored for a long time (several days) at a temperature of –18 °C without changing their physical characteristics. Annealing of ice for more than 5 hours at a temperature of –1.5 °C resulted in a decrease in the diameter of the holes formed on the ice surface by impacts of the ball by 20% and in an increase in the strength of the ice by 80%. Many hours of annealing at a temperature

of about 0 °C caused the opposite results: the diameter of the holes increased by 10–20%, and the strength decreased. The increase in ice strength at the annealing temperature of –1.5 °C was explained by a decrease in the specific surface energy of formation of cracks and a decrease in the size of the fragments into which the ice breaks. The decrease in strength at the annealing temperature of 0 °C is explained by ice recrystallization processes, which results in a decrease of the density of microcracks in the ice lattice, and in an increase of the size of fragments. Thus, annealing can significantly affect the strength. To strengthen ice, the annealing temperature must be high, but not too close to the melting point, so that noticeable recrystallization does not occur, leading to a loss of strength of the material.

**Key words:** ice, crystallization, annealing, strength, specific fracture energy

## REFERENCES

*Bernal J. Concluding remarks. Mekhanicheskiye svoystva novykh materialov*. Mechanical properties of new materials. Moscow: Mir, 1966: 241–254. [In Russian].

*Bernstein S.A.* To the calculation of the strength of the ice layer at the crossing. *Vestnik Voyenno-inzhenernoy akademii*. Bulletin of the Military Engineering Academy. 1935, 8: 3. [In Russian].

*Bogorodsky V.V., Gavrilo V.P. Led. Fizicheskiye svoystva. Sovremennyye metody glyatsiologii*. Ice. Physical properties. Modern methods of glaciology. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 384 p. [In Russian].

*Vdovin Yu.I., Krasnov Yu.N. Opyt sozdaniya ledovykh plotin. Problemy inzhenernoy glyatsiologii*. Experience in building ice dams. Problems of engineering glaciology. Novosibirsk: Nauka, 1986: 177–183. [In Russian].

*Voytkovskiy K.F., Kamenskiy R.M., Konstantinov I.P. Sozdaniye ledovykh massivov iz morskoy vody na melkovod'ye Arkticheskikh morey. Tezisy dokladov nauchno-tekhnicheskogo soveshchaniya «Problemy primeneniya ledovykh sooruzheniy na Tyumenskom Severe»*. Creation of ice massifs from sea water in the shallow waters of the Arctic seas. Abstracts of reports of the scientific and technical meeting "Problems of using ice structures in the Tyumen North". Tyumen, 1982: 9–10. [In Russian].

*Grinevich D.V., Buznik V.M., Nuzhny G.A. Obzor primeneniya chislennykh metodov dlya modelirovaniya deformatsii i razrusheniya l'da*. A review of the application of numerical methods for modeling ice deformation and fracture. Proc. of VIAM. 2020, 8 (90): 109–122. [In Russian].

*Danielyan Yu.S., Dolgikh G.M., Maier V.R.* The project of the Yamburg experimental dam (with an ice core in its body). *Problemy inzhenernoy glyatsiologii*. Problems of engineering glaciology. Novosibirsk: Nauka, 1986: 183–189. [In Russian].

*Dunaev E.S.* Sea water ice as a building material. *Trudy Dal'nevostochnogo politekhnicheskogo institute*. Proc. of the Far Eastern Polytechnic Institute. 1957, 46: 1–26. [In Russian].

*Epifanov V.P.* Destruction of ice during impact interactions. *Doklady Akademii nauk SSSR*. Reports of the Academy of Sciences of the USSR. 1985, 284 (3): 599–603. [In Russian].

*Zelenin A.N. Osnovy razrusheniya gruntov mekhanicheskimi sposobami*. Fundamentals of soil destruction by mechanical means. Moscow: Mashinostroenie, 1968: 376 p. [In Russian].

*Krai P.* Influence of structure width on design ice loads. *Fizika i mekhanika l'da*. Physics and mechanics of ice. Moscow: Mir, 1983: 165–179. [In Russian].

