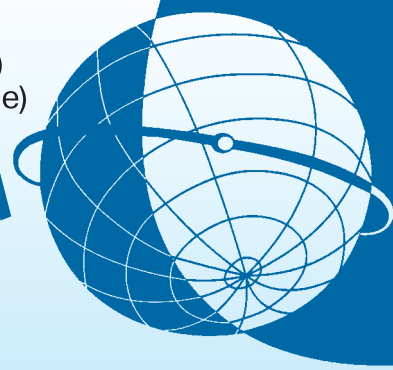


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **63**
№4, 2023

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том **63**, № **4**, 2023

Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 4, 2023

Ледники и ледниковые покровы

Причины неопределённости в палеоклиматических реконструкциях по изотопному составу кислорода ледникового льда Эльбруса (Западное плато) <i>Ю. Н. Чижова, В. Н. Михаленко, С. С. Курузов, И. И. Лаврентьев, В. Я. Липенков, А. В. Козачек</i>	473
Толщина и объём ледников массива Монгун-Тайга, Алтай, в 2021 г. по данным георадиолокации и моделирования <i>С. А. Грига, Д. А. Ганюшкин, Д. В. Банцев, М. Р. Николаев, М. П. Кашкевич, К. А. Ибраев</i>	489
Изотопно-гидрологические исследования в бассейне р. Талдура (Южно-Чуйский хребет, Центральный Алтай) <i>Д. В. Банцев, А. А. Овсепян, В. А. Распутин, А. В. Козачек, К. Б. Чихачев, Д. А. Ганюшкин</i>	513
Крупные приледниковые озёра архипелага Шпицберген: их состояние в 2008–2012 г. и динамика с 1991 по 2022 г. <i>Р. А. Чернов, К. В. Ромашова</i>	525
Высота границы питания на куполе Беллинсгаузен, Антарктика <i>Б. Р. Мавлюдов</i>	540
Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2023 г. <i>И. И. Лаврентьев, А. М. Смирнов, П. А. Торопов, Н. Э. Елагина, Т. Д. Киселёва, Е. Д. Дроздов, А. И. Дегтярёв</i>	553

Снежный покров и снежные лавины

Высота снежного покрова в лесу и поле на равнинной территории России при современном климате <i>А. В. Сосновский, Н. И. Осокин</i>	558
Пространственно-временная неоднородность значений $\delta^{18}\text{O}$ и структуры снежной толщи на территории метеообсерватории МГУ <i>С. А. Сократов, А. Ю. Комаров, Ю. К. Васильчук, Н. А. Буданцева, Дж. Ю. Васильчук, Ю. Г. Селиверстов, П. Б. Гребенников, Д. М. Фролов</i>	569

Подземные льды и наледи

Геоэлектрические модели гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая <i>Г. С. Дьякова, А. А. Горевачева, А. Н. Шеин, В. В. Потапов, Р. Д. Бурым, О. В. Останин, В. В. Оленченко</i>	583
Основные факторы формирования субэдральных таликов в рамках одномерной математической модели на примере района реки Шестаковка, Центральная Якутия <i>С. В. Попов, А. С. Боронина, Л. С. Лебедева</i>	597
Антропогенное влияние на микроклимат и оледенение Кунгурской Ледяной пещеры в период максимальной туристической нагрузки <i>А. С. Казанцева, А. В. Красиков</i>	612

Морские, речные и озёрные льды

Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и её корреляция с температурой поверхности Баренцева моря по данным спутниковых наблюдений и реанализа <i>Е. В. Львова, Е. В. Заболотских</i>	625
---	-----

Палеогляциология

Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в юго-восточной части Горного Алтая <i>И. Д. Зольников, И. С. Новиков, Е. В. Деев, А. В. Панин, Р. Н. Курбанов</i>	639
Содержание журнала “Лёд и снег” за 2023 год	652
Алфавитный указатель журнала “Лёд и снег” за 2023 год	655

Contents

Vol. 63, No. 4, 2023

Glaciers and Ice Sheets

Causes of uncertainties in paleoclimatic reconstructions based on the oxygen isotope composition of glacier ice on Elbrus (Western plateau)	
<i>Ju. N. Chizhova, V. N. Mikhalenko, S. S. Kutuzov, I. I. Lavrentiev, V. Ya. Lipenkov, A. V. Kozachek</i>	473
Thickness and volume of glaciers of the Mongun-Taiga massif, Altai, in 2021 based on ground penetrating radar data and modeling	
<i>S. A. Griga, D. A. Ganyushkin, D. V. Bantsev, M. R. Nikolaev, M. P. Kashkevich, K. A. Ibraev</i>	489
The use of isotope indicators in hydrological studies in the Taldura River basin, Central Altai	
<i>D. V. Bantsev, A. A. Ovsepyan, V. A. Rasputina, A. V. Kozachek, K. B. Tchikhatchev, D. A. Ganyushkin</i>	513
Large periglacial lakes of the Spitsbergen (Svalbard): their status as for 2008–2012 and dynamics from 1991 to 2022	
<i>R. A. Chernov, K. V. Romashova</i>	525
Equilibrium line altitude on Bellingshausen Ice Dome, Antarctic	
<i>B. R. Mavlyudov</i>	540
Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2023	
<i>I. I. Lavrentiev, A. M. Smirnov, P. A. Toropov, N. E. Elagina, T. D. Kiseleva, E. D. Drozdov, A. I. Degtyaryov</i>	553

Snow Cover and Avalanches

The snow depth in forests and fields on lowlands of Russia under the current climate conditions	
<i>A. V. Sosnovsky, N. I. Osokin</i>	558
Spatial-temporal variability of the $\delta^{18}\text{O}$ values and the snow cover structure on the territory of the Meteorological Observatory of the Lomonosov Moscow State University	
<i>S. A. Sokratov, A. Yu. Komarov, Yu. K. Vasil'chuk, N. A. Budantseva, D. Yu. Vasil'chuk, Yu. G. Seliverstov, P. B. Grebennikov, D. M. Frolov</i>	569

Ground Ice and Icings

Geoelectrical models of glacial-permafrost rock formations of the Central Altai	
<i>G. S. Dyakova, A. A. Goreyavcheva, A. N. Shein, V. V. Potapov, R. D. Burym, O. V. Ostanin, V. V. Olenchenko</i>	583
Analysis of the main factors controlling the formation of subaerial taliks, using a one-dimensional mathematical model. A case study for the Shestakovka River basin (Central Yakutia)	
<i>S. V. Popov, A. S. Boronina, L. S. Lebedeva</i>	597
Anthropogenic influence on the microclimate and glaciation of the Kungur Ice Cave during the period of maximum tourist load	
<i>A. S. Kazantseva, A. V. Krasikov</i>	612

Sea, River and Lake Ice

Variability of the Pechora Sea ice area and its correlation with the Barents Sea surface temperature according to satellite observations and reanalysis	
<i>E. V. Lvova, E. V. Zabolotskikh</i>	625

Palaeoglaciology

The last glaciation and glacier-dammed lakes in the southeastern part of the Altai	
<i>I. D. Zolnikov, I. C. Novikov, E. V. Deev, A. V. Panin, R. N. Kurbanov</i>	639
Contents of the journal "Ice and Snow" for 2023	652
Alphabetical index of the journal "Ice and Snow" for 2023	655

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ

EDN: HBVSQP

Одним из главных направлений развития наук о Земле в XXI веке является создание моделей Земной Системы (МЗС) для диагностики и прогнозирования изменений климата и природной среды. Решение этой задачи не ограничивается численным моделированием основных блоков климатической системы, а требует физико-математического описания основных процессов в гидросфере, биосфере, и деятельном слое суши (Stepanenko et al., 2022).

Важным элементом таких моделей должно стать включение параметризации горного оледенения. В настоящее время эволюция горных ледников чаще всего моделируется в виде отклика на происходящее глобальное потепление (Huss, Hock, 2015). Горное оледенение пока не включается в МЗС в виде параметризаций из-за предполагаемой малости его обратного влияния на климат. Хотя изменение площади крупных ледниковых узлов может ощутимо влиять на элементы глобальной циркуляции атмосферы, такие как индийский муссон (Jin, 2005). Необходимость описания горной составляющей речного стока в рамках МЗС также требует использования модели горного оледенения в качестве параметризации, а не отдельного алгоритма.

Выбор алгоритма моделирования горных ледников в рамках МЗС сложен из-за сочетания чрезвычайного разнообразия моделируемых объектов с их большим количеством. Применение глобальных гляциологических моделей, основанных на упрощенной динамике, представляется наиболее перспективным подходом. К такому типу моделей относятся так называемые “глобальные гляциологические модели” (ГГМ), которые позволяют быстро и сравнительно просто настроить параметры на любой ледник земного шара (Постникова и др., 2022). Сам принцип хорош, однако в большинстве случаев климатический форсинг, который используется при моделировании посредством ГГМ, оставляет желать лучшего.

В отделе гляциологии ИГРАН ведется проект по созданию ГГМ, включающего минимальную модель Урлеманса и алгоритмы, которые учитывают метеорологические факторы, определяющие эволюцию ледника (Торопов и др., 2023).

Предлагаемая модель будет реализовываться не для каждого горного ледника земного шара, а для его “гипотетического образа”, сформированного для каждого из 8 румбов внутри всех ячеек МЗС в результате статистической обработки морфометрических параметров реальных горных ледников. Созданная схема ляжет в основу параметризации горного оледенения в рамках МЗС ИВМ РАН. Данная параметризация поможет учесть снежно-ледовую составляющую речного стока, оценить реакцию горного оледенения на будущие изменения климата и его динамику в климатическом прошлом, а также выявить возможное влияние крупных горно-ледниковых массивов на региональный климат.

Благодарности. Задачи, кратко описанные выше, реализуются благодаря поддержке РНФ в рамках проекта № 23-17-00247.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Ч. 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620–636.
- Торопов П.А., Дебольский А.В., Полохов А.А., Шестакова А.А., Поповнин В.В., Дроздов Е.Д. Минимальная модель Урлеманса как возможный инструмент описания горного оледенения в моделях земной системы // Водные ресурсы. 2023. Т. 50. № 5. С. 5–20.
- Jin L., Ganopolski A., Chen F., Claussen M., Wang H. Impacts of snow and glaciers over Tibetan Plateau on Holocene climate change: Sensitivity experiments with a coupled model of intermediate complexity // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. № 17. P. 360–390.
- Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers Earth Science. 2015. V. 3. № 54. P. 664–682.
- Stepanenko V.M. River routing in the INM RAS-MSU land surface model: Numerical scheme and parallel implementation on hybrid supercomputers // Supercomputing Frontiers and Innovations. 2022. V. 9. № 1. P. 32–48.

П.А. Торопов

ПРИЧИНЫ НЕОПРЕДЕЛЁННОСТИ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ КИСЛОРОДА ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА ЭЛЬБУСА (ЗАПАДНОЕ ПЛАТО)

© 2023 г. Ю. Н. Чижова^{1,2,*}, В. Н. Михаленко², С. С. Кутузов^{2,3},
И. И. Лаврентьев², В. Я. Липенков^{2,4}, А. В. Козачек⁴

¹Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

⁴Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.07.2023 г.

После доработки 02.09.2023 г.

Принята к публикации 02.09.2023 г.

Выполнены измерения изотопного состава кислорода в неглубоких кернах, полученных в разные годы на Западном плато Эльбруса. Совмещение изотопной записи ($\delta^{18}\text{O}$) по глубине для трёх кернов показало, что в пределах локального участка Западного плато до 330 мм вод. экв. в слое годовой аккумуляции, т.е. около 20% средней годовой аккумуляции может быть сформировано за счёт перераспределения выпавшего снега. Неточности в реконструкции температур по среднесезонным значениям $\delta^{18}\text{O}$ связаны с изменением сезонных пропорций в накоплении снега и с неравномерностью выпадения осадков внутри сезонов.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, реконструкция температур, Кавказ, Эльбрус

DOI: 10.31857/S2076673423040051, **EDN:** HCCXEG

ВВЕДЕНИЕ

Палеоклиматические реконструкции по кернам ледников умеренного пояса имеют большую значимость для изучения региональной изменчивости климата. Эта значимость обусловлена хорошим разрешением, т.е. высокой аккумуляцией и возможностью сопоставления части записи по кернам с прямыми метеонаблюдениями. Это преимущество, однако, не всегда можно использовать, поскольку на умеренных ледниках плохо сохраняется годовая стратиграфия. Ледники Эльбруса на высотах более 4.5 тыс. м предоставляют такую возможность, так как на этих высотах в холодной фирновой зоне изотопный и химический состав снега не меняется из-за таяния. Хотя высокая скорость снегонакопления не способствует сохранению древнего льда в базальной части ледника, лёд возрастом в несколько сотен лет, вероятно, сохранился в глубоких слоях ледников на Кавказе (Михаленко и др., 2021). На Западном плато Эльбруса в области с высокой скоростью аккумуляции были получены ледяные керны (Ледники..., 2020), палеоклиматическая информация по которым требует тщательного подхода к её расшифровке.

Одной из базовых палеоклиматических характеристик является изотопный состав кислорода и водорода льда, поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD осадков зависят от температуры конденсации (Craig, 1961; Dansgaard, 1964) и могут использоваться для реконструкции температур воздуха и характера изменений климата (Merlivat, Jouzel, 1979; Dansgaard et al., 1993). Вариации $\delta^{18}\text{O}$ (или δD) по глубине в ледяных кернах также используются для датирования льда путём подсчёта годовых слоёв. Этот подход начал применяться начиная с середины XX века при изучении верхних частей ледяных кернов Гренландии и Антарктиды, покровных и горных ледников. Если для ледяных кернов Антарктиды и Гренландии характерно частое чередование пиков сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$, связанное с низким годовым накоплением снега, то для горных ледников с высокой аккумуляцией пики наименьших и наибольших значений не обязательно соответствуют самому холодному и самому тёплому сезону года. Поскольку изотопный состав кислорода сам по себе является палеоклиматическим показателем, важно подобрать способ восстановления метеорологических данных по годовым или сезонным циклам в ледяном

керне. Для этого сначала устанавливается связь между местной температурой воздуха и изотопным составом атмосферных осадков для конкретного пункта бурения. В качестве показателя местной температуры используются данные метеонаблюдений на ближайших станциях или данные, получаемые на автоматических метеостанциях в месте бурения. Затем выполняется датирование керна, календарная привязка годовых циклов, расчёт скорости снегонакопления для каждого выделенного годового слоя с учётом плотности, поправок на адвекцию льда и на утончение годовых слоёв и средних годовых значений изотопного состава кислорода, реконструкции температуры. Также был предложен другой способ реконструкции — восстановление скорости снегонакопления и среднесезонных значений температуры отдельно за холодный и тёплый сезоны, этот подход был применён при изучении глубокого керна с Западного плато Эльбруса (Козачек и др., 2015; Mikhalenko et al., 2015) и запатентован (Екайкин и др., 2018).

В статье рассмотрено формирование изотопных характеристик ледникового льда в пределах центрального участка Западного плато Эльбруса. Для этого одновременно в летний сезон 2013 г. выполнено неглубокое бурение в близко расположенных точках, а также бурение двух глубоких скважин в 2017 и 2018 гг. Цель статьи — показать на примере ледяных кернов, полученных на близком расстоянии друг от друга, насколько изотопные характеристики льда зависят от локальных условий снегонакопления, и рассмотреть факторы, влияющие на точность палеотемпературных реконструкций.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Западное плато Эльбруса расположено выше 5000 м над ур. моря, его площадь — около 0.5 км². С востока оно ограничено Западной вершиной Эльбруса, а на запад обрывается крутым ледопадом. Атмосферные осадки выпадают на поверхность плато исключительно в твёрдом виде, а температура фирново-ледяной толщи на глубине 10 м, где затухают сезонные колебания, составляет -17.2°C (Михаленко, 2010). Толщина льда здесь от 60 до 255 м (Лаврентьев и др., 2010). В 2004–2013 гг. на плато было пробурено несколько скважин с получением кернов фирна и льда. В сентябре 2009 г. из скважины, пробуренной на высоте 5115 м в точке с координатами $43^{\circ}20'53.9''$ с.ш. и $42^{\circ}25'36.0''$ в.д. (рис. 1), получен непрерывный керн длиной 181.8 м от поверхности до ложа ледника (Mikhalenko et al., 2015).

В 2013 г. в этом же месте пробурена скважина до глубины 20.57 м (С–1) и две неглубокие скважины в 30 м (глубиной 5.08, керн С–2) и в 60 м к востоку (глубиной 5.5 м, керн С–3) от этой точки.

В 2017 г. получен ледяной керн С–4 длиной 23.7 м в точке максимального снегонакопления на Западном плато Эльбруса. В 2018 г. выполнено бурение в точке, расположенной между участками бурения керна № 1 2013 г. и керна 2017 г. (см. рис. 1), и получен ледяной керн С–5 длиной 35.95 м. Определение плотности выполнено весовым методом для каждого керна, значения плотности использовались для перевода шкалы глубин в мм водного эквивалента (далее мм в.экв.). Ледяные керны упаковывались в термос-ящики и транспортировались в замороженном состоянии.

В условиях холодной лаборатории Института географии РАН при температуре воздуха -25°C выполнено описание кернов и отобраны образцы с разрешением 5 см. Образцы льда растапливались при комнатной температуре, переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой парафильм. Изотопный анализ выполнен в лаборатории ЛИКОС ААНИИ на изотопном анализаторе Picarro L2130-i. Для нормализации измеренных значений $\delta^{18}\text{O}$ использовалась линейная регрессия по измеренным одновременно с образцами внутренним лабораторным и международным изотопным стандартам. Точность измерений оценивалась по повторным измерениям одних и тех же образцов в разных сериях измерений, воспроизводимость составила 0.06‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.30‰ для $\delta^2\text{H}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда Западного плато во всех изученных кернах в целом варьируют от -4.3 до -30.27 ‰ и от -18.7 до -228.7 ‰ соответственно, обнаруживая хорошо выраженную сезонность. Лёд трёх неглубоких кернов, полученных одновременно на Западном плато летом 2013 г., имеет близкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от 22 до 26‰), среднее значение для всех трёх кернов составило -15.2 ‰. В изотопных характеристиках верхней части кернов, охватывающих летний период 2013 г. и зимний период 2012/13 г., отчётливо прослеживается разный характер накопления снега — в керне С–3 наиболее проявлен сигнал изотопно-лёгких зимних снегопадов, горизонт которых в кернах С–1 и С–2 имеет меньшую мощность (рис. 2).

При переходе в масштаб водного эквивалента заметно несовпадение пиков $\delta^{18}\text{O}$ на общей шкале глубин, обусловленное локальными различиями в накоплении снега на Западном плато (рис. 3, а–в). Зимний сезон 2012/13 г. в керне С–3 по зна-

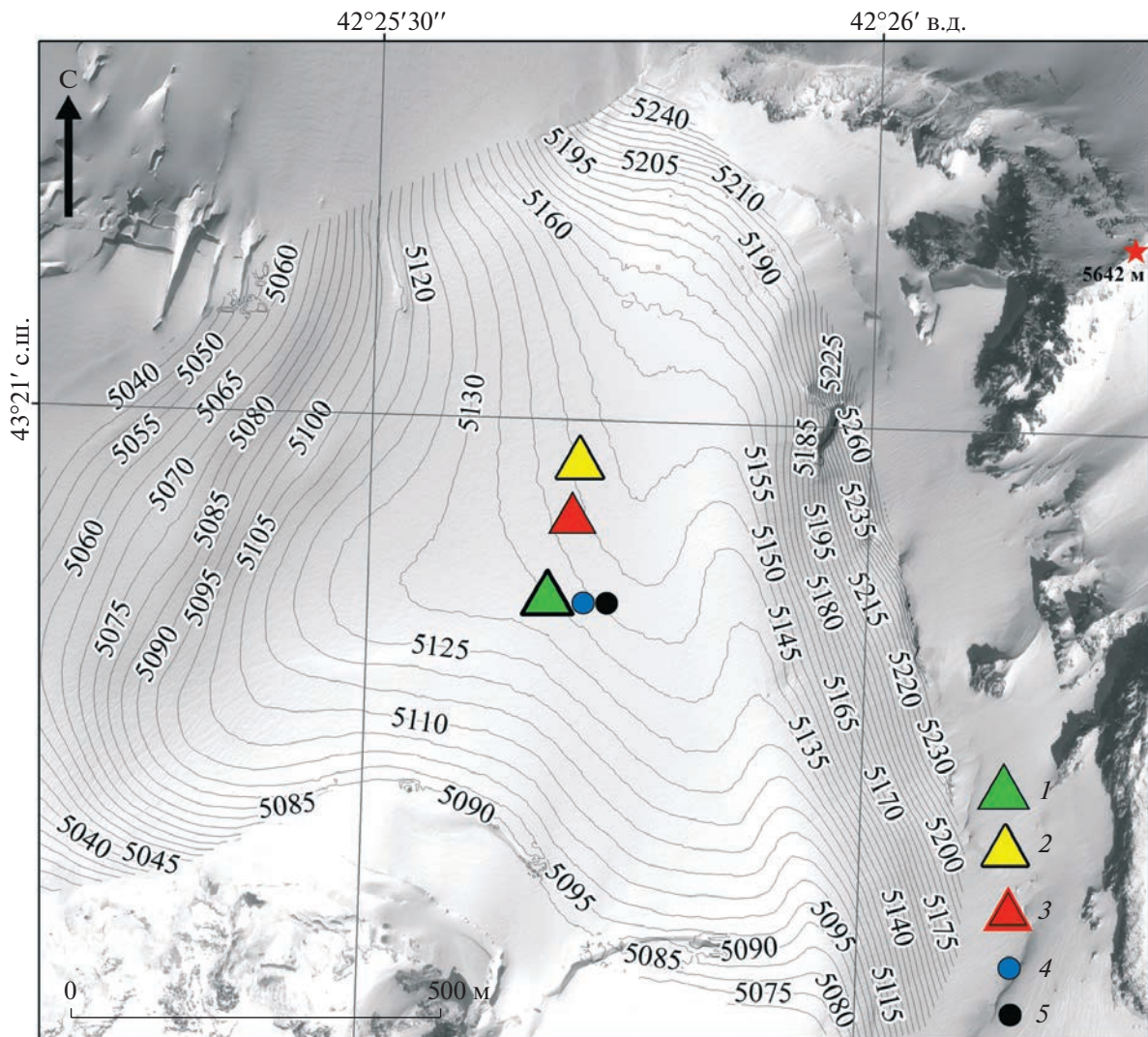


Рис. 1. Точки бурения на Западном плато Эльбруса с получением ледяного керна: 1 – С–1 (2013 г.); 2 – С–4 (2017 г.); 3 – С–5 (2018 г.); 4 – С–2 (2013 г.); 5 – С–3 (2013 г.).

Fig. 1. Drilling site on the Western plateau of Elbrus and obtained ice core: 1 – С–1 (2013); 2 – С–4 (2017); 3 – С–5 (2018); 4 – С–2 (2013); 5 – С–3 (2013).

чениям $\delta^{18}\text{O}$ выделяется на глубинах 239–1243 мм в.экв.; таким образом аккумуляция зимнего периода составила 1004 мм в.экв. Этот же сезон в керне 1 выделен на глубинах 239–913 мм в.экв., т.е. здесь слой зимней аккумуляции был меньше на 330 мм в.экв. Разница между мощностями слоя зимней аккумуляции в керне С–2 и С–3 составила 190 мм в.экв. Добавив величину разницы в шкалу глубин для каждого из кернов, можно увидеть хорошее соответствие изотопных кривых между собой (см. рис. 3, г). Таким образом, в пределах локального участка Западного плато перераспределение выпавшего снега в зимний сезон 2012/13 г. составило 330 мм в.экв. — это примерно 20% средней годовой аккумуляции.

Неравномерное по площади накопление снега создаёт седиментационный шум в изотопной записи. В керне С–1 при относительно меньшей мощности зимнего слоя 2012/13 г. отмечены самые высокие величины $\delta^{18}\text{O}$, а в керне С–3 — и максимальная мощность зимнего слоя и наименьшие величины $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 2), что связано с перемещением зимнего снега на поверхности плато. В летний сезон 2012 г. в керне С–3 также отмечено повышенное накопление по сравнению с керном 1 и 2 и занижение значений $\delta^{18}\text{O}$. Это связано, скорее всего, с относительно большим накоплением переметённого снега, выпавшего в осенний период, который при осреднении был отнесён к летнему сезону.

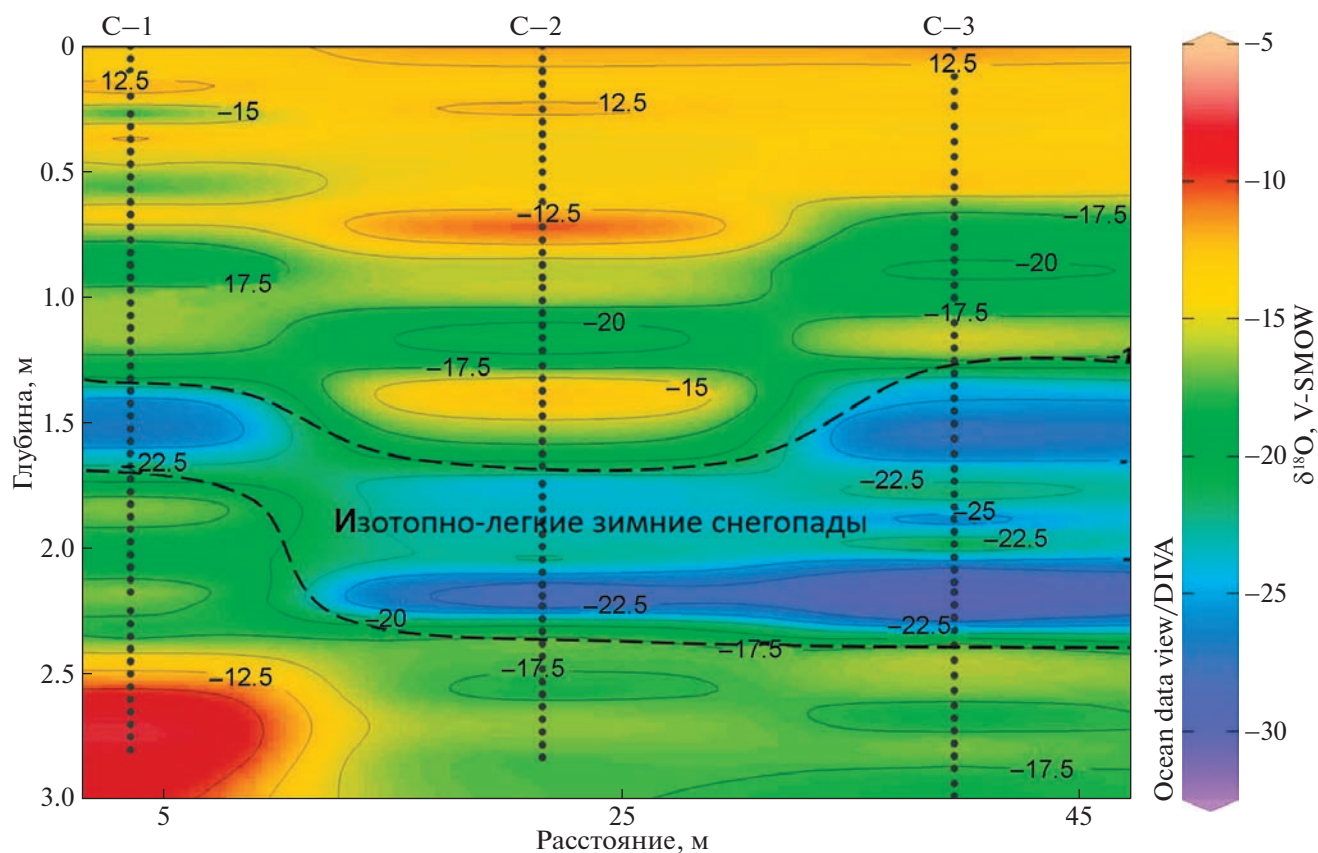


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в фирне зимнего сезона 2012/13 г. в трёх кернах (С–1, С–2 и С–3). Бурение выполнено летом 2013 г.

Fig. 2. The $\delta^{18}\text{O}$ values in the firn of the winter season 2012/13 in three cores (C–1, C–2 and C–3). Drilled in the summer of 2013.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда керна С–4, полученного в 2017 г. в точке максимального снегонакопления (Лаврентьев и др., 2022), варьируют от -5.31 до -30.21 ‰. В керне выделено 6 годовых циклов по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (границы сезонов определялись исходя из среднего значения $\delta^{18}\text{O} = -15.2$ ‰), в нижней части керна сезоны накопления соответствуют сезонам, выделенным в верхней части керна С–1 2013 г. (холодные сезоны 2012/13 и 2011/12 гг., и тёплый сезон 2012 г., см. рис. 3). Повышенное снегонакопление в точке бурения 2017 г. (кern С–4) приводит к изменению изотопного сигнала сезонных горизонтов льда относительно керна С–1. Так, холодный сезон 2012/13 г. характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -20.5$ ‰ и слоем сезонной аккумуляции в 891 мм в.экв., этот же сезонный слой в керне С–1 2013 г. характеризуется величиной $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -19.3$ ‰ при мощности слоя 672 мм в.экв. В керне С–5 2018 г. значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -4.3 до -30.27 ‰. В керне выделено 14 годовых слоёв, часть из которых соответствует годовым слоям в кернах 2017 и 2013 гг. (см. рис. 4).

Сопоставление средних величин $\delta^{18}\text{O}$ для одних и тех же сезонов, выделенных в трёх кернах,

показало разницу в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ и мощностях слоя сезонной аккумуляции (табл. 1). Очевидно, что среднесезонное значение $\delta^{18}\text{O}$ зависит от мощности слоя, поскольку осредняются все значения внутри выделенных границ. Ожидается, что уменьшение слоя зимней аккумуляции из-за ветрового сноса выпавшего снега должно приводить к увеличению среднесезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ (когда уменьшается доля зимнего снега с самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$). Однако при сопоставлении холодных сезонов за несколько лет наблюдений между величиной аккумуляции и среднесезонной $\delta^{18}\text{O}$ не отмечено связи. Так, увеличение слоя сезонной аккумуляции холодного сезона 2016/17 г. в керне С–4 в два раза по сравнению с керном С–5 не только не привело к понижению среднесезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ в керне С–4, а наоборот, проявилось в более высоком значении $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1). Это говорит о том, что перемещение снега на поверхности плато является важным фактором формирования изотопной записи, и ветровому перемещению подвергаются не только зимние осадки, но и снегопады осенних и весенних периодов. Для тёплых

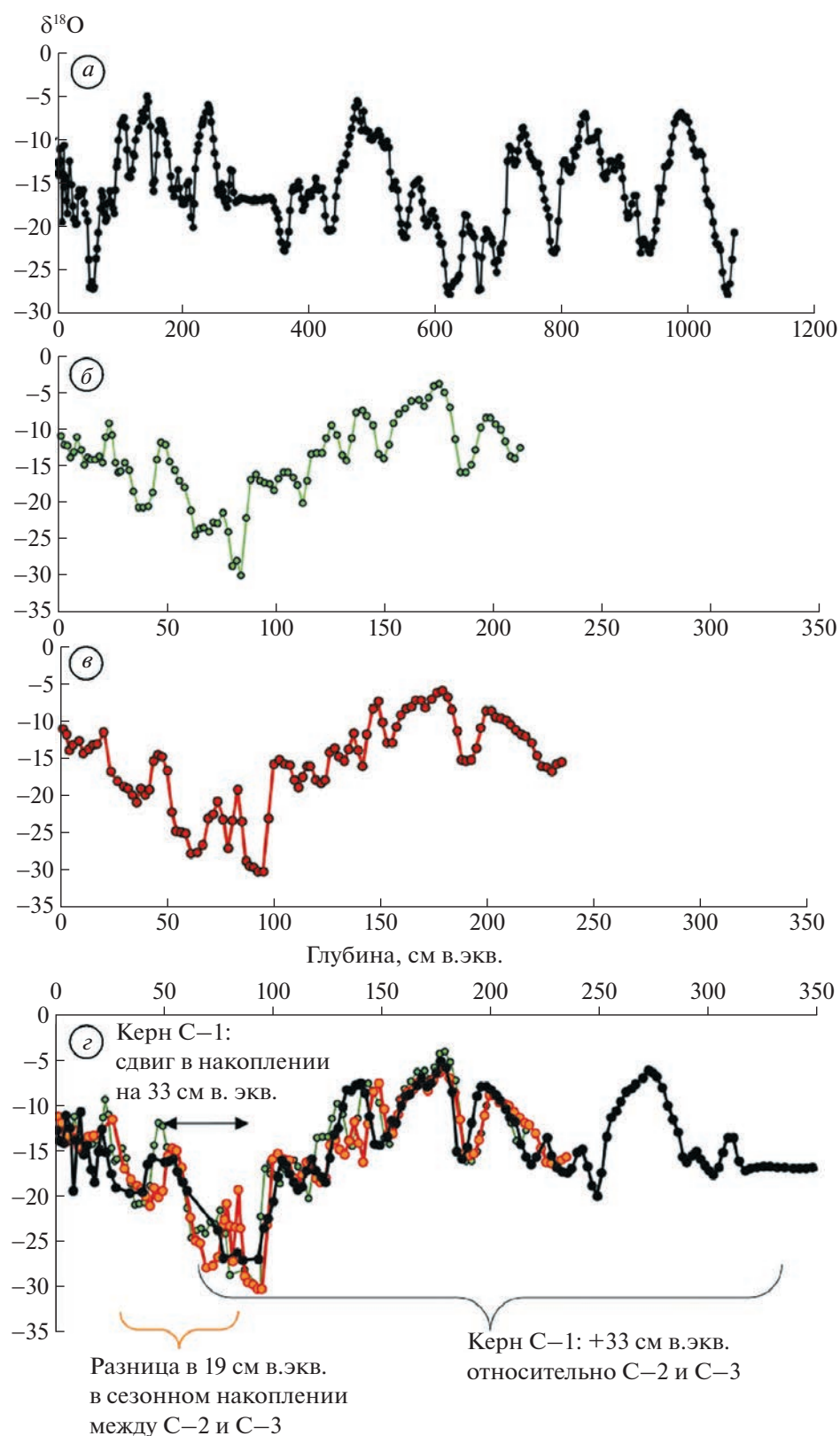


Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в керне С-1 (а); С-2 (б); С-3 (в) по глубине и сопоставление изотопной записи по всем трём кернам с учётом различий в аккумуляции (г).

Fig. 3. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in cores C-1 (a); C-2 (б); C-3 (в) with depth and aligning of isotopic records for all three cores, taking into account differences in accumulation (г).

Таблица 1. Среднесезонные величины $\delta^{18}\text{O}$ и мощности слоя аккумуляции в одновременных горизонтах трёх кернов Западного плато

Сезон	Керн С–5		Керн С–4		Керн С–1		Керн С–1 границы по NH ₄ ⁺	
	δ ¹⁸ O, ‰/слой аккумуляции, мм водного эквивалента							
Холодные сезоны								
2007–08	–20.99	678			–19.69	575	–20.69	330
2008–09	–20.15	550			–19.84	247	–18.02	274
2009–10	–20.32	1589			–21.19	1720	–22.54	1250
2010–11	–17.67	1046			–17.2	1853	–17.52	1540
2011–12	–21.62	319			–16.62	322	–16.34	370
2012–13	–21.37	867	–20.52	891	–19.31	672	–20.35	480
2013–14	–17.87	539	–18.24	833				
2014–15	–20.74	755	–22.50	1036				
2015–16	–22.29	745	–22.88	979				
2016–17	–22.32	314	–20.83	639				
Тёплые сезоны								
2008	–11.59	938			–11.64	977	–13.22	1167
2009	–10.54	518			–11.52	523	–13.13	766
2010	–11.94	1241			–10.38	909	–12.65	1374
2011	–9.95	612			–9.56	350	–12.71	717
2012	–10.23	958	–11.37	1131	–10.19	883	–10.09	865
2013	–12.32	973	–12.62	734				
2014	–9.88	1378	–10.13	1411				
2015	–9.51	663	–10.66	1092				
2016	–10.91	1346	–11.35	1114				

сезонов заметен некоторый тренд уменьшения сезонной величины $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении аккумуляции, скорее всего связанный с тем, что перемещается по поверхности плато снег переходных периодов от тёплого к холодному сезону; таким образом, слои большей мощности содержат больше осенних/весенних снегопадов, что понижает среднее значение $\delta^{18}\text{O}$. Для летнего сезона ожидается гораздо меньшее ветровое перераспределение из-за более высоких температур выпадения снега, в результате чего поверхностный снег имеет большую влажность и меньше перемещается по поверхности после отложения.

Хорошо заметно, что разница в слое аккумуляции и среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ между С–1, С–4 и С–5 значительна, и в отдельные сезоны максимальные различия могут достигать 1.79 м в.экв. и 5‰ соответственно. При 5-летнем осреднении полученных значений для холодного периода абсолютная разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ между

кернами С–1 и С–5 (2008–2013 гг.) составила 1.38‰.

Полученные сезонные значения $\delta^{18}\text{O}$ льда плохо коррелируют с температурами воздуха на метеостанции в долине (станция Клухорский перевал), как для холодных ($r = -0.4$), так и для тёплых ($r = 0.46$) сезонов, если за тёплый сезон принимать период с мая по октябрь, а за зимний – с ноября по апрель. Такое выделение сезонов выполнено в работе (Козачек и др., 2015). Это связано, вероятно, с нарушениями температурного градиента долина–вершина и с проблемой неравномерности накопления снега в пространстве и во времени. Периоды выпадения осадков на ледниках не совпадают с зафиксированными датами выпадения осадков на долинных станциях, кроме того, количество выпадающего снега на склонах Эльбруса характеризуется большой межгодовой изменчивостью.

ОБСУЖДЕНИЕ

Любая интерпретация изотопного состава кислорода как косвенного показателя температуры требует концептуальной модели, подкреплённой эмпирическими данными. Модель рэлеевской дистилляции связывает вариации $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков с температурой воздуха в высоких широтах (Dansgaard, 1964). Интерпретация вариации $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных ядрах основана на эмпирической корреляции между наблюдаемыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ осадков и температурой приземного воздуха в районе исследований (на ближайших станциях) или в точке бурения (Jouzel et al., 1997; Petit et al., 1999; Yu et al., 2020; Marcle, Steig, 2022). С одной стороны, важна согласованность температурного сигнала на большой высоте и в долине, а с другой стороны надо учитывать, что абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ осадков в долине и величин $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда различаются из-за разницы абсолютных высот и фаз осадков.

Для корректных палеотемпературных реконструкций необходимо учитывать, насколько климатический сигнал не нарушен. Несколько процессов влияют на изотопный состав снега после его отложения на поверхности ледника, таким образом создавая не климатический шум в изотопной записи ледяных кернов. Неравномерное отложение, вызванное ветром и неровностями поверхности, наряду с пространственным перераспределением, служит основным вкладом неклиматической дисперсии (“стратиграфический шум”) (Fisher et al., 1985). Сильный ветер может удалить целые сезоны из изотопной записи (Fisher et al., 1983).

Кроме того, на климатический сигнал оказывает влияние неравномерность выпадения осадков во времени (Sime et al., 2009, 2011; Persson et al., 2011). После осаджения на изотопный состав поверхностных слоёв может влиять обмен паров с атмосферой посредством процессов сублимации–конденсации (Steen-Larsen et al., 2014); дополнительный компонент изменений после накопления снега может представлять собой диффузия пара в фирне (Waddington et al., 2002; Neumann, Waddington, 2004; Town et al., 2008). Диффузия водяного пара в фирновых порах сглаживает изотопные колебания в сезонном и межгодовом (а возможно и в более длительном) масштабе в зависимости от скорости снегонакопления (Johnsen, 1977; Whillans, Grootes, 1985; Cuffey, Steig, 1998; Johnsen et al., 2000).

Пренебрегая для Западного плато влиянием сублимации и диффузии, которое важно для районов с низкими скоростями аккумуляции, можно сказать, что общая валидность изотопной записи по ледниковым ядрам зависит от трёх факторов — погрешностей аналитических определений, погрешности, связанной с потерей сигнала во льду

из-за ветрового переотложения снега (седиментационный шум), и погрешности, связанной с выделением годовых и сезонных слоёв в ядре и неравномерностью выпадения осадков внутри сезона (шум определения). Если погрешности измерения представляют отклонение результата измерений от истинного (действительного) значения измеряемой величины и её можно рассчитать на основе повторных измерений и величины неопределённости изотопных стандартов, то погрешности шума в изотопной записи — это скорее неопределённость в прямом понимании этого слова. Это та потеря изотопного сигнала, которую мы не можем определить, поскольку изменчивость изотопных параметров может быть продиктована как шумом, так и естественной межгодовой вариабельностью. Поэтому мы можем только сравнить значения, полученные в дублирующих и близко расположенных ядрах и вычислить абсолютную разницу, которую в данном случае можно считать неопределённостью, влияющую на реконструкцию климатического сигнала.

Седиментационный шум. Западное плато было выбрано как оптимальная точка для бурения из-за морфологии поверхности, которая подвержена меньшему ветровому сносу выпадающего снега по сравнению с Восточной вершиной или ледниками, располагающимися на склонах Эльбруса ниже 5000 м. Однако и здесь ветровое перемещение снега существенно. Для горных ледников, особенно с высокими скоростями аккумуляции, изменения в снегонакоплении могут значительно влиять на реконструкции температур по сезонным значениям $\delta^{18}\text{O}$, поскольку величины $\delta^{18}\text{O}$ сезонов зависят от мощности слоя.

Отношение сигнал/шум для ледниковых кернов Западного плато можно оценить по фирновой толще, соответствующей одному году накопления в ядрах C–1, C–2 и C–3, поскольку она имеет близкую мощность в трёх ядрах, слои залегают от поверхности и относятся к одному сезону накопления. Упрощённый расчёт согласно (Münch et al., 2015), в котором за седиментационный шум понимается средний стандартный разброс по горизонтали между ядрами относительно вариаций по глубине, выполняется по формуле:

$$\text{SNR} = \frac{\sigma_{v(C-1)} - \sigma_{l(C-1-2-3)}}{\sigma_{v(C-1)} + \sigma_{v(C-3)}}, \quad (1)$$

где SNR — отношение сигнал/шум (signal-to-noise ratio); σ_v — стандартный разброс значений по глубине (вертикальный); σ_l — стандартный разброс значений по простиранию (латеральный) для каждого горизонта; индексы C–1, C–2 и C–3 — рассматриваемые ледниковые ядра. Такой расчёт показал отношение сигнал/шум ≈ 1.8 (по сло-

ям мощностью 5 см), что означает преобладание климатического сигнала над седиментационным шумом на фоне большой вариативности значений $\delta^{18}\text{O}$ внутри одного года.

Для кернов С–1, С–4 и С–5, при рассмотрении вариации среднезимних величин $\delta^{18}\text{O}$ и слоя аккумуляции (см. табл. 1), отношение сигнал/шум для величин $\delta^{18}\text{O}$ составило ≈ 1.5 , а для величины слоя аккумуляции ≈ 2.4 . Это говорит о том, что шум в изотопной записи обусловлен не только ветровым перемещением, которое влияет на изменение слоя аккумуляции, но и дополнительными факторами, влияющими на значения $\delta^{18}\text{O}$ в межгодовом масштабе.

Для Приэльбрусья в последнее столетие отмечается высокая межгодовая изменчивость климатических параметров, а также изменения доли весенних/осенних снегопадов. Средняя многолетняя годовая сумма осадков по данным наблюдений на станции Терскол составляет около 950 мм, почти треть из их выпадает за три летних месяца, и около 56% осадков выпадает в сентябре–октябре и апреле–мае (Рототаева и др., 2019). С 1950 г. по настоящее время дважды происходила смена климатических условий, характеризующихся разнонаправленными аномалиями температуры воздуха и сезонного количества осадков. Период с 1950 по 1980 г. характеризовался положительными аномалиями температур воздуха и рекордными отрицательными аномалиями осадков, особенно летом и осенью. В период 1960–90-х годов отмечалось значительное похолодание и высокая изменчивость зимних и летних осадков, на фоне увеличения снежности зим. В период с конца 1990-х до 2017 г. отмечен рост летней температуры, резко увеличились зимние осадки, также для этого периода отмечалась высокая аномалия весенних осадков (Рототаева и др., 2019). Это приводит к тому, что границы сезонов по глубине ледниковых кернов будут менять своё положение относительно наиболее изотопно-лёгких зимних и изотопно-тяжёлых летних слоёв. Осеннее и весеннее накопление снега и его высокая межгодовая изменчивость добавляют шум “определения” к седиментационному шуму.

Проблема седиментационного шума частично решается осреднением. По кернам прибрежных частей Антарктиды и Гренландии, где годовая аккумуляция значительно выше, чем во внутренних районах и превышает 200 мм в.экв., была установлена сильная обратная корреляция между шумом в изотопной записи и скоростью аккумуляции (Fisher et al., 1985). Дублирующее бурение нескольких кернов позволило сделать грубую оценку необходимого осреднения для снижения шума до уровня климатического сигнала, которое составило 3–5 лет. Для альпийского ледника Коле Гнифетти (4450 м) установлено, что негатив-

ный эффект седиментационного шума (сильный ветровой снос осадков) в изотопной записи уменьшается при осреднении в 5 и 10 лет (Bohleber et al., 2018). Осреднение сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ за 5 лет по периодам 2007–2012 и 2012–2017 гг. (см. табл. 1) показало, что для летних сезонов абсолютная разница в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ невелика, а для зимних заметна. Между С–5 и С–1 для периода 2008–2013 гг. она составила 1.4‰, но между С–5 и С–4 для периода 2013–2017 гг. была крайне незначительна (0.1‰).

Шум определения. Неправильное проведение границы зимнего и летнего сезонов может перекрыть климатический сигнал, зафиксированный в ледниковом керне. Это шум определения, связанный с тем, что стратиграфические горизонты снега (или льда), по которым происходит разделение на сезонную аккумуляцию, не привязаны к календарным датам (Jouzel et al., 1997). Среднесезонные величины $\delta^{18}\text{O}$ и аккумуляции для холодного и тёплого периодов сильно зависят от учёта весеннего и осеннего накопления, которое на Западном плато очень существенно. И если седиментационный шум может быть преодолен осреднением, то проблема шума определения состоит из двух частей. Первая – это ошибки проведения границ сезонов. Эта проблема может быть преодолена путём использования дополнительных геохимических маркеров, таких как содержание аммония.

В керне С–1 М. Леграном (персональное сообщение) выполнено разделение на тёплые и холодные сезоны по концентрации аммония, основным источником которого служит растительность в активной фенологической фазе, соответствующей тёплому полугодью (Preunkert et al., 2019). На Западное плато (5115 м) аммоний может попадать в результате глубокой конвекции или с потоками хорошо развитой горно-долинной циркуляции. Оба явления наблюдаются в большинстве случаев в тёплую половину года. Концентрация аммония в ледяном керне максимальна в период активной конвекции, очень низкие зимние уровни NH_4^+ связаны с осадками холодного полугодия. Во льду Западного плато содержание NH_4^+ , относящегося к холодным сезонам, составляет от 0 до 100 мкг/л и возрастает до 1000–1500 мкг/л в горизонтах, отнесённых к тёплым сезонам года.

Границы тёплых сезонов, выделенные по концентрациям аммония в керне С–1, не совпадают с границами, выделенными по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4, а), что приводит к различиям в осреднённых сезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1). В основном это касается среднесезонных величин тёплых периодов, поскольку в тёплые сезоны, выделенные по концентрации NH_4^+ , попадают ча-

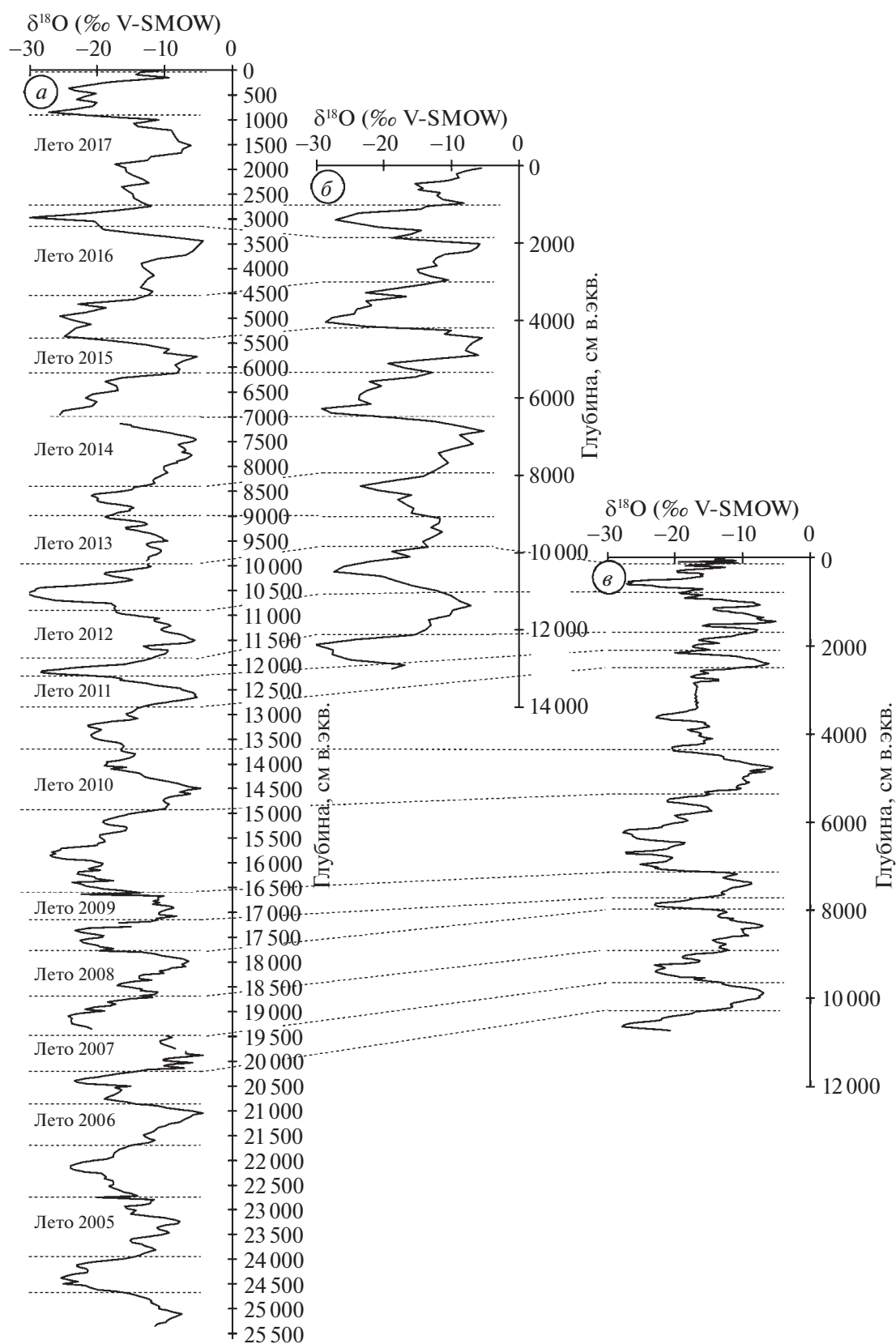


Рис. 4. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ядрах С–5 (а); С–4 (б) и С–1 (в).

Fig. 4. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in C–5 (a); C–4 (b) and C–1 (v) cores.

сти изотопной записи, характеризующие переход от холодного сезона к тёплому. В большинстве случаев окончание летнего сезона связано с величинами $\delta^{18}\text{O}$ около -15‰ (и совпадает с границей сезона, выделенной по $\delta^{18}\text{O}$), а начало летнего сезона согласно концентрации аммония, связано с величинами $\delta^{18}\text{O}$ около -18‰ – -20‰ .

Вторая проблема шума определения связана со сложностью привязывания изотопной записи к календарным месяцам, по которым будут восстанавливаться температуры воздуха, и с неравномерностью накопления осадков на плато. Это не переотложение выпавшего снега, а межгодовая изменчивость выпадения осадков и их количества. Как мы уже отмечали, на Эльбрусе очень высока межгодовая изменчивость осадков, кроме того, на высотах более 4000 м выпадение осадков зависит от синоптической обстановки и характера поступления воздушных масс (Тогоров et al., 2019). Неравномерное во времени выпадение снега приводит к тому, что накапливающаяся толща снега может содержать как целую серию разных снегопадов, так и может быть полностью сформирована одним снегопадом. Для того, чтобы привязать выделенные по аммонiu границы сезонов к календарным месяцам года, можно рассчитать среднемесячные величины $\delta^{18}\text{O}$ “идеальных” сезонов, используя годовую амплитуду значений $\delta^{18}\text{O}$. Сезонные и межгодовые вариации $\delta^{18}\text{O}$ во льду и фирне по глубине в целом соответствуют гармоническим колебаниям, описываемым функцией (Fisher, Koerner, 1988):

$$\delta = S \cos(2\pi z/12), \quad (2)$$

где S – годовая амплитуда колебаний $\delta^{18}\text{O}$; z – месяц года.

Расчёт выполнялся для каждого года отдельно с учётом конкретной годовой амплитуды и сопоставлялся с изотопной записью по керну С–1 с учётом мощности каждого из годовых слоёв. Выполненный расчёт показал, что границы сезонов, выделенные в керне по содержанию NH_4^+ , попадают на рассчитанные по уравнению (2) значения $\delta^{18}\text{O}$ таким образом, что тёплый сезон охватывает период с апреля по октябрь, а холодный – с ноября по март. Для некоторых лет наблюдается хорошее согласие между расчётными и фактическими среднесезонными величинами $\delta^{18}\text{O}$ по керну (рис. 5, б). Для двух зим отмечается рассогласованность поведения расчётных и фактических $\delta^{18}\text{O}$, связанная с особенностями выпадения осадков. Учитывая корректное выделение границ сезонов, погрешность за счёт неравномерного выпадения осадков внутри сезона можно оценить как абсолютные отклонения расчётных от фактических сезонных величин $\delta^{18}\text{O}$, которые достигают 3‰, а осредненные с шагом 5 лет составляют

1.7‰. Таким образом, общую величину погрешности для двух разных видов шума с осреднением 5 лет можно оценить в 2.2‰ (как корень из суммы квадратов), что составляет около 20% годовой сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду Западного плато (средняя разница между тёплыми и холодными сезонами $\sim 10\text{‰}$ – 11‰).

При сопоставлении расчётных величин $\delta^{18}\text{O}$ керна С–1 с температурами воздуха, зафиксированными на станции Клухорский перевал, также видна рассогласованность в сезонном ходе этих параметров (рис. 5, в). Причина заключается в том, что расчёт выполнен на основании годовой амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$, величина которой зависит от того, выпадали ли в течение года осадки в наиболее холодные и тёплые месяцы. Отсутствие, например, изотопно-лёгких осадков самого холодного месяца приведёт к уменьшению годовой амплитуды. Тем не менее, расчёт по уравнению (2) позволил привязать сезоны к календарным месяцам и, таким образом, рассмотреть связь значений $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда керна С–1 с температурами воздуха, осреднёнными за каждый из сезонов. Для тёплых периодов года отмечается связь среднесезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ с температурами воздуха на станции Клухорский перевал ($r = 0.7$, $p = 0.1$). Для холодных периодов характерно отсутствие выраженной связи ($r = 0.3$). В холодный сезон 2011/12 г. средняя температура воздуха (-5.4°C) была наименьшей за рассматриваемый период, как и количество осадков. В керне С–1 этот сезон имеет небольшую мощность (см. табл. 1) и относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, что вызвано седиментационным шумом. С учётом более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ этого сезона в керне С–4 и таким образом полной сезонной амплитуды расчётное значение по уравнению (2) даёт величину $\delta^{18}\text{O}$ сезона = -22.6‰ . Подобное значение было характерно для холодного сезона 2009/10 г. (-22.54‰ , см. табл. 1), когда средняя температура воздуха составляла -0.88°C . Таким образом, при принципиально разных температурных условиях сезонов изотопная характеристика льда у них одинаковая. В сезон 2009/10 г. на фоне высокого снегонакопления в кернах фиксируются низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 1) при относительно мягких температурных условиях на метеостанции. Вероятнее всего, в зимние сезоны на Эльбрус возможно вторжение воздушных масс, изотопный состав водяного пара которых значительно истощён в ходе рэлеевской конденсации. Поэтому температуры воздуха на метеостанции в холодные сезоны не коррелируют с изотопными характеристиками льда. Эта гипотеза выдвигалась как основная для объяснения отсутствия связи $\delta^{18}\text{O}$ – T в ледниковом керне с Западного плато, полученного в 2009 г. (Козачек и др., 2015). Таким образом, для Западного плато

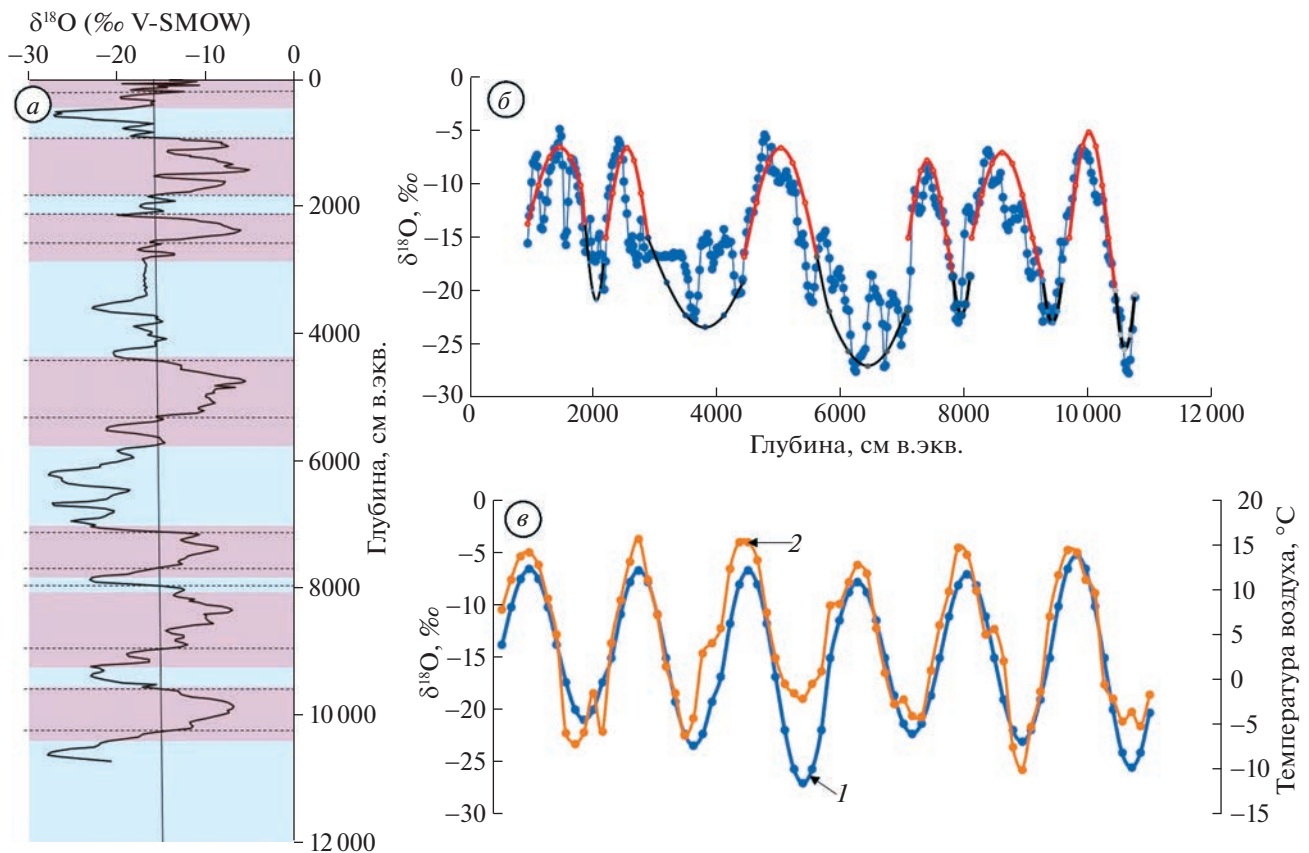


Рис. 5. Положение границ сезонов (а) в керне С–1, выделенных с использованием концентрации аммония (цветовая заливка розовым – тёплый сезон, голубым – холодный сезон) и по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (пунктирные линии), сопоставление расчётных среднемесячных величин $\delta^{18}\text{O}$ с изотопной записью по керну С–1 (б) и с температурами воздуха на станции Клухорский перевал: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ по уравнению (1); 2 – температуры воздуха среднемесячные (по данным aisori.ru).

Fig. 5. Position of the boundaries of the seasons (a) dated by ammonium concentration (colour shading in pink – warm season, blue – cold season) and by the $\delta^{18}\text{O}$ values (dashed lines), comparison of the calculated average monthly $\delta^{18}\text{O}$ values with the C–1 core isotope record (б) and with air temperatures at Klukhorsky Pass station (в): 1 – $\delta^{18}\text{O}$ values according to equation (1); 2 – average monthly air temperatures (according to aisori.ru data).

Эльбруса с высокими темпами аккумуляции большую роль играет межгодовая изменчивость снегонакопления в холодные периоды. В то же время выраженная корреляционная связь средних значений $\delta^{18}\text{O}$ тёплых сезонов с температурами воздуха позволяет использовать ледниковые керны Западного плато для палеореконструкций условий тёплого периода.

Для сопоставления разновременных серий изотопных данных требуется единый универсальный подход к интерпретации, и наиболее корректно начинать с проведения границ сезонов по содержанию аммония. Общая неопределённость в палеоклиматических реконструкциях по изотопному составу кислорода льда связана с седиментационным шумом, с неоднородностью на-

копления внутри сезона и с рассогласованностью с метеопараметрами на долинных станциях.

ВЫВОДЫ

Исследование пяти ледниковых кернов, полученных в пределах Западного плато Эльбруса, выполненное с высоким разрешением, показало, что формирование изотопных характеристик фирна и льда имеет особенности, которые связаны с процессами накопления и перемещения снега.

Выбор площадки для бурения имеет принципиальное значение: бурение в трёх точках Западного плато, а также дублирующее бурение двух неглубоких кернов, выполненное в один сезон, показало разницу в мощностях слоя сезонной аккумуляции. Эта разница была хорошо заметна по

выраженным пикам значений $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда Западного плато в изученных кер-нах в целом варьируют от -5 до -30‰ и от -18.7 до -225.8‰ соответственно, обнаруживая хорошо выраженную сезонность. Во всех кернах лёд имеет общую амплитуду вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$, однако пики максимальных и минимальных значений не совпадают. Совмещение пиков значений $\delta^{18}\text{O}$ и приведение в единую шкалу мощности в единицах водного эквивалента позволило установить, что около 20% слоя годовой аккумуляции может быть связано с ветровым перемещением снега на поверхности Западного плато. Сопоставление изотопной записи показало, что различия в слое сезонной аккумуляции для отдельных сезонов достигают 0.3 м в.экв., при осреднении за 5 лет — 0.2 м в.экв. Абсолютные различия в средне-сезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$, связанные с седиментационным шумом, осреднённые с шагом 5 лет, составляют 1.38‰.

Для ледниковых кернов Эльбруса помимо седиментационного шума, большую роль в формировании изотопной записи играет вклад осенних и весенних снегопадов, и проведение границ сезонов приобретает большое значение. Во избежание дополнительных ошибок в палеорекострукциях по кернам ледников с высокой аккумуляцией желательно использовать изотопный состав кислорода после того, как будут установлены границы сезонов с помощью дополнительных геохимических маркеров. Концентрация аммония позволяет сделать это наиболее точно. Неравномерность выпадения осадков внутри сезона также создаёт шум в изотопной записи. Абсолютные различия в среднесезонных величинах $\delta^{18}\text{O}$, связанные с этим видом шума и осреднённые за 5 лет, составляют 1.7‰. Таким образом, общую величину неопределённости для двух разных видов шума можно оценить в 2.2‰, что составляет около 20% годовой сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду Западного плато (средняя разница между величинами $\delta^{18}\text{O}$ тёплых и холодных сезонов $\sim 10\text{--}11\text{‰}$). Изотопные характеристики зимних сезонов, выделяемых в ледниковых кернах Западного плато с помощью содержания аммония, демонстрируют слабую связь с температурами воздуха, а для тёплых сезонов получена высокая положительная корреляция с температурами воздуха на станции Клухорский перевал ($r = 0.7$, $p = 0.1$), что позволяет использовать ледниковые керны Западного плато для палеореко-струкций условий тёплого периода.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и бу-

дущих изменений климата и окружающей среды в России”. Изотопный анализ образцов льда выполнен в рамках Государственного задания Института географии РАН No FMGE-2019-0004.

Acknowledgements. The study was supported by the Megagrant project (agreement № 075-15-2021-599, 8.06.2021) “Paleoecological Reconstructions as a Key to Understanding Past, Current, and Future Climate and Environmental Changes in Russia”. Isotope analysis were done within the framework of State Assignment no. FMGE-2019-0004 for the RAS Institute of Geography.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Екайкин А.А., Козачек А.В., Михаленко В.Н. Способ восстановления рядов метеорологических характеристик по данным исследования ледяных кернов горных районов. Патент 2643706. Дата регистрации: 05.02.2018.
- Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.
- Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. М.—СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с
- Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2. С. 12–18.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Михаленко В.Н., Судачкова М.С., Козачек А.В. Пространственно-временная изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 165–178.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Владимиров Д.О., Абрамов А.А., Мацковский В.В. Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г. // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 149–160.
- Михаленко В.Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 123–126.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаш (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 5–22.
- Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W., Böhm R. To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2013. Т. 65. № 1. P. 20148. <https://doi.org/10.3402/tel-lusb.v65i0.20148>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. № 3465. P. 1702–1703.

- Cuffey K.M., Steig E.J. Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland // *Journ. of Glaciology*. 1998. V. 44. P. 273–284.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 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., Stefensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364. P. 218–220.
<https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // *Nature*. 1983. V. 301. P. 205–209.
<https://doi.org/10.1038/301205a0>
- Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B. Stratigraphic noise in time series derived from ice cores // *Annals of Glaciology*. 1985. V. 7. P. 76–83.
- Fisher D., Koerner R. The effects of wind on $\delta(18O)$ and accumulation give an inferred record of seasonal δ amplitude from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada // *Annals of Glaciology*. 1988. V. 10. P. 34–37.
<https://doi.org/10.3189/S0260305500004122>
- Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice // *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proceedings of the Grenoble Symposium, IAHS Publ., Grenoble, France, 1977. No. 118. P. 210–219.*
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creys T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion / *Physics of ice core records*, edited by Hondoh T. Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan, 2000. P. 121–140.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R., Peel D., Shuman C., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1997. V. 102. P. 26471–26487.
- Markle B., Steig E. Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // *Climate of the Past*. 2022. V. 18. P. 1321–1368.
- Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
- Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 2253–2270.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen station, Dronning Maud Land // *Climate of the Past Discussions*. 2015. V. 11. P. 5605–5649.
- Neumann T.A., Waddington E.D. Effects of firn ventilation on isotopic exchange // *Journ. of Glaciology*. 2004. V. 50. P. 183–194.
- Sime L.C., Marshall G.J., Mulvaney R., Thomas E.R. Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L18801.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038982>
- Sime L.C., Lang N., Thomas E.R., Benton A.K., Mulvaney R. On high-resolution sampling of short ice cores: dating and temperature information recovery from Antarctic Peninsula virtual cores // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. D20117.
<https://doi.org/10.1029/2011JD015894>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // *Intern. Journ. of Climatology*. 2019. V. 39. № 12. P. 4703–4720.
- Persson A., Langen P.L., Ditlevsen P., Vinther B.M. The influence of precipitation weighting on interannual variability of stable water isotopes in Greenland // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. D20120.
<https://doi.org/10.1029/2010JD015517>
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
- Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhalenko V., Friedrich R. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. P. 14119–14132.
<https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019>
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. P. 377–392.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Town M.S., Warren S.G., von Walden P., Waddington E.D. Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113. D24303.
<https://doi.org/10.1029/2008JD009852>
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A. Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 118–124.
- Whillans I.M., Grootes P.M. Isotopic diffusion in cold snow and firn // *Journ. of Geophysical Research*. 1985. V. 90. P. 3910–3918.
<https://doi.org/10.1029/JD090iD02p03910>
- Yu W., Yao T., Thompson L.G., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Z., 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 $\delta 18O$ // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. V. 554. 116665.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665>

Citation: Chizhova Ju.N., Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V. Causes of uncertainties in paleoclimatic reconstructions based on the oxygen isotope composition of glacier ice on Elbrus (Western plateau). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 473–488 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040051

Causes of Uncertainties in Paleoclimatic Reconstructions Based on the Oxygen Isotope Composition of Glacier Ice on Elbrus (Western Plateau)

Ju. N. Chizhova^{a,b,#}, V. N. Mikhaleiko^b, S. S. Kutuzov^{b,c},
I. I. Lavrentiev^b, V. Ya. Lipenkov^{b,d}, and A. V. Kozachek^d

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

^cNational Research University Higher School of Economics, Moscow, Russia

^dArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: eacentr@yandex.ru

Received July 28, 2023; revised September 2, 2023; accepted October 2, 2023

A study of the isotope signature of glacial ice in the Western Elbrus Plateau (the Caucasus) was made on the basis of five ice cores obtained in different years with high resolution. It was shown that the isotopic characteristics of ice are associated with the processes of accumulation and wind scouring of snow. Three ice cores were obtained in 2013 (C–1, C–2 and C–3), one in 2017 (C–4) and one more in 2018 (C–5). Core sampling was performed with a resolution of 5 cm. Isotopic analysis was done at the CERL laboratory (AARI) using a Picarro L2130-i isotope analyzer, the accuracy was 0.06‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.30‰ for $\delta^2\text{H}$. The values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of the ice of the Western Plateau generally vary from –5 to –30‰ and from –18.7 to –225.8‰, respectively, with well-defined seasonality. Comparison of the isotope record for all cores showed that the differences in accumulation for individual seasons reach 0.3 m w. eq., differences in accumulation for individual seasons averaged over 5 years is approximately 0.2 m w. eq. The absolute differences in the average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ associated with wind scouring and spatial redistribution of snow (deposition noise), averaged over 5 years, reached 1.38‰. The irregularity of precipitation amount within the season and errors in core dating are an additional contribution to non-climate variance (noise of definition). The absolute difference in the average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ associated with this type of noise averaged over 5 years is 1.7‰. Thus, the total uncertainty for two different types of noise can be estimated at 2.2‰, which is about 20% of the annual seasonal amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ values of the glacier ice in the Western Plateau (the average difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values of warm and cold seasons is ~10–11‰). One of the problems of linking the isotope record to the annual temperature record at the weather station was solved by using ammonium concentrations for dating the C-1 ice core and calculating the “ideal” annual variation of $\delta^{18}\text{O}$ values by a cosine function of the annual amplitude. Using ammonium ion (NH_4^+) concentration each annual layer in C-1 ice core was divided into two parts associated to snow deposition in winter and in summer. It also showed $\delta^{18}\text{O}$ values associated to change of seasons. The calculation of the cosine function showed the simplified $\delta^{18}\text{O}$ values for each month of a particular year, due to which the $\delta^{18}\text{O}$ values of the season boundaries in the ice core were linked to calendar months. This assimilation allowed us to compare the obtained average seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$ from the core with instrumental observations at the Klukhorskiy Pass meteorological station. The $\delta^{18}\text{O}$ values of winter seasons have a weak relationship with surface temperatures, not only due to wind erosion, but also due to the high interannual variability of snow accumulation. At the same time, the average $\delta^{18}\text{O}$ values of the warm seasons are significantly positive correlated with surface temperature ($r = 0.7$, $p = 0.1$), so ice core $\delta^{18}\text{O}$ records can be used as a temperature proxy of the warm period.

Keywords: stable isotope of oxygen, temperature reconstruction, Caucasus, Elbrus

REFERENCES

- Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Mikhaleiko V.N. *Sposob vostanovleniya ryadov meteorologicheskikh harakteristik po dannym issledovaniya ledyanykh kernov gornyykh rayonov*. Method of restoring series of meteorological characteristics from research data of mountain area ice cores. Patent 2643706. Registration date: 05.02.2018.
- Kozachek A.B., Ekaikin A.A., Mikhaleiko V.N., Lipenkov V.Ya., Kutuzov S.S. Isotopic composition of ice cores obtained on the Western Plateau of Elbrus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (4): 35–49 [In Russian].
- Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow, St. Petersburg: Nestor-Istoriya, 2020: 372 p. [In Russian].

- Lavrentiev I.I., Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S. Ice thickness and bedrock relief of the western Elbrus plateau. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2010, 2 (110): 12–18 [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Mikhaleiko V.N., Sudakova M.S., Kozachek A.V. Spatio-temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 165–178 [In Russian].
- Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Toropov P.A., Vladimirova D.O., Abramov A.A., Matskovsky V.V. Glacioclimatic studies of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences in the crater of the Eastern peak of Elbrus in 2020. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 149–160 [In Russian].
- Mikhaleiko V.N. Ice drilling near the top of Elbrus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2010, 1 (109): 123–126 [In Russian].
- Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Kerimov A.M., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Nikitin S.A., Kerimov A.A., Tarasova L.N. Changes in the mass balance of the Garabashi (Elbrus) glacier at the turn of the 20th–21st centuries. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (1): 5–22 [In Russian].
- Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W., Böhm R. To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2013, 65 (1): 20148. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v65i0.20148>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133 (3465): 1702–1703.
- Cuffey K.M., Steig E.J. Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland. *Journ. of Glaciology*. 1998, 44: 273–284.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Stefansen 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. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature*. 1983, 301: 205–209. <https://doi.org/10.1038/301205a>
- Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B. Stratigraphic noise in time series derived from ice cores. *Annals of Glaciology*. 1985, 7: 76–83.
- Fisher D., Koerner R. The effects of wind on $\delta(18O)$ and accumulation give an inferred record of seasonal δ amplitude from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada. *Annals of Glaciology*. 1988, 10: 34–37. <https://doi.org/10.3189/S0260305500004122>
- Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. In *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proceedings of the Grenoble Symposium, IAHS Publ., Grenoble, France, 1977. No. 118: 210–219.*
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. In *Physics of ice core records*, edited by Hondoh T. Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan, 2000: 121–140.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R., Peel D., Shuman C., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1997, 102: 26471–26487.
- Markle B., Steig E. Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records. *Climate of the Past*. 2022, 18: 1321–1368.
- Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journ. of Geophysical Research. Oceans*. 1979, 84: 5029–5033.
- Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen station, Dronning Maud Land. *Climate of the Past Discussions*. 2015, 11: 5605–5649.
- Neumann T.A., Waddington E.D. Effects of firn ventilation on isotopic exchange. *Journ. of Glaciology*. 2004, 50: 183–194.
- Sime L.C., Marshall G.J., Mulvaney R., Thomas E.R. Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L18801. <https://doi.org/10.1029/2009GL038982>
- Sime L.C., Lang N., Thomas E.R., Benton A.K., Mulvaney R. On high-resolution sampling of short ice cores: dating and temperature information recovery from Antarctic Peninsula virtual cores. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: D20117. <https://doi.org/10.1029/2011JD015894>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *International Journ. of Climatology*. 2019, 39 (12): 4703–4720.
- Persson A., Langen P.L., Ditlevsen P., Vinther B.M. The influence of precipitation weighting on interannual variability of stable water isotopes in Greenland. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: D20120. <https://doi.org/10.1029/2010JD015517>
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.

- Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhailenko V., Friedrich R.* The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019, 19: 14119–14132.
<https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019>
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E.* What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? *Climate of the Past*. 2014, 10: 377–392.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Town M.S., Warren S.G., von Walden P., Waddington E.D.* Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113: D24303.
<https://doi.org/10.1029/2008JD009852>
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A.* Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 118–124.
- Whillans I.M., Grootes P.M.* Isotopic diffusion in cold snow and firn. *Journ. of Geophys. Research*. 1985, 90: 3910–3918.
<https://doi.org/10.1029/JD090iD02p03910>
- Yu W., Yao T., Thompson L.G., Jouzel J., Zhao H., Xu B., Jing Z., 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 $\delta^{18}\text{O}$. *Earth and Planetary Science Letters*. 2021, 554: 116665.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116665>

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324

ТОЛЩИНА И ОБЪЁМ ЛЕДНИКОВ МАССИВА МОНГУН-ТАЙГА, АЛТАЙ, В 2021 Г. ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. С. А. Грига^{1,*}, Д. А. Ганюшкин¹, Д. В. Банцев¹,
М. Р. Николаев, М. П. Кашкевич¹, К. А. Ибраев¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: semyon.griga@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.04.2023 г.

После доработки 18.08.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Определены границы ледников массива Монгун-Тайга на основе гидрологического и морфологического подходов, определено сокращение площади оледенения за 2010–2021 гг. По данным георадиолокации произведена калибровка модели GlabTop2 для ледников плоской вершины. Получен диапазон значений объёма льда всего массива по модели GlabTop2, по степенным зависимостям при морфологическом и гидрологическом подходе к выделению границ ледников. Оценен вклад различных типов ледников в структуре запасов льда.

Ключевые слова: границы ледников, ледник плоской вершины, объём льда, ледниковый комплекс, модель GlabTop, георадиолокация

DOI: 10.31857/S2076673423040075, EDN: FSHRSF

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы и её современное состояние. Современные изменения климатических условий — главная причина отступления ледников, что активизирует экзогенные процессы в высокогорных геосистемах (Керимов и др., 2018; Докукин и др., 2020; Кедич и др., 2020; Chotchaev et al., 2020). Их высокий динамизм проявляется также в катастрофических событиях — прорывах озёр (Emmer et al., 2014; Докукин, 2015), обрушении ледников (Докукин и др., 2019; Agatova et al., 2022). Значимость оценки запасов льда возрастает в условиях более частого проявления катастрофических событий, связанных с ледниками (Kääb et al., 2021), а также для засушливых территорий — таких как аридный Алтай. Таяние ледников во многом формирует сток этих территорий. Так, в летнее время доля ледникового стока на территории массива Монгун-Тайга (высота точки гидрологических наблюдений около 2200 м) составляет до 90% в периоды отсутствия осадков и 40–60% на фоне дождевых паводков (Чистяков и др., 2012).

При оценке масштабов и параметров современного оледенения и его динамики важную роль играет каталогизация ледников, в рамках которой важнейшей задачей является выделение границ ледников. На территории СССР подобная работа была выполнена при составлении Каталога ледников СССР (Каталог..., 1965–1982 гг.), в кото-

ром нашло отражение состояние ледников во второй половине XX века. С учётом последующих изменений, а также развития методов и возможностей получения гляциологической информации недавно для территории нашей страны был создан Каталог ледников России на основе спутниковых снимков Sentinel-2 (2016–2019 гг.) (Хромова и др., 2021). Проблема каталогизации ледников на глобальном уровне решается в рамках международных баз данных о ледниках, таких как WGI, база данных проекта GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space), Всемирного каталога ледников RGI (The Randolph Glacier Inventory). Тем не менее, как будет показано ниже на примере хребта Монгун-Тайга, проблему выделения границ ледников в рамках ледниковых комплексов, особенно применительно к таким задачам как математическое моделирование, нельзя считать окончательно решённой.

Одним из наиболее распространённых и перспективных методов измерения объёма ледников является георадиолокация (Лаврентьев и др., 2014; Петраков и др., 2014; Китов и др., 2018). Однако далеко не все ледники и не все их участки легкодоступны, поэтому съёмка выполняется преимущественно на доступной части ледника, для долинных ледников это часто лишь область абляции. В случае невозможности или недостаточности прямых измерений оценить толщину льда по всей площади ледника позволяет модели-

рование. С другой стороны, этот способ может давать большие отклонения от реальной картины. Валидация данных моделирования на основе полевых измерений способна дать более точную оценку толщины льда (Frey et al., 2014).

Впервые геофизические методы оценки объёма ледников Алтая применил С.А. Никитин в 1986 г. (Никитин и др., 1986); исследования продолжились (Никитин и др., 1993; 2000), и к 2001 г. на территории Катунского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов был прозондирован 131 ледник.

В работе (Нарожный, Никитин, 2003) представлены расчёты объёмов непрозондированной части алтайских ледников. Исследование основывалось на корреляционных зависимостях объёмов прозондированных ледников разных морфологических типов от их площади (метод Volume-Area scaling (VAS)). В работе (Никитин, 2009) данные зависимости были уточнены и с их помощью оценен суммарный объём ледников горных массивов и хребтов Алтая на 1850, 1952 и 2003 годы.

Полученные С.А. Никитиным зависимости были детализированы по новым данным в работе (Мачерет и др., 2013), впервые для ледников плоских вершин и котловинного типа были представлены общие для них эмпирические коэффициенты. Необходимо обратить внимание, что набор данных для двух морфологических типов в обновлённом варианте невелик — всего 5 ледников.

На протяжении всех исследований территория Восточного Алтая, в частности горный массив Монгун-Тайга, оставалась в тени: геофизические измерения не проводились, а объём льда оценивался лишь с использованием метода VAS (Ганюшкин, 2001; Никитин, 2009).

Единственное для территории массива Монгун-Тайга математическое моделирование толщины льда выполнено в рамках проекта по оценке объёма всех ледников Земли (Farinotti et al., 2019). В исследовании применены пять моделей с последующей агрегацией результатов. В качестве основы использовались данные Всемирного каталога ледников (RGI, The Randolph Glacier Inventory). С этим связан ряд ошибок и недостатков. Поскольку в каталоге границы ледников проведены по ледоразделам, то на них толщина льда оказалась нулевой. В результате оценка суммарного объёма льда для главного куполовидного комплекса и всего массива, а также пространственное распределение льда значительно искажены. Кроме того, в каталоге ошибочно выделены или не выделены некоторые ледники горного массива, что будет показано далее.

В центрах оледенения, где поверхности выравнивания преобладают над альпинотипными формами рельефа, основные запасы льда сосредоточены не в долинных, а в ледниках плоской вер-

шины. Данный морфологический тип ледников широко представлен в аридной части Центральной Азии. Кроме того, для юго-восточного и Монгольского Алтая ледники плоской вершины часто являются центрами ледниковых комплексов, включающих ледники разных морфологических типов. В подобных случаях выделение границ между ледниками существенно влияет на результаты расчётов объёма ледников при использовании методов моделирования. В полной мере это относится и к ледниковой системе массива Монгун-Тайга.

РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ, ОПЫТЫ КАТАЛОГИЗАЦИИ ЛЕДНИКОВ МАССИВА МОНГУН-ТАЙГА. ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Согласно физико-географическому районированию территории Внутренней Азии (Чистяков, 2001) горный массив Монгун-Тайга расположен на границе горных стран, Алтае-Саянской и Внутриазиатской. Климат массива резко континентальный с холодной сухой зимой. По данным ближайшей метеостанции Мугур-Аксы (1850 м) среднегодовая температура воздуха составляет -3.0°C , средняя температура воздуха в июле $+13.1^{\circ}\text{C}$, в январе -20.5°C . Аридности климата способствует большое число орографических барьеров. В результате среднегодовое количество осадков на Монгун-Тайге не превышает 310 мм, в орографической тени массива в среднем фиксируется 160 мм, при этом только 20% выпадает в холодный сезон. Зимний антициклон обуславливает малооблачную погоду, и, как следствие, снежный покров не имеет большой мощности (Чистяков и др., 2012).

Несмотря на малое количество осадков, на территории массива располагаются современные ледники. Первое описание ледников массива Монгун-Тайга было выполнено Ю.П. Селиверстовым (Селиверстов, 1972): это 30 ледников общей площадью 44 км^2 . В 1974–1975 гг. В.С. Ревякин при работе над Каталогом ледников СССР уточнил масштабы оледенения: 36 ледников суммарной площадью 28 км^2 (Ревякин, 1978). Дальнейшая детализация и обновление информации по современному оледенению массива дала следующие оценки: 52 ледника площадью 23.3 км^2 (Селиверстов и др., 1997), 32 ледника площадью 20.3 км^2 (Чистяков и др., 2012). Существующие оценки современных масштабов оледенения базируются в основном на использовании полевых данных.

В качестве одной из важнейших для существования ледников особенностей рельефа территории массива выделяются поверхности выравнивания (Горный массив..., 1993). Они принимают

и с помощью метелевого переноса перераспределяют твёрдые осадки, а кары их накапливают, что приводит к более эффективной и многократной концентрации снега. Это оказывает благоприятное воздействие на ледники (Чистяков и др., 2012). В наибольшей степени этот процесс выражен в центральной части массива, где расположен куполовидный ледниковый комплекс главной вершины (3970.5 м). Его морфологическая сложность затрудняет определение границ части комплекса, представленной плоской вершиной.

Согласно руководству по составлению Каталога ледников, при проведении границ между смежными ледниками используется гидрологический подход: “Если два ледника, или части одного ледника, относящиеся к разным речным бассейнам, граничат между собой (на перевале, горном гребне или просто на склоне горы), то они должны быть выделены отдельно. Граница проводится по водоразделу на их поверхности, т.е. по линии, разделяющей различное направление стока талых вод, даже в том случае, если известно о её несовпадении с ледоразделом — линией, разделяющей различное направление движения льда” (Виноградов и др., 1966).

Куполовидный ледник, выделенный В.С. Ревякиным при составлении Каталога ледников вокруг главной вершины массива (рис. 1, а) по данному им определению занимает промежуточное положение между ледниками плоских и конических вершин (Ревякин, 1978). Согласно Каталогу, ледник морфологически един, и в гидрологическом отношении он отнесён к бассейну р. Толайты.

Более поздние исследования показали невозможность совместить гидрологический и морфологический подходы при рассмотрении ледникового комплекса главной вершины массива. Фактически куполовидный ледник Монгун-Тайга относится к разным речным бассейнам: р. Мугур (северная и северо-восточная части), р. Шара-Хорагай (юго-восточная часть) и р. Толайты (западная, юго-западная и южная части). В соответствии с этим куполовидный ледник разделён на разные в гидрологическом отношении части, составившие либо отдельные ледники бассейна р. Толайты, либо верхние части ледников бассейна рек Мугур и Шара-Хорагай (см. рис. 1, б).

В Каталоге ледников России (см. рис. 1, в) (Хромова и др., 2021) за основу проведения границ ледников взяты стандарты GLIMS. Там, где между отдельными частями сплошной ледяной массы нет течения, их, как правило, следует рассматривать в качестве отдельных единиц, разделённых топографическим водоразделом. Однако для практических целей такая ледяная масса может быть проанализирована как единое целое по

усмотрению аналитика, если оконтуривание водоразделов невозможно или нецелесообразно (Raup, Khalsa, 2010). Очевидно, авторы каталога стремились выделить границы ледников, близкие к варианту Каталога ледников СССР, что облегчало сравнение, но с другой стороны, использование современных ЦМР позволяет легко выделить ледоразделы, после чего становится очевидно, что ледник Монгун-Тайга на данной схеме (см. рис. 1, в) гидрологически оказывается разделён почти пополам между бассейном р. Толайты на юго-западе и бассейнами р. Шара-Хорагай, Восточный Мугур и Правый Мугур на северо-востоке, при этом первые два принадлежат бассейну р. Кобдо, а последние два относятся к бассейну бессточного озера Урэг-Нур. Очевидна гидрологическая неоднородность ледника, хотя морфологически он однороден (ледник плоской вершины).

Гидрологический подход к выделению границ ледника, когда они проводятся по ледоразделам разных речных бассейнов, наиболее обоснован методически и при должной точности топографической основы исключает субъективность при проведении данной процедуры. Для решения некоторых задач приоритетна морфологическая однородность выделенных ледников, а как показано выше на примере ледникового комплекса основной вершины массива Монгун-Тайга, при соблюдении гидрологического подхода к выделению границ ледников их морфологическая однородность может нарушаться. Одна из таких задач — определение толщины и объёма ледников путём моделирования, например, при использовании эмпирических зависимостей, связывающих площадь ледников с его объёмом. Для Алтая такие зависимости были получены С.А. Никитиным (Никитин, 2009), при этом они различны для разных морфологических типов ледников. Выделение морфологически однородных ледников важно и для математического моделирования, например, для параметризации модели GlabTop (Linsbauer et al., 2012). В ней толщина льда зависит в том числе от формы поперечного сечения, которая соотносится с разными морфологическими типами.

Первая оценка современного объёма ледников массива (1 км^3) (Ганюшкин, 2001) получена с использованием зависимости Н.В. Ерасова (Ерасов, 1968), связывающей объём ледников с их площадью. Как отмечено в (Никитин и др., 2000), рассчитанный объём ледников Алтая по формуле Н.В. Ерасова даёт заниженные (на 30–60%) значения по сравнению с измеренным для ледников площадью до 3 км^2 , а для ледников площадью $3–12 \text{ км}^2$ возможно как занижение, так и завышение площади (отклонения от -33 до $+47\%$). Соответственно, более поздняя оценка по состоянию на

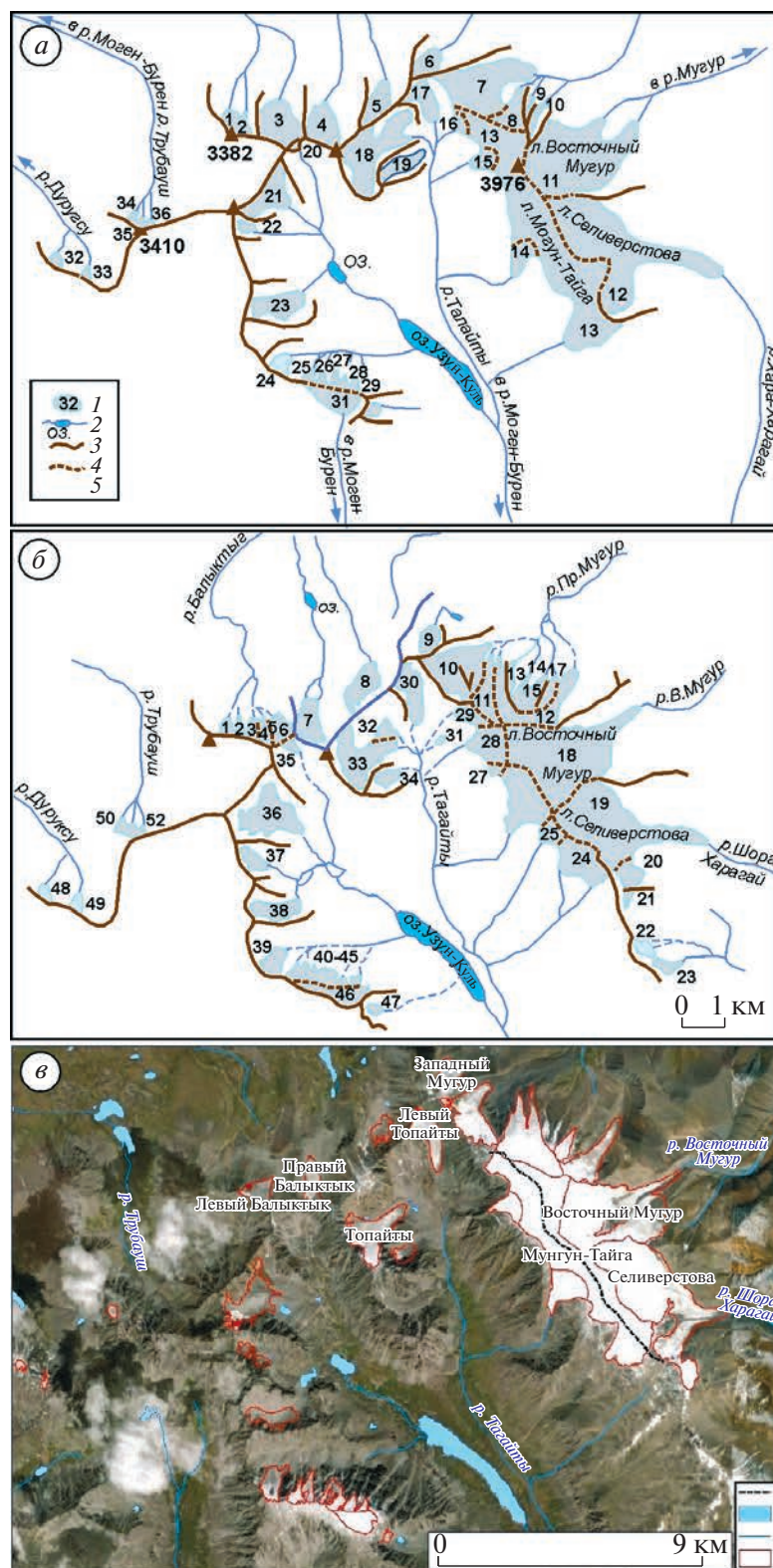


Рис. 1. Схема ледников массива Монгун-Тайга. а – (Ревякин, 1978) и б – (Селиверстов и др., 1997): 1 – ледник и его номер; 2 – озеро и река; 3 – водораздел; 4 – ледораздел; 5 – вершина. в – (Хромова и др., 2021): 1 – водораздел между бассейнами рек Толайты, Шора-Хорагай, Восточный Мугур и Правый Мугур; 2 – озера; 3 – реки; 4 – ледники.

Fig. 1. Diagram of the glaciers of the Mongun-Taiga massif. а – (Revyakin, 1978) and б – (Seliverstov et al., 1997): 1 – glacier and its number; 2 – lake and river; 3 – watershed; 4 – ice divide; 5 – peak. в – (Khromova et al., 2021): 1 – watershed between Tolaita river basins; Shara-Khoragai, Eastern Mугур and Right Mугур; 2 – lakes; 3 – rivers; 4 – glaciers.

2003 г., выполненная на основе использования эмпирических зависимостей, полученных для Алтая, дала более высокое значение (1.32 км^3) (Никитин, 2009).