*Likhomanov V.A., Kheisin D.E.* Experimental study of the impact of a solid body on ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic, 1971, 38: 105–111. [In Russian].

*Saveliev B.A., Latalin D.A. Iskusstvennyye ledyanyye platformy*. Artificial ice platforms. Moscow: VINITI, 1986: 193 p. [In Russian].

*Spivak A.I., Popov A.N. Mekhanika gornykh porod*. Mechanics of rocks. Moscow: Nedra, 1975: 200 p. [In Russian].

*Ryzhenkov A.V.* Pikerite and riserite are unusual materials for a cold climate. *Priroda i klimat*. Nature and climate. 2015, 3 (16): 29–33. [In Russian].

*Umerennoye namorazhivaniye l'da metodom dal'nestruynogo dozhdevaniya*. Moderate freezing of ice by long-range sprinkling. Yakutsk: State University, 1982: 755 p. [In Russian].

*Kheisin D.E., Likhomanov V.A.* Experimental determination of the specific energy of mechanical crushing of ice upon impact. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 1973, 41: 55–61. [In Russian].

*Tsuprik V.G.* On the cyclic nature of the process of destruction of sea ice during its shock testing by a rigid sphere. *Problemy osvoyeniya georesursov Dal'nego Vostoka*. Problems of development of georesources of the Far East. Moscow: Gornaya kniga, 2013: 26–40. [In Russian].

*Shavlov A.V. Led pri strukturnykh prevrashcheniyakh*. Ice during structural transformations. Novosibirsk: Nauka, 1996: 182 p. [In Russian].

*Shavlov A.V., Ryabtseva A.A., Shavlova V.A.* "Super-slippery" ice for speed skating. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2007, 10 (2): 49–59. [In Russian].

*Shtremel M.A.* Destruction. *Sorosovskiy obrazovatel'nyy zhurnal.* Soros Educational Journ. 1997, 4: 91–98. [In Russian].

*Irwin G.R.* Engineering fracture Mechanics. V. 1. Pergamon Press, 1968: 241–257.

*Li, Jia Hui; Wei, Zhen; Wu, Chao.* Preparation and properties of novel building materials at low temperature. Materials & Design. 2015, 67: 464–468.

*Orlov M.Y., Orlova Y.N.* Phenomenological model and numerical method. In: Combined theoretical and experimental study of ice behavior under shock and explosive loads. Springer Briefs in Applied Sciences and Technology. Springer, Cham. 2022.

*Petrov I.B.* Problems of modeling natural and anthropogenic Processes in the Arctic Zone of the Russian Federation. Mathematical models and computer simulations. 2019, 11 (2): 226–246.

*Perutz M.F.* A description of the iceberg aircraft carrier and the bearing of the mechanical properties of frozen wood pulp upon some problems of glacier flow. Journ. of Glaciology. 1948, 1 (3): 95–104.

*Reichmus D.R.* Correlation of experimental dependences force – movement with physical characteristicss of rocks at percussion boring, Ed Fairhurst, C, in Rock Mechanics, Proc 1th Symposium of Rock Mechanics. University of Minnesota, 1962. Pergamon Press, Oxford-London-New York-Paris, 1963.

*Tatibouet J., Vassoille R., Perez J., Campbell W.J., Weeks W.F. Ramseier R.O., Gloersen P.* Ultrasonic properties of plastically deformed ice. Journ. of Glaciology. 1975, 15 (73): 161–169.

*Tusima K., Kiuchi T.* Development of high-speed ice-skating rink. Seppyo. Journ. Japan Society of Snow and Ice. 1998, 60 (5): 349–356.

ndn.info. Retrieved from: https://ndn.info/novosti/29327-armirovannyj-led-dlya-strojki-mostov-izobreli-v-sibiri. Last access: 14 May 2024.

https://welcome.mosreg.ru. Retrieved from: https://welcome.mosreg.ru/stories/gornolyznye-kurorty-podmoskov-a-kuda-otpravit-sa-etoj-zimoj. Last access: 14 May 2024.