Итак, при определении границ ледников в существующих схемах и каталогах ледников массива Монгун-Тайга существуют разночтения, кроме того, имеющиеся оценки объёма ледников массива основаны на применении только методов моделирования и опираются на устаревшие данные о площади и границах ледников или применены неправильно (Farinotti et al., 2019). Кроме того, существует определённый дефицит результатов оценки толщины ледников плоской вершины Алтая геофизическими методами. Это определяет ряд поставленных нами задач в рамках данного исследования: применение гидрологического и морфологического подходов к каталогизации ледников массива Монгун-Тайга и выявление различий в результатах; обновление каталога ледников по состоянию на 2021 год; оценка объёма ледников всего массива методом VAS на основе обновлённых данных о ледниках, оценка влияния на полученные результаты гидрологического и морфологического подходов к выделению границ ледников; моделирование толщины и оценка объёма ледников массива на основе модели GlabTop2; получение данных о толщине ледника плоской вершины основной части массива георадиолокационным методом; сопоставление результатов натурных измерений с расчётными данными как по методу VAS, так и по модели GlabTop2; калибровка и параметризация модели GlabTop2 как средства оценки объёма ледников плоской вершины.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Обработка спутниковых снимков. Границы современных ледников определяли путём дешифрирования в ручном режиме космических снимков. Полученные результаты корректировали по результатам полевых исследований, в частности экспедиции 2021 г., когда проводилась маркировка границ ледников в бассейне р. Правый Мугур, а также по результатам полевых исследований ледников массива в 2013, 2016 и 2019 гг. Границы ледников в рамках ледниковых комплексов определяли двумя способами — на основе упомянутых выше гидрологического и морфологического подходов. Принципы гидрологического подхода сформулированы в (Виноградов и др., 1966) и приведены выше.

Проведение границ ледников и создание каталогов на основе разных подходов даёт возможность проанализировать и уточнить расчётные объёмы ледников при переходе от традиционного гидрологического (при котором части ледников плоской вершины оказываются включёнными в

состав долинных и висячих ледников, что увеличивает возможную погрешность при расчётах) к морфологическому. Суть морфологического метода заключается в том, что при наличии ледникового комплекса разделить его на отдельные ледники следует так, чтобы каждый выделенный ледник был морфологически однороден, т.е. в нашем случае участки плоской вершины, относящиеся к верхним частям ледниковых бассейнов Правый Мугур, Восточный Мугур, Шара-Хорагай и Толайты выделяются как часть отдельного ледника плоской вершины. Однако участки относятся к разным бассейнам стока и стекающий с них лёд участвует в питании нижележащих долинных, карово-долинных и висячих ледников. Границы подобных ледников с лежащими ниже при таком подходе проводятся по местам резкого увеличения уклонов, соответствующих краям поледных поверхностей выравнивания.

Каталогизацию ледников вели на основе снимков Sentinel-2 от 27.07.2021 и Landsat 8 от 26.07.2021 (для уточнения результатов определения высоты фирновой границы и правильной интерпретации затенённых участков). Снимки были обработаны путём комбинирования каналов: “естественные цвета”, каналы 4, 3, 2, а также “искусственные цвета”, каналы 5, 4, 3. Кроме того, для снимка Landsat 8 проводилось улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening).

Дешифрирование выполнялось в программной среде GIS — Mapinfo. При дешифрировании ледников была принята минимальная площадь для картирования 0.01 км^2 . Систематическая ошибка составляла ± 1 пиксел (10 м). Она вычислялась по формуле (1) (Krumwiede et al., 2014):

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

где A_{er} — ошибка, %; n — число пикселей; m — пространственное разрешение снимка, выраженное в виде площади пикселя, м^2 ; A_{gl} — площадь ледника, м^2 .

По результатам расчётов максимальная ошибка для отдельных ледников равна 45.0% , для суммарной площади — 6.6% . На тех заморенных участках ледников, где полевые наблюдения не проводились, границу между ледниками и мёртвым льдом находили при помощи индикаторов, определённых в работах (Loibl et al., 2014; Ganiushkin et al., 2015): индикаторы активного льда — сглаженный характер скоплений обломочного материала на его поверхности, его линейная вытянутость в плане, связанная с движением, обтекание его водотоками, как правило сходящимися к нижней точке ледника, уход водотоков в тоннели с последующим выходом ниже по склону. Добавим к этим признакам трещины, поперечные направлению движения льда; индикаторы мёртвого льда — неровная поверхность скоплений об-

ломочного материала, термокарстовые водоёмы на его поверхности, не сходимость водотоков и наличие пионерной растительности. Выбранные для работы снимки соответствуют концу сезона абляции 2021 г., они отвечают условиям наименьшей заснеженности и затенённости.

Для составления Каталога ледников использовалась глобальная цифровая модель рельефа ASTER GDEM V3 с горизонтальным разрешением 30 м и вертикальной точностью 12 м для горных районов (gdem.ersdac.jsracesystems.or.jp). Минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников определяли автоматически на основе ЦМР в программе Global Mapper v.18.0 (digitizer tool). С целью верификации данных, полученных по дистанционным материалам, применяли полевые материалы за 2013, 2016, 2019 и 2021 гг., когда проводилось GPS-маркирование (Garmin 78s, точность 3 м в плане) и фотографирование краёв ледников массива. Вспомогательную роль при составлении каталога играли топографические карты 1 : 100 000 (определение бассейновой принадлежности ледников).

Положение границы питания на ледниках определяли методом Куровского (Braithwaite, 2015; Kurowsky, 1891), основанном на допущении линейного характера изменения аккумуляции и абляции с высотой и стационарного состояния ледника. Высоту границы питания при этом определяли как среднюю взвешенную по площади высоту ледника:

$$\bar{\zeta}_f = \sum_i \frac{f_i \zeta_i}{F}, \quad (2)$$

где $\bar{\zeta}_f$ — высота фирновой границы или границы питания, f_i — площади разных высотных зон ледника, ζ_i — средние высоты этих зон, F — общая площадь ледника.

Допущение о линейности изменения абляции с изменением высоты вносит систематическую ошибку, связанную с вогнутым характером реальной кривой зависимости абляции от высоты, за счёт чего граница питания во многих случаях лежит ниже средневзвешенной высоты ледника. В то же время очевидно, что для современных ледников Алтая и массива Монгун-Тайга не приходится говорить о стационарном их состоянии, в условиях деградации, когда положение границы питания закономерно смещается вверх, это может компенсировать упомянутую выше системную ошибку.

Оценка толщины льда и объёма ледников. Один из наиболее распространённых методов прямого измерения толщины льда по профилям — георадарная съёмка (Лаврентьев и др., 2014; Петраков и др., 2014; Китов и др., 2018). В работе использовался георадар “ОКО-2” с частотой 150 МГц.

Измерение толщины части ледника плоской вершины (ледник № 17 по Каталогу, созданному на основе морфологического подхода) — главного куполовидного комплекса проводилось 12–15 июля 2021 г. Использовался георадар “ОКО-2” в универсальном комплекте с антенным блоком АБ-150 (центральная частота 150 МГц), данные записывали на ноутбук. Пространственную привязку профилей георадиолокации на местности выполняли с помощью GPS-навигатора (Garmin 78s, точность 3 м в плане). Съёмку вели в пеших маршрутах группой из четырёх человек. Измерения были выполнены на доступной части ледника. Трещиноватая поверхность ледника, перекрытая свежим снегом, не исследовалась ввиду опасности.

Кроме того, для оценки толщины льда применена модель GlabTop2 (Glacier bed topography 2) (Frey et al., 2014). Это модификация оригинальной концепции (Linsbauer et al., 2012; Paul et al., 2012), в которой предполагается постоянное напряжение сдвига на ложе вдоль всей центральной линии ледника и его ламинарное течение. Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop состоит в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевой линии ледника, а как средний наклон поверхности. Это нововведение позволяет автоматизировать вычисления. Входными данными служит информация о границах ледника и рельефе его поверхности в виде цифровой модели рельефа (ЦМР) ASTER GDEM V3 (gdem.ersdac.jsracesystems.or.jp). Толщина льда в модели (Frey et al., 2014) оценивается по формуле:

$$h = \frac{\tau}{\rho g f \sin \alpha}, \quad (3)$$

где τ — напряжение сдвига на ложе; ρ — плотность льда; g — ускорение свободного падения; h — толщина льда; α — угол наклона поверхности ледника; f — коэффициент формы поперечного сечения ледника.

Автоматизированная реализация модели — GlabTop2-py (github.com; pypi.org). Это пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда. GlabTop2-py использует функции Python 3.8 (python.org) и PCRaster (pcraster.geo.uu.nl). Модель полностью основана на концепциях, описанных в (Frey et al., 2014).

Особенность модели заключается в присваивании нулевого значения толщины льда границам ледников, в том числе на ледоразделах, как например в работе по моделированию всех ледников мира (Farinotti et al., 2019), что не соответствует действительности. Для более корректного моделирования полигоны смежных ледников объединялись в один. Подобная обработка позволяет избежать локального, но достаточно значительного занижения толщины на ледоразделах.

Однако принималось допущение, что напряжение базального сдвига на ложе, получаемое из данных о высотном диапазоне ледника, считается для одного объединённого контура. В результате, чем меньше реальный высотный диапазон ледника, тем больше завышается его толщина в объединённом контуре. Завышение не локально, а равномерно распределяется по леднику.

Масса ледника частично распределяется на стенки долины, из-за чего напряжение сдвига на ложе на центральной линии меньше, чем в случае, если бы ледник был бесконечно широким. Для учёта этого аспекта Джон Най в своей работе (Nye, 1965) представил концепцию коэффициента формы поперечного сечения ледника (f). Поскольку у ледников плоской вершины отсутствует долина и, следовательно, не возникает трения о её борта, то в нашей работе для сравнения со стандартным значением $f=0.8$ и параметризации модели GlabTop2 с целью более достоверного моделирования данный коэффициент для ледников плоской вершины был приравнен к единице. Для остальных типов применялось значение $f=0.8$.

Для оценки объёма ледников использовались также региональные эмпирические коэффициенты, полученные для Алтая, в степенном отношении (4) площади и объёма ледника (метод VAS – Volume-Area scaling):

$$V = kS^y, \quad (4)$$

где S – площадь; k и y – коэффициенты, связанные с морфометрическими и морфологическими характеристиками ледника.

В работе использовались наиболее актуальные данные по эмпирическим зависимостям объёма ледников Алтая (табл. 1).

Для оценки качества моделирования применялся метод RMSE, где для определения среднеквадратической ошибки модели учитывается формула (5):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}, \quad (5)$$

где N – количество измерений; y_i – смоделированное значение; \hat{y}_i – измеренное значение.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение границ ледников на основании двух подходов, оценка их объёма методом VAS. По результатам каталогизации ледников массива Монгун-Тайга по гидрологическому принципу проведения границ ледников было выделено 38 ледников суммарной площадью 17.18 км² (рис. 2, а; табл. 2). Из этой цифры видно, что ледники массива продолжают сокращаться (площадь с 2010 г. (Чистяков и др., 2012) уменьшилась на 15%).

Таблица 1. Степенные зависимости объёма ледника от его площади для территории Алтая (Мачерет и др., 2013)

Морфологический тип	Формула расчёта объёма
долинные	$V = 0.034S^{1.337}$
карово-долинные	$V = 0.049S^{1.048}$
каровые	$V = 0.048S^{1.222}$
плоских вершин и котловинные	$V = 0.044S^{0.89}$
все ледники Алтая	$V = 0.037S^{1.304}$

При применении морфологического подхода на территории массива выделяется 36 ледников (табл. 3), при этом ледник плоской вершины Монгун-Тайга имеет вытянутую форму и фактически состоит из участка к северу от главной вершины площадью 2.03 км² с преобладанием северных экспозиций и участка с южной стороны вершины площадью 2.39 км², преимущественно юго-восточной экспозиции (см. рис. 2, б). Аналогичная ситуация имеет место к западу от долины р. Толайты, где существует ледниковый комплекс, включающий ледник плоской вершины и три висячих ледника.

Математическое моделирование. На основе модели GlabTop2 для всего центра оледенения было оценено пространственное распределение толщины льда (рис. 3, а). Объём ледника плоской вершины, являющийся ядром комплекса, оценивался при моделировании с коэффициентом формы поперечного сечения $f=1$, для остальных ледников $f=0.8$.

Модель GlabTop2 дала суммарное значение для массива 0.814 ± 0.056 км³ льда. Согласно модели, главный комплекс куполовидной вершины содержит 0.744 ± 0.046 км³ льда. В работе (Farinotti et al., 2019) агрегированный по пяти моделям результат по главному куполовидному комплексу составил 0.611 км³, что на 12–23% меньше, чем по модели GlabTop2. Отклонение вызвано различием как в использовании моделей с агрегацией результатов, так и в выделении контуров (и не выделении) ледников, в том числе проведении контуров по ледоразделам (см. рис. 3, б).

Георадиолокация. В ходе георадиолокации ледника № 17 на всех характерных участках (склоны, выравненные поверхности) на площади 0.8 км² было пройдено более 6 км профилей. Практически на всём их протяжении полученные отражения от ложа идентифицируются без затруднений (рис. 4). Кроме рядовых маршрутов сети обязательно выполнялись секущие для взаимной увязки данных, что позволило оценить сходимость

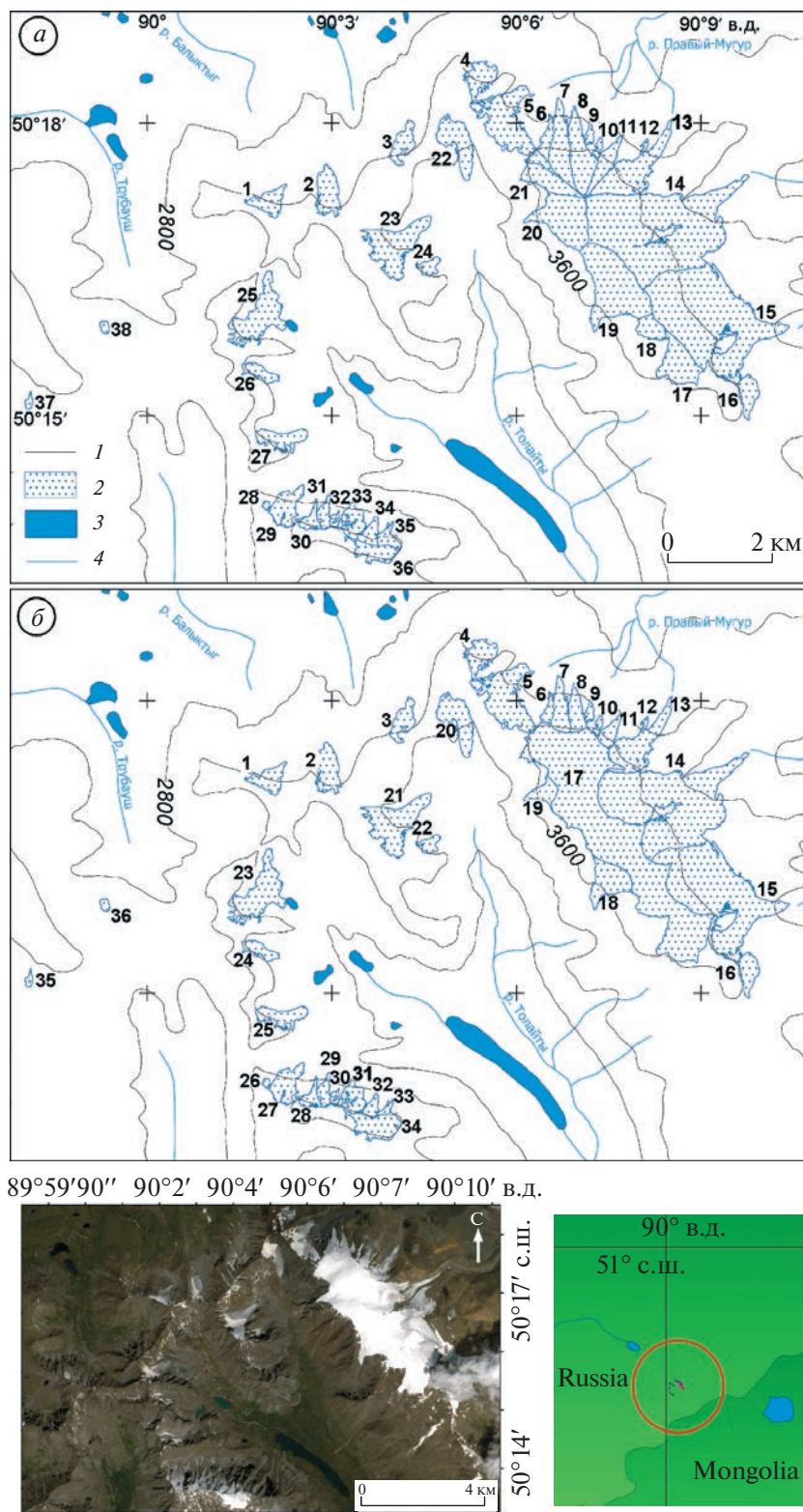


Рис. 2. Схема оледенения массива Монгун-Тайга на 2021 г. *а* – границы ледников выделены по гидрологическому принципу, *б* – границы ледников выделены по морфологическому принципу: 1 – изогипсы 400 м; 2 – ледники; 3 – озёра; 4 – реки.

Fig. 2. The scheme of glaciation of the Mongun-Taiga massif for 2021. *a* – the boundaries of glaciers are allocated according to the hydrological principle, *b* – the boundaries of glaciers are allocated according to the morphological principle: 1 – isohypses of 400 m; 2 – glaciers; 3 – lakes; 4 – rivers.

результатов. Среднеквадратическое отклонение разности толщины льда при двух измерениях в точке составило 0.5 м, что при средней толщине льда на пересечениях в 65 м соответствует точности измерения около 1%. Максимальная толщина ледника № 17 составила 90 м.

По данным георадиолокации методом интерполяции “kriging” в программе Surfer получено пространственное распределение толщины льда для участка ледника плоской вершины, на котором производилось зондирование (рис. 5, а). Для более корректного сравнения георадарных данных и моделирования пространственное разрешение интерполяции полевых данных было уменьшено до значений используемой в модели ЦМР (30 м в плане). По результатам георадиолокации выделено два выровненных участка ледника разных высотных уровней. Здесь мощность льда достигает наибольших значений, обозначая поверхность выравнивания. По их периферии толщина льда уменьшается, маркируя склоны ложа.

Сопоставление результатов измерений и моделирования. Смоделированные значения толщины льда по модели GlabTop2 (см. рис. 5, в) по сравнению с георадиолокацией оказались завышены, но её распределение в значительной степени повторяет результаты георадиолокации, кроме двух участков, где наблюдаются большие отклонения. Для их более подробного рассмотрения с помощью стандартных инструментов ГИС получили пространственное распределение отклонений модели от георадиолокации в интервальном отображении (см. рис. 5, б).

Первый из участков расположен к северу от вершины горного массива (3970.5 м). В ходе полевых работ на этом относительно пологом участке были обнаружены небольшие по площади (до 20 м²) выходы горных пород. Второй такой участок находится на северо-западной границе ледника.

В обоих случаях причина такого сильного отклонения модели кроется в невысоком пространственном разрешении ЦМР (30 × 30 м). Она не позволяет модели зафиксировать небольшие по площади объекты и с большой точностью границу ледника. Использование более детальной ЦМР позволило бы обойти это ограничение и повысить точность моделирования на краях ледника. Однако решение этой проблемы приведёт к другой. Чем меньше размер ячейки ЦМР, тем более детальной будет поверхность ледника. Поэтому небольшие в плане ячейки с большим или крайне малым уклоном будут иметь аномальные значения толщины льда, что в свою очередь вновь приведёт к ошибке оценки объёма ледника.

Для каждого пикселя была получена пара значений: смоделированное и измеренное. Опреде-

лены и удалены статистические выбросы, связанные в первую очередь с пространственным разрешением ЦМР, выходящие за пределы двух среднеквадратических отклонений ($\pm 2\sigma$). Доля этих аномальных значений составила всего 4.2% (37 из 866) от всей длины ряда данных. Медианное завышение смоделированных данных составило 38%. Среднее арифметическое оказалось выше: 50% — за счёт больших отклонений на малых площадях, описанных выше. Поправочный коэффициент в виде дополнительного множителя к результатам вычислений по уравнению (3) оказался равен 0.72. Его применение для изучения ложа на других участках может привести к ошибке, но в случае оценки общего объёма позволяет получить более близкие к реальной картине значения.

По полученному поправочному коэффициенту скорректировали смоделированные значения толщины для всей плоской вершины. На участке георадиолокационного зондирования были получены сечения со значениями, выявленными с помощью георадара, модели с коэффициентом $f = 0.8$, модели с коэффициентом $f = 1$ и откалиброванной модели с коэффициентом $f = 1$ (рис. 6). Для сравнения данных сечений использовали метод RMSE (табл. 4).

Среднеквадратическое отклонение модели с коэффициентом $f = 1$ в 1.7 раза меньше, чем при $f = 0.8$. Среднеквадратическое отклонение скорректированной модели с коэффициентом $f = 1$ в 3.9 раза меньше, чем при $f = 0.8$. Модель с коэффициентом $f = 1$ и её скорректированный вариант показывает значительно более качественный результат, чем модель со стандартным и рекомендованным для моделирования значением $f = 0.8$. При этом на участке 1500–2000 м сечения А–Б нескорректированная модель даёт результаты более близкие к измеренным, чем скорректированная. Также с учётом того, что получение ЦМР ASTER GDEM завершилось к 2009 г., а часть отклонений представлена не ошибками модели, а действительными изменениями объёма (толщины) льда, то можно заключить, что модель GlabTop2 при $f = 1$ позволяет получить схожую с георадиолокацией картину пространственного распределения толщины льда и близкие значения толщины льда для ледников плоской вершины, что говорит о её надёжности.

С использованием лучшего варианта модели был оценен объём всего ледника № 17. Объём по скорректированной модели при $f = 1$ составил 0.202 ± 0.008 км³. Средняя толщина равна 46 м. Ложем ледника плоской вершины служит поверхность выравнивания, а значит подледниковый рельеф имеет сглаженный характер. Исходя из этого можно допустить, что толщина льда меняется сравнительно мало в разных частях ледни-

Таблица 2. Каталог ледников массива Монгун-Тайга по состоянию на 2021 г, выделенных по гидрологическому принципу

№	М	S, км ²	Z _{min} , м	Z _{max} , м	Λ, °	Φ, °	Z _f		α _{ав} , °	E	VAS		GlabTop2	
							по методу Куровского	по снимкам			V, км ³	H _{ср} , м	V, км ³	H _{ср} , м
1	вис	0.22 ± 0.03	2983 ¹	3396	90.0322	50.2867	3218	3275	30.0	N (16°)	0.0075 ± 0.0007	34	0.0033 ± 0.0004	15
2	кар-дол	0.32 ± 0.04	2991 ¹	3340	90.0491	50.2885	3118	3105	20.7	NE (31°)	0.0148 ± 0.0017	46	0.0065 ± 0.0008	20
3	кар	0.21 ± 0.03	2979 ¹	3399	90.0691	50.2967	3102		26.1	NW (334°)	0.0071 ± 0.0007	34	0.0033 ± 0.0005	16
4	кар	0.26 ± 0.04	3050 ¹	3492	90.0903	50.3071	3190	3250	27.1	N (17°)	0.0093 ± 0.0009	36	0.0045 ± 0.0007	17
5	кар-дол	0.89 ± 0.10	3014 ²	3753	90.0999	50.2984	3360	3321	21.8	NE (24°)	0.0434 ± 0.0044	49	0.0444 ± 0.005	50
6	скл	0.13 ± 0.02	3109 ¹	3655	90.1079	50.2973	3492	3539	30.7	N (352°)	0.004 ± 0.0004	31	0.0053 ± 0.0008	41
7	скл	0.46 ± 0.05	3021 ²	3835	90.1137	50.2957	3530	3445	22.8	N (356°)	0.0186 ± 0.0012	40	0.0234 ± 0.0025	51
8	скл	0.50 ± 0.04	3049 ²	3835	90.1181	50.2951	3598	3414	22.5	N (357°)	0.0206 ± 0.0009	41	0.0244 ± 0.002	49
9	вис	0.05 ± 0.01	3195 ¹	3510	90.1197	50.2982	3385		35.5	N (5°)	0.0012 ± 0.0002	24	0.0014 ± 0.0003	29
10	вис	0.04 ± 0.01	3378 ¹	3654	90.1221	50.2958	3524		35.7	NE (28°)	0.0009 ± 0.0002	23	0.0012 ± 0.0003	30
11	скл	0.23 ± 0.03	3174 ¹	3831	90.1239	50.2926	3623	3520	26.2	NE (41°)	0.008 ± 0.0007	35	0.0109 ± 0.0014	47
12	скл	0.02 ± 0.01	3034 ²	3214	90.1346	50.296	3155		22.2	N (19°)	0.0004 ± 0.0002	20	0.0011 ± 0.0006	56
13	дол	0.71 ± 0.06	2949 ²	3831	90.1275	50.2899	3459	3411	26.0	NE (50°)	0.0215 ± 0.0008	30	0.0314 ± 0.0027	44
14	дол	3.43 ± 0.13	2985 ³	3971	90.1366	50.2834	3548	3441	18.7	NE (64°)	0.1767 ± 0.0022	52	0.2086 ± 0.0079	61
15	дол	2.98 ± 0.15	3155 ¹	3795	90.1541	50.2657	3530	3442	16.8	E (81°)	0.1464 ± 0.0027	49	0.1923 ± 0.0097	65
16	скл	0.21 ± 0.02	3436 ¹	3614	90.163	50.2531	3540	3527	21.2	E (74°)	0.0071 ± 0.0004	34	0.0096 ± 0.0009	46
17	скл	0.48 ± 0.04	3574 ¹	3794	90.1442	50.2601	3685	3663	11.4	S (170°)	0.0196 ± 0.0009	41	0.0417 ± 0.0035	87
18	вис	0.19 ± 0.02	3685 ¹	3798	90.1363	50.2651	3766		10.4	SW (235°)	0.0063 ± 0.0004	33	0.0164 ± 0.0017	86
19	вис	1.22 ± 0.05	3372 ¹	3968	90.1271	50.2718	3752		13.5	S (200°)	0.0612 ± 0.0012	50	0.0928 ± 0.0038	76
20	вис	0.78 ± 0.04	3451 ¹	3964	90.1108	50.2831	3800		16.8	W (282°)	0.0354 ± 0.0009	45	0.0524 ± 0.0027	67
21	вис	0.34 ± 0.03	3521 ¹	3832	90.1098	50.2902	3695		14.5	W (280°)	0.012 ± 0.0007	38	0.0241 ± 0.0021	71

Главный комплекс куполовидной вершины

Таблица 2. Окончание

№	М	S, км ²	Z _{min} , м	Z _{max} , м	Λ, °	Φ, °	Z _г		α _{ав} , °	E	VAS		GlabTop2	
							по методу Куровского	по снимкам			V, км ³	H _{ср} , м	V, км ³	H _{ср} , м
22	дол	0.43 ± 0.04	3090 ¹	3416	90.0831	50.297	3247	3234	15.4	SE (121°)	0.011 ± 0.0005	26	0.0093 ± 0.0009	22
23	кар-дол	0.68 ± 0.06	3009 ¹	3587	90.0761	50.2754	3241	3205	22.1	NE (42°)	0.0327 ± 0.0026	48	0.0233 ± 0.0021	34
24	кар	0.09 ± 0.02	2947 ¹	3293	90.0673	50.2786	3110		36.8	NE (41°)	0.0025 ± 0.0004	28	0.0008 ± 0.0002	9
25	кар-дол	0.62 ± 0.07	2900 ³	3367	90.0298	50.2681	3087	3089	16.6	E (76°)	0.0297 ± 0.003	48	0.0192 ± 0.0022	31
26	кар	0.14 ± 0.02	2987 ¹	3347	90.0307	50.2572	3119		30.4	NE (65°)	0.0043 ± 0.0004	31	0.0013 ± 0.0002	9
27	кар-вис	0.25 ± 0.04	2944 ¹	3335	90.0364	50.2456	3106	3146	24.9	NE (39°)	0.0088 ± 0.0009	35	0.0039 ± 0.0006	16
28	вис	0.02 ± 0.01	3268 ¹	3387	90.0321	50.2345	3339		31.7	N (18°)	0.0004 ± 0.0002	20	0.00007 ± 0.00004	4
29	вис	0.29 ± 0.04	2978 ¹	3604	90.0377	50.2345	3302	3313	35.9	N (359°)	0.0106 ± 0.0009	37	0.0052 ± 0.0007	18
30	вис	0.11 ± 0.02	3143 ¹	3651	90.0439	50.2314	3515	3489	37.2	N (5°)	0.0032 ± 0.0004	29	0.0019 ± 0.0003	17
31	вис	0.10 ± 0.02	3049 ¹	3639	90.0048	50.2335	3402	3436	40.1	N (11°)	0.0029 ± 0.0004	29	0.0015 ± 0.0003	15
32	вис	0.03 ± 0.02	3246 ¹	3641	90.0504	50.2325	3480		45.9	N (11°)	0.0007 ± 0.0004	23	0.0003 ± 0.0002	9
33	вис	0.20 ± 0.04	3078 ¹	3642	90.0561	50.2322	3405	3400	41.8	N (15°)	0.0067 ± 0.0009	34	0.0037 ± 0.0007	19
34	вис	0.13 ± 0.02	3207 ¹	3649	90.06	50.2308	3541		37.7	N (5°)	0.004 ± 0.0004	31	0.0029 ± 0.0004	22
35	вис	0.12 ± 0.02	3364 ¹	3638	90.0645	50.2304	3589		33.3	N (1°)	0.0036 ± 0.0004	30	0.0045 ± 0.0008	38
36	плоск	0.23 ± 0.03	3604 ¹	3607	90.0611	50.2275	3618		11.5	S (142°)	0.0119 ± 0.0019	52	0.0113 ± 0.0015	294
37	кар-вис	0.03 ± 0.01	3024 ¹	3283	89.9679	50.2525	3173		14.4	NE (46°)	0.0007 ± 0.0002	23	0.00013 ± 0.00004	4
38	вис	0.03 ± 0.01	3163 ¹	3349	89.9885	50.265	3250		31.8	N (2°)	0.0007 ± 0.0002	23	0.00011 ± 0.00004	4
ИТОГО		17.18 ± 1.13									0.7572 ± 0.0365		0.8885 ± 0.0614	

Таблица 3. Каталог ледников массива Монгун-Тайга по состоянию на 2021 г, выделенных по морфологическому принципу

№**	М	S, км ²	Z _{min} , м	Z _{max} , м	λ, °	φ, °	Z _f		α _{div} , °	E	VAS		GlabTop2	
							по методу Куровского	по сни- мкам			V, км ³	H _{ср} , м	V, км ³	H _{ср} , м
1	вис	0.22 ± 0.03	2983 ^{1*}	3396	90.0348	50.284	3218	3275	30.0	N (16°)	0.0075 ± 0.0007	34	0.0033 ± 0.0004	15
2	кар-дол	0.32 ± 0.04	2991 ¹	3340	90.047	50.2847	3118	3105	20.7	NE (31°)	0.0134 ± 0.0014	46	0.0065 ± 0.0008	20
3	кар	0.21 ± 0.03	2979 ¹	3399	90.0693	50.2929	3102		26.1	NW (334°)	0.0071 ± 0.0007	34	0.0033 ± 0.0005	16
4	кар	0.26 ± 0.04	3050 ¹	3492	90.088	50.304	3190	3250	27.1	N (17°)	0.0093 ± 0.0009	36	0.0045 ± 0.0007	17
5	кар-дол	0.80 ± 0.10	3014 ²	3594	90.1048	50.2951	3329	3321	23.0	NE (32°)	0.0364 ± 0.0029	48	0.0375 ± 0.0047	47
6	скл	0.08 ± 0.02	3109 ¹	3602	90.1082	50.2962	3421	3539	38.6	N (351°)	0.0022 ± 0.0004	27	0.0023 ± 0.0006	28
7	скл	0.25 ± 0.05	3021 ²	3625	90.1115	50.2948	3394	3445	30.0	N (3°)	0.0088 ± 0.0012	35	0.0087 ± 0.0017	35
8	скл	0.20 ± 0.04	3049 ²	3616	90.1198	50.2951	3407	3414	31.2	N (5°)	0.0067 ± 0.0009	34	0.0064 ± 0.0013	32
9	вис	0.05 ± 0.01	3195 ¹	3510	90.1186	50.2965	3385		35.5	N (5°)	0.0012 ± 0.0002	25	0.0014 ± 0.0003	29
10	вис	0.04 ± 0.01	3378 ¹	3654	90.1215	50.2943	3524		35.7	NE (28°)	0.0009 ± 0.0002	23	0.0012 ± 0.0003	30
11	скл	0.14 ± 0.03	3174 ¹	3710	90.1236	50.2923	3532	3520	34.7	NE (44°)	0.0043 ± 0.0007	31	0.0044 ± 0.0009	31
12	скл	0.02 ± 0.01	3034 ²	3214	90.1336	50.2948	3155		22.2	N (19°)	0.0004 ± 0.0002	20	0.0011 ± 0.0006	56
13	дол	0.60 ± 0.06	2949 ²	3777	90.1247	50.2882	3397	3411	28.4	NE (46°)	0.0172 ± 0.0015	29	0.0229 ± 0.0023	38
14	дол	2.87 ± 0.13	2985 ³	3897	90.1243	50.2807	3493	3441	20.1	NE (61°)	0.1392 ± 0.004	49	0.1599 ± 0.0072	56
15	дол	2.39 ± 0.15	3155 ¹	3758	90.1426	50.2661	3479	3442	18.4	E (82°)	0.109 ± 0.0047	46	0.1429 ± 0.009	60
16	скл	0.21 ± 0.02	3436 ¹	3614	90.1603	50.2534	3540	3527	21.2	E (74°)	0.0071 ± 0.0004	34	0.0096 ± 0.0009	46
17	плоск	4.42 ± 0.17	3524 ¹	3971	90.1193	50.2796	3763	3663	12.5	NE (30°)	0.1651 ± 0.0055	37	0.20224 ± 0.00784	464
18	вис	0.43 ± 0.03	3372 ¹	3761	90.1208	50.2736	3653		17.4	SW (219°)	0.0171 ± 0.0007	40	0.0252 ± 0.0018	59
19	вис	0.17 ± 0.02	3442 ¹	3759	90.1103	50.2834	3662		25.7	W (265°)	0.0055 ± 0.0004	32	0.007 ± 0.0008	41
20	дол	0.43 ± 0.04	3090 ¹	3416	90.0787	50.297	3247	3234	15.4	SE (121°)	0.011 ± 0.0005	26	0.0093 ± 0.0009	22

Главный комплекс куполовидной вершины

Таблица 3. Окончание

№**	М	$S, \text{ км}^2$	$Z_{\min}, \text{ м}$	$Z_{\max}, \text{ м}$	$\lambda, ^\circ$	$\phi, ^\circ$	Z_f		$\alpha_{\text{дп}}, ^\circ$	Е	VAS		GlabTop2	
							по методу Куровского	по сни-по мкам			$V, \text{ км}^3$	$H_{\text{ср}}, \text{ м}$	$V, \text{ км}^3$	$H_{\text{ср}}, \text{ м}$
21	кар-дол	0.68 ± 0.06	3009 ¹	3587	90.0681	50.2734	3241	3205	22.1	NE (42°)	0.0305 ± 0.0022	48	0.0233 ± 0.0021	34
22	кар	0.09 ± 0.02	2947 ¹	3293	90.0752	50.274	3110		36.8	NE (41°)	0.0025 ± 0.0004	28	0.0008 ± 0.0002	9
23	кар-дол	0.62 ± 0.07	2900 ³	3367	90.022	50.263	3087	3089	16.6	E (76°)	0.0276 ± 0.0026	48	0.0192 ± 0.0022	31
24	кар	0.14 ± 0.02	2987 ¹	3347	90.0259	50.2571	3119		30.4	NE (65°)	0.0043 ± 0.0004	31	0.0013 ± 0.0002	9
25	кар-вис	0.25 ± 0.04	2944 ¹	3335	90.0302	50.2454	3106	3146	24.9	NE (39°)	0.0088 ± 0.0009	35	0.0039 ± 0.0006	16
26	вис	0.02 ± 0.01	3268 ¹	3387	90.0325	50.234	3339		31.7	N (18°)	0.0004 ± 0.0002	20	0.00007 ± 0.00004	4
27	вис	0.29 ± 0.04	2978 ¹	3604	90.0398	50.2315	3302	3313	35.9	N (359°)	0.0106 ± 0.0009	36	0.0052 ± 0.0007	18
28	вис	0.11 ± 0.02	3143 ¹	3651	90.0426	50.2306	3515	3489	37.2	N (5°)	0.0032 ± 0.0004	29	0.0019 ± 0.0003	17
29	вис	0.10 ± 0.02	3049 ¹	3639	90.0473	50.2306	3402	3436	40.1	N (11°)	0.0029 ± 0.0004	29	0.0015 ± 0.0003	15
30	вис	0.03 ± 0.02	3246 ¹	3641	90.0517	50.2307	3480		45.9	N (11°)	0.0007 ± 0.0004	22	0.0003 ± 0.0002	9
31	вис	0.19 ± 0.03	3078 ¹	3641	90.0544	50.2298	3387	3400	41.8	N (15°)	0.0067 ± 0.0009	33	0.0032 ± 0.0005	17
32	вис	0.09 ± 0.02	3207 ¹	3633	90.0581	50.2293	3497		37.7	N (5°)	0.0025 ± 0.0004	28	0.0016 ± 0.0003	17
33	вис	0.04 ± 0.01	3354 ¹	3603	90.0625	50.229	3536		33.3	N (1°)	0.0009 ± 0.0002	23	0.0008 ± 0.0002	20
34	плоск	0.36 ± 0.04	3559 ¹	3649	90.056	50.2289	3620		11.5	SE (142°)	0.0177 ± 0.0009	49	0.00994	± 0.00114
35	кар-вис	0.03 ± 0.01	3116 ¹	3206	89.9669	50.2523	3173		14.4	NE (46°)	0.0007 ± 0.0002	22	0.00013 ± 0.00004	4
36	вис	0.03 ± 0.01	3163 ¹	3349	89.9892	50.264	3250		31.8	N (2°)	0.0007 ± 0.0002	22	0.00011 ± 0.00004	4
ИТОГО		17.18 ± 1.13									0.6897 ± 0.0380		0.7327 ± 0.0525	

*Верхние индексы обозначают источник информации: 1 – по ЦМР; 2 – по данным экспедиционных исследований 2021 г.; 3 – по данным экспедиционных исследований 2011 г.; 4 – скорректированная модель GlabTop2; **№ – номер ледника; М – морфологический тип; $S, \text{ км}^2$ – площадь ледника; $Z_{\min}, \text{ м}$ – высота нижней точки ледника; $Z_{\max}, \text{ м}$ – высота верхней точки ледника; $\lambda, ^\circ$ – долгота средней точки ледника; $\phi, ^\circ$ – широта средней точки ледника; $Z_f, \text{ м}$ – высота фирновой границы; $\alpha_{\text{дп}}, ^\circ$ – средний уклон ледника; Е – экспозиция (°); $V, \text{ км}^3$ – объём ледника; $H_{\text{ср}}, \text{ м}$ – средняя толщина ледника.

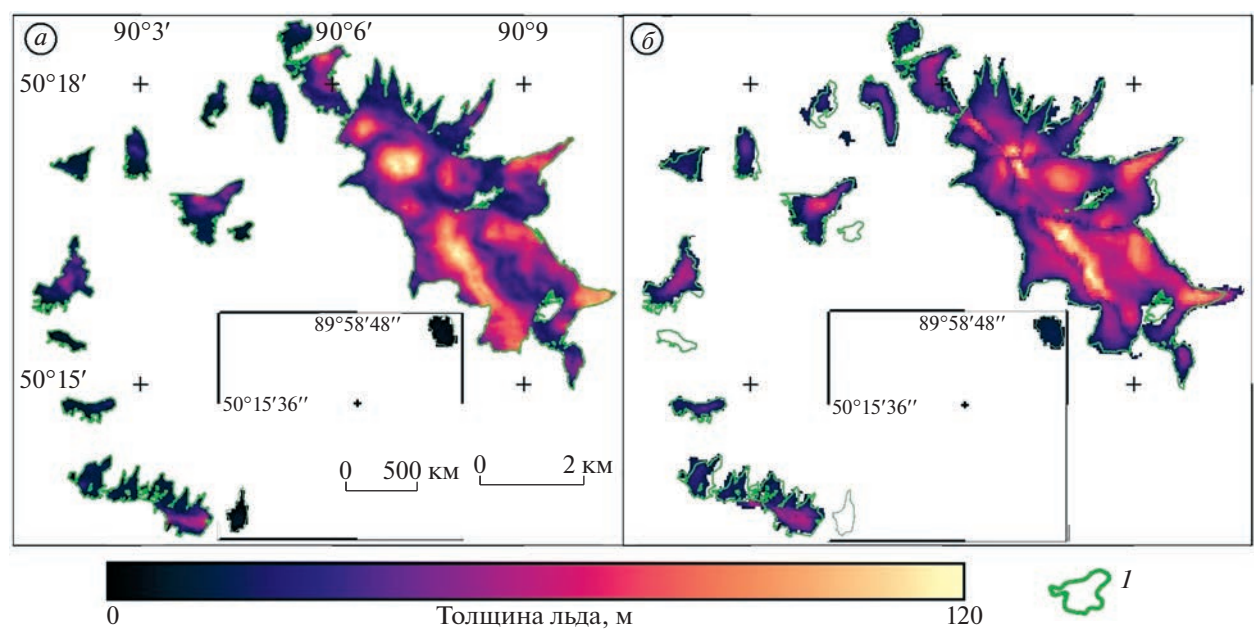


Рис. 3. Пространственное распределение толщины ледников массива Монгун-Тайга. *a* – модель GlabTop2, *б* – (Farinotti et al., 2019); *l* – ледники.
Fig. 3. Spatial distribution of ice thickness of the glaciers of the Mongun-Taiga massif. *a* – GlabTop2 model, *б* – (Farinotti et al., 2019); *l* – glaciers.

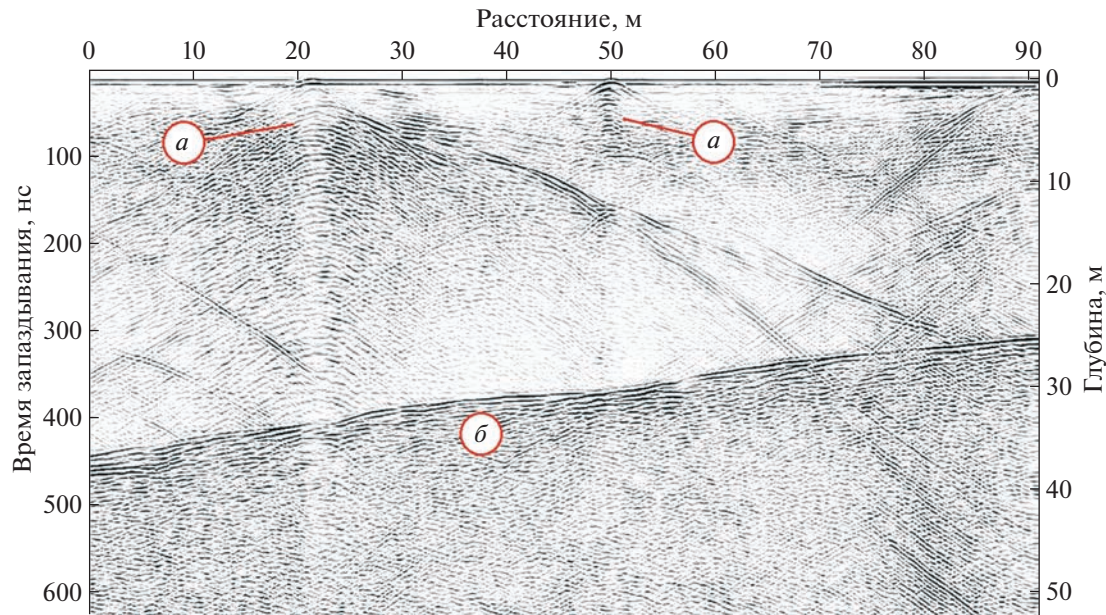


Рис. 4. Пример радарограммы. *a* – зоны дифракции, маркирующие трещины; *б* – отраженный сигнал от ложа.
Fig. 4. An example of a radarogram. *a* – diffraction zones marking cracks; *b* – reflected signal from the bed.

ка, а значит и для прозондированного участка она должна оставаться таковой. Действительно, значение по георадару для прозондированного участка отличается не сильно и равно 49 м. Для небольшого ледника плоской вершины (№ 34), к

юго-западу от основного комплекса, значения оказались $0.010 \pm 0.001 \text{ км}^3$, 27 м соответственно. Метод VAS при морфологическом подходе дал следующие значения объёма и средней толщины. Ледник № 17 при средней толщине 38 м содержит

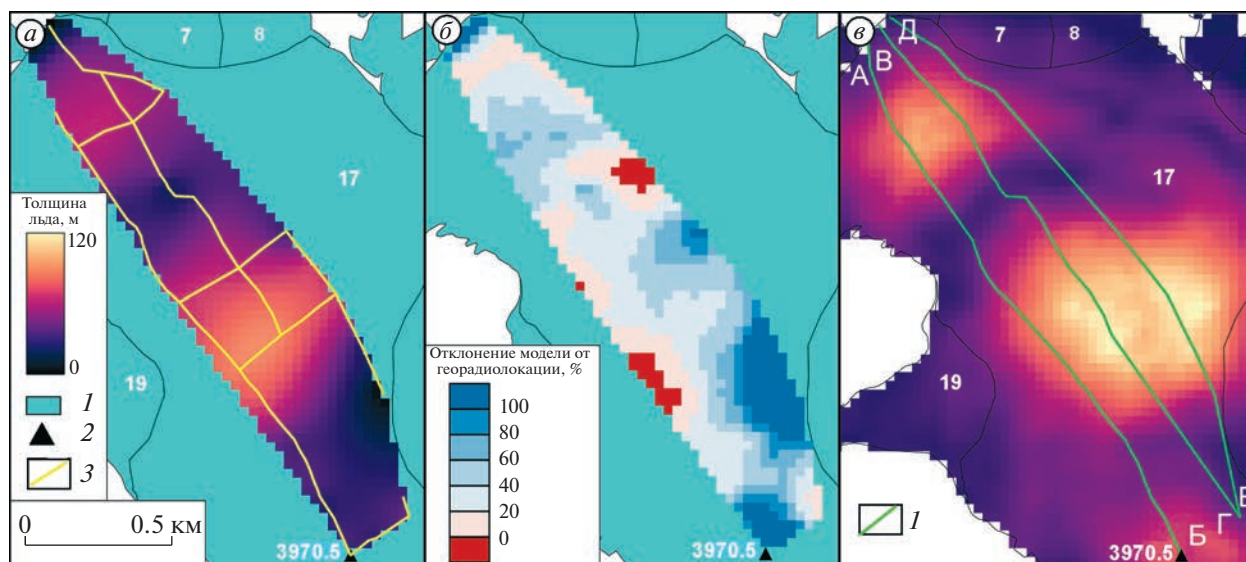


Рис. 5. Пространственное распределение толщины льда. *а* – результат георадиолокации, *б* – отклонение модели от георадара, *в* – результат моделирования: 1 – ледники; 2 – вершина; 3 – профили георадиолокации; 4 – сечения (на рис. 6).

Fig. 5. The spatial distribution of ice thickness. *a* – result of GPR, *b* – deviation models from the GPR, *v* – the result of modeling: 1 – glaciers; 2 – top; 3 – GPR profiles, 4 – sections (in Fig. 6).

$0.165 \pm 0.006 \text{ км}^3$ льда. Ледник № 34 по площади более чем в 12 раз меньше, но его средняя толщина больше: 49 м. При таком значении объём ледника № 34 составляет $0.018 \pm 0.001 \text{ км}^3$ льда. Отклонение метода VAS от GlabTop2 для средней толщины составляет -17% , для объёма -18% . Подобные расхождения вызывают определённые сомнения в корректности работы метода VAS для ледников плоской вершины.

При гидрологическом подходе фактический ледник плоской вершины оказывается разделённым на сегменты в составе отдельных ледников, т.е. для каждого из сегментов значения средней толщины, рассчитанные методом VAS, оказываются разными. Соответственно, для того чтобы сравнить среднюю толщину ледника плоской вершины, полученную геофизически, с расчётной, последнюю мы получили как результат деления суммарного объёма упомянутых сегментов на их суммарную площадь.

Очевидно, что более корректно сопоставить с данными натурных наблюдений результаты расчётов толщины только того участка, который соответствует тем сегментам ледника, где мы проводили измерения. Поэтому мы проводили измерения именно на таких участках (табл. 5).

Расчёт толщины льда для суммы ледников куполовидного комплекса даёт более близкую к измеренным значениям оценку, чем вычисления по отдельности. Так, суммарный объём всех сегментов ледника плоской вершины составляет 0.198

км^3 , что всего на 4% меньше, чем по скорректированным результатам модели GlabTop2.

Для всего куполовидного комплекса модель GlabTop2 при $f = 1$, с поправкой для ледника плоской вершины, и при $f = 0.8$ для остальных типов даёт значение в $0.6653 \pm 0.0431 \text{ км}^3$ льда. При использовании морфологического подхода по методу VAS общий объём льда главного куполовидного комплекса был оценен в $0.521 \pm 0.024 \text{ км}^3$. При гидрологическом подходе значение оказалось выше и оставило $0.582 \pm 0.018 \text{ км}^3$.

Распределение льда по морфологическим типам ледников. Распределение льда по различным морфологическим типам ледников в зависимости от подхода к определению их границ сильно варьирует (рис. 7). При гидрологическом подходе фактически не учитывается полностью крупнейший ледник плоской вершины, так как он оказывается

Таблица 4. Среднеквадратические отклонения (СКО) моделей при применении на леднике плоской вершины

СКО. м	Модель $f = 1$ скорректированная	Модель $f = 1$	Модель $f = 0.8$
Сечение А–Б	11.07	16.91	30.46
Сечение В–Г	6.48	23.12	40.73
Сечение Д–Е	18.12	33.14	48.72

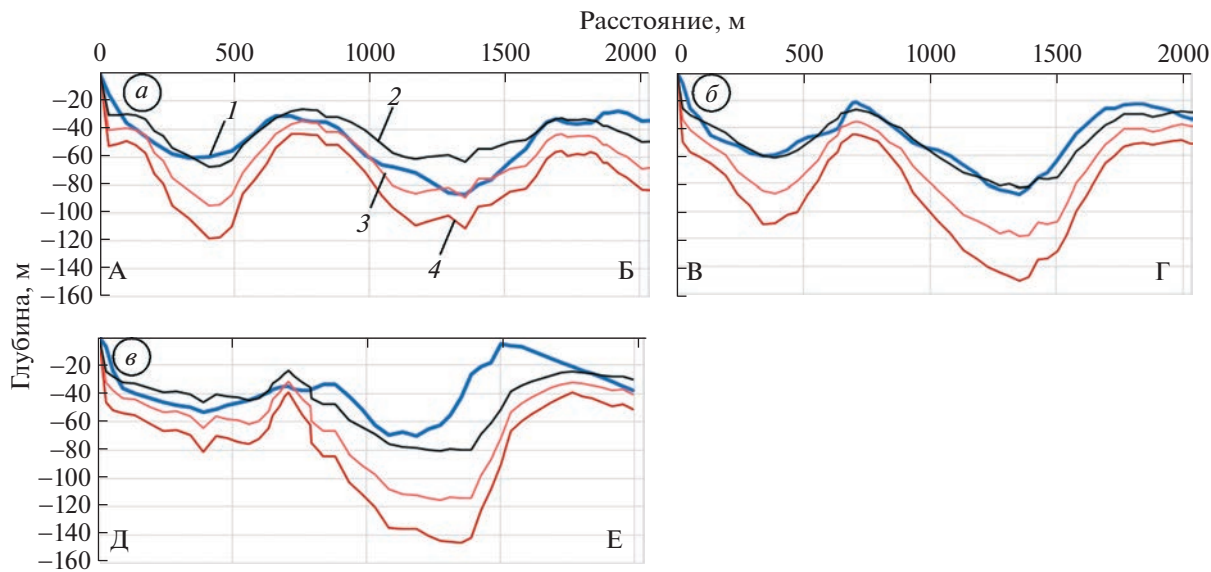


Рис. 6. Сечения толщины льда на рис. 5, *а* – сечение А–Б; *б* – сечение В–Г; *в* – сечение Д–Е: 1 – толщина льда по георадару; 2 – толщина льда по скорректированной аппроксимирующим уравнением модели GlabTop2 при $f=1$; 3 – толщина льда по модели GlabTop2 при $f=1$; 4 – толщина льда по модели GlabTop2 при $f=0.8$.

Fig. 6. Sections of ice thickness in Fig. 5, *a* – section А–Б; *б* – section В–Г; *в* – section Д–Е: 1 – ice thickness according to georadar; 2 – ice thickness according to the model GlabTop2 adjusted by the approximating equation at $f=1$; 3 – ice thickness according to the model GlabTop2 at $f=1$; 4 – ice thickness according to the model GlabTop2 at $f=0.8$.

разделённым между своими соседями, принадлежащими к другим морфологическим типам ледников. Соответственно, при оценке распределения объёмов льда по итогам расчётов по модели GlabTop2 при гидрологическом подходе объём льда в ледниках плоских вершин оказался в 19 раз ниже по отношению к морфологическому, отражающему реальное распределение запасов льда по морфологическим типам. Применение степенных функций при использовании гидрологического подхода, как было показано ранее, даёт ещё и другой суммарный объём ледников, но так-

же занижает суммарный объём ледников плоской вершины по той же причине. Напротив, доля всех прочих морфологических типов оказывается завышенной.

ОБСУЖДЕНИЕ

Использование разных подходов к выделению границ ледников. Гидрологический и морфологический подходы дают одинаковую оценку суммарной площади ледников. Однако оценка площади отдельных ледников может сильно зависеть от

Таблица 5. Результаты оценки толщины льда на участке, где проводилось георадиозондирование

№ ледника по гидрологическому каталогу	Средняя толщина льда по георадару, м	Средняя толщина льда по методу VAS, м	Разность толщины по георадару и VAS, %
5	52	48	–7
6	35	27	–22
7	45	35	–22
8	51	34	–34
11	67	31	–54
13	67	29	–57
14	29	49	+67
21	63	48	–24
22	49	28	–43
Сумма ледников	49	44	–10

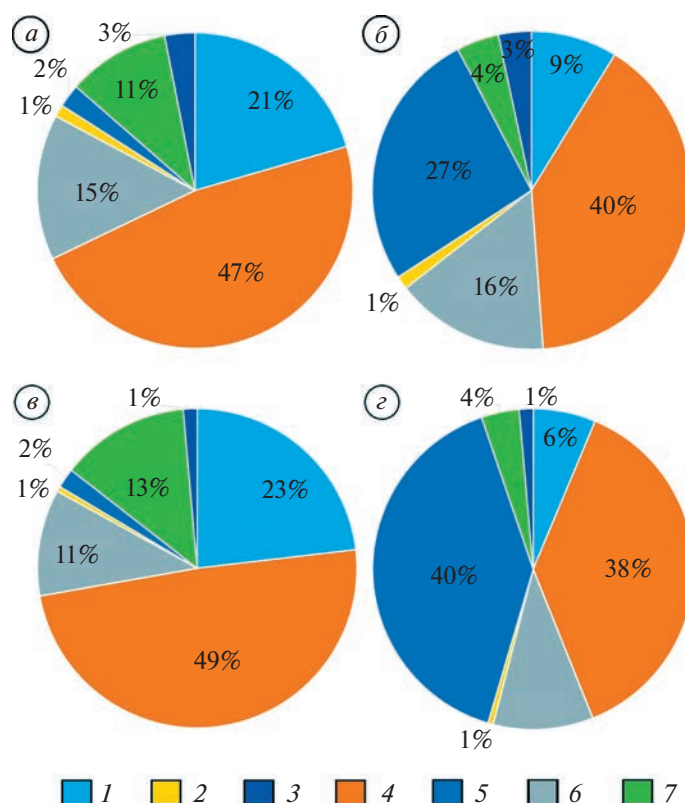


Рис. 7. Распределение суммарного объёма льда по различным морфологическим типам ледников при различных подходах и моделях. *а* – степенные функции при гидрологическом подходе; *б* – степенные функции при морфологическом подходе; *в* – GlabTop2 при гидрологическом подходе; *г* – GlabTop2 при морфологическом подходе. Типы ледников: 1 – висячие; 2 – карово-висячие; 3 – каровые; 4 – долинные; 5 – плоской вершины; 6 – карово-долинные; 7 – склоновые.

Fig. 7. Distribution of the total volume of ice by different morphological types of glaciers with different approaches and models. *a* – power functions with the hydrological approach; *б* – power functions with the morphological approach; *в* – GlabTop2 with the hydrological approach; *г* – GlabTop2 with the morphological approach. Types of glaciers: 1 – hanging; 2 – corrie-hanging; 3 – corrie; 4 – valley; 5 – flat-summit; 6 – corrie-valley; 7 – slope.

выбранного подхода – вплоть до полного невыделения ледника. Дальнейшее использование данных площадей приводит к завышению оценки объёма льда при гидрологическом подходе. Это происходит по причине “присоединения” в верхних гипсометрических уровнях ледников гидрологически связанных с ними участков плоской вершины. Выделение же на этих уровнях морфологически однородного ледника плоской вершины ведёт к меньшей оценке объёма льда.

Этот аспект связан с выраженной в эмпирических расчётных уравнениях связи площади и объёма для разных морфологических типов ледников меньшей наблюдаемой толщиной ледников плоской вершины в условиях отсутствия трения о борта долины, при прочих равных условиях, по отношению к другим морфологическим типам ледников. В наших исследованиях полученные путём геофизических измерений значения толщины ледника плоской вершины также меньше, чем расчётные для этих участков при использова-

нии гидрологического подхода (т.е. когда эти участки включаются в состав ледников других морфологических типов). Это же означает, что при моделировании толщины ледников плоской вершины использование коэффициента формы поперечного сечения $f = 0.8$ также ведёт к ошибке в оценке объёма льда в большую сторону.

При расчёте объёмов ледниковых комплексов уравнениями с помощью зависимостей объёма от площади ледников для разных морфологических типов ледников морфологический подход даёт более адекватную оценку толщины ледников, чем гидрологический. Тем не менее, поскольку чаще всего данные по объёму льда нужны для гидрологических расчётов, то для решения подобных задач необходимо сочетание обоих подходов. Так, рассчитав объём ледника плоской вершины, выделенного исходя из морфологического подхода, можно определить его среднюю толщину (очевидно, при сглаженном подлёдном рельефе толщина меняется сравнительно мало в разных ча-

стях ледника). Далее, используя значения средней толщины, рассчитывается объём сегментов ледника плоской вершины, принадлежащих разным речным бассейнам.

Использование метода Куровского для оценки положения границы питания. Согласно недавним исследованиям (Braithwaite, 2015), названный метод был протестирован для 103 ледников разной морфологии из различных регионов мира, и была выявлена высокая степень корреляции между высотой балансовой границы питания и значениями, полученными методом Куровского, со средним отклонением между ними в -36 м со стандартным отклонением ± 56 м. При этом отмечено, что балансовая граница питания существенно ниже, чем высота, полученная методом Куровского для выводных и долинных ледников, и несущественно ниже для горных ледников.

В недавних работах мы тестировали применение метода Куровского для ледников Шапшальского хребта (Ганюшкин и др., 2021a; Ганюшкин и др., 2021b), массива Таван-Богдо-Ола (Ganyushkin et al., 2018; Ganyushkin et al., 2022) и для Северо-Чуйского хребта (Ganyushkin et al., 2023). На территории Шапшальского хребта исследовались 26 ледников карового и висячего типов площадью менее 0.6 км^2 каждый, различия с положением границы питания, определённом по снимкам, составили в среднем -8 м. Для массива Таван-Богдо-Ола было рассмотрено 26 ледников площадью от 3.3 до 23.1 км^2 для 4 лет (Ganyushkin et al., 2022), среднее завышение границы питания методом Куровского относительно положения границы питания, определённого на снимках, составило 77 м. При рассмотрении 35 долинных ледников Северо-Чуйского хребта подобное завышение составило уже в среднем 128 м. Для массива Монгун-Тайга, где лишь один долинный ледник по площади превышает 3 км^2 и преобладают малые ледники, очевидно, использование метода Куровского для определения положения границы питания представляется оправданным. Отметим, что медианная высота ледника (отношение площади области аккумуляции к площади всего ледника, т.е. accumulation area ratio, AAR = 0.5) близка к средней высоте ледника по методу Куровского, хотя и не является её полным аналогом. Подобное сниженное значение AAR в случае массива Монгун-Тайга может быть связано с сочетанием поверхностей выравнивания (служащих приёмниками-распределителями снега, который сдувается с этих поверхностей) с карами (где этот снег откладывается), что даёт более существенную концентрацию снега (Чистяков и др., 2012) по сравнению с альпийским рельефом, при котором в метелевый перенос вовлекается сравнительно узкая пригребневая полоса.

Оценка толщины ледников плоской вершины и объёма всех ледников горного массива Монгун-Тайга. Результаты сравнения данных, полученных разными методами, говорит об определённых ограничениях в возможностях расчётов по методике VAS для некоторых ледников плоской вершины. Очевидно, в тех случаях, когда подобные ледники находятся в составе ледниковых комплексов на их внешних границах, толщина льда может быть весьма значительной и сильно отличаться от околонулевых значений по периметру изолированных ледников плоской вершины. Соответственно, для таких ледников в составе комплексов связь объёма и площади может иметь другой вид. В этом отношении, модель GlabTop2, как нам представляется, даёт для таких ледников более приемлемые результаты, поскольку расчёты в ней выполняются для всего ледникового комплекса без учёта границ по ледоразделам. Вместе с тем применение метода VAS для оценки объёма отдельного ледника может приводить к большому неточностям. Так, в одном из последних обзоров данного метода (Bahr et al., 2015) показано, что адекватно оценить объём льда можно только для группы ледников. Действительно, как показал наш анализ данных георадиолокации в сравнении с методом VAS, последний показывает наименьшее отклонение на выборке из нескольких ледников.

Опыт изучения ледников плоской вершины Алтая невелик. Для сравнения использовались доступные результаты бурения, радиолокационного и вертикального электрического зондирования двух ледников плоской вершины на хребте Цамбагарав в Монгольском Алтае, представленные в работах (Kadota et al., 2011; Herren et al., 2013; Сергеев и др., 2018).

Так, средняя толщина ледника плоской вершины комплекса С, расположенного на высотах $3550\text{--}3800$ м, по данным георадиолокации (Kadota et al., 2011) в точках составила 53 м. Мы провели расчёты по скорректированной модели GlabTop2 и получили значение 59 м ($+11\%$). Средняя толщина по методу VAS значительно ниже, как и в случае с ледником плоской вершины Монгун-Тайги, и составляет 36 м. Вероятно, подобное отклонение также связано с тем, что метод VAS не корректен в использовании для ледников плоской вершины в составе комплексов и ведёт к занижению реального объёма льда.

Измерения на куполе ледникового комплекса Е, расположенного на высотах $3900\text{--}4100$ м (Herren et al., 2013; Сергеев и др., 2018), имеют всего три значения, но сравнение было проведено и с ними. Согласно данным бурения максимальная толщина льда составляет 70 м, значение по скорректированной модели GlabTop2: 84 м ($+19\%$). Толщина льда, согласно вертикальному электри-

ческому зондированию, составляет 74 м, модель GlabTop2 с поправочным коэффициентом 0.72 даёт значение 61 м (–18%).

Оценка суммарного объёма льда Монгун-Тайги проводилась в разных исследованиях для нескольких временных срезов. В работе (Никитин, 2009) на время максимума малого ледникового периода, приходящегося условно на 1850 год, было получено значение 1.88 км^3 льда. Здесь же получены значения на 1952 г. — 1.46 км^3 и 2003 г. — 1.32 км^3 . Следующая оценка в 2019 г. в работе (Farinotti et al., 2019) показала суммарный объём льда Монгун-Тайги в 0.741 км^3 . Однако, как было показано выше, оценка выполнялась с нулевыми значениями на ледоразделах главного куполовидного комплекса, где сосредоточена основная масса льда. Принимая последнее значение заниженным, мы видим, что результаты, представленные в настоящей статье, вполне адекватны. Так, средняя оценка общего объёма льда такова: при гидрологическом подходе методом VAS получено $0.757 \pm 0.036 \text{ км}^3$; при морфологическом подходе модель GlabTop2 показала результат $0.733 \pm 0.052 \text{ км}^3$. Предельные значения получены при морфологическом подходе методом VAS: 0.690 ± 0.038 и при гидрологическом подходе при использовании скорректированной модели GlabTop2: $0.888 \pm 0.061 \text{ км}^3$. Учёт разных подходов к выделению ледников важен также для математического моделирования, так как в случае выделения ледника плоской вершины вводятся определённые поправки. Соответственно модель показывает разные оценки суммарного объёма. Без ввода поправок результат расчёта суммарного объёма ледников для разных подходов был бы одинаковым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты каталогизации ледников по состоянию на 2021 г. посредством георадиолокации куполовидного ледникового комплекса главной вершины Монгун-Тайга и математического моделирования толщины льда всех ледников массива позволили сделать ряд выводов.

1. При составлении каталогов по состоянию на 2021 г. выделено 38 ледников по гидрологическому принципу и 36 ледников по морфологическому принципу. Суммарная их площадь оценена в $17.18 \pm 1.13 \text{ км}^2$. Ледники массива продолжают сокращаться. С 2010 г. площадь ледников сократилась на 15%.

2. При моделировании толщины льда ледников плоской вершины с использованием коэффициента формы поперечного сечения $f = 1$ полученные результаты ближе к измеренным, чем при стандартном значении $f = 0.8$. По данным георадиолокации выполнена калибровка модели

GlabTop2 для применения к ледникам плоской вершины. Согласно модели, суммарный объём ледников массива Монгун-Тайга при морфологическом подходе оценен в $0.733 \pm 0.052 \text{ км}^3$, при гидрологическом в $0.888 \pm 0.061 \text{ км}^3$. Поправочный коэффициент в виде дополнительного множителя в формуле (2) оказался равен 0.72, что говорит об изначальном завышении смоделированных данных для ледников плоской вершины.

3. Объём ледников, полученный на основе эмпирических степенных зависимостей с региональными коэффициентами для разных морфологических типов ледников, при морфологическом подходе составил $0.690 \pm 0.038 \text{ км}^3$, при гидрологическом: $0.757 \pm 0.036 \text{ км}^3$. Сравнение расчётных данных по толщине ледников плоской вершины с результатами натурных наблюдений даёт основания считать гидрологический подход более точным при расчётах VAS, причиной чего может служить неприемлемость формул, полученных для изолированных ледников плоской вершины, к тем ледникам плоской вершины, которые служат центрами ледниковых комплексов и имеют границы, проходящие по ледоразделам. В этом отношении более приемлемым для адекватной оценки запасов льда подобных ледниковых комплексов представляется метод GlabTop2, в котором не используются границы ледников по ледоразделам, а морфология ледников отчасти учитывается через уклоны ледниковой поверхности.

4. Выбранный подход к определению границ ледников влияет не только на оценку их объёма, но и на оценку распределения запасов льда по морфологическим типам ледников. Морфологический подход, очевидно, даёт более адекватную картину распределения площадей и запасов льда по морфологическим типам ледников. Вклад крупных форм оледенения в суммарный объём ледников массива Монгун-Тайга резко преобладает при морфологическом подходе. Больше всего льда содержат ледники плоской вершины (27–40%). При гидрологическом подходе, который используется чаще всего, завышается роль малых форм оледенения. При этом вклад ледников плоской вершины оценивается всего в 2%.

Благодарности. Исследования производились при поддержке РНФ и в рамках реализации проекта № 22-67-00020 “Изменения климата, ледников и ландшафтов Алтая в прошлом, настоящем и будущем как основа модели адаптации населения внутриконтинентальных горных районов Евразии к климатообусловленным изменениям среды”.

Acknowledgments. The study was supported by Russian National Science Foundation within the framework of the project No. 22-67-00020 “Changes in climate, glaciers and landscapes of Altai in the past,

present and future as the basis for a model of adaptation of the population of the intracontinental mountainous regions of Eurasia to climate-conditioned environmental changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов О.Н., Кренке А.Н., Огановский П.Н. Руководство по составлению каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
- Ганюшкин Д.А. Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2001. 195 с.
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин Ю.Н., Андреева Т.А., Волкова, Д.Д. Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 500–520. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Волков И.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин, Ю.Н. Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 38–57. <https://doi.org/1031857/S2076673421010070>
- Докукин М.Д. Выдающиеся прорывы озёр в 2012–2013 гг. (по материалам ДЗЗ) Часть 2 // Сб. трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства, 2015. С. 41–58.
- Докукин М.Д., Бекчиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Признаки подготовки катастрофических сходов ледников (анализ разновременной космической информации // Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии. 2019. С. 522–528.
- Докукин М.Д., Бекчиев М.Ю., Калов Р.Х., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 361–378. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>
- Ерасов Н.В. Метод определения объёма горных ледников // Материалы гляциол. исследований. 1968. № 14. С. 307–308.
- Каталог ледников СССР. М.-Л.: Гидрометеиздат, 1965–1982.
- Кедич А.И., Харченко С.В., Голосов В.Н., Успенский М.И. Рельефообразование в прогляциальных зонах: его специфика, проблемы и перспективы изучения // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. 2020. С. 174–180.
- Керимов А.М., Гегиев К.А., Анаев М.Т., Гергокова З.Ж. Изменение селевой активности в бассейне реки Черек-Безенгийский в связи с интенсивной деградацией оледенения // Устойчивое развитие горных территорий Кавказа. Т. I. Ин-т истории естествознания и техники РАН, 2018. 589 с.
- Китов А.Д., Иванов Е.Н., Плюснин В.М., Гладков А.С., Лунина О.В., Серебряков Е.В., Афонькин А.М. Геоардиолокационные исследования ледника Перетолчина (Южная Сибирь) // География и прир. ресурсы. 2018. № 1. С. 158–166. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1\(158-166\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1(158-166))
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А., Попов Г.А., Поповнин В.В. Толщина, объём льда и подлёдный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 7–19. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-7-19>
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объёма льда горных ледников // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 5–15. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>
- Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П., Чистяков К.В. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. СПб.: Изд-во РГО, 1993. 94 с.
- Нарожный Ю.К., Никитин С.А. Современное оледенение Алтая на рубеже XXI века // Материалы гляциол. исследований. 2003. № 95. С. 93–101.
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // Материалы гляциол. исследований. 2009. № 107. С. 87–96.
- Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В. Результаты радиофизических исследований ледников Северо-Чуйского хребта на Алтае // Материалы гляциол. исследований. 1993. № 87. С. 188–195.
- Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В. Результаты радиозондирования ледников Центрального Алтая (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) // Материалы гляциол. исследований. 2000. № 88. С. 145–149.
- Никитин С.А., Меньшиков В.А., Веснин А.В., Селин Г.А. Результаты зондирования ледников Алтая портативным радиолокатором // Материалы гляциол. исследований. 1986. № 56. С. 116–121.
- Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А. Толщина льда, объём и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 91–100.
- Ревякин В.С. Часть 8. Бассейны р. Каргы, Моген-Бурен // Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 80 с.
- Селиверстов Ю.П. Современное оледенение Мунгун-Тайги (юго-запад Тувы) // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1972. Т. 104. № 1. С. 40–44.
- Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Новиков С.А. Современное оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) и агроклиматические условия его существования // Материалы гляциол. исслед. 1997. Т. 82. С. 33–42.
- Сергеев И.С., Штыкова Н.Б., Ганюшкин Д.А. Глебова А.Б. Измерение мощности ледников на основе анализа переменной составляющей потенциала при вертикальном электрическом зондировании // Тезисы

- докл. всерос. конф. “Междисциплинарные научные исследования в целях освоения горных и арктических территорий”. Сочи: Ин-т географии РАН, 2018. С. 79.
- 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>
- Чистяков К.В. Ландшафты Внутренней Азии: Динамика, история и использование. Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. СПб. 2001. 269 с.
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зеленикина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Прякина Г.В. Горный массив Монгун-Тайга / Ред. К.В. Чистякова. СПб.: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
- Agatova A., Nepov R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I. Specific Effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing and Field Data // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 4. 917 p.
<https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers // Reviews of Geophysics. 2015. V. 53. № 1. P. 95–140.
<https://doi.org/10.1002/2014RG000470>
- Braithwaite R.J. From Doktor Kurowski’s Schneegrenze to our modern glacier equilibrium line altitude (ELA) // The Cryosphere. 2015. V. 9. № 6. P. 2135–2148.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-2135-2015>
- Chotchaev K., Zaalishvili V., Dzeranov B. Natural endogenous factors of geoecological transformation of the mountain part of North Ossetia // E3S Web of Conferences. EDP Sciences. 2020. V. 164. 07025 p.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016407025>
- Emmer A., Vilímek V., Klimeš J. Glacial lake outburst floods (GLOFs) database project // Landslide Science for a Safer Geoenvironment. The International Programme on Landslides (IPL). Springer International Publishing. 2014. V. 1. P. 107–111.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-04999-1_10
- Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using different methods // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 6. P. 2313–2333.
<https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepov R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova, Y. Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sensing. 2023. V. 15. № 8. P. 2186.
<https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantcev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D. Present glaciers of Tavan Bogd massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age // Geosciences. 2018. V. 8. № 11. P. 414.
<https://doi.org/10.3390/geosciences8110414>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 6. P. 1508.
<https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E. Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // Environmental Earth Sciences. 2015. V. 74. № 3. P. 1883–1904.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp // Электронный ресурс. <https://gdemdl.aster.jspacesystems.or.jp> (Дата обращения: 14.03.2023)
- Global Land Ice Measurements from Space // Электронный ресурс. (<https://www.glims.org/>) (Дата обращения: 24.04.2023)
- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 69. P. 59–68.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.025>
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T. Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // Bulletin of Glaciological Research. 2011. V. 29. P. 41–50.
- Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J., Kargel J.S., Dashtseren A., Walther M. Recent Glacier Changes in the Mongolian Altai Mountains: Case Studies from Munkh Khaikhan and Tavan Bogd // Global Land Ice Measurements from Space. 2014. P. 481–508.
https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7_22
- Kurowsky, L. Die Hohe Der Schneegrenze Mit Besonderer Berücksichtigung Der Finsteraargornggruppe. Pencks Geogr. Abh. 1891. 5. P. 115–160.
- Linsbauer A., Paul F., Haeblerli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2012. V. 117. № 3. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- Loibl D., Lehmkuhl F., Griebinger J. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // Geomorphology. 2014. V. 214. P. 22–39.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.018>
- Nye J.F. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section // Journ. of Glaciology. 1965. V. 5. № 41. P. 661–690.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000018670>
- Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM // Intern. Journ. of Geographical Information

Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1173–1190.
<https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>
 Randolph Glacier Inventory // Электронный ресурс.
<https://www.glims.org/RGI/index.html> (Дата обращения: 24.04.2023).

Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS Analysis Tutorial. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. 2010 // Электронный ресурс. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_letter.pdf, p. 5. (Дата обращения: 24.04.2023).

Citation: Griga S.A., Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Nikolaev M.R., Kashkevich M.P., Ibraev K.A. Thickness and volume of glaciers of the Mongun-Taiga massif, Altai, in 2021 based on ground penetrating radar data and modeling. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 489–512 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040075

Thickness and Volume of Glaciers of the Mongun-taiga Massif, Altai, in 2021 Based on Ground Penetrating Radar Data and Modeling

S. A. Griga^{a, #}, D. A. Ganyushkin^a, D. V. Bantsev^a, M. R. Nikolaev^a,
 M. P. Kashkevich^a, and K. A. Ibraev^a

^a*Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: semyon.griga@yandex.ru*

Received April 26, 2023; revised August 18, 2023; accepted October 2, 2023

This article presents the results of estimating the scale of the present-day glaciation of the Mongun-Taiga Mountain range (Eastern Altai) based on the decoding multi-time satellite images, GPR data and modelling using GlabTop2 and the Volume-Area Scaling (VAS) method. By 2021, 38 glaciers have been identified according to the hydrological principle and 36 ones – by the morphological principle. The total area is estimated as $17.18 \pm 1.13 \text{ km}^2$. Since 2010, area of the glaciers has decreased by 15%. The thickness of the glacial complex on the main peak of the Mongun-Taiga Mountain range was measured in the ablation season of 2021. More than 6 km of profiles were obtained by the GPR survey with accuracy of about 1%. Based on these data, the GlabTop2 model was calibrated. Then the spatial distribution of the ice thickness was obtained over the entire massif. The total volume of ice in the flat-summit glacier № 17 is estimated at $0.202 \pm 0.008 \text{ km}^3$ of ice. According to the GlabTop2 model with the morphological approach the ice volume of the whole massif was estimated at $0.733 \pm 0.052 \text{ km}^3$, and with the hydrological approach: $0.888 \pm 0.061 \text{ km}^3$. Determination of the boundaries of glaciers by the VAS method gave larger values: $0.690 \pm 0.038 \text{ km}^3$ with a morphological approach and $0.757 \pm 0.036 \text{ km}^3$ with a hydrological method. Consequently, with the same area of glaciers, volume determined by two different approaches can be rather different. This has a decisive influence on the morphological structure of ice reserves: the role of large forms of glaciation sharply prevails with the morphological approach. Most of the ice is contained in glaciers of the flat summit (27–40%). With the hydrological approach, which is used most often, the role of small forms of glaciation is overestimated. At the same time, the contribution of flat-summit glaciers is estimated at only 2%.

Keywords: glacier boundaries, flat-summit glacier, ice volume, glacier complex, GlabTopmodel, ground penetrating radar (GPR)

REFERENCES

- Vinogradov O.N., Krenke A.N., Oganovsky P.N. Rukovodstvo po sostavleniyu kataloga lednikov SSSR. Guide to compiling a catalog of glaciers of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
- Ganyushkin D.A. Evolution of climate and glaciation of the Mongun-Taiga massif (South-Western Tuva) in the Wurm and Holocene. PhD. St. Petersburg: St. Petersburg State University, 2001: 195 p. [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N., Andreeva T.A., Volkova, D.D. Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 500–520 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>
- Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Volkov I.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N. The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 38–57 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010070>
- Dokukin M.D. Outstanding breakthroughs of lakes in 2012–2013 (based on remote sensing materials) Part 2. *Sbornik trudov Severo-Kavkazskogo instituta po proektirovaniu vodohoziaistvennogo i meliorativnogo stroitelstva*. Proc. of the North Caucasus Institute for the Design

- of Water Management and Reclamation Construction. 2015: 41–58 [In Russian].
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.H., Savernyuke E.A., Chernomorets S.S. Signs of preparation of catastrophic glacier descents (analysis of multi-temporal space information). *Opasnie prirodnie i tehnogennye processy v gornih regionah: modeli, sistemi, tehnologii*. Dangerous natural and technogenic processes in mountain regions: models, systems, technologies, 2019: 522–528 [In Russian].
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.H., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A. Activation of landslides in the Central Caucasus and their influence on the dynamics of glaciers and mudflow processes. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2020, 60 (3): 361–378 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>
- Yerasov N.V. Method of determining the volume of mountain glaciers. *Materialy glaciologicheskikh issledovaniy*. Materials of glaciological research. 1968, 14: 307–308 [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. Moscow–Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965–1982 [In Russian].
- Kedich A.I., Kharchenko S.V., Voices. V.N., Uspensky M.I. In Relief formation of proglacial zones: its specificity, problems and prospects of study. *VIII Shchukinskie chtenia: rel'ef i prirodopolzovanie*. VIII Shchukin readings: relief and nature management. 2020: 174–180 [In Russian].
- Kerimov M.A., Gegiev K.A., Anaev M.T., Gergokova Z.Zh. In The change of mudflow Cherek-Bezengi activity in the Vyazi river basin with intensive degradation of glaciation. *Ustojchivoe razvitiye gornyh territorij Kavkaza. T. I. IIET RAN*. Sustainable development of the mountainous territories of the Caucasus. V. I.: IIET RAS. 2018: 589 [In Russian].
- Kitov A.D., Ivanov E.N., Plyusnin V.M., Gladkov A.S., Lunina O.V., Serebryakov E.V., Afonkin A.M. Georadiolocation studies of the Peretolchin glacier (Southern Siberia). *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural resources. 2018, 1: 158–166 [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1\(158-166\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1(158-166))
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Petrakov D.A., Popov G.A., Popovnin V.V. Thickness, volume of ice and subglacial relief of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 7–19 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-7-19>
- Macheret Yu.Ya., Kutuzov S.S., In Matskovsky V., Lavrentiev I. On the assessment of the volume of ice of mountain glaciers. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (1): 5–15 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>
- Moskalenko I.G., Seliverstov Yu.P., Chistyakov K.V. Mongun-Taiga mountain range (Inner Asia). *Gorniy massif Mongun-Taiga (Vnutrennaya Azia). Opyt ekologo-geograficheskoy harakteristiki*. Experience of ecological and geographical characteristics. Saint Petersburg: Publishing House of Russian Geographical Society. 1993: 94 [In Russian].
- Narozhnyi Yu.K., Nikitin S.A. Present-day glaciation of Altai on the boundary of XXI century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 93–101 [In Russian].
- Nikitin S.A. Regularities of the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96 [In Russian].
- Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Results of radiophysical studies of glaciers of the North Chui ridge in Altai. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 87: 188–195 [In Russian].
- Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Results of radiosounding of glaciers of the Central Altai (North-Chuisky and South-Chuisky ridges). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 145–149 [In Russian].
- Nikitin S.A., Menshikov V.A., Vesnin A.V., Selin G.A. Results of sounding Altai glaciers with portable radar. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 116–121 [In Russian].
- Petrakov D.A., Lavrentiev I.I., Kovalenko N.V., Usabaliev R.A. Ice thickness, volume and modern changes in the area of the Sary-Tor glacier (Ak-Shyrak massif, inner Tien Shan). *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2014, 18 (3): 91–100 [In Russian].
- Revyakin V.S. P. 8. Basins of the Kargy river, Mogen-Buren. *Katalog lednikov SSSR*. Catalog of glaciers of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1978: 80 p. [In Russian].
- Seliverstov Yu.P. Modern glaciation of the Mungun Taiga (southwest of Tuva). *Izvestiya vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. VGO. 1972, 104 (1): 40–44 [In Russian].
- Seliverstov Yu.P., Moskalenko I.G., Novikov S.A. Modern glaciation of the Mongun Taiga massif (Inner Asia) and agroclimatic conditions of its existence. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1997, 82: 33–42 [In Russian].
- Sergeev I.S., Shtykova N.B., Ganyushkin D.A., Glebova A.B. Measuring the power of glaciers based on the analysis of the variable component of the potential in vertical electric sounding. *Mezhdistsiplinarnyye nauchnyye issledovaniya v tselyakh osvoyeniya gornyykh i arkticheskikh territoriy*. Interdisciplinary scientific research for the development of mountain and Arctic territories. Sochi: Publishing House of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. 2018: 79 [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Catalog of glaciers of Russia according to satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- Chistyakov K.V. Landscapes of Inner Asia: Dynamics, history and use Doctor of Sciences in Geography. St. Petersburg. 2001: 269 p [In Russian].

- Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Pryakhina G.V. Gorniy massif Mongun-Taiga. Mongun-Taiga mountain massif. Saint Petersburg: Art-Ekspress. 2012: 310 p. [In Russian].*
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I.* Specific effects of the 1988 earthquake on the topography and glaciation of the Tsambagarav ridge (Mongolian Altai) based on remote sensing and field data. *Remote sensing*. 2022, 14 (4): 917 p. <https://doi.org/doi.org/10.3390/rs14040917>
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G.* A review of volume-area scaling of glaciers. *Reviews of Geophysics*. 2015, 53 (1): 95–140. <https://doi.org/10.1002/2014RG000470>
- Braithwaite R.J.* From Doktor Kurowski's Schneegrenze to our modern glacier equilibrium line altitude (ELA). *The Cryosphere*. 2015, 9 (6): 2135–2148. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2135-2015>
- Chotchaev K., Zaalishvili V., Dzeranov B.* Natural endogenous factors of geoecological transformation of the mountainous part of North Ossetia. *E3S Web of Conferences*. EDP Sciences. 2020, 164: 07025. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016407025>
- Emmer A., Vilimek V., Klimesh Ya.* Project of the database on floods caused by emissions from glacial lakes (GLOFs). *Science of landslides for safer geoecology. International Program on Landslides (IPL)*. Springer International Publishing House. 2014, 1: 107–111. https://doi.org/10.1007/978-3-319-04999-1_10
- Frey H., Machgut H., Huss M., Haggel S., Bayracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M.* Estimation of the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using various methods. *Cryosphere*. 2014, 8 (6): 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova, Y.* Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Alta. *Remote Sensing*. 2023, 15 (8): 2186. <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D.* Present glaciers of Tavan Bogd massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age. *Geosciences*. 2018, 8 (11): 414. <https://doi.org/10.3390/geosciences8110414>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V.* Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sensing*. 2022, 14 (6): 1508. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuations of glaciers in the mountains of the southeastern Russian Altai and northwestern Mongolia after the maximum of the Little Ice Age. *Ecological Earth Sciences*. 2015, 74 (3): 1883–1904. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp.* Retrieved from: <https://gdemdl.aster.jspacesystems.or.jp> (Last access: 14 March 2023).
- Global Land Ice Measurements from Space.* Retrieved from: <https://www.glims.org/> (Last access: 24 April 2023).
- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.025>
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T.* Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009. *Bulletin of Glaciological Research*. 2011, 29: 41–50.
- Krumvide B.S., Kamp U., Leonard G.J., Kargel J.S., Dashtseren A., Walter M.* Recent changes of glaciers in the mountains of the Mongolian Altai: case studies of Munkh Khaikhan and Tavan Bogda. *Global measurements of ground ice from space*. 2014: 481–508. https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7_22
- Kurowsky L.* Die Hohe Der Schneegrenze Mit Besonderer Berucksichtigung Der Finsteraargornggruppe. *Pencks Geogr. Abh.* 1891, 5: 115–160. [In German].
- Linsbauer A., Paul F., Heberly U.* Modeling the distribution of glacier thickness and bed relief over entire mountain ranges using glabtop: the application of a fast and reliable approach. *Journ. of Geophysical Research: The Surface of the Earth*. 2012, 117 (3): 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- Loibl D., Lemkul F., Griesinger J.* Reconstruction of glacier retreat since the Little Ice Age in Southern Tibet by mapping glaciers and calculating the height of the equilibrium. *Geomorphology*. 2014, 214: 22–39. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.018>
- Nye J.F.* Glacier flow in a channel of rectangular, elliptical or parabolic cross-section. *Journ. of glaciology*. 1965, 5 (41): 661–690. <https://doi.org/10.3189/S0022143000018670>
- Paul F., Linsbauer A.* Modeling of glacier bed relief based on glacier contours, central branches and DEM. *International Journ. of Geographical Informatics*. 2012, 26 (7): 1173–1190. <https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>
- Randolph Glacier Inventory* Retrieved from: <https://www.glims.org/RGI/index.html> (Last access: 24 April 2023).
- Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS Analysis Tutorial. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. 2010. Retrieved from: http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_letter.pdf, p. 5 (Last access: 24 April 2023)

УДК 556.5

ИЗОТОПНО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ Р. ТАЛДУРА (ЮЖНО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

© 2023 г. Д. В. Банцев^{1,*}, А. А. Овсепян¹, В. А. Распутина¹,
А. В. Козачек^{1,2}, К. Б. Чихачев^{1,2}, Д. А. Ганюшкин¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: bancev-d@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2023 г.

После доработки 28.08.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Представлены результаты изотопных исследований в долине р. Талдура. Определены изотопные характеристики льда ледника Некрасова и воды рек и ручьёв в середине сезона абляции. Показано преобладание ледникового питания на всём протяжении р. Талдура. Установлено, что талые воды менее крупного ледника Некрасова оказывают меньшее влияние на питание моренного оз. Таможенное по сравнению с влиянием талых вод ледника Большая Талдура на сток р. Талдура.

Ключевые слова: изотопный состав, приледниковые озёра, ледниковый сток, ледники, Алтай

DOI: 10.31857/S2076673423040038, **EDN:** HJENU

ВВЕДЕНИЕ

В условиях современных климатических изменений и продолжающейся дегляциации особую актуальность приобретают гидрологические исследования высокогорных районов с развитым современным оледенением. Важными гидрологическими задачами являются оценка водного баланса потенциально прорывоопасных озёр, а также прогноз возможных изменений в стоке горных рек. Для большинства горных районов России, в частности для территории Алтая, задача осложняется очень низкой плотностью гидрологических постов, поэтому существует необходимость в сборе и анализе новой информации, в том числе полученной при проведении экспедиционных исследований. Однако подобные работы на высокогорных территориях Русского Алтая практически не проводились. Ближайшие к Алтаю комплексные изотопно-гидрологические исследования были организованы на территории Китая. С помощью стабильных изотопов был разделён сток р. Урумчи (Sun et al., 2015). Подобные исследования проводились и на Тибетском плато (Zhao et al., 2011; Li et al., 2015; Wang et al., 2016; Fan et al., 2016) и в горных районах юго-западного Китая (Meng et al., 2015). Изотопные исследования на Алтае в первую очередь связаны с глубоким керновым бурением ледников на плато горы Белухи (Aizen et al., 2005) и на территории массива Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) (Herren et al., 2013). Для горного Алтая и его предгорий иссле-

дователями из Института водных и экологических проблем СО РАН был организован сбор и изотопный анализ атмосферных осадков, а также проведено сравнение полученных результатов с модельными данными (Папина и др., 2015; Малыгина и др., 2017, 2019).

Ранее авторами настоящей статьи были выполнены изотопно-геохимические исследования на территории горных массивов Таван-Богдо-Ола, Цамбагарав и Монгун-Тайга для получения информации об особенностях формирования ледникового стока (Банцев и др., 2016, 2018; Bantcev et al., 2019). Непосредственно в рассматриваемом районе (долина р. Талдура) изотопные исследования стока не проводились, поэтому приводимые здесь результаты дают новый материал по этому вопросу.

Стабильные изотопы воды (^{18}O и ^2H) – важный трассер, позволяющий оценить вклад различных компонентов в питание рек и озёр. В статье представлены результаты изотопных исследований в бассейне р. Талдура, выполненные в июле 2022 г.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Южно-Чуйский хребет относится к Центральному Алтаю, простирается в широтном направлении с запада на восток на 120 км. Главная вершина Ирбисту имеет высоту 3967 м. Южно-Чуйский хребет – второй на Алтае после Катунского хребта по площади оледенения. Характер рельефа

здесь альпийский, широко распространены ледниковые формы рельефа (Каталог ледников, 1977; Дьякова, Останин, 2015). Высота хребта в осевой части на западном и восточном окончаниях — 3300–3400 м, а в центральной — 3700–3900 м. Ближе всего к району исследования находится действующая метеостанция Кара-Тюрек (расположена на высоте 2596 м над ур. моря, в 100 км к северо-западу от рассматриваемого района). Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции составляет -5.4°C (<http://meteo.ru>).

В Центральном Алтае за год выпадает 400–600 мм осадков. На наветренных склонах может выпадать 800–1000 мм. На апрель–октябрь приходится 70–85% от годовой суммы осадков. Их месячный максимум наблюдается обычно в июне–июле (Ресурсы поверхностных вод..., 1969).

В результате происходящего изменения климата, которое согласно (Третий оценочный доклад..., 2022) на территории Российской Федерации началось с конца 1970-х годов, ледники Южно-Чуйского хребта сокращаются: с 1850 по 2003 г. хребет потерял 60.5 км^2 (или около 23%) льда (Никитин, 2009). В настоящее время площадь оледенения Южно-Чуйского хребта продолжает уменьшаться и составляет 118 км^2 (Ganyushkin et al., 2022).

Гидрологическая изученность Южно-Чуйского хребта крайне недостаточна. В настоящее время на территории всего Горного Алтая большинство гидрологических постов закрыто, на сегодняшний день действуют только четыре поста. Ближе всего к хребту находится пост Кучерла на р. Кучерла, он расположен в 107 км северо-западнее на территории Катунского хребта. На территории Алтая реки ледникового происхождения оказывают большое влияние на хозяйственную деятельность местного населения, поэтому количественная оценка вклада современного оледенения и других источников питания в сток горных рек с применением изотопного метода необходима для оценки возможных изменений водного баланса этой территории в условиях изменяющегося климата и дальнейшей деградации оледенения.

Исследование проводилось в долине р. Талдура, берущей начало на одном из крупнейших ледников Алтая — леднике Большая Талдура. Долина реки находится на северном макросклоне Южно-Чуйского хребта (рис. 1, а–б). Согласно данным Каталога ледников России (Хромова и др., 2021), по состоянию на 2017 г. система Большого Талдуринского ледника имела площадь 20.46 км^2 при максимальной длине 4760 м, вертикальном диапазоне 1240 м и средней высоте фирновой линии 3120 м. Кроме того, на восточном борту долины располагаются ещё три ледника: Малый Талдуринский (площадь 1.31 км^2 , высота фирновой гра-

ницы 3310 м); ледник Ru10-16.0629 (площадь 0.29 км^2 , высота фирновой границы 3350 м) и ледник Ru10-16.0630 (площадь 0.13 км^2). Оледенение верхнего участка бассейна р. Талдура имеет суммарную площадь 23.66 км^2 . Река Талдура после слияния с р. Чаган образует р. Чаган-Узун — приток Чуи. Таким образом, водосборный бассейн Талдуры относится к верховьям единой Обь-Иртышской речной системы. В целом изотопно-гидрологическими исследованиями верхняя часть бассейна Оби затронута недостаточно. С недавнего времени проводятся исследования изотопного состава вод р. Обь в г. Барнаул для оценки вклада снеготаяния в её питание (Papina et al., 2023). При этом данных об изотопном составе вод малых рек ледникового происхождения в истоках Оби крайне мало, но именно эти реки, несмотря на относительно небольшой вклад в сток р. Обь, наиболее остро реагируют на современные климатические изменения.

В бассейне р. Талдуры первым объектом исследования стала система “ледник Некрасова — оз. Таможенное” (см. рис. 1, с). Площадь ледника Некрасова, располагающегося на восточном борту долины р. Талдура, по данным (Хромова и др., 2021) составляет 1.47 км^2 , средняя высота фирновой границы 3100 м. В 900 м от края ледника находится моренное оз. Таможенное, потенциальный прорыв которого может быть причиной крупного паводка, угрожающего людям и инфраструктуре, поскольку в последнее время в долине р. Талдура наблюдается всплеск туристической активности, и даже в непосредственной близости от ледников происходит строительство туристических баз (<https://lednik-camp.ru/>). При исследовании приледниковых озёр важно установить составляющие водного баланса, особенно долю ледникового питания (Коновалов, 2012; Коновалов, Рудakov, 2016).

Вторым объектом исследования являлась р. Талдура (см. рис. 1, с). Пробы отбирались по течению реки на разном расстоянии от истока и в разное время для предварительной оценки вклада талых ледниковых вод в её питание. По результатам анализа данных дистанционного зондирования Земли определено, что площадь бассейна р. Талдура равна 500 км^2 , а площадь ледников по данным анализа космических снимков Arcgis Imagery за август 2021 г. составляет 10%.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Всего за время полевых работ было взято 93 пробы воды. Из водотоков отобрано 58 образцов, атмосферных осадков — 14, ледникового льда — 21. Анализ парных изотопных характеристик производился в Лаборатории изменения климата и окружающей среды ААНИИ на газо-

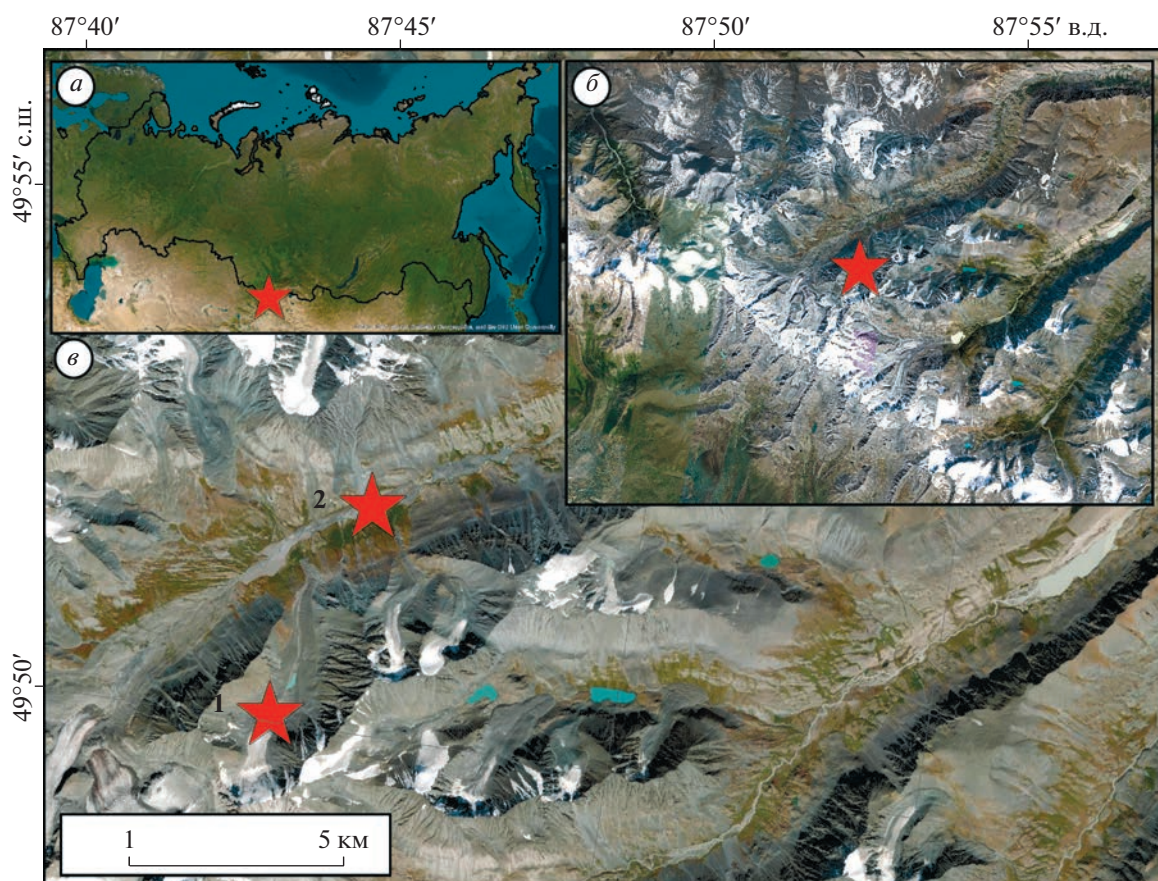


Рис. 1. Географическое положение района исследований. *а* – Южно-Чуйский хребет; *б* – долина р. Талдура; *в* – районы исследования: 1 – система “ледник Некрасова – оз. Таможненное”, 2 – р. Талдура.

Fig. 1. Location of the research area *a* – The Yuzhno-Chuya ridge; *б* – Taldura River valley; *в* – Research areas: 1 – Nekrasov Glacier – Tamozhennoye lake system, 2 – Taldura River.

вом анализаторе Picarro L2120-i. В качестве стандарта использовали дистиллированную водопроводную воду Санкт-Петербурга со следующими характеристиками: -9.79‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и -75.47‰ по $\delta^2\text{H}$ относительно стандарта МАГАТЭ “V-SMOW2”. Точность измерений составляла 0.05‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.5‰ для $\delta^2\text{H}$, что вполне достаточно для подобного рода исследований. Измерения проводились в соответствии с методикой А.А. Екайкина (Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии, 2016).

Во время полевых работ образцы воды отбирались в герметичные пробирки ёмкостью 50 мл. Объём пробы составлял 40 мл, пробы из водотоков отбирались напрямую в пробирки. Поскольку техническая возможность для кернового бурения отсутствовала, пробы льда отбирали с поверхности в области абляции через относительно равные промежутки, создавая регулярную сеть отбора проб. Данная методика была использована ранее и хорошо зарекомендовала себя при

определении среднего изотопного состава льда (Bantsev et al., 2021).

Ледниковый лёд отбирали в герметичные пластиковые пакеты с поверхности ледника ледорубом. Верхние 5 см льда счищались, затем откалывали кусок льда объёмом 200–300 мл, который далее расплавляли при температуре окружающей среды, а образовавшуюся воду тщательно перемешивали, и затем 40 мл отбирались в пробирки. Атмосферные осадки, как правило, отбирали дважды в сутки (08:00 и 20:00 часов) из портативного осадкомера с фиксацией количества осадков в мм.

Долю каждого компонента определяли с помощью уравнения изотопного баланса вида:

$$R^{18}\text{O}_1 f_1 + R^{18}\text{O}_2 f_2 = R^{18}\text{O}, \quad (1)$$

где $R^{18}\text{O}_1$ – изотопный состав первого компонента; f_1 – доля первого компонента; $R^{18}\text{O}_2$ – изотопный состав второго компонента; f_2 – доля второго компонента; $R^{18}\text{O}$ – результирующий изотопный состав (Чинова и др., 2016).

Таблица 1. Диапазон изменения и среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по группам образцов в долине ледника Некрасова

Показатели	Количество, шт.	Диапазон $\delta^{18}\text{O}$, ‰	Среднее $\delta^{18}\text{O}$, ‰
Лёд с ледника	21	от –13.0 до –26.4	–17.3
Сток у края ледника	3	от –14.6 до –17.0	–16.2
Осадки	14 (10 использовано)	от –5.8 до –17.5	–11.2 (средневзвешенное по количеству)
Ручей в озеро	13	от –13.6 до –15.6	–14.5
Ручей из озера	12	от –14.42 до –15.4	–14.9

Температуру воздуха фиксировали с помощью автоматического регистратора EClerk-M-RHT. Количество осадков определяли с помощью портативного осадкомера, представляющего собой тарированную пластиковую колбу с ценой деления 1 мм водного столба. Абляцию на леднике измеряли по 12 деревянным абляционным рейкам раз в сутки в утренние часы. Значения по всем рейкам усреднялись.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Система “ледник Некрасова—оз. Таможенное”.

На рис. 2 показана карта-схема мест отбора проб льда и воды в системе “ледник Некрасова—оз. Таможенное”. Для оценки вклада талых ледниковых вод в питание водотоков и приледниковых озёр необходимо установить среднее значение изотопного состава льда. Для этого в разных частях ледника Некрасова была отобрана 21 поверхностная проба льда (см. рис. 2).

Пробы также отбирали из выпадающего в озеро ручья и из ручья, вытекающего из озера. В табл. 1 приведены средние изотопные характеристики групп образцов, а на рис. 3 показаны парные изотопные характеристики проб ледникового льда и осадков, а также средние арифметические значения $\delta^{18}\text{O}$ для ручьёв, вытекающих из озера и втекающих в него.

Высокий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ для проб ледникового льда объясняется формированием такого льда из осадков разных сезонов, что наблюдается и на других ледниках Алтая. Зависимость $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.6 \delta^{18}\text{O} + 7.7$, что близко к зависимости $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ ($\delta^2\text{H} = 7.8 \delta^{18}\text{O} + 7.7$), полученной по 524 образцам фирнового керна на плато Белухи в 2002 г. (Aizen et al., 2005), а также к локальной линии метеорных вод ($\delta^2\text{H} = 7.6 \delta^{18}\text{O} + 8.7$), полученной для других высокогорных районов Центральной Азии (Saidaliyeva et al., 2023). Схожие зависимости получены авторами для проб ледникового льда на территории других центров оледенения Юго-Восточного и Монгольского Алтая: массивах Монгун-Тайга и Цамбагарав (Bantcev et al., 2022).

Пробы осадков гораздо тяжелее. При этом, судя по низким значениям эксцесса дейтерия, часть проб небольшого объёма подвергалась испарению уже после выпадения. Поскольку при испарении фракционирование утяжеляет изотопный состав, эти пробы были исключены из расчётов. Линия метеорных вод для проб осадков без учёта испарявшихся проб имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.3 \delta^{18}\text{O} + 3.1$. Ручьи, втекающие и вытекающие из озера, закономерно имеют осреднённый изотопный состав, поскольку в их питание вкладываются как талые ледниковые воды, так и атмосферные осадки. Вытекающий из озера ручей отражает изотопный состав всего озера в целом.

С использованием уравнения изотопного баланса и данных по расходам воды на исследуемых ручьях проведено изотопное разделение гидрографов (рис. 4). В качестве изотопного состава талых ледниковых вод было принято среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда ледника Некрасова (–17.3‰). Поскольку точная оценка скорости добегающих выпадающих осадков представляет отдельную фундаментальную задачу, требующую большего количества отобранных по времени изотопных проб, в качестве $\delta^{18}\text{O}$ второго компонента принимали средневзвешенное по количеству осадков значение $\delta^{18}\text{O}$ за 48 часов до отбора каждой пробы из водотока.

Для ручья, втекающего в озеро (см. рис. 4, в), в зависимости от интенсивности абляции и выпадающих осадков доля ледникового стока изменяется от 67 до 28% (среднее значение 58%). Для ручья, вытекающего из озера (см. рис. 4, в), диапазон изменения доли ледникового стока составляет 42 и 72% соответственно, в среднем 61%. Среднее значение вклада талых ледниковых вод было получено с использованием средних значений $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда, ручьёв и средневзвешенного $\delta^{18}\text{O}$ осадков за весь период наблюдений (–1.2‰).

Минимальные значения доли талых ледниковых вод закономерно совпадают с периодами минимальной абляции, особенно если в этот период выпадали осадки. Изменения в интенсивности абляции и в количестве осадков слабее отражаются в



Рис. 2. Карта-схема мест отбора проб в системе ледник Некрасова – оз. Таможенное: 1 – пробы ледникового льда, 2 – ручей, вытекающий из озера, 3 – ручей, втекающий в озеро, 4 – потоки воды, фильтрующиеся через морену, 5 – ручьи на поверхности, 6 – озера.

Fig. 2. Map of the sampling points in the Nekrasov glacier – Tamozhennoye lake system: 1 – samples of glacial ice, 2 – stream flowing out of the lake, 3 – stream flowing into the lake, 4 – streams filtered through the moraine, 5 – surface streams, 6 – lakes.

соотношении компонентов стока в вытекающем из озера ручье, чем в ручье, впадающем в него.

Река Талдура. Исследования изотопного состава воды р. Талдура носили рекогносцировочный характер. Всего было выбрано два способа отбора проб: однократный отбор по течению реки, совмещённый с отбором из наиболее крупных при-

токов, а также многократный отбор в одном пункте после впадения всех крупных притоков ледникового происхождения (рис. 5, а), расположенном в 5 км от края ледника Большая Талдура.

На рис. 5, б видно, что в р. Талдура преобладают изотопно-лёгкие воды ледникового происхождения. По мере удаления от истока значения

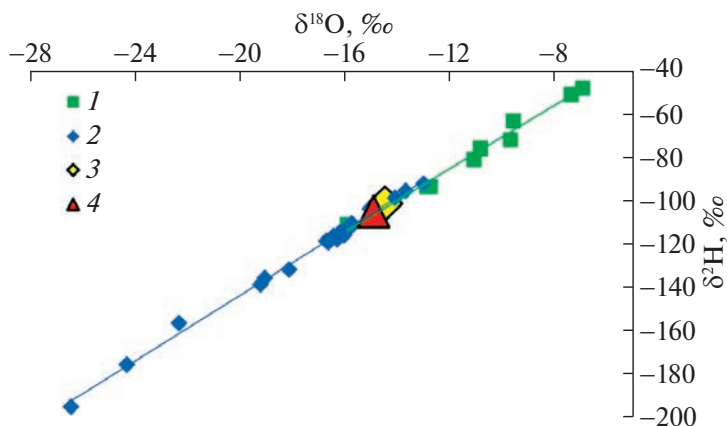


Рис 3. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для групп образцов: 1 – атмосферные осадки, 2 – ледниковый лёд, 3 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ ручья, вытекающего из озера, 4 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ ручья, втекающего в озеро.

Fig. 3. Diagram $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ for groups of samples: 1 – precipitation, 2 – glacial ice, 3 – mean $\delta^{18}\text{O}$ of the stream flowing into the lake, 4 – mean $\delta^{18}\text{O}$ of the stream flowing out of the lake.

$\delta^{18}\text{O}$ речной воды почти не меняются. Изотопный состав даже становится незначительно легче по мере течения, что связано с влиянием изотопно-лёгких вод ледникового происхождения с Северо-Чуйского хребта.

В 5 км от края ледника Большая Талдура за период с 10 по 30 июля было отобрано 13 изотопных проб. Выявлено (см. рис. 5, в), что изотопный состав воды р. Талдура может претерпевать изменения из-за краткосрочного влияния выпадающих

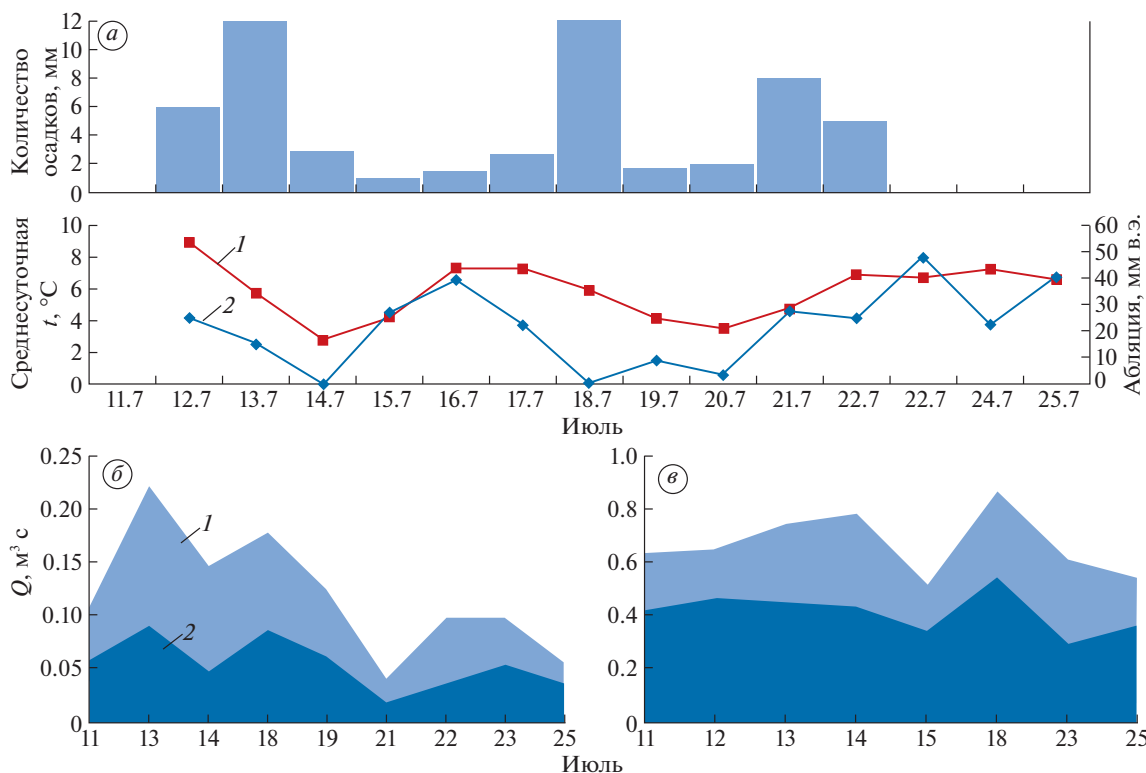


Рис. 4. Ход атмосферных осадков, температуры воздуха (1) и абляции (2) на леднике Некрасова за период изотопных наблюдений (а). Результат изотопного разделения гидрографа ручья, впадающего в озеро (б); Результат изотопного разделения гидрографа ручья, вытекающего из озера (в): 1 – атмосферные осадки, 2 – талые ледниковые воды.

Fig. 4. Precipitation, air temperature (1) and ablation (2) on the Nekrasov glacier variation during the period of isotope observations (a); The result of the hydrograph isotopic separation of a stream flowing into a lake (б); The result of the hydrograph isotopic separation of the stream flowing out of the lake (в): 1 – Precipitation, 2 – Meltwater.

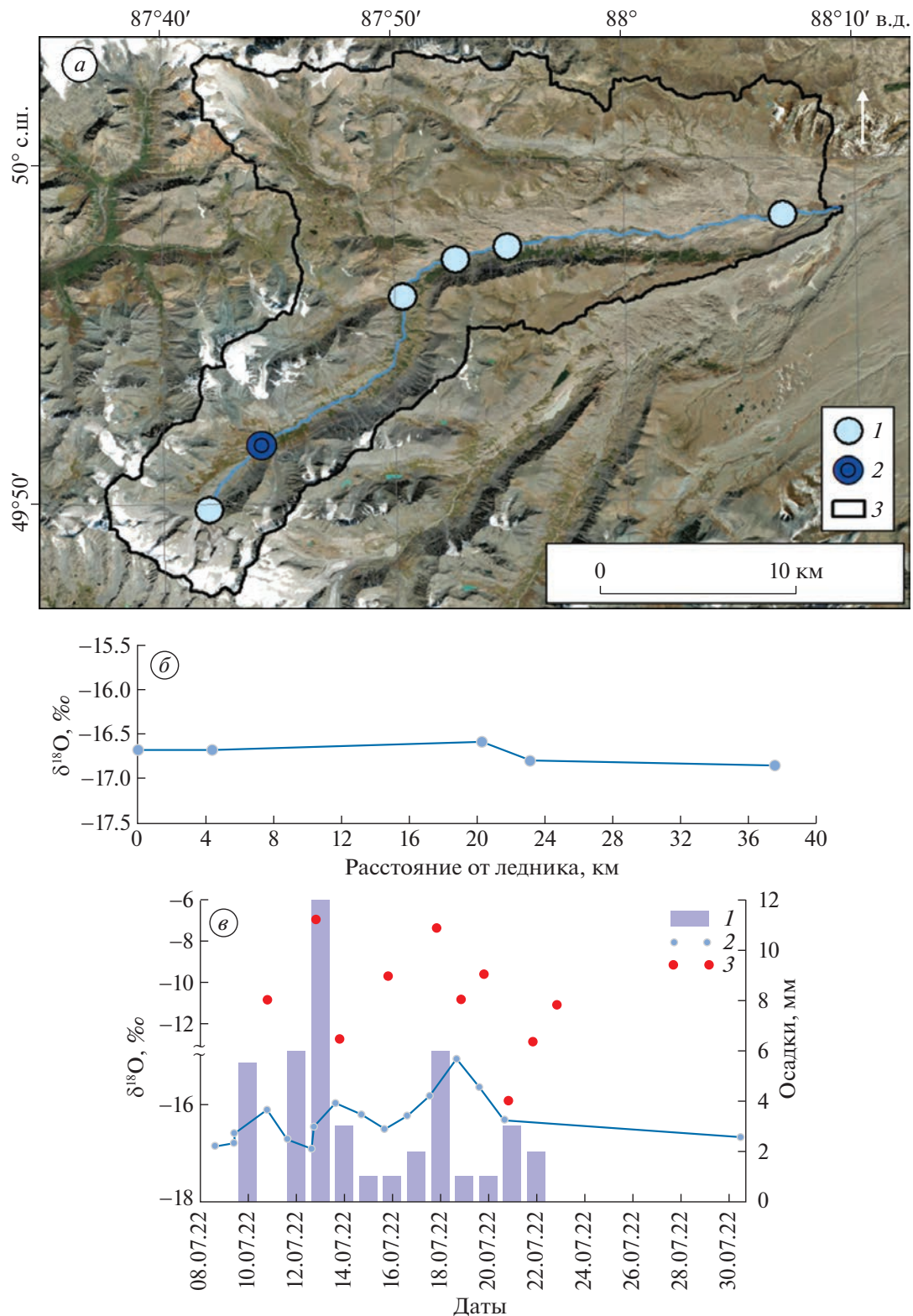


Рис. 5. Схема отбора проб на реке Талдура (а): 1 – места отбора проб вдоль течения, 2 – место отбора проб по времени, 3 – водосборный бассейн р. Талдура; изотопный состав воды по течению р. Талдура (б); изменение изотопного состава воды в р. Талдура в 5 км от ледника (в): 1 – количество осадков, 2 – $\delta^{18}\text{O}$ речной воды, 3 – $\delta^{18}\text{O}$ осадков.

Fig. 5. Sampling scheme on the Taldura River (a): 1 – sampling sites along the river, 2 – sampling site by time, 3 – Taldura River catchment area; Isotopic composition of water along the Taldura River (б); changes of Taldura River water isotopic composition in the 5 km from the glacier (в): 1 – precipitation amount, 2 – $\delta^{18}\text{O}$ of river water, 3 – $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation.

осадков, что выражается в изменении значений $\delta^{18}\text{O}$ от -16.9 до -15.1‰ . Однако доля атмосферных осадков невелика. Наибольшее значение $\delta^{18}\text{O}$ в р. Талдура наблюдалось 18 июля после выпадения осадков. Изотопное разделение с использованием в качестве изотопного состава компонентов средневзвешенного $\delta^{18}\text{O}$ осадков за 48 часов до отбора пробы и $\delta^{18}\text{O}$ талых вод у края ледника показало, что в этот день доля осадков в питании реки составила 25%. При этом средний вклад осадков за период наблюдений оценивается в 7%.

ОБСУЖДЕНИЕ

Средний изотопный состав ледникового льда ледника Некрасова ($\delta^{18}\text{O} -17.3\text{‰}$) схож с полученными ранее значениями $\delta^{18}\text{O}$ для языков долинных ледников на территории Алтая (Bantsev et al., 2022), но изотопно значительно легче средних значений $\delta^{18}\text{O}$ керн с плато горы Белуха (Aizenn et al., 2005), поскольку на больших высотах на западе Алтая большее влияние на питание ледников оказывает летний снег (Папина и др., 2015).

По результатам изотопного разделения обращают на себя внимание несколько моментов. В системе “ледник Некрасова—оз. Таможенное” в стоке ручья, впадающего в озеро, несмотря на то, что он берёт начало у ледника всего в 800 м от места отбора проб, средняя доля талых ледниковых вод меньше, чем в ручье, вытекающем из озера. Это связано с тем, что большая часть талых ледниковых вод фильтруется в озеро через морену, не образуя поверхностных водотоков. О преобладании фильтрации говорит сопоставление рассчитанных на основе измеренных расходов воды объёма притока к озеру и объёма оттока вытекающей из водоёма воды. На основе рассчитанных объёмов воды был составлен водный баланс озера, который показал, что большая часть поступающей талой ледниковой воды — это распределённый приток, который попадает в водоём путём фильтрации. Поскольку ручей, втекающий в озеро, небольшой (максимальные измеренные расходы не превышают $0.25 \text{ м}^3/\text{с}$), он сильнее реагирует на события осадков и изменения интенсивности абляции. Для ручья, вытекающего из озера, характерно меньшее изменение долей талых вод и атмосферных осадков, связанное с тем, что в озере происходит осреднение изотопных характеристик всех поступающих в него вод.

В целом в питании оз. Таможенное по данным изотопного разделения закономерно преобладают талые ледниковые воды (в среднем 61%). При дальнейшем отступании ледника Некрасова эта доля будет сокращаться, что приведёт к деградации озера. Процесс уменьшения площади или полного исчезновения приледниковых озёр после отступления ледника был выявлен авторами в

Южно-Чуйском хребте на основе дешифрирования спутниковых снимков Landsat 7 (ID снимка: EPP144R025_7F20000722, пространственное разрешение 15 м) и Landsat 8 (ID снимка: LC08_L1TP_144025_20220727_20220802_02_T1, пространственное разрешение 15 м) за разные годы (2000 и 2022 гг.).

Для р. Талдуры характерно полное преобладание ледникового питания. Всего за период наблюдений выпало 38 мм осадков, но существенного влияния на сток реки осадки не оказали: по данным изотопного разделения доля осадков в стоке реки не превышала 25%. Незначительный вклад осадков соотносится с результатами изотопных исследований по другим горным массивам Алтая (Банцев, 2021).

Обращает на себя внимание и то, что в районе ледника Некрасова по данным изотопного разделения доля талых вод в стоке меньше, чем в целом по бассейну р. Талдура. Такое соотношение наблюдается несмотря на то, что по данным анализа космических снимков Arcgis Imagery за август 2021 г. оледенённость в бассейне ледника Некрасова составляет 25% (больше, чем оледенённость всего бассейна Талдуры). Это объясняется тем, что ледник Некрасова находится гораздо выше остальных крупных долинных ледников бассейна. Его край расположен на высоте 2940 м, а край ледника Большая Талдура — на высоте 2560 м. Т.е. влияние на сток р. Талдура в первую очередь оказывают крупные долинных ледники, спускающиеся ниже ледников других морфологических типов. При дальнейшем их отступании, даже при незначительном изменении оледенённости бассейна, доля ледникового стока может сократиться, как мы видим на примере бассейна ледника Некрасова.

Стоит отметить, что данные о вкладе компонентов в сток рек бассейна Талдуры нуждаются в уточнении, так как не оценивалось точное время добегания атмосферных осадков и не учитывалось возможное влияние высотного эффекта на изотопный состав выпадающих осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате отбора изотопных и гидрологических исследований в бассейне р. Талдура получена предварительная оценка вклада талых ледниковых вод в питание р. Талдура и моренного оз. Таможенное в сезон абляции. В питании р. Талдура талые ледниковые воды преобладают на всём протяжении, вклад выпадающих осадков не превышает 25%, что во многом обусловлено наличием крупных долинных ледников, расположенных на более низких отметках высот по сравнению с ледниками других морфологических типов. Дальнейшая деградация оледенения

приведёт к отступанию краёв ледников выше по долине, что даже в условиях потепления приведёт к уменьшению абляции и сокращению доли ледникового стока.

В питании оз. Таможенное также преобладают талые ледниковые воды, но их доля меньше (в среднем 61%) из-за расположения ледника Некрасова высоко в каре, в результате чего даже в середине сезона абляции таяние периодически прекращается. При этом часть талых ледниковых вод фильтруется через морену, так как доля талых вод во втекающем в озеро ручье меньше. Отступление ледника Некрасова приведёт к ещё большему сокращению поступления талых вод и постепенной деградации оз. Таможенное.

Средний изотопный состав ледникового льда ледника Некрасова ($\delta^{18}\text{O}$ –17.3‰) и изотопный состав воды р. Талдура у края ледника в дни без осадков ($\delta^{18}\text{O}$ –16.7‰) могут быть использованы в дальнейших более детальных изотопных исследованиях.

Благодарности. Исследования производились при поддержке РНФ и в рамках реализации проекта № 23-27-00173 “Оценка вклада различных источников питания в сток ледниковых рек Юго-Восточного Алтая по данным изотопных индикаторов”.

Acknowledgments. The study was supported by Russian Science Foundation, project No. 23-27-00173 “Estimation of various components contribution to the glacial streams runoff in the Southeastern Altai according to isotope indicators”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Банцев Д.В. Изотопный состав компонентов нивально-гляциальных систем Юго-Восточного Алтая как индикатор их стокоформирующих особенностей: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2021. 93 с.
- Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В. Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 169–176. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-169-176>
- Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Токарев И.В., Волков И.В. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 333–342. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-333-342>
- Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая: Южно-Чуйский хребет // *География и природопользование Сибири*. 2015. № 19. С. 56–62.
- Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. Методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2016. 64 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 8 с.
- Коновалов В.Г. Наполнение и сброс воды из прорывоопасного озера Мерцбахера (Тянь-Шань) // *Геориск*. 2012. № 4. С. 26–37.
- Коновалов В.Г., Рудаков В.А. Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 235–245. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-235-245>
- Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С. Изотопный состав атмосферных осадков в предгорьях Алтая: данные наблюдений и интерполяции // *Изв. Томского педагогич. ун-та*. 2019. Т. 330. № 2. С. 44–54. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/2/91>
- Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–68. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-57-68>
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *МГИ*. 2009. № 107. С. 87–96.
- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Бляхарчук Т.А., Ненашева Г.И., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 1. С. 40–48. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-1-40-48>
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Верхний Иртыш и Горный Алтай. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 316 с.
- Третий оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: общее резюме. СПб.: Научно-ёмкие технологии, 2022. 124 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.А., 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>
- Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Куреева М.Б. Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 161–168.
- Aizen V., Aizen E., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi L. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn-core and snow samples, Altai glaciers, Siberia // *Journ. of Glaciology*. 2005. V. 51 (175). P. 637–654. <https://doi.org/10.3189/172756505781829034>
- Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shtykova N.B., Andreeva T.A. The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data // *Geosciences*. 2019. V. 9. P. 290–308. <https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>

- Bantcev D., Ganyushkin D., Terekhov A., Ekaykin A., Tokarev I., Chistyakov K. Isotopic Composition of Glacier Ice and Meltwater in the Arid Parts of the Altai Mountains (Central Asia) // *Water*. 2022. V. 14. 252. P. 1–11.
- Fan Y., Chen Y., He Q., Li W., Wang Y. Isotopic Characterization of River Waters and Water Source Identification in an Inland River, Central Asia // *Water*. 2016. V. 8 (7). 286. P. 1–14.
<https://doi.org/10.3390/w8070286>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // *Remote Sens*. 2022. V. 14. 1508. P. 1–29.
- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews*. 2013. № 69. P. 59–68.
- Li Z., Feng Q., Liu W., Wang T., Guo X., Li Z., Gao Y., Pan Y., Guo R., Jia B., Song Y., Han C. The stable isotope evolution in Shiyi glacier system during the ablation period in the north of Tibetan Plateau, China // *Quaternary International*. 2015. V. 380–381 (4). P. 262–271.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.013>
- Meng Y., Liu G., Li M. Tracing the Sources and Processes of Groundwater in an Alpine Glacierized Region in Southwest China: Evidence from Environmental Isotopes // *Water*. 2015. V. 7 (6). P. 2673–2690.
<https://doi.org/10.3390/w7062673>
- Papina T., Eirikh A., Kotovshchikov A., Noskova T. Impact of Snowmelt Conditions on the Isotopic Composition of the Surface Waters of the Upper Ob River during the Flood Period // *Water*. 2023. V. 15. 2096. P. 1–13.
<https://doi.org/>
- Saidaliyeva Z., Shahgedanova M., Yapiyev V., Wade A., Akbarov F., Esenaman M., Kapitsa V., Kassatkin N., Kayumova D., Rakhimov I., Satylkanov R., Sayakbaev D., Severskiy I., Petrov M., Usubaliyev R., Umirzakov G. Isotopic composition as a tracer of different source contributions to stream flow in the glacierized catchments of Central Asia // *Abstracts EGU General Assembly*, 24–28 Apr 2023, Vienna, Austria. EGU23-10181, 2023.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-10181>
- Sun C., Li W., Chen Y., Li X., Yang Y. Isotopic and hydrochemical composition of runoff in the Urumqi River, Tianshan Mountains, China // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74 (2). P. 1521–1537.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4144-x>
- Wang C., Dong Z., Qin X., Zhang J., Du W., Wu J. Glacier meltwater runoff process analysis using δD and $\delta^{18}O$ isotope and chemistry at the remote Laohugou glacier basin in western Qilian Mountains, China // *Journ. of Geographical Sciences*. 2016. V. 26 (6). P. 722–734.
<https://doi.org/10.1007/s11442-016-1295-y>
- Zhao L.J., Yin L., Xiao H.L., Cheng G., Zhou M., Yang Y., Li C., Zhou J. Isotopic evidence for the moisture origin and composition of surface runoff in the headwaters of the Heihe River basin // *Chinese Science Bulletin*. 2011. V. 56 (4). P. 406–415.
- Температура воздуха и количество осадков (ежедневные данные) // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных> (Дата обращения: 24.08.2023 г.)
- LEDNIK camp // Электронный ресурс. <https://lednik-camp.ru/> (Дата обращения: 24.08.2023 г.)

Citation: Bantcev D.V., Ovsepyan A.A., Rasputina V.A., Kozachek A.V., Tchikhatchev K.B., Ganyushkin D.A. The use of isotope indicators in hydrological studies in the Taldura river basin, Central Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 513–524 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040038

The Use of Isotope Indicators in Hydrological Studies in the Taldura River Basin, Central Altai

D. V. Bantcev^{a, #}, A. A. Ovsepyan^a, V. A. Rasputina^a, A. V. Kozachek^{a, b},
K. B. Tchikhatchev^{a, b}, and D. A. Ganyushkin^a

^aSaint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^bArctic and Antarctic research institute, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: bantcev-d@yandex.ru

Received June 29, 2023; revised August 28, 2023; accepted October 2, 2023

Stable isotopes investigation was carried out in the territory of the Yuzhno-Chuya Ridge (Central Altai) during the ablation season of 2022. Samples were taken to determine the contribution of meltwater and precipitation to feeding of water bodies. The main research objects are Nekrasov glacier – Tamozennoye Lake system and Taldura River. In the basin of Lake Tamozennoye, the average ice $\delta^{18}O$ of the Nekrasov glacier (–17.3‰) was obtained. Based on the isotopic composition of ice and precipitation, it was estimated that in the stream flowing into Lake Customs, the contribution of glacier meltwater varies from 28 to 67%, on average 54%. For a stream flowing out of a lake, the proportion of meltwater is higher: 48–72, 61% on average. First of all, meltwater enters the lake by filtration through the moraine, and not by surface runoff. Along the

Taldura River, $\delta^{18}\text{O}$ does not change significantly ($\delta^{18}\text{O} -16.58 \dots -16.84\%$) for 38 km before the Taldura River confluence into the Chagan River. This indicates the complete predominance of glacier meltwater in the river feeding in the middle of the ablation season. Repeated sampling of water from the Taldura River 5 km from the edge of the glacier showed, that the effect of precipitation can be traced in the isotopic composition of river water, but it does not exceed 20%.

Keywords: isotopic composition, periglacial lake, glacier runoff, glaciers, Altai

REFERENCES

- Bantsev D.V. Isotopic composition of glacio-nival systems components as an indicator of their runoff-forming features in South-Eastern Altai: PhD. Saint-Petersburg: St. Petersburg State University, 2020: 91 p.
- Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Ekaykin A.A., Chistyakov K.V. Isotope-geochemical investigation of glacio-nival systems of the Tabyin-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (2): 169–176 <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-169-176> [In Russian].
- Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Tokarev I.V., Volkov I.V. Formation of glacier runoff on the northern slope of Tavan Bogd mountain massif based on stable isotopes data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 333–342 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-333-342>
- Dyakova G.S., Ostanin O.V. Glacial-permafrost stone formations of Altai: South-Chuya ridge. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and nature management of Siberia. 2015, 19: 56–62 [In Russian].
- Ekaykin A.A. *Stabil'nye izotopy vody v glyaciologii i paleogeografii. Metodicheskoe posobie*. Stable isotopes of water in glaciology and paleogeography. Guidance manual. Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2016: 64 p. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. Catalog of glaciers of the USSR. V. 15. Altai and Western Siberia. Is. 1. Mountain Altai and Upper Irtysh. Pt. 5. Argut river basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 8 [In Russian].
- Konovalov V.G. Filling-up and release of water from the outburst dangerous Mertzbacher Lake (Tien-Shan). *Georisk*. 2012, 4: 26–37 [In Russian].
- Konovalov V.G., Rudakov V.A. Remote assessment of reserve capacity of outburst alpine lakes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (2): 235–245 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-235-245>
- Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Y., Papina T.S. Isotopic composition of precipitation in Altai foothills: observation and interpolation data. *Izvestiya Tomskogo Polytechnicheskogo Universiteta*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2019, 330 (2): 44–54 [In Russian]. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/2/91>
- Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Y., Papina T.S. Isotope composition of winter precipitation and snow cover in the foothills of the Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 57–68 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-57-68>
- Nikitin S.A. Patterns of distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy glyaciologicheskikh issledovaniy*. Data of glaciological studies. 2009, 107: 87–96 [In Russian].
- Papina T.S., Malygina N.S., Blyakharchuk T.A., Nenasheva G.I., Ryabchinskaya N.A., Eyrikh A.N. Isotopic composition and pollen spectra of precipitation and ice at the edge part of Korumdu Glacier (North Chu ridge, Altai Mountains). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (1): 40–48 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-1-40-48>
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Resources of surface waters of the USSR. V. 15. Is. 1. Pt 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 316 p. [In Russian].
- Tretij ocenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii: obshchee rezyume. The third assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation: general summary. Saint Petersburg: High technologies, 2022: 124 p. [In Russian].
- Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 341–358 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- Chizhova Yu.N., Rec E.P., Vasil'chuk Yu.K., Tokarev I.V., Budanceva N.A., Kireeva M.B. Two approaches to hydrograph separation of the glacial river runoff using isotopic methods. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (2): 161–168 [In Russian].
- Aizen V., Aizen E., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi L. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn-core and snow samples, Altai glaciers, Siberia. *Journ. of Glaciology*. 2005, 51 (175): 637–654. <https://doi.org/10.3189/172756505781829034>
- Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shlykova N.B., Andreeva T.A. The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data. *Geosciences*. 2019, 9: 290–308. <https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>
- Bantsev D., Ganyushkin D., Terekhov A., Ekaykin A., Tokarev I., Chistyakov K. Isotopic Composition of Glacier Ice and Meltwater in the Arid Parts of the Altai Mountains (Central Asia). *Water*. 2022, 14 (252): 1–11. <https://doi.org/10.3390/w14020252>
- Fan Y., Chen Y., He Q., Li W., Wang Y. Isotopic Characterization of River Waters and Water Source Identification in an Inland River, Central Asia. *Water*. 2016, 8 (7): 286: 1–14. <https://doi.org/10.3390/w8070286>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sens*. 2022, 14 (1508): 1–29. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>

- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
- Li Z., Feng Q., Liu W., Wang T., Guo X., Li Z., Gao Y., Pan Y., Guo R., Jia B., Song Y., Han C.* The stable isotope evolution in Shiyi glacier system during the ablation period in the north of Tibetan Plateau, China. *Quaternary International*. 2015, 380–381 (4): 262–271. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.013>
- Meng Y., Liu G., Li M.* Tracing the Sources and Processes of Groundwater in an Alpine Glacierized Region in Southwest China: Evidence from Environmental Isotopes. *Water*. 2015, 7 (6): 2673–2690. <https://doi.org/10.3390/w7062673>
- Papina T., Eirikh A., Kotovshchikov A., Noskova T.* Impact of Snowmelt Conditions on the Isotopic Composition of the Surface Waters of the Upper Ob River during the Flood Period. *Water*. 2023, 15 (2096): 1–13. <https://doi.org/10.3390/w15112096>
- Saidaliyeva Z., Shahgedanova M., Yapiyev V., Wade A., Akbarov F., Esenaman M., Kapitsa V., Kassatkin N., Kayumova D., Rakhimov I., Satylkanov R., Sayakbaev D., Severskiy I., Petrov M., Usubaliev R., Umirzakov G.* Isotopic composition as a tracer of different source contributions to stream flow in the glacierized catchments of Central Asia. Abstracts EGU General Assembly, 24–28 Apr 2023, Vienna, Austria. EGU23-10181, 2023. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-10181>
- Sun C., Li W., Chen Y., Li X., Yang Y.* Isotopic and hydrochemical composition of runoff in the Urumqi River, Tianshan Mountains, China. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 74 (2): 1521–1537. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4144-x>
- Wang C., Dong Z., Qin X., Zhang J., Du W., Wu J.* Glacier meltwater runoff process analysis using δD and $\delta^{18}O$ isotope and chemistry at the remote Laohugou glacier basin in western Qilian Mountains, China. *Journ. of Geographical Sciences*. 2016, 26 (6): 722–734. <https://doi.org/10.1007/s11442-016-1295-y>
- Zhao L.J., Yin L., Xiao H.L., Cheng G., Zhou M., Yang Y., Li C., Zhou J.* Isotopic evidence for the moisture origin and composition of surface runoff in the headwaters of the Heihe River basin. *Chinese Science Bulletin*. 2011, 56 (4): 406–415.
- Air temperature and precipitation (daily data). Retrieved from: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных> (Last access: 24 august 2023).
- LEDNIK camp Retrieved from: <https://lednik-camp.ru/> (Last access: 24 august 2023).

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 556.557,551.324.63

КРУПНЫЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЁРА АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН: ИХ СОСТОЯНИЕ В 2008–2012 Г. И ДИНАМИКА С 1991 ПО 2022 Г.

© 2023 г. Р. А. Чернов^{1,*}, К. В. Ромашова²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: chernov@igras.ru

Поступила в редакцию 01.06.2023 г.

После доработки 23.07.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

По состоянию на 2008–2012 гг. на Шпицбергене существовало 35 приледниковых озёр размерами свыше 1 км². Они составляли около 1% от общего количества всех озёр архипелага, а их суммарная площадь была равна трети площади озёрного фонда архипелага. В последние десятилетия на западе архипелага крупные озёра значительно увеличились по площади. Рассмотрена динамика крупных озёр архипелага в период с 1991 по 2022 г.

Ключевые слова: ледниково-подпрудные и морено-подпрудные озёра, площадь озёр, уровень озера, ледяные берега, Шпицберген

DOI: 10.31857/S207667342304004X, EDN: HCKBOJ

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия во многих горных регионах мира наблюдается увеличение количества, площади и объёма ледниковых озёр, что объясняется глобальным потеплением (Shugar et al., 2020). Наиболее масштабные изменения происходят в Патагонии, на тихоокеанском побережье Аляски, северо-востоке Гренландии, где площадь ледниковых озёр велика. С 1990 г. отмечено увеличение количества ледниковых озёр в Гренландии, Исландии и Скандинавии, а площадь их за последние 30 лет возросла на 130–150% (Shugar et al., 2020). Информация о состоянии ледниковых озёр Шпицбергена и их изменениях до сих пор не учитывалась в глобальных оценках из-за отсутствия сведений.

Современное потепление климата Шпицбергена привело к сокращению его оледенения и расширению территорий, ранее занятых ледниками. Морено-грядовый рельеф на окраине ледников и ледниковые котловины способствовали образованию многочисленных озёр. Их контакт с ледниками или мёртвыми льдами непосредственно влияет на таяние льда (Chernos et al., 2016), а потери ледников при таянии в озёрах могут вносить заметный вклад в их баланс массы (Zang et al., 2023). Мы рассматриваем крупные приледниковые озёра, так как они в значительной степени определяют потери льда на таяние при контакте с ледниками, а их пространственные изменения

служат главным фактором масштабных изменений озёр на архипелаге.

Другим аспектом современных исследований ледниковых озёр в различных горных районах Земли становится оценка рисков в случае их прорывов (Zang et al., 2015; Докукин и др., 2022). В полярных регионах опасность прорывов ледниковых озёр снижена или несущественна при отсутствии населённых пунктов и инфраструктуры. Тем не менее, случаи прорывов ледниковых озёр около действующих полярных станций уже были отмечены на Шпицбергене и Антарктиде (Listol et al., 1980; Боронина, 2022). Важно отметить и возможные масштабы прорывов крупных озёр в полярных областях, объёмы перемещённой массы воды могут в десятки и сотни раз превышать прорывы горных ледниковых озёр (Чернов, Муравьёв, 2020; Муравьёв, Чернов, 2023). Интерес к ледниковым озёрам в полярных областях возник также в связи с влиянием наледниковых озёр на гидротермическое состояние толщи ряда выводных ледников Гренландии (Vox, Ski, 2007).

В настоящее время возникают попытки оценить количественные показатели ледниковых озёр на Шпицбергене на основе дистанционных методов (Чернов, Ромашова, 2022; Urbanski, 2022; Wiczorek et al., 2023). Цель исследования — зафиксировать состояние крупных озёр по данным 2008–2012 гг. и исследовать их динамику на рубеже XX века, что позволит оценить основной фактор изменений озёрного фонда архипелага в усло-

виях потепления климата. В работе рассмотрены особенности распространения приледниковых озёр в разных частях архипелага.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

По данным Атласа ледников Шпицбергена (Hagen et al., 1993;) оледенение архипелага покрывает около 60% площади его суши, 1668 ледников имеют площадь около 33700 км² (Nuth et al., 2013). В связи с современными климатическими изменениями в Арктике оледенение на Шпицбергене значительно сократилось; наиболее масштабные изменения произошли во второй половине XX века (Pfeffer et al., 2014; Чернов и др., 2018). С начала XX века на западе архипелага сокращение площади оледенения достигло 51% (Kohler et al., 2007). Наибольшие темпы сокращения оледенения отмечены в 1990-е годы на юго-западе архипелага, Земле Принца Карла и Земле Норденшельда (Chernov et al., 2019). На рубеже XX и XXI вв. в западной части Шпицбергена относительное сокращение площади ледников за декаду составляло 5–10%, а на востоке, в области покровного оледенения – около 3% (Nuth et al., 2013), что обусловлено климатическими различиями западного и восточного побережий.

Предварительные оценки показывают, что количество озёр на архипелаге существенно превышает количество ледников. Несмотря на климатические различия и масштабы сокращения оледенения в западных и восточных районах архипелага, приледниковые озёра распределены сравнительно равномерно по периферии оледенения (Чернов, Ромашова, 2022). На севере и востоке архипелага более пологий рельеф способствует образованию озёр, размеры которых в среднем больше чем на юге и юго-западе в области горного оледенения. На юге архипелага скопления озёр наблюдаются в основном в пределах конечных морен горно-долинных ледников, которые значительно отступили от своего максимума после окончания малого ледникового периода (Mangerud et al., 1992; Ромашова, Чернов, 2022).

Работа выполнена на основе дистанционных методов, материалов аэрофотосъёмки Норвежского полярного института (далее – НПИ) и отдельных полевых наблюдений авторов с целью количественной оценки текущего состояния крупных озёр и выделения наиболее значимых и динамичных объектов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе используются сведения о количестве и суммарной площади озёр разного генезиса: термокарстовые озёра, древние озёра ледникового происхождения, наледниковые, приледниковые и искусственные озёра. Лагунные озёра не рас-

сматривались, поскольку их изолированность от морской акватории невозможно оценить дистанционными методами. Информация о количестве озёр разного генезиса, расположенных на архипелаге, получена при помощи картографического сервиса НПИ (toposvalbard.npolar.no) по состоянию на 2008–2012 гг. К крупным озёрам отнесены объекты размером свыше 100 га (1 км²).

НПИ предоставляет доступ к связанному с сервисом набору векторизованных данных, в том числе с оцифрованными контурами озёр (geodata.npolar.no). Мы использовали береговую линию озёр в программе QGIS для определения суммарной площади озёр разного генезиса в 2008–2012 гг. Сведения о приледниковых озёрах архипелага приведены из материалов инвентаризации приледниковых озёр Шпицбергена (Чернов, Ромашова, 2022).

Наше внимание направлено на изучение крупных озёр, так как их размеры определяют озёрный ресурс территории. На примере отдельного водосбора (Ромашова, Чернов, 2022) крупные озёра содержат до 98% объёма озёрной воды и до 91% площади озёр. Поэтому масштабы их пространственных изменений являются определяющими для статистических оценок всей совокупности озёр.

Основу исследования составляют данные картографического сервиса НПИ, которые отображают состояние объектов в 2008–2012 гг. с пространственным разрешением 0.4 м/пикс. Сервис имеет наиболее высокое из имеющихся изображений разрешение, позволяющее подробно и достаточно достоверно определить границы водных объектов архипелага, определить их линейные размеры и площадь. Используя встроенные в сервис инструменты, мы получили длину ледяных берегов озёр, контактирующих с ледниками. Определение высоты объектов (в том числе высоты уреза воды в озёрах) сервис даёт с точностью до 1 м.

Для описания состояния крупных приледниковых озёр в другие периоды использованы данные дистанционного зондирования архипелага Шпицберген. Для 2022 г. взяты спутниковые снимки Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м/пикс. Для периода 2000–2002 гг. использованы снимки Landsat 7 с пространственным разрешением 15 м/пикс (панхроматический канал), для периода 1990–1992 гг. – Landsat 5 с пространственным разрешением 30 м/пикс. Более ранние космические снимки не принимались во внимание из-за низкой точности дешифрирования. Спутниковые изображения за все исследуемые периоды выбирались за июль–август как наиболее тёплые месяцы и имеющие наименьшее покрытие снежного покрова. Частота пролёта спутников и облачность, закрывающая часть

Таблица 1. Общее количество и площадь озёр различного генезиса на архипелаге Шпицберген, в том числе крупных озёр размерами более 1 км² по состоянию на 2008–2012 гг.

Название группы озёр	Общее количество озёр на архипелаге	Общая площадь озёр, км ²	Озёра размерами более 1 км ²		
			количество крупных озёр	суммарная площадь озёр, км ²	доля площади крупных озёр, %
Наледниковые	356	13.1 ± 0.1	—	—	—
Приледниковые	554	185.5 ± 0.3	35	127.6	32.3
Древние ледниковые	53	26.0 ± 1.5	9	20.3	5.1
Термокарстовые	2825	169.1 ± 10.9	15	25	6.3
Искусственные	2	1.3 ± 0.3	1	1.2	0.3
Всего	3790	395 ± 12.3	60	174.1	44.1

озёр, не позволили ограничиться изображениями одного года в периоды 1990–1992 и 2000–2002 гг.

Наиболее ранние оценки состояния крупных озёр на архипелаге получены на основе аэрофотоснимков 1936–1938 гг., представленных на электронном картографическом сервисе НПИ, мы же отмечали лишь факт существования озера или его отсутствия. Длина приледникового озера определена в программе QGIS как наибольшее расстояние между вершинами полигона, ограничивающего озеро. Исходя из пространственного разрешения данных 2008–2012 гг., точность определения длины озера округлена до 1 м. Величина погрешности определения площади озера вычислялась путём построения внутренних и внешних буферных зон, составляющих половину величины разрешения использованных источников. Приблизительная оценка изменения объёма ряда озёр вычислена как произведение их площади по состоянию на 2012 г. и выявленного падения уровня. Величина суммарного объёма приледниковых озёр была получена ранее в работе (Чернов, Ромашова, 2022).

Для расчётов пространственных изменений двух крупнейших озёр были использованы спутниковые снимки: озера Требр Landsat-5 от 29.08.1992 (LT05_L1TP_220003_19920829_20200914_02_T2) и Sentinel-2 от 23.08.2022 (S2A_M-SIL2A_20220823T131731_N0400_R124_T33XVH_20220823T184957); озера Ганд Landsat-5 от 31.07.1991 (LT05_L2SP_207004_19910731_20200915_02_T1) и Sentinel-2 от 20.08.2022 (S2A_M-SIL1C_20220820T112641_N0400_R080_T33XX-G_20220820T150909).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Арктические озёра — важный элемент ландшафта и многие из них служат естественными ре-

зервуарами пресной воды в течение зимнего периода. Всего по состоянию на 2008–2012 гг. на архипелаге насчитывается около 3790 озёр разного генезиса, размерами более 0.01 км² (1 га). Их суммарная площадь составляет 395 км² (табл. 1). Самая многочисленная группа — это небольшие озёра, расположенные в естественных котловинах в прибрежной зоне, на обширных тундровых участках и в горных долинах за пределами современных морен. Как правило, их формирование связано с термокарстовыми процессами, поэтому мы условно обозначили эту группу как термокарстовые озёра. Также многочисленны приледниковые озёра, которые расположены в пределах современных морен и образовались сравнительно недавно, методика инвентаризации и статистические сведения о приледниковых озёрах Шпицбергена приведены в работе (Чернов, Ромашова, 2022). Их формирование происходит в настоящее время на территориях, освободившихся от ледников, так как большинство из них имеют ледяные берега. По нашим оценкам суммарная площадь приледниковых озёр (размерами более 0.01 км²) равна 186 км² и составляет 47% всей площади озёр архипелага (см. табл. 1). Древние озёра ледникового происхождения немногочисленны, и их суммарная площадь невелика. Образование этих озёр связано с сокращением оледенения архипелага в прошлом. Среди них озеро Линне (Linnevatnet) — одно из крупных ледниковых озёр на архипелаге, оно образовалось более 7000–8000 тыс. лет назад (Mangerud, 1992). Также на архипелаге существует два искусственных озера, подпруженных дамбами. Они используются для обеспечения водой арктических посёлков Лонгйир и Нью-Алесун.

По состоянию на 2008–2012 гг. на архипелаге существовало 60 крупных озёр, площадь которых превышала 1 км². В совокупности их общая площадь составляла 174.1 км² или около 44% площади всех озёр (см. табл. 1). Более половины из них — приледниковые озёра, которые на наш

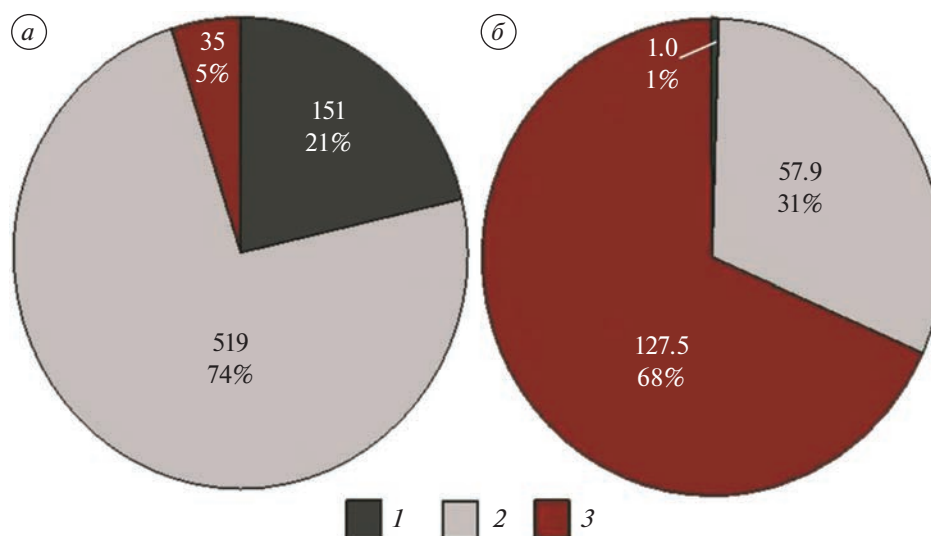


Рис. 1. Соотношение количества приледниковых озёр (а) и их площади (б) для трёх диапазонов площади по состоянию на 2012 г.: 1 – до 0.01 км²; 2 – от 0.01 до 1 км²; 3 – свыше 1 км² (крупные озёра).

Fig. 1. The ratio of the number of near-glacial lakes (a) and their area (b) for three area ranges as of 2012: 1 – up to 0.01 km²; 2 – from 0.01 to 1 km²; 3 – over 1 km² (large lakes).

взгляд представляют наибольший интерес, так как эти озёра находятся в стадии формирования и, по-видимому, их динамика отражает современные климатические изменения озёрного фонда на архипелаге.

Расположение и характеристики крупных приледниковых озёр. С начала XX века образование приледниковых озёр отмечено на всей территории архипелага (Чернов, Ромашова, 2022; Wieszorek et al., 2023). По состоянию на 2012 г. на архипелаге мы обнаружили 705 приледниковых озёр. Из них 519 имели площадь от 0.01 до 1 км² и 35 крупных озёр, размерами свыше 1 км². На рис. 1 показаны соотношения количества и общей площади приледниковых озёр в трёх диапазонах, которые условно можно разделить на диапазоны малых, средних и крупных озёр. Как правило, малые озёра размерами до 1 га не учитываются в оценках водных ресурсов, так как их вклад в площадь и объём невелик. По нашим оценкам на примере отдельного водосбора доля площади малых озёр составляет менее 2%, доля объёма – менее 1% (Ромашова, Чернов, 2022). При этом, крупные озёра составляют две трети площади всех приледниковых озёр и около одной трети площади всех озёр на архипелаге.

По-видимому, крупные приледниковые озёра находятся в активной стадии формирования, так как основные изменения их площади происходят за счёт разрушения ледяных берегов. По материалам аэрофотосъёмки в 2012 г. мы определили, что все крупные приледниковые озёра имеют ледяные берега, их суммарная протяжённость состав-

ляет 78.1 км (около 2.2 км на озеро) или в среднем около 20% их береговой линии.

Следует предположить, что темпы формирования береговой линии озёр зависят от скорости отступания ледников, которые различаются в разных частях архипелага. В ряде работ отмечено, что на западе и юго-западе горное оледенение стремительно сокращается, в то время как на северо-востоке и востоке темпы сокращения ледников заметно ниже (Nuth et al., 2013). Пространственное распределение озёр на архипелаге не показывает каких-либо явных различий в разных частях архипелага. Распространение крупных озёр на архипелаге оказалось фактически равномерным (рис. 2). Мы предполагаем, что климатические различия в пределах архипелага, которые отмечены в масштабе сокращения оледенения, проявляются в динамике формирования озёр. Материалы аэрофотосъёмки 1936–1938 гг. показывают, какие из крупных озёр существовали до 1936 г. Результаты сравнения выявили различия между западными и восточными территориями. Мы полагаем, что почти все крупные приледниковые озёра, расположенные на западе архипелага, появились после 1936 г. (зелёные точки). На востоке большинство приледниковых озёр существовало ранее 1936 г. Исключение составляет территория о. Эдж, где расположено несколько крупных приледниковых озёр, как новых, так и старше 1936 г.

Озёра, которые не относятся к приледниковым, сосредоточены в основном на северных территориях, где пологие формы рельефа способ-

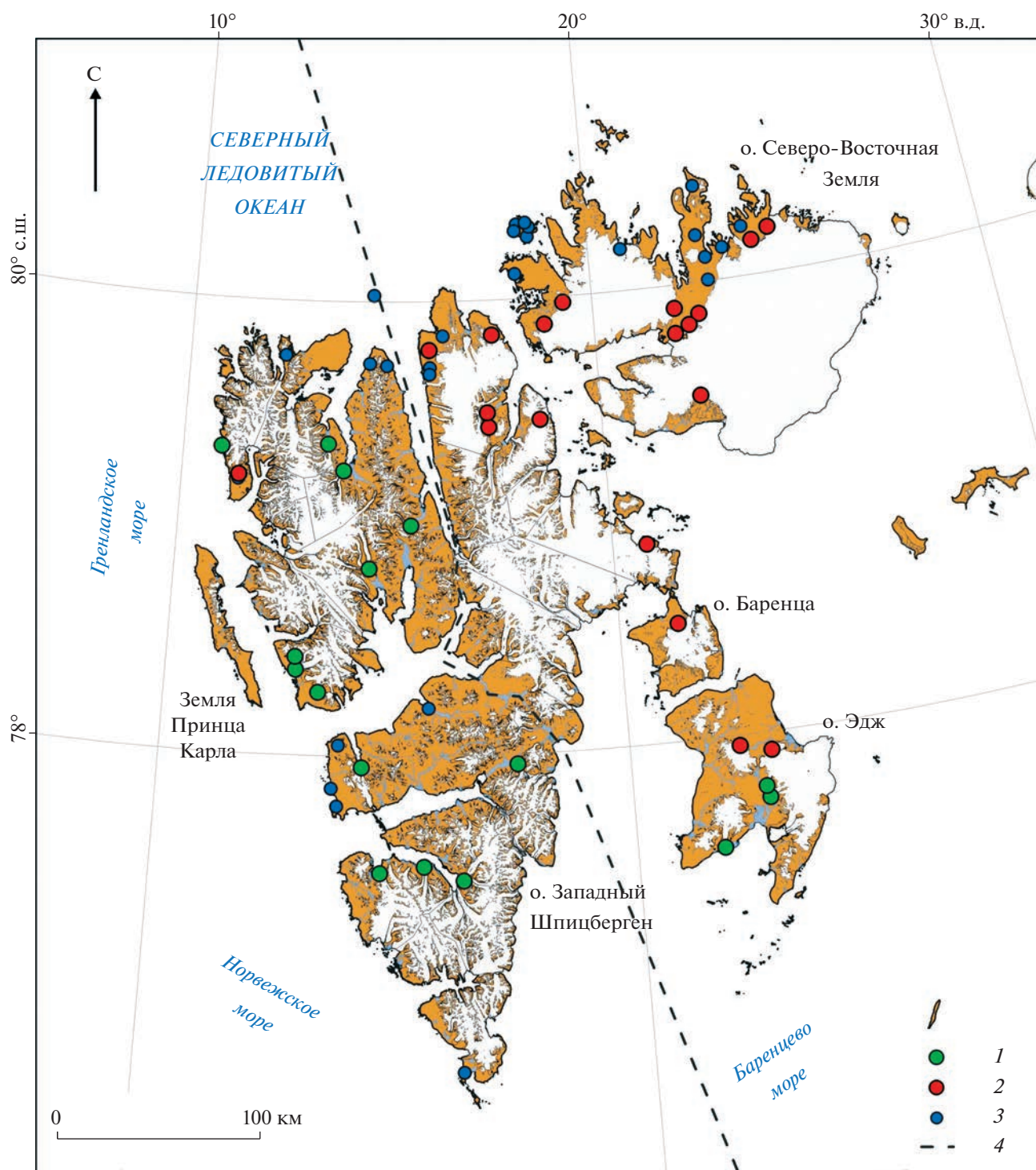


Рис. 2. Расположение крупных озёр на арх. Шпицберген: 1 – новые приледниковые озёра (после 1936 г.); 2 – приледниковые озёра, которые существовали до 1936 г.; 3 – озёра различного генезиса (не приледниковые); 4 – граница западной и восточной частей Шпицбергена.

Fig. 2. Location of the largest lakes in the Svalbard archipelago: 1 – new periglacial lakes (after 1936); 2 – periglacial lakes that existed before 1936; 3 – lakes of various genesis (not periglacial); 4 – border of the western and eastern parts of Svalbard.

ствуют существованию крупных озёр. В западной части Шпицбергена на Земле Норденшельда общая закономерность нарушается. Здесь расположены несколько крупных озёр разного генезиса:

древнее ледниковое озеро Линне (Linnevatnet), большие термокарстовые озёра на морской террасе и искусственное озеро около пос. Лонгир (см. рис. 2).

На основе ГИС-методов рассчитаны морфометрические характеристики 35 крупнейших приледниковых озёр (табл. 2). Они расположены в порядке убывания площади озёр по состоянию на 2012 г. Озёра, не имеющие собственного названия, обозначены по названию питающего ледника. Озёра лежат в широком диапазоне высот, их средний уровень равен 89.5 м. Ледниково-подпрудные озёра, как правило, расположены выше, чем моренно-подпрудные. Несколько озёр, лежащих в естественных котловинах на краю покровного оледенения, имеют наибольшие абсолютные высоты (см. табл. 2). По состоянию на 2008–2012 гг. все крупные приледниковые озёра контактировали с ледниками. Величина длины ледяных берегов обусловлена в большинстве случаев шириной фронта ледника. Сравнение длины озера с протяжённостью его ледяного берега косвенно указывает на возможные изменения береговой линии озёр в будущем в связи с таянием ледяных берегов.

Общая площадь крупных приледниковых озёр составляет $127.5 \pm 0.6 \text{ км}^2$, их средняя площадь — $3.64 \pm 0.02 \text{ км}^2$. Оценки погрешности площади озёр, рассчитанные ГИС-методами, оказались значительно меньше величины годовых изменений их площади, что позволяет оценить их временную динамику.

Изменения площади крупнейших приледниковых озёр. Из 35 крупных приледниковых озёр архипелага в его западной части расположено 14 озёр. За исключением озера Дисет Северный, они образовались после 1936 г. Два озера не существовали ранее 1991 г. Приледниковые озёра на западе архипелага обнаруживают значительную динамику изменений площади на рубеже XX и XXI вв. Мы сравнили пространственные изменения площади озёр с 1991 по 2022 г. для трёх периодов 1991–2002, 2002–2012 и 2012–2022 гг. (табл. 3). Изменения площади озёр запада чрезвычайно масштабны и для 8 объектов площадь кратно увеличилась. Суммарно за 30 лет площадь озёр в западной части архипелага выросла более чем в два раза (на 113%). Укрупнение озёр происходило в основном до 2012 г., а впоследствии их суммарная площадь даже несколько уменьшилась. Основной вклад дали самые большие по площади морено-подпрудные озёра Требр, Ядерин, Эдем и Ваттердамен за счёт разрушения фронтов ледников, спускающихся в озёра. В 2012–2022 гг. изменения были неоднозначны, шесть озёр уменьшились в размерах в большей степени, чем произошло укрупнение остальных озёр. Сокращение площади озёр произошло в связи с размывом подпруживающих морен, а в случае озёра, расположенного у ледника Пенк, в связи подвижкой ледника в котловину озера.

На востоке архипелага насчитывается 21 крупное приледниковое озеро. За последние 30 лет изменения их площади оказались менее масштабны по сравнению с озёрами, расположенными в западной части архипелага. Суммарная площадь этих озёр по состоянию на 1991–1992, 2008–2012 и 2022 гг. была равна 63, 74 и 77 км^2 соответственно. Изменения их площади за весь период составили 13.7 км^2 (22%). Основное приращение площади, так же как и на западе, произошло в период с 1991 по 2010 г. Преимущественно это был вклад двух морено-подпрудных озёр Ганд и Крокет на о. Эдж, которые, разрушая ледяные берега ледников, увеличили площадь своих акваторий. Эти озёра образовывались после 1936 г. (см. рис. 2) и являются скорее исключением в группе озёр на востоке архипелага. Динамика озёр Ганд и Крокет более соответствует озёрам запада. Хотя о. Эдж относится к восточной части архипелага, он расположен преимущественно южнее 78 градуса широты, и поэтому климат острова более соответствует юго-западной части Шпицбергена, об этом свидетельствует и значительное сокращение оледенения острова (Nuth et al., 2013).

Детальные изменения пространственных границ двух самых больших приледниковых озёр Требр и Ганд показаны на рис. 3. Береговая линия со стороны конечных и боковых морен фактически неизменна. Приращения площади происходят по мере отступления фронтов ледников, оканчивающихся в озере. За период 1991–2022 гг. ледник отступил на расстояние около 4 км, расширив акваторию оз. Требр. Фронт ледника Ганд отступил из котловины озера почти на 2 км.

Различия озёр востока и запада архипелага ещё более очевидны, когда мы рассматриваем озёра по факту их существования в 1936 г. Это максимально отдалённый срок, когда мы можем подтвердить их наличие по материалам аэрофотосъёмки НПИ. Сравним изменения площадей 16 приледниковых озёр, образовавшихся после 1936 г., и 19 озёр, которые уже существовали в 1936 г. (рис. 4). Порядок озёр на диаграмме соответствует увеличению их площади слева направо, цифрами указаны номера озёр (см. табл. 2).

В целом в обеих группах наблюдается увеличение площади озёр в период с 1991–2002 по 2002–2012 гг. Наибольшие изменения площади характерны для самых больших озёр. Процесс пространственных изменений новых озёр и озёр, сформированных ранее 1936 г., на рубеже XXI века различен. Основной вклад дали новые озёра. До 2012 гг. фактически все озёра увеличивались (см. рис. 3, а). Озёра, существовавшие ранее 1936 г., увеличились десятикратно меньше. В период 2012–2022 гг. происходили и положительные и отрицательные изменения площади озёр (см. рис. 3), и площадь старых озёр даже уменьшилась

Таблица 2. Характеристики крупных приледниковых озёр Шпицбергена по состоянию на 2008–2012 г.

№	Название озера или питающего ледника	Координаты центра озера	Абсолютная высота озера над ур. моря, м	Длина озера, м	Протяжённость ледяного берега, м	Площадь озера по состоянию на 2008–2012 г., км ²	Тип озера
1	Требр	78.82506°с.ш., 14.43698°в.д.	30	7931	4060	17.31	мп*
2	Брайн	79.78787°с.ш., 22.00294°в.д.	3	5327	5420	10.97	к
3	Ганд	77.71357°с.ш., 22.81509°в.д.	14	7161	7220	9.85	мп
4	Фемилсион	79.78611°с.ш., 15.87055°в.д.	27	7992	1010	7.58	к
5	Кроксион	79.89795°с.ш., 22.04735°в.д.	248	6760	1140	6.42	к
6	Ядерин	79.25511°с.ш., 13.81527°в.д.	10	4016	1493	5.85	мп
7	Эдем	78.37686°с.ш., 12.84774°в.д.	40	5731	3920	5.17	мп
8	Пенк (ледник)	77.51238°с.ш., 15.61592°в.д.	16	2122	1490	4.32	мп
9	Речерч	77.48015°с.ш., 14.72364°в.д.	2	3359	3063	3.89	мп
10	Ратиорна	77.95604°с.ш., 17.61677°в.д.	26	3418	1300	3.71	мп
11	Хочтетер	78.88028°с.ш., 20.77939°в.д.	25	3634	1230	3.48	мп
12	Венесон	79.86286°с.ш., 22.64040°в.д.	241	3954	3240	3.37	к
13	Флайсон	79.81992°с.ш., 22.36555°в.д.	133	5176	5370	3.27	к
14	Клуфт	79.44151°с.ш., 17.27764°в.д.	218	5663	1140	3.27	лп**
15	Крокет	77.91946°с.ш., 22.96952°в.д.	159	3606	5730	3.12	лп
16	Стауп	79.46519°с.ш., 18.51905°в.д.	87	2972	5100	3.10	лп
17	Марсон	77.95427°с.ш., 22.31769°в.д.	174	3936	1612	2.89	лп
18	Велсем	78.51939°с.ш., 21.29331°в.д.	193	4031	1690	2.55	мп
19	Ваттерндамен	78.27868°с.ш., 13.34876°в.д.	35	2554	2150	2.41	мп
20	Дисет северный	79.22657°с.ш., 11.34840°в.д.	23	2680	0	2.29	к***
21	Кухр	77.51719°с.ш., 21.76820°в.д.	1	2123	0	1.90	мп
22	Треди	79.34466°с.ш., 10.90834°в.д.	10	2435	1670	1.78	мп

Таблица 2. Окончание

№	Название озера или питающего ледника	Координаты центра озера	Абсолютная высота озера над ур. моря, м	Длина озера, м	Протяжённость ледяного берега, м	Площадь озера по состоянию на 2008–2012 г., км ²	Тип озера
23	Вайб	79.50483°с.ш., 22.43017°в.д.	243	2675	3530	1.70	к
24	Вулф	79.97270°с.ш., 19.26677°в.д.	186	2584	1140	1.69	мп
25	Исунген	80.15181°с.ш., 24.21686°в.д.	86	2433	1790	1.65	мп
26	Сейд	77.76402°с.ш., 22.76986°в.д.	18	2767	3090	1.65	мп
27	Бретьорна	77.95002°с.ш., 14.31251°в.д.	5	2280	129	1.64	мп
28	Карла	79.37165°с.ш., 13.43944°в.д.	40	1877	523	1.60	мп
29	Баска (ледник)	79.88248°с.ш., 18.76685°в.д.	176	3534	1480	1.57	мп
30	Листол	77.44816°с.ш., 16.42000°в.д.	90	1530	3960	1.55	мп
31	Грейв	79.84628°с.ш., 17.43358°в.д.	92	1825	599	1.45	мп
32	Грушион	78.43365°с.ш., 12.82809°в.д.	60	2122	320	1.16	мп
33	Фоул	79.50500°с.ш., 17.25663°в.д.	135	1619	608	1.14	лп
34	Орм	80.19735°с.ш., 24.68036°в.д.	137	2471	1410	1.11	мп
35	Университет	79.01474°с.ш., 15.39250°в.д.	140	1916	480	1.10	мп

*Морено-подпрудное озеро; **ледниково-подпрудное; ***озеро, расположено в естественной котловине около ледника.

(см. рис. 3, б). Процесс укрупнения озёр, сформированных ранее 1936 г., идёт крайне медленно, что, по-видимому, связано с суровостью климата на востоке и северо-востоке архипелага. Вероятно, пространственные изменения береговой линии озёр на востоке также определены их ледовым режимом, так как в летний период озёра лишь на 1–1.5 месяца освобождаются от ледяных полей. Продолжительность разрушения ледяных берегов в летний период невелика.

Таким образом, вклад озёр, расположенных в восточной части Шпицбергена, большинство из которых существовали ранее 1936 г., даёт увеличение площади на порядок меньше, чем озёра на западе архипелага. Сокращения площади оледенения западных и восточных частей Шпицбергена также различаются в 5–10 раз (Hagen et al., 1993; Nuth et al., 2013; Чернов, Муравьев, 2018),

что явно указывает на климатический характер изменений озёр.

Изменения уровня воды в озёрах. Исследование возможных изменений уровня воды в последние десятилетия выполнено для всех крупных озёр на основе картографического сервиса НПИ (табл. 4). Материалы сервиса для 2008–2012 гг. позволяют определять отметку уреза воды в озере и высоты береговых объектов с точностью 1 м. Следы береговых террас обнаружены нами у шести озёр. Эти террасы с равными высотами по периметру озера, что указывает на их формирование в соответствии с урезом воды в озере. Вероятно, существование этих террас не превышает несколько десятков лет, так как процессы разрушения склонов постепенно их стирают. Полевые наблюдения на оз. Бретьерна показывают, что береговые террасы, соответствующие 30-летней давности, факти-

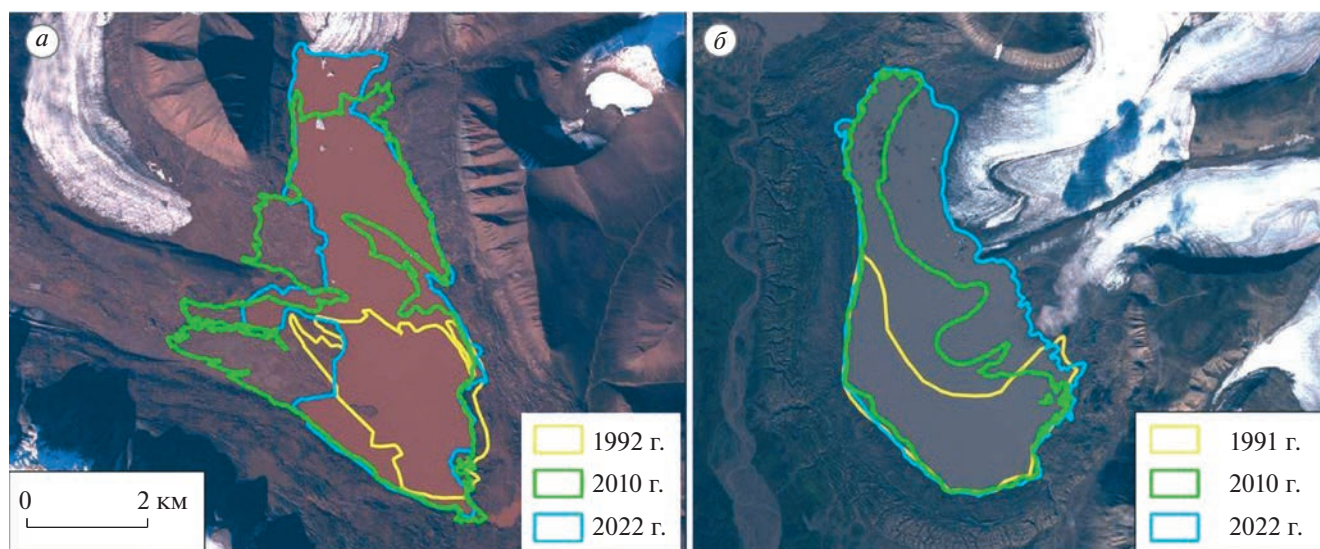


Рис. 3. Изменения границ самых крупных озёр арх. Шпицберген: Требр (а) и озёра Ганд (б) в период с 1990 по 2022 г.
Fig. 3. Changes in the boundaries of the largest lakes of the Svalbard archipelago: Lake Trebrevatnet (a) and Lake Gandvatnet (b) in the period from 1990 to 2022.

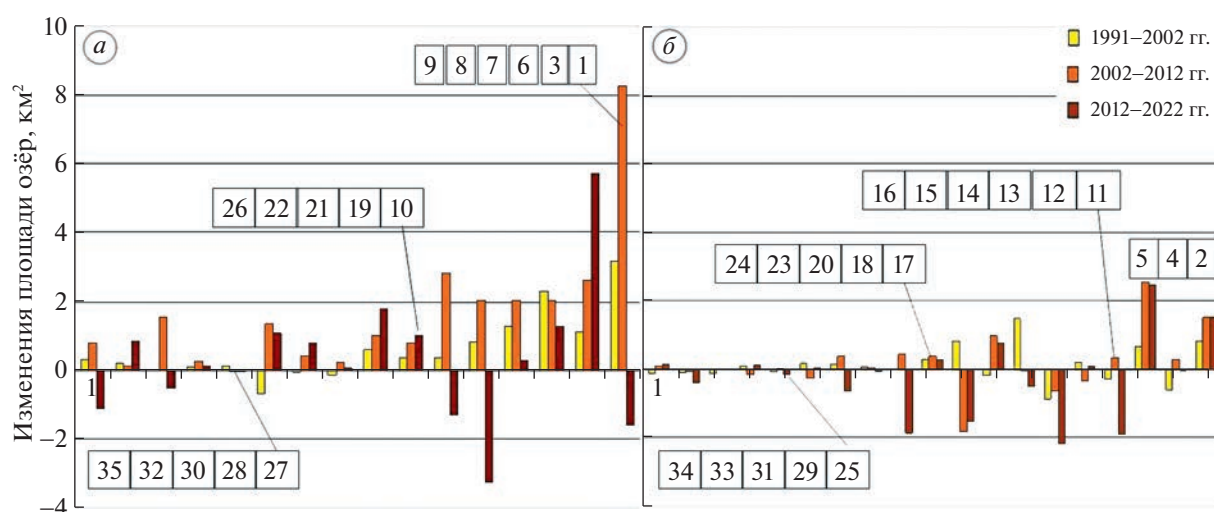


Рис. 4. Изменение площади крупных приледниковых озёр в группе новых озёр (а) и озёр, существовавших ранее 1936 года (б) в периоды с 1990–2002, 2002–2012 и с 2012–2022 гг. Цифры соответствуют номерам в табл. 2.
Fig. 4. Change in the area of the largest near-glacial lakes in the group of new lakes (a) and lakes that existed before 1936 (b) in the periods from 1990–2002, 2002–2012 and from 2012–2022. The numbers correspond to the numbers in Table 2.

чески стёрты процессами солифлюкции и эрозии склонов.

Материалы аэрофотосъёмки НПИ показывают, что у мореноподпрудных озёр Требр (Trebrevatnet) и Пенк (Penck) произошло образование канала стока озера в речную долину при размыве морены. Ледниково-подпрудные озёра Стауп (Staupvatnet) и Фоул (Folevatnet) (см. табл. 4) образовали маргинальные каналы стока вдоль края ледника. Озеро Клүфт (Kluftvatnet), подпруженное ледником, не имеет постоянного

стока и, вероятно, является прорывным. Возможно, это единственное озеро среди всех крупных озёр архипелага, для которого свойственны масштабные спуски по внутренним каналам ледника.

Исходя из величины изменения отметки уреза воды и площади озера, получим изменение объёма воды в озёрах (см. табл. 4). Приблизительный объём озера вычислен как произведение его площади по состоянию на 2012 г. и падения уровня воды. Возможное расширение площади озера за

Таблица 3. Изменение площади крупных приледниковых озёр в западной части арх. Шпицберген с 1991 по 2022 г.

Название озера (номер в соответствии с табл. 2)	Площадь озера, км ²				Изменение площади за период, км ²			
	1991–1992 гг.	2000–2002 гг.	2008–2012 гг.	2022 г.	1991–2002	2002–2012	2012–2022	1990–2022
Требр (10)	5.89 ± 1.12	9.04 ± 0.36	17.31 ± 0.06	15.73 ± 0.52	3.15	8.27	–1.58	9.84
Ядерин (6)	1.50 ± 0.54	3.80 ± 0.15	5.85 ± 0.02	7.13 ± 0.32	2.3	2.05	1.29	5.63
Эдем (7)	1.83 ± 1.08	3.12 ± 0.12	5.17 ± 0.04	5.44 ± 0.64	1.29	2.05	0.28	3.61
Ратиорна (10)	2.55 ± 0.42	2.91 ± 0.12	3.71 ± 0.01	4.72 ± 0.23	0.36	0.8	1.01	2.16
Вэттердамен (19)	0.78 ± 0.39	1.39 ± 0.06	2.41 ± 0.01	4.21 ± 0.19	0.61	1.02	1.80	3.43
Треди (22)	1.42 ± 0.49	1.36 ± 0.05	1.78 ± 0.01	2.57 ± 0.15	–0.06	0.42	0.79	1.15
Речерч (9)	0.67 ± 0.22	1.04 ± 0.04	3.85 ± 0.01	2.56 ± 0.15	0.37	2.81	–1.29	1.89
Дисет север. (20)	2.17 ± 0.50	2.25 ± 0.09	2.29 ± 0.01	2.25 ± 0.18	0.08	0.04	–0.05	0.07
Грушион (32)	0.80 ± 0.26	1.02 ± 0.04	1.16 ± 0.01	2.00 ± 0.21	0.22	0.14	0.84	1.20
Карла (28)	1.24 ± 0.29	1.33 ± 0.05	1.60 ± 0.01	1.73 ± 0.12	0.09	0.27	0.12	0.49
Бретьорна (27)	1.55 ± 0.37	1.68 ± 0.07	1.64 ± 0.01	1.60 ± 0.15	0.13	–0.04	–0.04	0.05
Пенк (8)	1.47 ± 0.59	2.28 ± 0.09	4.32 ± 0.01	1.07 ± 0.13	0.81	2.04	–3.25	–0.40
Листол (30)	–	–	1.55 ± 0.01	1.04 ± 0.11	–	1.55	–0.51	1.04
Университет (35)	–	0.30 ± 0.01	1.10 ± 0.01	–	0.3	0.8	–1.10	0.00
Суммарно	21.87 ± 2.3	31.52 ± 0.47	53.74 ± 0.10	52.05 ± 1.50	9.65	22.22	–1.69	30.18

Таблица 4. Максимальное падение уровня приледниковых озёр и соответствующие изменения объёма на рубеже XX и XXI вв.

Название озера (номер в соответствии с табл. 2)	Тип озера	Площадь озера км ²	Высота уреза воды над ур. моря, м	Максимальное падение уровня воды, м	Уменьшение объёма озера, км ³
Требр (1)	мп*	17.31	17	–45	–0.78
Пенк (8)	мп	4.32	18	–31	–0.13
Клуфт (14)	лп**	3.27	218	–39	–0.13
Крокет (15)	лп	3.12	158	–7	–0.02
Стауп (16)	лп	3.10	87	–42	–0.13
Фоул (33)	лп	1.14	135	–36	–0.04
Суммарный объем	–	–	–	–	–1.23

*Морено-подпрудное озеро; **ледниково-подпрудное.

счёт берегового склона в данном случае не учитывалось. Тем не менее, потери объёма в последние десятилетия оказались соизмеримы с общим объёмом воды в приледниковых озёрах и составили 1.2 км³. Ранее на основе инвентаризации приледниковых озёр по нашим предварительным оценкам общий объём составил около 2 км³ (Чернов, Ромашова, 2022).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Самое крупное озеро на архипелаге на период 2008–2012 гг. – озеро Требр (Trebrevatnet), распо-

ложенное в центральной части Шпицбергена. Озеро занимает обширную котловину трёх ледников и подпружено моренным валом высотой до 60 м. Наибольшая площадь озера наблюдалась в 2013 г. и составила 20.87 км² (Wieczorek et al., 2023). Уровень воды в озере заметно меняется в летний период, что связано с особенностью стока через морену с ледяным ядром. Не исключены колебания уровня озера в связи с активным летним таянием на ледниках. Однако в период с 2013 по 2014 г. из озера Требр проходил сброс воды, о чём свидетельствует значительное сокращение площади озера (см. табл. 3 и 4). Уровень воды



Рис. 5. Озеро Бретьерна и ледники Восточный (1) и Западный Гренфьорд (2). Фото Чернова Р.А., 2020 г.

Fig. 5. Lake Bretjorna and Austre Grenfjordbreen (1) and Vestre Grenfjordbreen (2) glaciers. Photo by Chernov R.A., 2020.

упал до 45 м. После 2014 г. озеро остаётся достаточно глубоким, так как в северной части его акватории плавают айсберги. Их надводная часть указывает на возможную максимальную глубину озера около 26–28 м, однако южная часть озера, по-видимому, мелководна и имеет много мелей и островов.

Озеро Брайн (Branevatnet) — второе по величине озеро площадью 10.9 км² расположено в естественной котловине на северо-востоке архипелага. Граничит с ледниковым куполом, имеет протяжённые ледяные берега. Уровень озера стабилен, так как из озера вытекает река.

Среди крупных озёр Шпицбергена отмечена группа быстро растущих озёр, которые обозначаются в научной литературе как “melting lake”. Для них характерен контакт с ледником, фронт которого быстро разрушается в период летнего таяния. Среди них самое большое — морено-подпрудное озеро Ганд (Gandvatnet) на острове Эдж. Оно характеризуется быстрым увеличением площади водного зеркала и при устойчивости подпруживающей морены. Укрупнение озера произошло за счёт постепенного разрушения двух языков ледника Ганд (Gandbreen) после их пульсации в 1990-е годы. Подобные изменения произошли в озере Ядерин (Jaderinvatnet), при отступлении фронта ледника площадь озера увеличилась в 5 раз. На западном побережье архипелага отмечено озеро Ваттерндамен (Vetterndammen). Также формируется морено-подпрудное озеро Ратиорна (Ratjorna) — одно из крупных озёр в восточной части о. Шпицберген (см. табл. 3). Оно постепенно увеличивается в размерах за счёт таяния фронта ледника, спускающегося в озеро. С 1990 по 2022 г. его площадь увеличилась на 2.2 км².

Озеро Бретьерна (Bretjorna) — единственное озеро на западной территории архипелага, которое практически не изменилось в размерах с начала 1990-х годов. Оно образовано в котловине горно-долинных ледников Западный и Восточный Гренфьорд (рис. 5). Самые заметные изменения зеркала озера в связи с отступанием ледников Восточный и Западный Гренфьорд происходили ранее 1990 г. Изменения фронтов ледника и берега озера отражены в работе (Чернов, Муравьев, 2018).

Сравнение наших сведений о крупных приледниковых озёрах с инвентаризацией приледниковых озёр польских исследователей, опубликованной в 2023 г. (Wieczorek et al., 2023) показывает совпадение данных по большинству объектов по состоянию на 1991 и 2008–2012 гг. Это очевидно, так как измерения проводились с использованием одного и того же электронного ресурса (ресурс toposvalbard.npolar.no). Расхождения величин площади озёр не превышают 0.02 км² для 1991 г. и менее 0.01 км² для 2008–2012 гг. Тем не менее обнаружены расхождения в количестве крупных озёр. По состоянию на 2008–2012 гг. у нас числятся 35 озёр, а в польской инвентаризации — 31 озеро. Не учтены крупные озёра Бретьерна, Пенк, Речерч, Ратьорна, Листол, которые контактировали с ледниками в 2012 г. и соответственно должны быть включены в список. По-видимому, предложенная инвентаризация не является достаточно исчерпывающей, и сказывается субъективный фактор в выборе объектов. В нашем списке нет крупного озера Сторлик (Storlykkja), так как оно не приледниковое и образовано в естественной впадине на удалении от ледника Аустфонна (Земля Принца Оскара). Озеро питается ледниковой рекой (о чём свидетельствует перепад высоты

водной поверхности), поэтому озеро Сторлик не может контактировать с ледником.

Различия инвентаризаций в оценках суммарной площади крупных озёр составляют около 14 км², эту величину дают площади неучтённых озёр. Следует отметить, что принадлежность озера Листол к приледниковым озёрам — это спорный вопрос по причине того, что озеро образовано вследствие подвижки ледника Натхорст в 2000-х годах и подпруживания стока ледников Листольбрин и Докторбрин.

В целом, наши выводы относительно динамики озёр в последние три десятилетия совпадают. В обоих исследованиях отмечено, что в 1990-е годы процесс увеличения площади озёр был наиболее замедлен и после 2012 г. замедлился.

Мы отметили лишь несколько случаев, указывающих на спуск крупных озёр. Вполне очевидно, что трансформация ландшафта после отступления ледников приводит к множеству таких событий. По данным (Wieczorek et al., 2023) на архипелаге Шпицберген в период с 1936 по 2020 г. выявлено 134 случая осушения и прорыва приледниковых озёр. Наибольшая интенсивность этих событий характерна для последних трёх десятилетий. Чаще всего наблюдались прорывы морено-подпрудных озёр. В рассматриваемые периоды мы нашли шесть крупных приледниковых озёр, для которых характерно значительное падение уровня воды (см. табл. 4).

Для северных регионов характерна изменчивость уровней и площади зеркала озёр (Измайлова, 2020). Крупные приледниковые озёра Шпицбергена оказались не стабильны, изменения их площади велики. С 1991 г. до настоящего времени 35 крупных озёр увеличились на 65% (43.9 км²), а их площадь в 1991 и 2022 гг. — на 85.0% (128.9 км²) соответственно. Те озёра, уровень которых значительно понизился (см. табл. 4), уменьшились в размерах, их потери площади в 1991–2022 гг. составили 10.5 км². При этом потери объёма воды в озёрах в связи с понижением их уровней оказались очень большими и составили около 1.2 км³. Это сопоставимо с нашими оценками объёма всех приледниковых озёр Шпицбергена (Чернов, Ромашова, 2022). При этом суммарный объём приледниковых озёр равен или несколько превышает 2 км³ (как мы оценивали ранее) и сравним с оценками этой величины в Исландии и Скандинавии: 2.3 и 3.2 км³ соответственно (Shugar et al., 2020).

По результатам исследования отмечено, что возникновение крупных приледниковых озёр связано с условиями подпруживания, но их изменчивость во многом определяется процессами таяния морен и ледяных фронтов ледников. Для крупных приледниковых озёр архипелага характерна механическая абляция ледяных берегов.

Материалы аэрофотосъёмки НПИ показывают наличие плавающих айсбергов в акватории озёр. Механическая абляция и таяние льда ледяных фронтов способствует быстрому расширению площади озёр, и этот процесс характерен для многих регионов (Chernos et al., 2016; Watson et al., 2020; Zang et al., 2023). Предполагают, что в настоящий период основное увеличение площади крупных озёр происходит именно таким образом.

Динамика приледниковых озёр Шпицбергена в период 1991–2020 гг. подобна изменениям, выявленным на Тибетском плато (Zhang et al., 2017). Обнаружено значительное увеличение площади ледниковых озёр в Тибете до 2010 г. и в дальнейшем снижение темпов этого процесса. Вероятно, качественное совпадение хода экспансии озёр на арктическом архипелаге и крупнейшем высокогорном плато обусловлено общими климатическими трендами и схожими процессами их формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе картографического сервиса НПИ на Шпицбергене выявлено множество озёр различного генезиса. По состоянию на 2008–2012 гг. насчитывалось 3790 озёр (размерами более 0.01 км²), а их суммарная площадь была равна 395 км². Большинство озёр — это небольшие и мелководные озёра, расположенные в естественных котловинах на прибрежной территории. Особая группа — приледниковые озёра, которые формируются в наше время в результате отступления ледников. Среди 60 крупных озёр архипелага (размером водного зеркала более 1 км²) 35 озёр — приледниковые и имеют ледяные берега, т.е. процесс их формирования продолжается. Их суммарная площадь составляет 127.6 ± 0.3 км² или треть площади всего озёрного фонда архипелага. Материалы аэрофотосъёмки НПИ показали, что крупные приледниковые озёра на западе архипелага образованы при подпруживании конечной мореной ледников или самими ледниками. На востоке характерны озёра, образованные в естественных котловинах на периферии покровного оледенения. Несмотря на различия климата и типа оледенения приледниковые озёра встречаются на всей территории архипелага.

Сравнение современного положения озёр с историческими данными выявили, что на западе архипелага большинство крупных приледниковых озёр образовалось на освободившихся от ледников территориях после 1936 г. Напротив, на востоке архипелага все крупные озёра уже существовали до 1936 г. Обработка спутниковых снимков показала, что крупные приледниковые озёра в последние десятилетия имели тенденцию к увеличению площади. На западе архипелага

этот процесс идёт активнее, чем на востоке. В 1991–2012 гг. укрупнение озёр шло интенсивно, но в следующем десятилетии процесс замедлился. За 30 лет увеличение площади крупных приледниковых озёр на западе составило 30.2 км² (113%). На востоке архипелага также отмечено укрупнение озёр в последние десятилетия, и после 1991 г. площадь возросла на 13.7 км² (22%).

Динамика крупных озёр различна, для некоторых озёр колебания их уровней и соответственно площадей могут достигать кратных значений. Самые масштабные изменения площади крупных озёр связаны с их прорывом через морену и подвижками ледников, спускающихся в озёра. По материалам аэрофотосъёмки НПИ выявлено шесть крупных озёр, уровни которых значительно упали в последние десятилетия. С 1991 по 2022 г. их площадь уменьшилась на 10.5 км², а суммарные потери объёма составили около 1.2 км³.

Таким образом, на территории архипелага наблюдается сложная картина формирования приледниковых озёр. На примере крупных приледниковых озёр мы отмечаем общую тенденцию увеличения их площади за счёт разрушения ледяных берегов, при этом отдельные события спуска подпрудных озёр могут иметь значительные масштабы. При интенсивном сокращении оледенения в период 1991–2012 гг. озёра заметно увеличились в размерах, но после 2012 г. процесс замедлился, хотя темпы дегляциации не уменьшились. В ближайшем будущем процесс формирования крупных озёр очевидно будет продолжаться, так как большинство из них имеет протяжённые ледяные берега. При этом динамика увеличения площади озёр будет зависеть от условий подпруживания отдельных крупных объектов.

Благодарности. Дистанционные исследования и анализ данных крупных приледниковых озёр Шпицбергена выполнены при поддержке гранта РНФ № 23-27-00312 “Формирование приледниковых озёр архипелага Шпицберген в условиях изменения климата”.

Acknowledgments. Remote survey and data analysis of the largest periglacial lakes of Svalbard was supported by a grant from the Russian Science Foundation No. 23-27-00312. “Formation of periglacial lakes of the Svalbard under the conditions of climate change”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боронина А.С. Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 141–160.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010122>

- Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Хаткутов А.В. Эволюция озёр у ледника Джикиганкез (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>
- Измайлова А.В., Корнеев Н.Ю. Озёрность территории Российской Федерации и определяющие её факторы // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 1. С. 16–25.
- Муравьев А.Я., Чернов Р.А. Прорыв ледниково-подпрудного озера Спартакоское и изменения вывального ледника купола Семенова-Тян-Шанского в 2021 г. (Северная Земля) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 58–68.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А. О формировании новых приледниковых озёр в бассейне залива Грэнфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 193–202.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422020125>
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Природная катастрофа ледниково-подпрудного озера Спартакоское на острове Большевик (Северная Земля) // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 4. С. 58–68.
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Современное состояние приледниковых озёр архипелага Шпицберген // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45.
- Box J.E., Ski K. Remote sounding of Greenland supraglacial melt lakes: implications for subglacial hydraulics // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53 (181). P. 257–265.
- Chernos M., Koppes M.N., Moore R.D. Ablation from calving and surface melt at lake-terminating Bridge Glacier, British Columbia, 1984–2013 // Cryosphere. 2016. V. 10. P. 87–102.
- Hagen J.O., Liestol O., Roland E., Jørgensen T. Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. Oslo: Norwegian Polar Institute. 1993. P. 1–169.
- Liestol O., Repp K., Wold B. Supra-glacial lakes in Spitsbergen // Nor. Geogr. Tidsskr. 1980. V. 34 (2). P. 89–92.
- Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34 (18). L18502.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lonne I., Lycke A., Salvigsen O., Sandah T., Svendsen J. The last glacial maximum on western Svalbard // Quaternary Research. 1992. V. 38 (1). P. 1–31.
- Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden A., Hagen J.O., Kaab A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Alex S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radić Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers //

- Journ. of Glaciology. 2014. V. 60 (221). P. 537–552.
<https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Bevington A.R., Betts R.A., Harrison S., Strattman K. Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990 // *Nature Climate Change*. 2020. V. 10 (10). P. 939–945.
- Urbaniski J.A. Monitoring and classification of high Arctic lakes in the Svalbard Islands using remote sensing // *International Journ. of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2022. V. 112. P. 102911.
- Watson C.S., Kargel J.S., Shugar D.H., Haritashya U.K., Schiassi E., Furfaro R. Mass loss from calving in Himalayan proglacial lakes. // *Front. Earth Science*. 2020. V. 7. P. 342.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00342>
- Wieczorek I., Strzelecki M., Stachnik L., Yde J., Małeck J. Post-Little Ice Age glacial lake evolution in Svalbard: Inventory of lake changes and lake types // *Journ. of Glaciology*. 2023. V. 1. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Zhang G., Yao T., Xie H., Wang W., Yang W. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming // *Glob. Planet. Change*. 2015. V. 131. P. 148–157.
- Zang G., Rounce D., Bolch T., Chen W. Underestimated mass loss from lake-terminating glaciers in the greater Himalaya // *Nature Geoscience*. 2023. V. 16 (4). P. 1–6.
<https://doi.org/10.1038/s41561-023-01150-1>
- Zhang G., Yao T., Shum C.K., Yi S., Yang K., Xie H., Feng W., Wang L., Behrangi A., Zang H., Wang W., Xiang Y., Yu J. Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin. // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 44. P. 5550–5560.
<https://doi.org/10.1002/2017GL073773>
- Cartographic materials of the Norwegian Polar Institute // Электронный ресурс. <https://toposvalbard.npolar.no/> (Дата обращения: 09.01.2023).

Citation: Chernov R.A., Romashova K.V. Large periglacial lakes on the Spitsbergen (Svalbard): state in 2008–2012 and dynamics in 1991–2022. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 525–539 [In Russian]. doi 10.31857/S207667342304004X

Large Periglacial Lakes on the Spitsbergen (Svalbard): State in 2008–2012 and Dynamics in 1991–2022

R. A. Chernov^{a,*} and K. V. Romashova^b

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*

*e-mail: chernov@igras.ru

Received June 1, 2023; revised July 23, 2023; accepted October 2, 2023

Approximately 3,790 lakes of various genesis existed in the Svalbard archipelago in 2008–2012, the total area of which reached 395 km². Among them, periglacial lakes were new objects which had been formed since the beginning of the 20th century due to the deglaciation of the archipelago. We found 554 glacial lakes which areas exceeded 0.01 km². The total area of these lakes amounted to about a half of the area of all the lakes in the archipelago – 185 km², and two thirds of this value were large glacial lakes. The paper presents the spatial distribution of large periglacial lakes and variability of them caused by the climate warming in the archipelago. At present, there are 35 periglacial lakes (over 1 km² in size); all of them are in contact with glaciers and the greater part of them are dammed by the terminal moraines or by a glacier itself. According to the cartographic data of the Norwegian Polar Institute and satellite images, the areas of large lakes were determined successively in 1991, 2002, 2012, and 2022. For the period from 1991 to 2012, there was a twofold increase in their area from 24.4 to 53.7 km², but in 2012–2022 this process slowed down. On the east of the archipelago, where the inland ice is widespread, the process of the lake formation is much slower. It had been noted that on the west all large glacial lakes were formed after 1936 due to active retreat of the glaciers. At the same time, both on the north and east, most of the large glacial lakes existed prior to 1936. During the periods under consideration, changes in the areas of individual objects reached multiple values. The most large-scale changes in the lake areas were associated with the ablation of glacial fronts in contact with the lake, a glacier surge, and outbursts of a few dammed lakes. Six lakes were identified, where the water level drop reached tens of meters. Despite the slowdown in the formation of lakes in the last decade, the enlargement of lakes continues. Relative increase in the total area of the large periglacial lakes over the past 30 years on the west and east of the archipelago is in direct proportion to decreasing in glaciation of these regions. Thus, the process of formation of large periglacial lakes may be used as an indicator of climate change in the archipelago.

Keywords: ice-dammed and moraine-dammed lakes, area of lakes, lake level, ice shores, Svalbard

REFERENCES

- Boronina A.S.* Large outbursts of lakes of the Antarctic oases: generalization of modern knowledge. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 141–160 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010122>
- Dokukin M.D., Savenyuk E.A., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Khatkutov A.V.* Evolution of lakes near the Jikiugankez glacier (Northern Elbrus region) in 1957–2020 including underground drainage channels. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 47–62 [In Russian] <https://doi.org/10.31857/S2076673422010115>
- Izmailova A.V., Korneenkova N.Yu.* The lake character of the territory of the Russian Federation and its determining factors *Vodnie Resursy. Water resources*. 2020, 47 (1): 16–25 [In Russian].
- Muravyov A.Ya., Chernov R.A.* Breakthrough of the ice-dammed lake Spartakovskoye and changes in the outlet glacier of the Semenov-Tyan-Shansky dome in 2021 (Severnaya Zemlya). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 58–68 [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A.* On the Formation of New Glacial Lakes in the Basin of the Grönfjord Bay (Spitsbergen) in 1938–2010. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 193–202 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020125>
- Chernov R.A., Muravyov A.Ya.* Modern changes in the area of glaciers in the western part of Nordenskiöld Land (Spitsbergen archipelago). *Led i Sneg. Ice and snow*. 2018, 58 (4): 462–472 [In Russian].
- Chernov R.A., Muravyov A.Ya.* Natural catastrophe of the ice-dammed lake Spartakovskoe on Bolshevik Island (Severnaya Zemlya). *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2020, 24 (4): 58–68 [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V.* The current state of the glacial lakes of the Spitsbergen archipelago. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2022, 26 (1): 36–45 [In Russian].
- Box J.E., Ski K.* Remote sounding of Greenland supraglacial melt lakes: implications for subglacial hydraulics. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (181): 257–265.
- Chernos M., Koppes M.N., Moore R.D.* Ablation from calving and surface melt at lake-terminating Bridge Glacier, British Columbia, 1984–2013. *Cryosphere*. 2016, 10: 87–102.
- Hagen J.O., Liestol O., Roland E., Jørgensen T.* Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. Oslo: Norwegian Polar Institute. 1993: 1–169.
- Liestol O., Repp K., Wold B.* Supra-glacial lakes in Spitsbergen. *Nor. Geogr. Tidsskr.* 1980, 34 (2): 89–92.
- Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Brand N.E., Aas H.F., Luckman A.* Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (18): L18502.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lonne I., Lycke A., Salvigsen O., Sandah T., Svendsen J.* The last glacial maximum on western Svalbard. *Quatern. Research*. 1992, 38 (1): 1–31.
- Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden A., Hagen J.O., Kaab A., Moholdt G., Pettersson R.* Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere*. 2013, 7: 1603–1621.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Alex S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radić Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and The Randolph Consortium.* The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (221): 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Bevington A.R., Betts R.A., Harrison S., Strattman K.* Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990. *Nature Climate Change*. 2020, 10 (10): 939–945.
- Urbaniski J.A.* Monitoring and classification of high Arctic lakes in the Svalbard Islands using remote sensing. *Intern. Journ. of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2022, 112: 102911.
- Watson C.S., Kargel J.S., Shugar D.H., Haritashya U.K., Schiassi E., Furfaro R.* Mass loss from calving in Himalayan proglacial lakes. *Front. Earth Sci.* 2020, 7: 342. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00342>
- Wieczorek I., Strzelecki M., Stachnik L., Yde J., Małeckki J.* Post-Little Ice Age glacial lake evolution in Svalbard: Inventory of lake changes and lake types. *Journ. of Glaciology*. 2023, 1: 1–17. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Zhang G., Yao T., Xie H., Wang W., Yang W.* An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming. *Glob. Planet. Change*. 2015, 131: 48–157.
- Zang G., Rounce D., Bolch T., Chen W.* Underestimated mass loss from lake-terminating glaciers in the greater Himalaya. *Nature Geoscience*. 2023, 16 (4): 1–6. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01150-1>
- Zhang G., Yao T., Shum C.K., Yi S., Yang K., Xie H., Feng W., Wang L., Behrangi A., Zang H., Wang W., Xiang Y., Yu J.* Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin. *Geophysical Research Letters*. 2017, 44: 5550–5560. <https://doi.org/10.1002/2017GL073773>
- Cartographic materials of the Norwegian Polar Institute.* Retrieved from: <https://toposvalbard.npolar.no/> (Last access: January 09, 2023).

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324

ВЫСОТА ГРАНИЦЫ ПИТАНИЯ НА КУПОЛЕ БЕЛЛИНСГАУЗЕН, АНТАРКТИКА

© 2023 г. Б. Р. Мавлюдов^{1,*}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: bulatrm@bk.ru

Поступила в редакцию 09.06.2023 г.

После доработки 15.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Получены данные о высоте границы питания (ELA) для ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) в Антарктике за 2007–2012 и 2014–2023 гг. Восстановлен характер изменения ELA для купола с 1947 г. по настоящее время. Выявлена синхронность изменения ELA на островах Кинг-Джордж и Ливингстон.

Ключевые слова: высота границы питания, ледниковый купол Беллинсгаузен, средняя летняя температура воздуха

DOI: 10.31857/S2076673423040117, **EDN:** FQSJXK

На основе анализа положения высоты границы питания (далее — ELA (Equilibrium Line Altitude)) на небольшом ледниковом куполе Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) в Антарктике, полученной при наземных гляциологических исследованиях за период наблюдений 2007–2012 и 2014–2023 гг. была обнаружена хорошая связь между положением ELA и средней летней температурой воздуха (XII–II месяцы) с коэффициентом детерминации около 0.8. Исходя из предположения о стабильности этой связи и в прошлом, это позволило восстановить ход изменения положения ELA в течение всего периода инструментальных наблюдений на метеостанции Беллинсгаузен (с 1968 г.). Поскольку для некоторых лет были получены отрицательные значения положения ELA, что физически невозможно, их искусственно приравнивали к уровню моря. Хорошая связь метеоданных, полученных на метеостанции Беллинсгаузен и на метеостанции острова Десеппшен позволила продлить ряд изменений положения ELA на более длительный период (с 1947 г.). Сгладив сильные межгодовые изменения положения ELA при помощи пятилетнего скользящего осреднения, выявлены два полных периода изменения положения ELA (от минимума до минимума) продолжительностью около 20 лет (1947–1968 гг.) и 45 лет (1968–2013 гг.). С 2014 г. по настоящее время продолжается третий период. На апогее каждого периода положение ELA оказывалось выше высоты ледникового купола Беллинсгаузен, что говорит о том, что в эти годы ледниковый купол полностью терял область аккумуля-

ции. Для ледниковых куполов Беллинсгаузен и Варшава выявлена закономерность более высокого положения ELA на западных и южных склонах по сравнению с восточными, что, вероятно, применимо ко всему острову Кинг-Джордж. Поскольку изменение ELA на острове Кинг-Джордж синхронно с изменением высоты границы питания на острове Ливингстон, то данные положения ELA на ледниковом куполе Беллинсгаузен, вероятно, могут быть полезными для восстановления истории оледенения на Южных Шетландских островах.

ВВЕДЕНИЕ

Динамика высоты границы питания (далее — ELA) важна для понимания эволюции конкретных ледников и оледенения всего региона. Высота границы питания может быть рассчитана для конкретного балансового года, ряда лет или для устойчивого положения ледника (Ahlmann, 1924; Atle, 1992). Поскольку ELA является параметром, равновесным с климатом, она зависит от ряда процессов, связанных с аккумуляцией и абляцией. Среди них самые важные — накопление и перераспределение зимних осадков, а также изменение летних температур воздуха. Скорость прироста или убыли массы ледника зависит от его местоположения. Считается, что ледники находятся в устойчивом состоянии, если площадь аккумуляции вдвое превышает площадь абляции (Braithwaite, Muller, 1980). Положение ELA сильно меняется год от года, поэтому обычно исполь-

зуют её значение, осреднённое за несколько лет (не менее пяти).

Поскольку положение высоты границы питания определяется колебаниями климата, оно может быть использовано для палеогеографических построений, связанных с изменением размеров оледенения (Braithwaite, Müller, 1980). Для определения положения ELA в настоящем и прошлом используются различные методики (Kuhle, 1988; Atle, 1992). Однако для всех этих построений важно, чтобы градиент изменения высоты границы питания во времени был линейным (Braithwaite, Müller, 1980). Самым надёжным методом определения ELA служат полевые измерения баланса массы. Другие методы используются в тех случаях, когда нет полевых измерений.

Высоту границы питания изучали на многих ледниках в разных районах нашей планеты. Как и сами ледники, ELA изменяется по своему высотному положению, располагаясь вблизи уровня моря в полярных регионах и поднимаясь высоко в горы при удалении от полюсов (Гляциологический..., 1984). Изучению высоты границы питания посвящены многочисленные публикации (Müller, 1980; Кренке, 1982; Kuhle, 1988; Atle, 1992; Braithwaite et al., 2022). Однако для северной части Антарктического полуострова и Южных Шетландских островов они немногочисленны.

Высота границы питания ледников на о. Кинг-Джордж детально не изучалась. По отдельным отрывочным сведениям можно установить ELA в отдельные годы на ледниках, где проводились гляциологические исследования. Анализ изменения положения высоты границы питания во времени для Южных Шетландских Островов выполнен в работах (Braun, 2001; Falk et al., 2018; Dziembowski, Bialik, 2022), но из-за недостатка данных никаких закономерностей обнаружено не было. Наибольшее количество масс балансовых наблюдений выполнено на ледниковом куполе Беллинсгаузен, расположенном в северо-восточной части полуострова Файлдс на западе самого большого острова архипелага — Кинг-Джордж.

Отрывочные сведения о ELA на острове можно получить из работ российских учёных (Заморуев, 1972; Орлов, 1973), проводивших исследования на Малом ледниковом куполе (ныне ледниковый купол Беллинсгаузен) в 1968–1971 гг. В это время граница питания находилась на высоте 150–170 м. По данным китайских исследователей (Wen et al., 1998) в 1985–1992 гг. ELA располагалась также на высоте 150 м над ур. моря, откуда делался вывод о стабильности оледенения купола (Wen et al., 1994). Высота границы питания стала меняться в конце XX — начале XXI столетий, когда она начала постепенно подниматься, достигнув в 2004 г. вершины ледникового купола, т.е. высоты 250 м над ур. моря (Brawn, 2001; Brawn,

2009, устное сообщение). Наши исследования баланса массы ледникового купола (Мавлюдов, 2014), проводившиеся с 2007 по 2022 г. с перерывом в 2012–2013 гг., позволили дополнить имеющиеся данные об ELA, а также выявить закономерности её изменения, что позволило продлить данные о высоте границы питания на весь период инструментальных метеонаблюдения на о. Кинг-Джордж.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На ледниковом куполе Беллинсгаузен установлена сеть из 29 абляционных реек, которая почти наполовину повторяла аналогичную сеть, использовавшуюся немецкими исследователями (Braun, 2001). Наблюдения по рейкам проводились в сезоны абляции 2007–2012 и 2014–2023 гг. с частотой один раз в неделю, что совместно со снегомерной съёмкой в конце периода аккумуляции позволяло подсчитать баланс массы как для каждой точки измерения абляции, так и для всего купола в целом. Расположение реек по профилям на разных высотах и на склонах разной экспозиции дало возможность отмечать высоту ELA не только для всего ледникового купола, но и для этих профилей, то есть для отдельных склонов купола. Для каждого профиля строили график изменения баланса массы с высотой, что позволило рассчитать уровень нулевого баланса или высоту границы питания. Поскольку в большинстве случаев расчётные значения ELA оказывались в верхней части ледникового купола или выше него, для получения среднего значения высоты границы питания они арифметически осреднялись. Изучение динамики ELA показало преимущество гляциологических наблюдений на ледниковом куполе Беллинсгаузен над наблюдениями на других ледниках острова Кинг-Джордж, где ледники ориентированы только в одном направлении. Например, ледник Экологический ориентирован на восток (Bintanja, 1995), ледник Фурград — на юг (Falk et al., 2018), ледник Ланге — на юго-восток (Mojica-Moncada et al., 2021), в то время как наблюдения на куполе Беллинсгаузен позволили оценить динамику высоты границы питания на склонах и западной, и южной, и восточной экспозиций. Вместе с тем обособленное положение купола, открытого для ветров всех направлений, позволяло получить более полные данные, чем наблюдения на других ледниках.

Полученные средние данные ELA мы сравнивали со средней летней температурой за XII–II и XII–III месяцы по метеостанции Беллинсгаузен, расположенной на высоте 16 м на одноимённой антарктической станции и находящейся в 3.5 км к западу-юго-западу от края ледникового купола. Зимние осадки в расчёт не принимались, так как

они мало изменяются год от года (Сводные... — Электронный ресурс).

Для ледникового купола Беллинсгаузен характерно ежегодное накопление наложенного льда в основании снежного покрова (Мавлюдов, 2022а). После стаивания снега наложенный лёд также тает. Однако при неполном стаивании снега мощность наложенного льда каждый год увеличивается. В 2012–2016 гг. и позже для ледникового купола Беллинсгаузен при положительном балансе массы на отдельных участках было характерно накопление наложенного льда под нестаивающим снежным покровом. Поскольку высота границы питания проводится по нижней границе распространения однолетнего наложенного льда, а в многолетней толще однородного наложенного льда невозможно вычленить слой наложенного льда конкретного года, то проведение границы ЕЛА на куполе в эти годы в некоторых случаях вызывает затруднение. Однако речные наблюдения позволяют преодолеть эти трудности, чего нельзя сказать о дистанционных наблюдениях (Мавлюдов, 2022б). Поэтому для выяснения положения высоты границы питания на ледниковом куполе Беллинсгаузен предпочтительны именно речные наблюдения.

МЕСТО НАБЛЮДЕНИЙ

Ледниковый купол Беллинсгаузен (прежние названия: купол А, Малый купол, купол Коллинз) имеет округлую форму с диаметром 3.5–4.5 км, площадью открытой ледяной поверхности около 9 км² и высотой 250 м над ур. моря (рис. 1). Ледниковый купол по большей части своего периметра окружён мореной с ледяным ядром, внешняя граница которой служит границей ледникового купола. Ледниковый купол повсеместно заканчивается на суше на высотах от 0 до 50 м над ур. моря. Склоны купола пологие и чаще всего не превышают 10° за исключением нижней части купола на восточном склоне, где наклон склона достигает 20°, местами переходя в обрыв. В северо-восточной части по перешейку высотой около 230 м над ур. моря купол примыкает к ледниковому куполу Арктовский, высота которого превышает 700 м над ур. моря.

Климат на острове Кинг-Джордж морской с теплой зимой (со средней месячной температурой –5°С) и прохладным летом (до 2–4°С). Преобладают ветра СЗ- и ЮВ-направлений (Сводные... — Электронный ресурс).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Измерения баланса массы по отдельным рейкам позволили собрать данные относительно положения ЕЛА на разных склонах ледникового купола (таблица). Поскольку в 2021/22 г. наблюде-

ния на ледниковом куполе проводились только в течение февраля, реальных значений высоты границы питания получить не удалось. Приведённые в таблице сведения за этот год приблизительны и в дальнейших построениях не используются. Значения ЕЛА для 2020 и 2023 гг. расположены выше верхней границы купола, равной 250 м. Это означает, что в эти летние сезоны вся поверхность ледникового купола находилась в области абляции.

Анализ данных, приведённых в табл. 1, показывает, что ЕЛА на ледниковом куполе Беллинсгаузен действительно подвержена сильным межгодовым колебаниям: она опускается к подножию ледникового купола в годы с положительным балансом массы и поднимается к вершине ледникового купола или выше неё в годы с отрицательным балансом массы. В среднем многолетнее положение высоты границы питания отмечено в верхней части ледникового купола на высоте около 190 м. Это положение ЕЛА одинаково почти на всех склонах ледникового купола, за исключением восточного склона, где высота границы питания находится на высоте около 170 м из-за приуроченности ветровых надувов к этим частям ледникового купола.

Кроме межгодовых колебаний положения ЕЛА наблюдаются её высотные колебания и на разных склонах ледникового купола. В годы с положительным и отрицательным балансом массы самое низкое положение высоты границы питания тяготеет к восточным склонам ледникового купола, что говорит о преобладании в зимнее время западных и северо-западных ветров. Однако в 2009/10 г. при положительном балансе массы низкое положение ЕЛА тяготело к западным склонам из-за преобладания зимнего переноса снега юго-восточными ветрами.

Сравнение положения среднего значения высоты границы питания с годовым балансом массы на ледниковом куполе показано на рис. 2, а. Отмечается неплохая связь этих параметров (коэффициент детерминации равен 0.78), поскольку хорошо видно, что при положительном балансе массы ЕЛА опускается, а при отрицательном балансе массы — поднимается.

Сравнение вычисленных по всем профилям средних значений высоты границы питания в каждый год измерений с ЕЛА каждого отдельного профиля тех же лет для всего периода наблюдений показало очень высокий коэффициент детерминации (0.8–0.9). Это означает, что по полученным зависимостям для каждого отдельного склона купола с большой степенью достоверности можно вычислить среднее значение высоты границы питания для всех склонов, то есть для всего ледникового купола за длительные периоды времени.

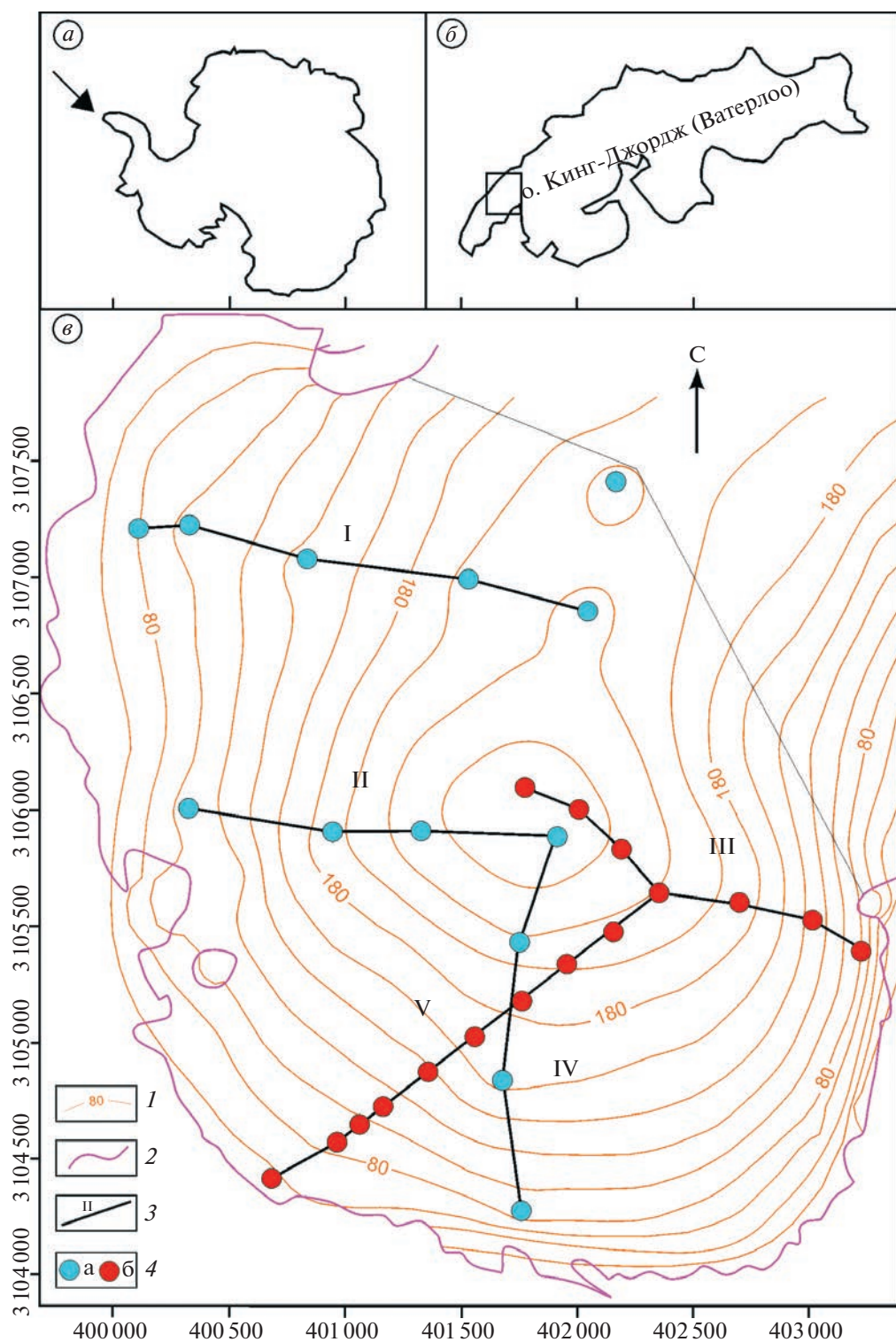


Рис. 1. Ледниковый купол Беллинсгаузен. (а) – Положение о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), указано стрелкой; (б) – остров Кинг-Джордж (Ватерлоо) (положение рисунка (в) показано квадратом); (в) – положение профилей измерения баланса массы на куполе: 1 – горизонтали на поверхности купола, 2 – край купола, 3 – профили и их номера, 4 – положение реек наблюдений (а – те, что дублируют немецкие рейки, б – установлены нами. Система координат UTM, 23 зона).

Fig. 1. Bellingshausen Ice Dome: (а) – Position of King George (Waterloo) Island, shown by arrow; (б) – King George (Waterloo) Island (position of sector (в) shown by square); (в) – position of profiles of mass balance measurements: 1 – contour lines on Ice Dome surface, 2 – edge of Ice Dome, 3 – profiles and their numbers, 4 – position of observation stakes (а – those that duplicate German stakes, б – installed by us. Coordinate system is UTM, 23 zone).

Таблица 1. Положение высоты границы питания на разных склонах ледникового купола Беллинсгаузен (расчёт по уравнениям регрессии для точек измерений баланса массы в профилях)

Год	Баланс массы Вп, см вэ	Средняя летняя температура XII–II, °С	Высота границы питания, м над ур. моря	Высота границы питания, м над ур. моря, на склонах (№ профиля)				
				запад-1 (ii)	запад-2 (i)	юго-запад (v)	юг (iv)	восток (iii)
2006		1.7	250					
2007		1.6	250					
2008	–15.5	1.4	217	245	220	200	218	200
2009	–84.9	1.6	232	265*	232	207	251*	207
2010	29.8	0.3	49	40	40	43	2	120
2011	–45.3	1.1	232	250	257*	197	251*	205
2012	–48.3	1.1	228	247	246	202	232	211
2013	–	–0.2	172	100	198	180	186	198
2014	–	–0.5	32	30	30	40	20	40
2015	4.6	0.6	46	40	30	100	40	20
2016	9.4	0.13	113	30	180	138	196	20
2017	–43.4	1.3	238	250	279*	205	251*	204
2018	–56.1	1.4	229	250	250	197	250	200
2019	1.8	0.6	143	155	170	179	104	105
2020	–152.9	1.9	338*	442*	285*	284*	325*	356*
2021	–65.4	1.4	230	248	247	203	243	210
2022	–	1.6	195	210	240	190	225	110
2023	–124.5	1.9	260*	264*	282*	210	274*	242
Среднее			192	192	199	173	192	166

*Высота границы питания, полученная по расчётам.

Поскольку зимние осадки мало изменяются во времени в этой части о. Кинг-Джордж (Сводные... – Электронный ресурс), основным фактором влияния климата на положение ELA оказывается температура воздуха. Проанализировав

связь высоты границы питания со средней летней температурой воздуха на метеостанции Беллинсгаузен за три (XII–II) и четыре (XII–III) месяца, а также с суммой средних месячных температур за те же периоды, с суммой средних месяч-

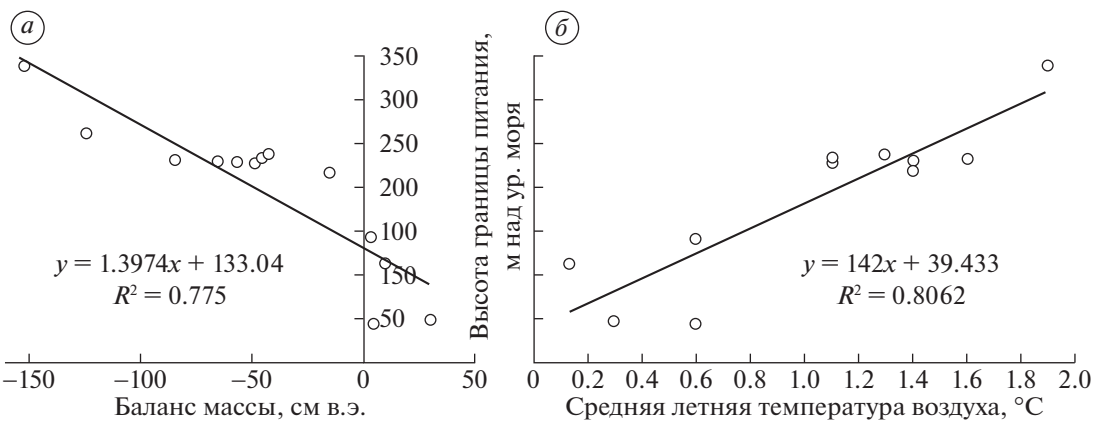


Рис. 2. Связь высоты границы питания с годовым балансом массы на ледниковом куполе Беллинсгаузен (а); связь высоты границы питания и средней летней температуры (XII–II) на метеостанции Беллинсгаузен (б).
Fig. 2. Relationship of ELA with annual mass balance at the Bellingshausen Ice Dome (а); Relationship between ELA and mean summer temperature (XII–II) at the Bellingshausen weather station (б).

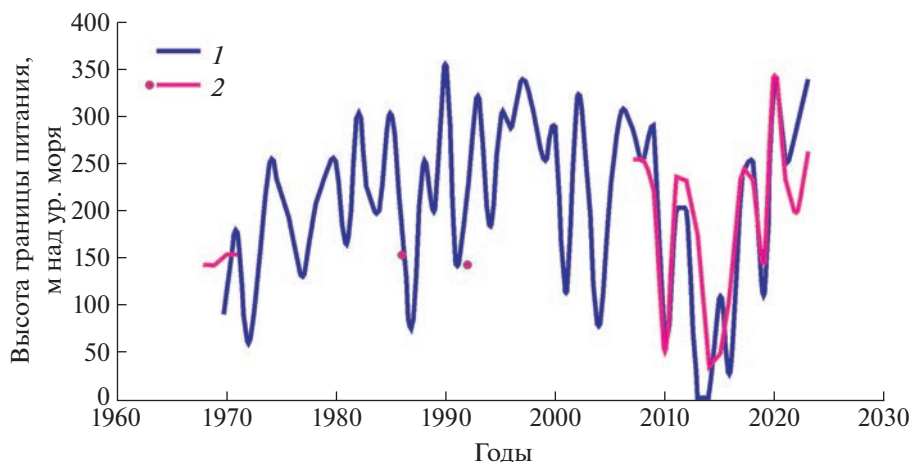


Рис. 3. Изменение высоты границы питания во времени за период наблюдений: 1 — расчёт значений высоты границы питания по средней летней температуре воздуха на метеостанции Беллинсгаузен, 2 — данные наблюдений высоты границы питания.

Fig. 3. Change of ELA for the investigation period: 1 — estimated ELA on the base of mean summer temperature on Bellingshausen weather station, 2 — measured ELA.

ных температур выше нуля и суммой средних суточных температур выше нуля, приходим к выводу, что наилучшей оказывается связь ELA со средней летней температурой воздуха на метеостанции Беллинсгаузен за три (XII–II) месяца. При этом коэффициент достоверности для всех лет наблюдений с 2007 по 2021 г. составил 0.81 при исключении лет с отсутствием наблюдений в 2012/13 и 2013/14 гг. (см. рис. 2, б). Тот же коэффициент достоверности при добавлении 2022/23 г. равен 0.79. Достаточно хорошая связь этих параметров позволяет восстановить высоту границы питания за весь период наблюдений на метеостанции Беллинсгаузен, т.е. с 1968 г., на основе расчёта средней летней температуры воздуха на метеостанции Беллинсгаузен за три (XII–II) месяца для всего периода наблюдений и применения полученной формулы: для 2007–2021 гг.: $T = 0.0057 \times \text{ELA} - 0.0167$; или с учётом 2023 г.: $T = 0.006 \times \text{ELA} - 0.0466$, где T — средняя летняя температура за декабрь–февраль, °C; ELA, м над ур. моря. Отсюда $\text{ELA} = (0.0167 + T)/0.0057$, или $\text{ELA} = (0.0466 + T)/0.006$.

В результате получим кривую изменения высоты границы питания во времени. Обе полученные кривые почти совпадают. Однако по первой формуле повышение или понижение средней летней температуры на 1°C приводит к изменению ELA на 175 м, а по второй — на 166 м. В дальнейшем была использована первая формула из-за большего коэффициента достоверности. Полученные значения изменения высоты границы питания сравнимы с данными, найденными для северной части Антарктического полуострова (Davies et al., 2012). Следует оговориться, что для 2013 и 2014 гг. по этой формуле получены отрица-

тельные значения ELA, чего в действительности быть не может. Поэтому значения высоты границы питания в это время были приравнены к нулю (рис. 3). О том, что снег на куполе Беллинсгаузен в эти годы таял лишь частично, свидетельствуют прямые наблюдения, выполненные, в частности, летом 2013/14 г. (устное сообщение Р.А. Чернова).

На этот же график были вынесены точки единичных измерений ELA в годы, когда на куполе проводились наблюдения. Неполное совпадение точек наблюдений с полученной кривой может быть связано с тем, что на графике показана осреднённая высота границы питания по всем склонам ледникового купола, в то время как единичные измерения соответствовали только одному из склонов купола — чаще всего, западному (Braun, 2001) или юго-западному (Wen et al., 1998).

Полученная кривая демонстрирует сильную изменчивость ELA во времени (см. рис. 3), а её сравнение с данными разрозненных полевых наблюдений показывает близость значений. Анализ кривых расчётного и особенно осреднённого значений ELA говорит о том, что никакой стабилизации ледникового купола за весь период наблюдений не происходило. Напротив, до середины 1980-х годов граница питания повышалась, и эта тенденция продолжалась примерно до 1998 г., хотя и в меньших размерах. В дальнейшем вплоть до 2003 г. ELA понижалась, а затем наблюдалось её небольшое повышение до 2008 г., а затем резкое понижение вплоть до 2015 г. В последующие годы граница питания продолжает повышаться вплоть до настоящего времени. Согласно осреднённым данным, в период с 1994 по 2000 г. и в 2010 г. ELA располагалась выше ледникового купола Беллинсгаузен.

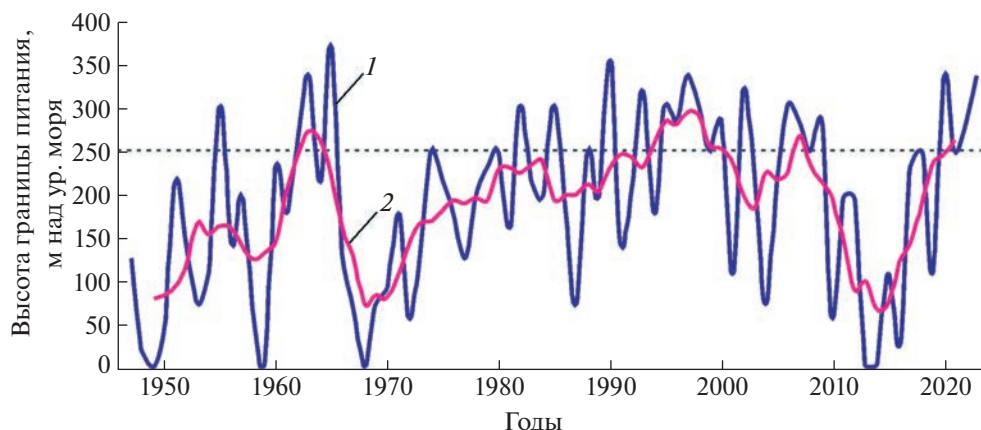


Рис. 4. Высота границы питания расчетная (1) и скользящие средние значения высоты границы питания с 5-летним шагом (2) за годы инструментальных наблюдений. Расчёт по уравнениям регрессии для точек измерений баланса массы в профилях. Пунктиром показана высота ледникового купола.

Fig. 4. Estimated ELA (1) and moving average ELA value with 5 years step (2) for tool period of investigations. Calculation using regression equations for mass balance measurement points in profiles. The dotted line shows the height of Ice Dome.

Согласно работам (Ferron et al., 2004; Kenya et al., 2013), различия между температурами воздуха на станциях Беллинсгаузен и Десепшен отсутствуют. Поэтому мы использовали данные наблюдений на метеостанции Десепшен для продолжения температурного ряда метеостанции Беллинсгаузен, что позволило рассчитать положение высоты границы питания здесь с 1947 г. (рис. 4). Анализ полученной кривой показывает, что в течение всего периода имеющихся инструментальных данных высота границы питания неоднократно превышала высоту купола Беллинсгаузен. Это происходило в 1955, 1962 и 1963 гг., а также неоднократно с 1982 по 2002 г., в 2020, 2022 и 2023 гг. В целом повышение границы питания отмечается с 1947 по 1955 г., далее она опускается почти до уровня моря в 1959 г., а затем повышается до максимума в 1963 г. и снова опускается до нуля в 1968 г., после чего следует длительное повышение до 1997 г., затем слабое понижение до 2008 г., резкое опускание в 2013/14 г. и последующее её повышение. На кривой видны как резкие и плавные повышения значений ELA, так и плавные и резкие понижения. В целом каких-либо общих закономерностей выявить не удаётся. И хотя в последние годы наметилась тенденция повышения высоты границы питания, невозможно предсказать её изменений в будущем.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Динамика высоты границы питания отражает состояние ледникового купола во времени. Если мы посмотрим на единичные данные ELA с 1968 по 1992 г., то покажется, что состояние ледникового купола было стабильным (Wen et al., 1994). Это же отмечалось и в работе (Falk et al., 2018).

Однако полученная кривая высоты границы питания показывает, что это был период её общего повышения, что нашло отражение в существенном уменьшении накопления фирна в верхней части ледникового купола. Если в 1968–1971 гг. величина фирнового слоя на вершине купола достигала 20 м (Orheim, Govorukha, 1983), то уже в начале 1990-х годов толщина фирнового слоя здесь сократилась до 7 м (Wen et al., 1994), а к 2007 г. этот слой полностью исчез (наши наблюдения). Примерно тогда же на ледниковом куполе метаморфический тип льдообразования сменился на конжеляционный (Мавлюдов, 2022a).

Многолетний характер изменения положения ELA на склонах ледникового купола не показывает общей тенденции повышения высоты границы питания во времени. Напротив, отмечаются отдельные периоды изменения положения ELA как в сторону повышения, так и понижения. Выявленные периоды имеют разную протяжённость (около 20 и 45 лет) и не дают никаких оснований строить какие-либо прогнозы. Подобные периоды изменения характера питания ледникового купола Беллинсгаузен имели место и в прошлом, о чём можно судить по имеющимся несогласиям залегания слоёв льда на склонах ледникового купола, которые наиболее отчётливо видны в западной части ледникового купола. Эти несогласия свидетельствуют о том, что в истории купола в зависимости от положения ELA периоды накопления массы льда сменялись преобладанием её расхода, и наоборот, когда накопление массы льда происходило не только в вершинной части ледникового купола, но и на его склонах вплоть до береговой черты. Такие чередования подъёма и опускания высоты границы питания, вероятно, происходили по крайней мере с начала малого

ледникового периода, поскольку ранее ледниковый купол Беллинсгаузен сильно сокращался в размерах или даже полностью исчезал (Веркулич и др., 2012).

Склоны ледникового купола Беллинсгаузен ориентированы почти на все стороны света, в то время как другие ледники острова, на которых проводятся многолетние наблюдения, имеют довольно чёткую ориентацию в одном направлении. Отсюда следует, что правильнее сравнивать высоты границы питания разных ледников со склоном ледникового купола той же ориентации, что и у сравниваемого ледника. Например, ледник Фургад на ледниковом куполе Варшава ориентирован на юго-запад и его правильнее сравнивать с ЕЛА юго-западного склона купола Беллинсгаузен. Ледник Экологический на куполе Варшава ориентирован на восток и его следует сравнивать с высотой границы питания восточного склона купола Беллинсгаузен. К сожалению, отсутствие длительных рядов непрерывных наблюдений на этих ледниках не позволяет провести качественное сравнение ЕЛА в парах ледников. Использование дистанционных данных для восстановления высоты границы питания на ледниках острова в большинстве случаев затруднительно, поскольку на этой территории преобладает облачная погода (в среднем 22 дня в каждом месяце небо покрыто облаками). Кроме того, положение ЕЛА могут маскировать частые снегопады в конце лета (Davies et al., 2012). Поэтому приходится ограничиться небольшими временными отрезками для возможного сравнения.

Для ледника Фургад имеется пятилетний ряд наблюдений — с 2011 по 2015 г. (Falk et al., 2018). Сравнение полученных положений высоты границы питания для обоих ледников показано на рис. 5. Как видно из этого рисунка, положение высоты границы питания в один и тот же период времени сильно различается, хотя сравниваются одинаково ориентированные склоны. На куполе Беллинсгаузен ЕЛА находится ниже, а на леднике Фургад — выше. При этом амплитуда изменения высоты границы питания за пятилетний срок на леднике Фургад не превышает 20 м, в то время как на куполе Беллинсгаузен амплитуда колебаний ЕЛА превышает 160 м. Однако характер изменения кривых высоты границы питания на обоих ледниках совпадают по знаку. Это означает, что оба ледника в некоторых случаях похожим образом, хотя и с разной интенсивностью, реагируют на колебания климата. Поскольку положение ЕЛА зависит от количества зимних осадков и температуры воздуха, а температура воздуха мало меняется в пределах одного острова, то, вероятнее всего, разница в положении высоты границы питания может быть связана с зимними осадками. Но и сумма осадков на одном острове, скорее всего, почти одинакова, а разница в снегоотложе-

нии может быть связана с ветровым переносом осадков. Можно полагать, что по этой причине на леднике Фургад сдувание снега могло привести к более высокому положению ЕЛА по сравнению с куполом Беллинсгаузен. Подобное ветровое перераспределение могло вызвать и более плавные межгодовые изменения высоты границы питания.

К сожалению, определения ЕЛА для ледников в заливе Адмиралти, ориентированных на восток, единичны и не позволяют провести сравнение с высотой границы питания купола Беллинсгаузен (Pasik et al., 2021). Можно сказать лишь, что ЕЛА для этих ледников расположены ниже, чем на куполе Беллинсгаузен. Например, на Экологическом леднике в 2013 г. высота границы питания располагалась на высоте 156 м, на леднике Феникс — на 140 м, а леднике Барановского — на высоте 150 м, в то время как на восточном склоне купола Беллинсгаузен в 2013 г. ЕЛА находилась на уровне 180 м. Подобные различия, очевидно, также определяются особенностями ветрового перераспределения снега на этих ледниках.

Как отмечено выше, температуры воздуха на островах Кинг-Джордж и Десепшен близки (Ferguson et al., 2004). Это позволяет отнести подобное предположение и к другим частям Южных Шетландских островов. Можно ожидать, что и ход изменений положения ЕЛА происходит на архипелаге сходным образом. Действительно, соотношения изменений высоты границы питания на куполе Беллинсгаузен и на леднике Херд на о. Ливингстон (Sancho et al., 2017) схожи и по синхронности изменений, и по величине (см. рис. 5), что может подтвердить возможное подобие изменений ЕЛА в пределах архипелага Южных Шетландских островов.

Сравнение положения высоты границы питания на куполе Беллинсгаузен и на ледниках, расположенных к востоку от Антарктического полуострова (см. рис. 5), показывает как некоторую схожесть, так и различия. При этом наибольшая схожесть отмечается с ледниковым куполом Дэвис и меньшая — с ледником Виски (Engel et al., 2018). Схожесть изменений ЕЛА в виде синхронности изменения на куполе Беллинсгаузен и ледниках на востоке Антарктического полуострова и особенно на леднике Херд на о. Ливингстон оказалась даже выше, чем с ледником Фургад, расположенном на том же острове. Можно предположить, что отмеченная схожесть изменения высоты границ питания на архипелаге и Антарктическом полуострове связана с преобладанием западных ветров в регионе. Вероятно, именно поэтому отмечается синхронность изменения баланса массы на ледниках Южных Шетландских островов и Антарктического полуострова (Engel et al., 2018), что также проявляется и в некоторой

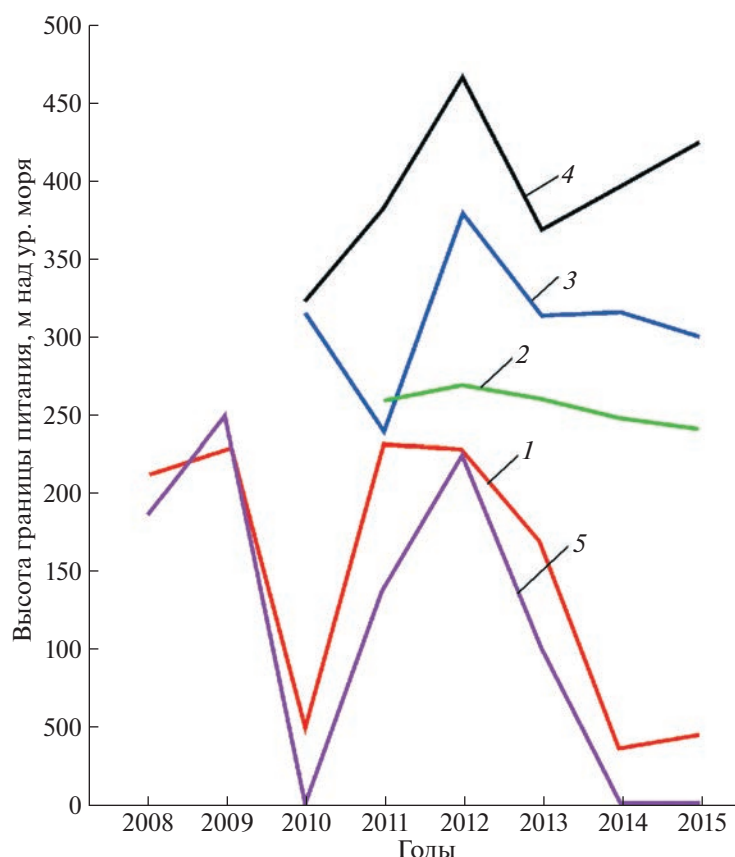


Рис. 5. Изменение положения высоты границы питания в 2008–2015 гг.: 1 – купол Беллинсгаузен, 2 – ледник Фуркад (Falk et al., 2018), 3 – ледник Виски, 4 – купол Дэвис (Engel et al., 2018), 5 – ледник Херд (Sancho et al., 2017).

Fig. 5. Change of ELA position in 2008–2015: 1 – Bellingshausen Ice Dome, 2 – Fourcade Glacier (Falk et al., 2018), 3 – Whisky Glacier, 4 – Davies Dome (Engel et al., 2018), 5 – Hurd Glacier (Sancho et al., 2017).

схожести в синхронности изменений ELA ледников этих регионов.

Даже на близко расположенных ледниках одного острова высота границы питания может принимать разные значения. Это видно не только на примере о. Кинг-Джордж, но и в северной части Антарктического полуострова (рис. 6). Столь большое разнообразие положений ELA на полуострове Тринити связано с сильным градиентом осадков с востока на запад, в результате чего снеговая линия на западном берегу опускается почти до уровня моря, в то время как на восточном она расположена на высоте 300–400 м над ур. моря (Davies et al., 2012). Важно также и перераспределение снега сильными ветрами.

В отличие от ситуации на полуострове Тринити, где речь идёт о нескольких ледниках на разных склонах полуострова, на куполах Беллинсгаузен и Варшава на о. Кинг-Джордж наблюдается обратная картина: на восточных частях куполов высота границы питания расположена ниже, чем на западных. Это может быть связано со сдуванием снега преобладающими западными и северо-за-

падными ветрами с вершинных частей куполов на их восточные склоны.

В работе (Kaplan et al., 2020) было выяснено, что и сокращение, и увеличение размеров ледников в Патагонии, на западе и на востоке Антарктического полуострова в течение голоцена происходили синхронно – когда создавались условия постоянного положительного и отрицательного индекса Южного кольцевого режима (SAM – Southern Annular Mode) соответственно. Поскольку изменения ледников в целом происходили синхронно, можно предположить, что колебания положения высоты границы питания на сходных ледниках этих регионов также могли происходить синхронно. И только дальнейшие исследования смогут показать, насколько верна эта гипотеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о положении высоты границы питания, полученные при обработке материалов по балансу массы на профильных точках ледниково-

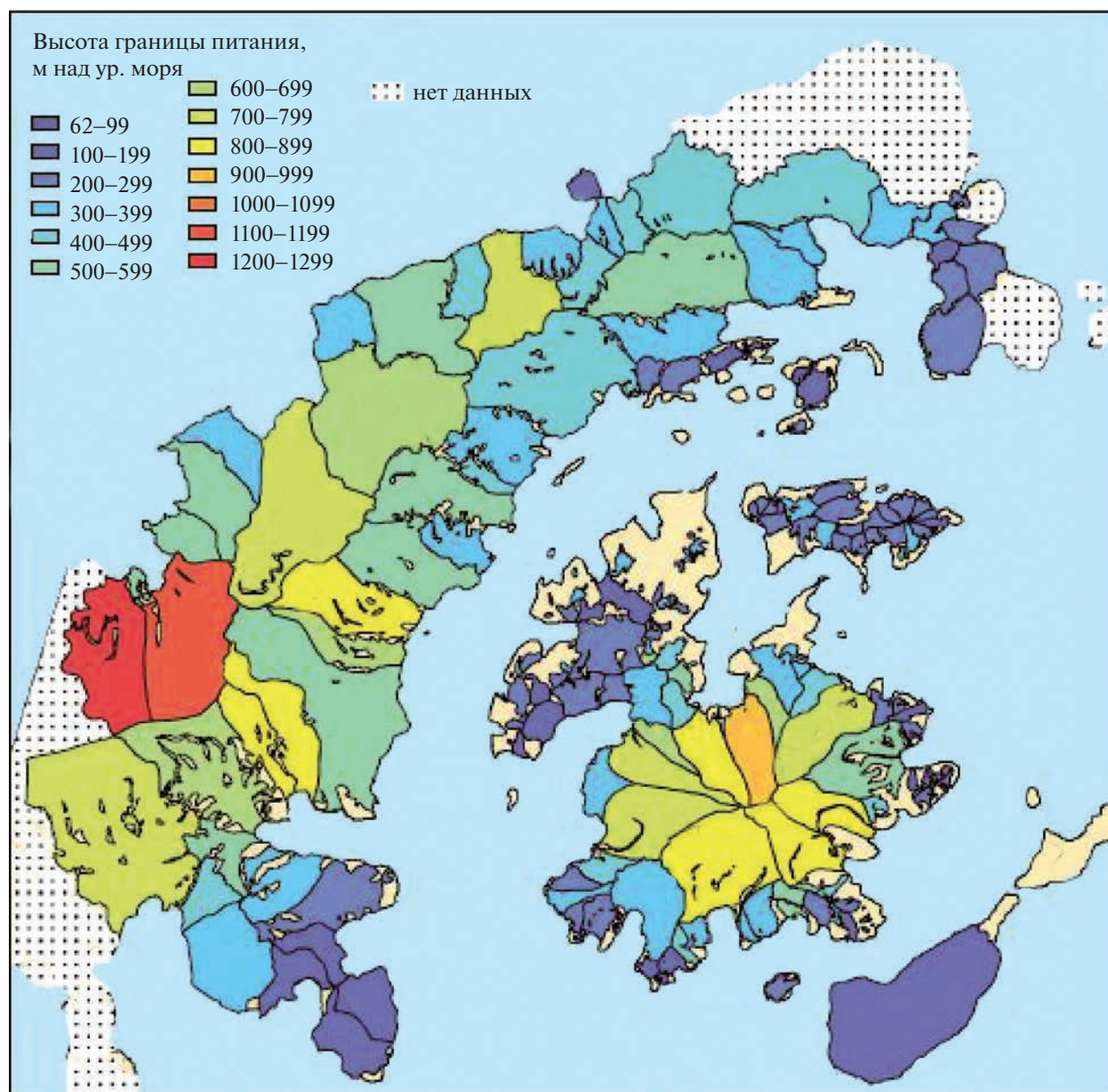


Рис. 6. Расчётная высота границы питания для северной части Антарктического полуострова в 2006 г., м (Davies et al., 2012).

Fig. 6. Calculated ELA for northern part of Antarctic Peninsular in 2016, m (Davies, et al., 2012).

го купола Беллинсгаузен для каждого года наблюдений, выявили хорошую связь ELA и средней летней температуры на метеостанции Беллинсгаузен за летние месяцы Южного полушария (коэффициент детерминации около 0.8). Полагая полученную связь стабильной и в прошлом, удалось восстановить положение ELA на куполе Беллинсгаузен на весь период наблюдений (начиная с 1947 г.). Несмотря на сильные межгодовые изменения, осреднение по пятилетним срокам показало, что имеется два периода изменения положения высоты границы питания разной про-

должительности: около 20 лет (1947–1968 гг.) и около 45 лет (1968–2013 гг.). Третий период начался в 2015 г. и продолжается до настоящего времени. Является ли настоящий этап изменения высоты границы питания третьим периодом и какова будет его продолжительность, могут показать будущие наблюдения. В каждом из выделенных периодов положение ELA на максимуме оказывалось выше высоты ледникового купола Беллинсгаузен, т.е. в эти годы ледниковый купол полностью терял область аккумуляции.

Анализ имеющихся данных показывает сильную изменчивость положения высоты границы питания на о. Кинг-Джордж. На западных, юго-западных и южных склонах как небольшого ледникового купола Беллинсгаузен, так и более крупного ледникового купола Варшава ЕЛА расположена выше, чем на восточных и юго-восточных склонах. Является ли это закономерностью для всего острова и, возможно, всех Южных Шетландских островов, предстоит выяснить в будущем.

Поскольку колебания высоты границы питания на ледниковом куполе Беллинсгаузен на о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) и на леднике Херд на о. Ливингстон (Смоленск) происходят сходно по синхронности изменений и по величине, это может свидетельствовать о возможной синхронности изменения ЕЛА на всех Южных Шетландских островах в целом. Можно предполагать, что общие закономерности изменения положения ЕЛА, полученные для ледникового купола Беллинсгаузен, с определённой долей вероятности могут быть использованы для восстановления положения границы питания не только на всём острове Кинг-Джордж, но и, с определённой долей вероятности, на других ледниках архипелага. Такая проверка окажется возможной по мере того, как появятся длительные ряды наблюдений за балансом массы на других островах архипелага.

Благодарности. Автор приносит благодарность РАЭ за предоставленную возможность работы в Антарктике на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо). Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата” и при частичной поддержке межрегионального проекта МАГАТЭ INT5156.

Acknowledgments. The author expresses gratitude to Russian Antarctic Expedition for the given possibility of work in Antarctic on King George (Waterloo). The work was carried out within the framework of the state assignment № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) “Glaciation and accompanying natural processes at climate changes” and at partial support of inter-regional project INT5156 of IAEA.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Дорожкина М.В., Сухомлинов Д.И., Курбатова Л.Е., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг-Джордж (Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 17–28.
- Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: ГИМИЗ. 1984, 528 с.
- Заморуев В.В. Результаты гляциологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 1968 г. // Тр. САЭ. 1972. Т. 55. С. 135–144.
- Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: ГИМИЗ, 1982. 288 с.
- Мавлюдов Б.Р. Баланс массы льда ледникового купола Беллинсгаузен в 2007–2012 гг. (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова, Антарктика) // Лёд и Снег. 2014. № 1. С. 27–34.
- Мавлюдов Б.Р. Наложённый лед на куполе Беллинсгаузен (остров Кинг-Джордж, Антарктика) // Криосфера Земли. 2022а. Вып. XXVI. № 5. С. 56–70.
<https://doi.org/10.15372/KZ20220505>
- Мавлюдов Б.Р. Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен // Лёд и Снег. 2022б. Т. 62. № 3. С. 325–342.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
- Орлов А.И. Географические исследования на полуострове Файлдс // Тр. САЭ. 1973. Т. 58. С. 184–207.
- Сводные таблицы климатических метеорологических данных для антарктических станций РФ. Станция Беллинсгаузен (89050) // Электронный ресурс: <http://www.aari.aq/data/data.php?lang=1&station=0#ttt.txt> (Дата обращения 25.04.2022).
- Atle N. Topographical Effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers // Geo Journ. 1992. 27 (4). P. 383–391.
- Bintanja R. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modeling // Antarctic Science. 1995. № 7. P. 315–325.
<https://doi.org/10.1017/S0954102095000435>
- Braithwaite R.J., Muller F. On the parameterization of glacier equilibrium line altitude // World Glacier Inventory. Proc. of the Riederalp Workshop, September 1978. IAHS-AISH Publ. 1980. № 126. P. 263–271.
- Braun M. Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica) – an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Doctoral thesis at the Faculty of Earth Sciences Albert–Ludwigs–Universität Freiburg i. Br., Riedlingen/Württ. 2001. 165 p.
- Davies B.J., Carrivick J.L., Glasser N.F., Hambrey M.J., Smellie J.L. Variable glacier response to atmospheric warming, Northern Antarctic Peninsula, 1988–2009 // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 1031–1048.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-1031-2012>
- Dziembowski M., Bialik R.J. The Remotely and Directly Obtained Results of Glaciological Studies on King George Island: A Review // Remote Sensing. 2022. V. 14. 2736.
<https://doi.org/10.3390/rs14122736>
- Engel Z., Láska K., Nývlt D., Stachoň Z. Surface mass balance of small glaciers on James Ross Island, north-eastern Antarctic Peninsula, during 2009–2015. Journ. of Glaciology. 2018. 64 (245). P. 349–361.
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.17>
- Ferron F.A., Simões J.C., Aquino F.E., Setzer A.W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica // Pesquisa Antártica Brasileira (Brazilian Antarctic Research). 2004. № 4. P. 155–169.
- Falk U., López D.A., Silva-Busso A. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modeling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1211–1232.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018>

- Kaplan M.R., Strelin J.A., Schaefer J.M., Peltier C., Martini M.A., Flores E., Winckler G., Schwartz R. Holocene glacier behavior around the northern Antarctic Peninsula and possible causes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. 534. 116077. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116077>
- Kenya M., Arażny A., Sobota I. Climatic change on King George Island in the years 1948–2011 // *Polish Polar Research*. 2013. V. 34. № 2. P. 213–235.
- Kuhle M. Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of paleo- and recent glaciations // *Geo Journ.* 1988. V. 17. № 4. P. 545–568.
- Mojica-Moncada D.F., Cárdenas C., Mojica-Moncada J.F., Brondi F., Barragán-Barrera D.C., Marangunic C., Holland D., Herrera A.F., Casassa G. Study of the Lange Glacier and its impact due to temperature increase in Admiralty Bay, King George Island, Antarctica // *Bulletin of Marine and Coastal Research*. 2021. № 50 P. 59–84.
- Ohmura A., Boettcher M. On the shift of glacier equilibrium line altitude (ELA) under the changing climate // *Water*. 2022. V. 14. P. 2821. <https://doi.org/10.3390/w14182821>
- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands // *Annals of Glaciology*. 1983. № 3. P. 233–238.
- Pasik M., Bakuła K., Różycki S., Ostrowski W., Kowalska M.E., Fijałkowska A., Rajner M., Łapiński S., Sobota I., Kejna M., Osińska-Skotak K. Glacier geometry changes in the western shore of Admiralty Bay, King George Island over the last decades // *Sensors*. 2021. V. 21. № 1532. P. 1–25. <https://doi.org/10.3390/s21041532>
- Sancho L.G., Pintado A., Navarro F., Ramos M., De Pablo M.A., Blanquer J.M., Raggio J., Valladares F., Green T.G.A. Recent warming and cooling in the Antarctic Peninsula region has rapid and large effects on lichen vegetation // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. № 5689. P. 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05989-4>
- Wen J., Kang J., Xie Z., Han J., Lluberas A. Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica // *Antarctic Research*. 1994. V. 5 (1). P. 52–61.
- Wen J., Kang J., Han J., Xie Z., Liu L., Wang D. Glaciological studies on King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1998. V. 27. P. 105–109.

Citation: Mavlyudov B.R. Equilibrium line altitude on Bellingshausen Ice Dome, Antarctic. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 540–552 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040117

Equilibrium Line Altitude on Bellingshausen Ice Dome, Antarctic

B. R. Mavlyudov^{a, #}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: bulatrm@bk.ru*

Received June 9, 2023; revised September 15, 2023; accepted October 2, 2023

We present an analysis of the equilibrium line altitude (ELA) on the Bellingshausen Ice Dome on King George Island (Waterloo), Antarctica, derived only from ground-based glaciological surveys for the period 2007–2012 and 2014–2023. A good relationship was found between ELA and mean summer air temperature (XII–II months) with a coefficient of determination of about 0.8. Assuming the stability of this relation in the past, the changes in the ELA during the entire period of observations at Bellingshausen weather station (from 1968) were reconstructed. Since negative ELA values were obtained for some years, which is physically impossible, they were artificially adjusted to sea level. A good correlation of air temperature between the Bellingshausen and Deception Island weather stations allowed extending the reconstruction of ELA for a longer period (from 1947).

By cleaning up the strong interannual fluctuations in ELA using five-year moving averages, two complete periods of ELA change (from minimum to minimum) were identified for approximately 20 years (1947–1968) and 45 years (1968–2013). From 2014 to present time, the third period has been continuing. At the apogee of each period, the ELA was higher than the Bellingshausen Ice Dome height, which indicates that in these years the ice dome completely lost accumulation area. For the Bellingshausen and Warsaw ice domes, a pattern of higher ELA position on the western and southern slopes compared to the eastern slopes was revealed, which is probably applicable to the entire King George Island.

Since the ELA variations on King George Island are generally synchronous with its variations on Livingston Island, the reconstructed ELA on the Bellingshausen Ice Dome can probably be useful for reconstructing the glaciation history of the South Shetland Islands.

Keywords: ELA, Bellingshausen Ice Dome, mean summer air temperature

REFERENCES

- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Tatur A., Dorozhkina M.V., Sukhomlinov D.I., Kurbatova L.E., Mavlyudov B.R., Savatugin L.M. Holocene changes of natural environment on Fildes Peninsular, King George Island (Western Antarctic). *Problemy Arctiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 3 (93): 17–28 [In Russian].
- Glyaciologicheskij slovar'. Glaciological dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: State Publishing House of Hydrometeorological Literature. 1984, 528 p. [In Russian].
- Zamoruev V.V. Results of glaciological observations on Bellingshausen station. *Trudy Sovetskoj Antrkticheskoy Expeditsii*. Transactions of the Soviet Antarctic Expedition. 1972, 55: 135–144 [In Russian].
- Krenke A.N. Mass exchange in glacial systems on area of the USSR. Leningrad: State Publishing House of Hydrometeorological Literature, 1982: 288 p. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Ice mass balance of Bellingshausen Ice Dome in 2007–2012 (King George Island, Antarctic). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1: 27–34 [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Superimposed ice on Bellingshausen Ice Dome (King George Island, Antarctic). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2022, 26 (5): 56–70 [In Russian]. <https://doi.org/10.15372/KZ20220505>
- Mavlyudov B.R. Summer mass balance of Bellingshausen Ice Dome. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 325–342 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
- Orlov A.I. Geographical investigations on the Fildes Peninsular. *Trudy Sovetskoj Antrkticheskoy Expeditsii*. Transactions of the Soviet Antarctic Expedition. 1973, 58: 184–207 [In Russian].
- Svodnye tablicy klimaticheskikh meteorologicheskikh daniy dlya antarkticheskikh stancij RF. Stanciya Bellingsgauzen (89050). Summary tables of climatic meteorological data for the Antarctic stations of the Russian Federation. Bellingshausen station (89050). Retrieved from: <http://www.aari.aq/data/data.php?lang=1&station=0#ttt.txt> (Last access: 25 April 2022) [In Russian].
- Atle N. Topographical Effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers. *Geo Journ*. 1992, 27 (4): 383–391.
- Bintanja R. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modeling. *Antarct. Sci*. 1995, 7: 315–325. <https://doi.org/10.1017/S0954102095000435>
- Braithwaite R.J., Muller F. On the parameterization of glacier equilibrium line altitude. *World Glacier Inventory*. Proc. of the Riederalp Workshop, September 1978. IAHS-AISH Publ. 1980, 126: 263–271.
- Braun M. Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica) – an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Doctoral thesis at the Faculty of Earth Sciences Albert–Ludwigs–Universität Freiburg i. Br., Riedlingen/Württ. 2001: 165 p.
- Davies B.J., Carrivic J.L., Glasser N.F., Hambrey M.J., Smellie J.L. Variable glacier response to atmospheric warming, Northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. *The Cryosphere*. 2012, 6: 1031–1048. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1031-2012>
- Dziembowski M., Bialik R.J. The remotely and directly obtained results of glaciological studies on King George Island: a review. *Remote Sensing*. 2022, 14: 2736. <https://doi.org/10.3390/rs14122736>
- Engel Z., Láská K., Nývlt D., Stachoň Z. Surface mass balance of small glaciers on James Ross Island, north-eastern Antarctic Peninsula, during 2009–2015. *Journ. of Glaciology*. 2018, 64 (245): 349–361. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.17>
- Ferron F.A., Simões J.C., Aquino F.E., Setzer A.W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira (Brazilian Antarctic Research)*. 2004, 4: 155–169.
- Falk U., López D.A., Silva-Busso A. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modeling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1211–1232. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018>
- Kaplan M.R., Strelin J.A., Schaefer J.M., Peltier C., Martini M.A., Flores E., Winckler G., Schwartz R. Holocene glacier behavior around the northern Antarctic Peninsula and possible causes. *Earth and Planetary Science Letters*. 2020, 534: 116077. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116077>
- Kenya M., Arażny A., Sobota I. Climatic change on King George Island in the years 1948–2011. *Polish Polar Research*. 2013, 34 (2): 213–235.
- Kuhle M. Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of paleo- and recent glaciations. *Geo Journ*. 1988, 17 (4): 545–568.
- Mojica-Moncada D.F., Cárdenas C., Mojica-Moncada J.F., Brondi F., Barragán-Barrera D.C., Marangunic C., Holland D., Herrera A.F., Casassa G. Study of the Lange Glacier and its impact due to temperature increase in Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Bulletin of Marine and Coastal Research*. 2021, 50: 59–84.
- Ohmura A., Boettcher M. On the shift of glacier equilibrium line altitude (ELA) under the changing climate. *Water*. 2022, 14: 2821. <https://doi.org/10.3390/w14182821>
- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. *Annals of Glaciology*. 1983, 3: 233–238.
- Pasik M., Bakuła K., Różycki S., Ostrowski W., Kowalska M.E., Fijałkowska A., Rajner M., Łapiński S., Sobota I., Kejna M., Osińska-Skotak K. Glacier geometry changes in the western shore of Admiralty Bay, King George Island over the last decades. *Sensors*. 2021, 21 (1532): 1–25. <https://doi.org/10.3390/s21041532>
- Sancho L.G., Pintado A., Navarro F., Ramos M., De Pablo M.A., Blanquer J.M., Raggio J., Valladares F., Green T.G.A. Recent warming and cooling in the Antarctic Peninsula region has rapid and large effects on lichen vegetation. *Scientific Reports*. 2017, 7 (5689): 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05989-4>
- Wen J., Kang J., Xie Z., Han J., Lluberas A. Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. *Antarctic Research*. 1994, 5 (1): 52–61.
- Wen J., Kang J., Han J., Xie Z., Liu L., Wang D. Glaciological studies on King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 1998, 27: 105–109.

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.321

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ РАН НА ЭЛЬБРУСЕ В 2023 Г.

© 2023 г. И. И. Лаврентьев^{1,*}, А. М. Смирнов¹, П. А. Торопов^{1,2},
Н. Э. Елагина¹, Т. Д. Киселёва¹, Е. Д. Дроздов^{1,2}, А. И. Дегтярёв²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: lavrentiev@igras.ru

Поступила в редакцию 29.08.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

В июне 2023 г. были расширены масс-балансовые и метеорологические наблюдения на Эльбрусе: к постоянным наблюдениям на южном склоне (ледник Гарабаши) добавлен мониторинг ледника Микельчиран на северном склоне вулкана. Ранее подобных синхронных наблюдений на противоположных макросклонах Эльбруса не проводилось.

Ключевые слова: Эльбрус, баланс массы, горная метеорология

DOI: 10.31857/S2076673423040099, **EDN:** IBTCAZ

Исследования ледников Эльбруса традиционно ведутся сотрудниками отдела гляциологии ИГ РАН с конца 60-х годов прошлого века, как в рамках палеогеографических задач, так и в целях мониторинга баланса массы и динамики ледников в условиях меняющегося климата (Ледники и климат Эльбруса..., 2022). Мониторинг ледников Эльбруса, во-первых, представляет собой часть глобальной программы гляциологических наблюдений по международной программе Всемирной службы мониторинга ледников (далее — ВСМЛ, WGMS), под эгидой ИРСС, во-вторых — необходим для количественной оценки снежно-ледовой составляющей питания основных рек Кавказа, в-третьих — для валидации численных моделей горного оледенения и методов дистанционного зондирования ледников, и в четвёртых — в рамках задачи мониторинга и прогноза опасных гляциальных явлений, связанных с деградацией оледенения (прежде всего, речь идёт о прорыве ледниковых озёр) (Лаврентьев и др., 2020). Кроме того, постоянный мониторинг оледенения Эльбруса позволяет выполнять оценку рекреационной привлекательности этого популярного высокогорного объекта.

Наиболее изучен на Эльбрусе ледник Гарабаши, он отражает типичные нивально-гляциальные условия южного макросклона Эльбруса. Масс-балансовые наблюдения на этом леднике ведутся около 40 лет, регулярные метеорологические измерения на протяжении сезона абляции — с 2013 г. (Ледники и климат Эльбруса..., 2022). В

2018 г. ледник Гарабаши был включён в список репрезентативных объектов ВСМЛ, поэтому отдел гляциологии ИГ РАН не планирует прекращать работы на своём “домашнем” леднике. Однако возрастающая антропогенная нагрузка на ледник Гарабаши, связанная с бурным развитием горнолыжной инфраструктуры и ростом числа отдыхающих, нарушает естественный снежный покров на леднике, что идёт вразрез с требованиями к опорному объекту масс-балансового мониторинга. Кроме того, северные макросклоны Эльбруса до сих пор не были охвачены гляциологическими и метеорологическими наблюдениями, хотя ледники этих склонов существуют в иных климатических условиях и их физические параметры и динамика могут существенно отличаться от ледников южного макросклона. По этим причинам в течение летнего полевого сезона 2023 г. к ежегодным измерениям на леднике Гарабаши был добавлен ещё один объект на северновосточном склоне вулкана — ледник Микельчиран. Ранее масс-балансовые наблюдения на леднике Микельчиран не проводились, однако в рамках общей работы по изменению ледникового покрова Эльбруса в 2019 г. была выполнена оценка понижения его поверхности за период 1997–2017 гг. Рассчитанное по этим данным среднее годовое значение баланса массы ледника за 1997–2017 гг. составило –510 мм в.э./год.

В рамках последней экспедиции в период с 8 по 17 июня 2023 г. на леднике Микельчиран в высотном диапазоне 3800–4300 м была проведена

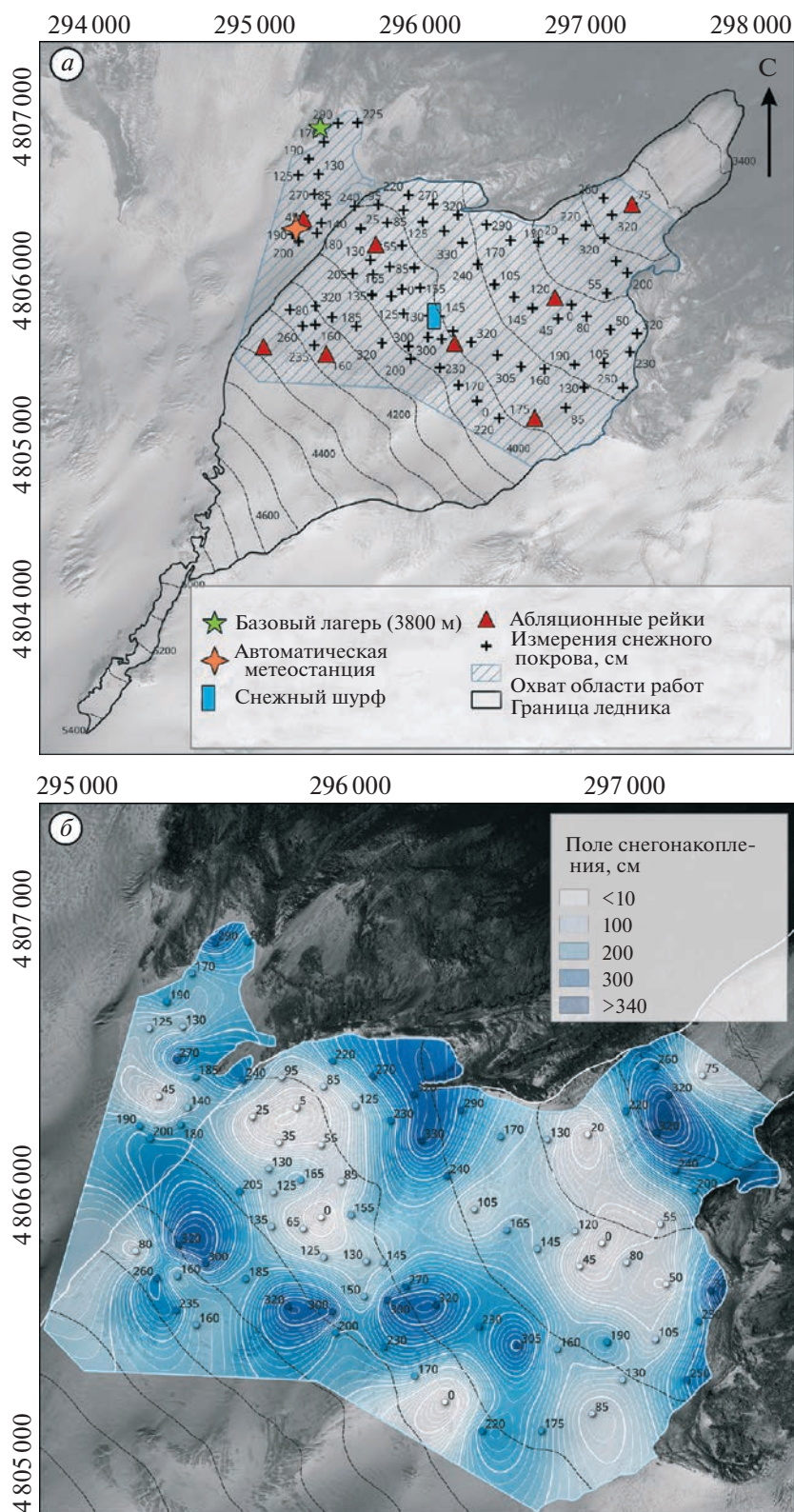


Рис. 1. Ледник Микельчиран: Карта фактического материала масс-балансовых работ на леднике в июне 2023 г. (а); Предварительная оценка снегонакопления на леднике по результатам снегомерной съёмки (б). В основе схем — космический снимок Pleiades от 09.2017 г.

Fig. 1. Glacier Mikelchiran. Map of mass balance fieldwork on the glacier in June 2023 (a); Preliminary estimation of snow accumulation on the glacier (b). Background — satellite image Pleiades from 09.2017.

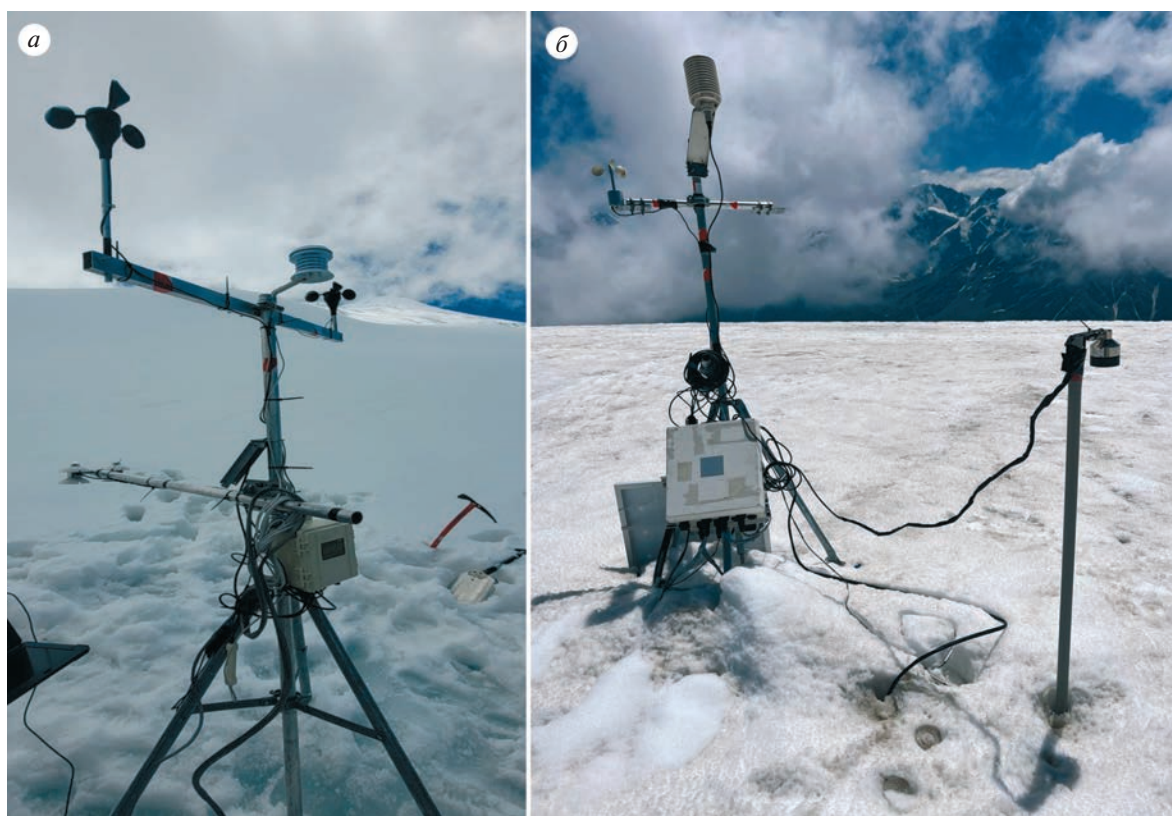


Рис. 2. Автоматические метеостанции, установленные на леднике Микельчеран (а), и на леднике Гарабаши (б).
Fig. 2. Automatic weather stations installed on the Mikelchiran (a) and Garabashi (b) glaciers.

стандартная снегомерная съёмка с помощью шупа (измерения выполнены в 90 точках в нижней и средней частях ледника), забурены 8 абляционных реек, измерена плотность снега в шурфе и описана структура снежной толщи. Также, над базовым лагерем “Лакколит” на высоте 3900 м была установлена автоматическая метеостанция (АМС) (рис. 1, а; 2, а), которая функционировала в период с 17 июня по 24 августа 2023 г. Важно отметить, что на леднике Гарабаши метеорологические измерения проводились примерно на той же высоте (3950 м над ур. моря) и синхронно (с 21 июня по 31 августа 2023 г.) (см. рис. 2, б). Обе АМС работали с дискретностью 1 мин и включали в себя измерения нисходящего и отражённого потоков коротковолновой и длинноволновой радиации на высоте 1–1.5 м над поверхностью ледника (с помощью радиометров HUKSFLUX на леднике Микельчиран и Kipp&Zonen на леднике Гарабаши), основных метеорологических параметров (температуры воздуха, характеристик влажности и скорости ветра с помощью АМС Нюво на леднике Микельчиран и Campbell на леднике Гарабаши) на уровне 2–2.5 м над поверхностью, слоя стаивания с помощью акустического датчика Sonic Ranger на леднике Гарабаши, а также температурного профиля с помощью термоко-

сы GeoPrecision в двухметровой снежной толще с вертикальным шагом 10 см.

Результат снегомерных работ выявил значительную пространственную неоднородность высоты снежного покрова на поверхности ледника Микельчиран. Отмечены участки с нулевым снегонакоплением, при этом буквально в 300 м расположены очаги с максимальной толщиной снега, превышающей 3.2 м (см. рис. 1, б). Выявить какие-либо закономерности пространственного распределения снежной толщи сложно: на леднике не выражено лавинное питание, не выявлено увеличение толщины снежного покрова с высотой, как это бывает на многих горных ледниках (Cuffey, Paterson, 2010). По всей видимости, пространственная неоднородность снежной толщи — это результат уникального сочетания сложного рельефа поверхности с ветровым воздействием, определяющим метелевый перенос.

Сравнение параметров снегонакопления в июне 2023 г. с результатами наблюдений на леднике Гарабаши, где съёмка проводилась с 1 по 5 июня, показывает, что на южном макросклоне годовая аккумуляция в среднем на 1 м больше, чем на северном. В период с октября по май включительно (типичная продолжительность сезона аккумуляции) средняя величина снегона-

копления на леднике Микельчеран составляет 1.8 м, а на леднике Гарабаши — 2.8 м. Принимая условную плотность слежавшегося снега 450 кг/м^3 , можно заключить, что в приближённом пересчёте на осадки это даёт 810 и 1260 мм за сезон аккумуляции, соответственно, т.е. осадков на южном макросклоне выпадает в 1.6 раза больше, чем на северном. Это неплохо согласуется с результатами моделирования орографических осадков на Эльбрусе, согласно которому на южном макросклоне годовая сумма осадков в 1.7 раза выше, чем на северном (Торопов и др., 2022). Массив Эльбруса расположен на границе двух климатических провинций Кавказа (Ледники и климат Эльбруса..., 2022), которые проявляются в различиях условий увлажнения, что сказывается на характере распределения снежного покрова, и, соответственно, на величине баланса массы ледников.

Синхронное измерение гляциологических и метеорологических параметров на противоположных склонах Эльбруса важно для сравнения динамики компонентов баланса массы общего ледникового кластера, а также для оценки физических механизмов формирования аномалий баланса массы, определяемых в основном метеорологическим режимом. Кроме того, синхронные наблюдения позволят выполнить относительную оценку влияния антропогенного воздействия на поверхность ледника, что является актуальной задачей как в научно-фундаментальном, так и в прикладном ключе. Ледник Микельчиран отвечает условиям типичности масс-балансовых измерений и использования метеорологических данных для параметризации ледниковых бассейнов в климатических моделях (Østrem, Brugman, 1991): его площадь — около 4 км^2 , высотный диапазон — 3800–4500 м над ур. моря, угол наклона —

12 градусов. Кроме того, он характеризуется неплохой логистической доступностью, что позволяет проводить там регулярные наблюдения (см. рис. 1, а). В связи с этим в ближайшие годы масс-балансовые наблюдения на ледниках Гарабаши и Микельчиран планируется проводить параллельно.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотруднику Института географии РАН В.И. Мицкевичу за помощь в логистическом обеспечении экспедиционных работ. Исследования проводились в рамках проекта РНФ № 23-17-00247.

Acknowledgments. The authors are grateful to V.I. Mickiewicz for help in logistical support of expeditionary work. The research was carried out within the framework of the RSF project No. 23-17-00247.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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>
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Ярынич Ю.И., Кутузов С.С. Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса // Лёд и Снег. 2022. Т. 62 № 4. С. 485–503. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040146>
- Ледники и климат Эльбруса / В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев и др. СПб: Нестор-История, 2020. 372 с.
- Cuffey K.M., Paterson W.S. The physics of glaciers. Amsterdam: Academic Press, 2010. 704 с.
- Østrem G., Brugman M. Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work // NHRI Science Report. 1991. № 4. 224 p.

Citation: Lavrentiev I.I., Smirnov A.M., Toropov P.A., Elagina N.E., Kiseleva T.D., Drozdov E.D., Degtyarev A.I. Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2023. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 553–557 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040099

Glaciological Studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2023

I. I. Lavrentiev^{a, #}, A. M. Smirnov^a, P. A. Toropov^{a, b}, N. E. Elagina^a,
T. D. Kiseleva^a, E. D. Drozdov^{a, b}, and A. I. Degtyarev^b

^aInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: lavrentiev@igras.ru

Received August 29, 2023; revised 4, September 2023; accepted October 2, 2023

In June 2023, mass-balance and meteorological observations on Elbrus were expanded: monitoring of the Mikelchiran glacier on the northern slope of the volcano was added to the permanent observations on the

southern slope (Garabashi glacier). Such synchronized observations on the opposite macro-slopes of Elbrus have not been carried out before.

Keywords: Elbrus, mass balance, mountain meteorology

REFERENCES

- Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M.* Assessment of glacier lakes 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>
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Yarynich J.I., Kutuzov S.S.* Simulation of orographic precipitation's component on the Mount Elbrus example. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 485–503 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673422040146>
- Ledniki i klimat El'brusa*. Glaciers and climate of Elbrus. Saint Petersburg: Nestor-History, 2020: 372 p.
- Cuffey K.M., Paterson W.S.* The physics of glaciers. Amsterdam: Academic Press, 2010: 704 p.
- Østrem G., Brugman M.* Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work. HRI Science Report. 1991, 4: 224 p.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСУ И ПОЛЕ НА РАВНИННОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПРИ СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ

© 2023 г. А. В. Сосновский^{1,*}, Н. И. Осокин¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Поступила в редакцию 11.08.2023 г.

После доработки 27.08.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Проведено сравнение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле за разные климатические периоды. Среднее значение максимальной высоты снежного покрова в поле за современный климатический период 1991–2020 гг. увеличилось на 5% по сравнению с базовым историческим климатическим периодом 1966–1990 гг. и снизилось в лесу на 8%. Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к её значению в поле за эти периоды составило 1.08 и 1.24 соответственно.

Ключевые слова: высота снежного покрова, лес, поле, базовые климатические периоды

DOI: 10.31857/S2076673423040166, **EDN:** XMSKNE

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров — защитная оболочка деятельного слоя земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха. Он оказывает огромное влияние на климат (Воейков, 1889; Snow and Climate, 2008; Котляков, 2010), гидро-термический режим почв и грунтов (Осокин и др., 2000; Осокин и др., 2006), термическую устойчивость многолетней мерзлоты (Осокин, Сосновский, 2016), гидрологию рек и озёр (Коронкевич и др., 2018), жизнь растений и животных (Формозов, 1990; Сухова, Вайсфельд, 2021; Перевертин и др., 2022) и многие другие процессы и явления (Борзенкова, Шмакин, 2012; Олейников, Володичева, 2019). Современные климатические изменения оказывают значительное влияние на параметры снежного покрова и, следовательно, на указанные процессы и явления (Snow and Climate, 2008; Булыгина и др., 2011; Попова и др., 2018; Irannezhad et al., 2022).

Снежный покров характеризуется рядом параметров, среди которых наиболее важные — высота и плотность снежного покрова. По данным измерений высоты и плотности снежного покрова можно оценить его теплозащитную способность — одну из важных теплофизических характеристик снежного покрова.

Для многих практических задач (сельское и лесное хозяйство, функционирование растений и животных, более точный учёт альбеда поверхно-

сти и величин стока и т.п.) представляет интерес анализ влияния климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле.

В климатологии используют базовые 30-летние средние значения температуры, суммы осадков и других показателей. Эти 30-летние исторические усредненные значения называются “климатическими нормами” и могут быть посчитаны на местном, национальном или мировом уровнях. Чтобы учесть быстрые темпы изменения климата, а также практические потребности в актуальной информации о климате Всемирная метеорологическая организация (далее — ВМО) предложила двухуровневый подход к 30-летним базовым нормам для климатических данных (<https://meteoinfo.ru/news/1-2009-10-01-09-03-06/11151-03062015-l-r>).

Климатические нормы в настоящее время корректируются раз в 30 лет. Эти усреднённые данные называются “Климатологическими базовыми нормами ВМО”. Однако в настоящее время климат Земли меняется намного быстрее, чем раньше. В результате многие решения в сферах и отраслях, чувствительных к изменению климата, таких как водное хозяйство, энергетика, сельское хозяйство могут опираться на информацию, которая вполне могла устареть. Поэтому ВМО будет обновлять климатологические базовые нормы для оперативных целей каждые 10 лет, и период 1991–2020 гг. стал новым текущим базовым пери-

одом. Тем не менее период 1961–1990 гг. будет сохранён как исторический базовый период для поддержания долгосрочной оценки изменения климата. Недавний базовый период 1981–2010 гг. уже начали применять многие национальные метеорологические службы. Это позволило более согласованно подходить к сравнению климатических параметров и их изменениям как исследователям, так и метеослужбам. Поэтому применение двухуровневого базового периода помогает согласовать и привести к одному стандарту различные национальные подходы и облегчить международные сравнения.

Новый технический регламент об обновлении климатологических норм означает, что все страны будут использовать в 2020-х годах период 1991–2020 гг. в качестве базового. При этом период 1961–1990 гг., как базовый для оценки климатических изменений, будет сохраняться до тех пор, пока не появится веская научная причина, чтобы изменить его. Эти же периоды мы будем использовать при оценке влияния климатических изменений на максимальную высоту снежного покрова в лесу и в поле. Данные по снегосъёмкам приведены на сайте <http://meteo.ru/> с 1966 г., поэтому для анализа влияния климатических изменений на снежный покров период 1961–1990 гг. заменяется на период 1966–1990 гг.

В работе (Сосновский и др., 2018) по данным метеостанций равнинной территории России приведены карты максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле. Сравнение высоты снежного покрова за 2001–2010 гг. с периодом 1966–2000 гг. показало её рост в поле на 7% и снижение в лесу на 4%. Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к её значению в поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. составило 1.22 и 1.06 соответственно.

Цель работы — оценка средней многолетней высоты снежного покрова на равнинной территории России в лесу и в поле и их изменения за 30-летние исторические базовые климатические периоды 1966–1990, 1981–2010 и 1991–2020 гг., а также сравнение высоты снежного покрова за два десятилетия XXI века 2001–2010 и 2011–2020 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Высота снежного покрова измеряется на метеостанциях по постоянной рейке и в ходе снегомерных работ на маршрутах в поле и лесу. Материалы маршрутных снегомерных съёмок начиная с 1966 г., а также координаты и названия метеорологических станций России, содержащих индекс ВМО (номер метеостанции, утверждаемый Всемирной метеорологической организацией), приведены на сайте Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической ин-

формации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД, <http://meteo.ru/data>).

Наблюдения за снежным покровом по регламенту маршрутных снегосъёмок проводятся через каждые 10 дней в течение холодного периода и каждые 5 дней в период интенсивного снеготаяния. Длина маршрута составляет 1 или 2 км (в поле и лесу). Каждые 10 м в лесу или 20 м в поле измеряется высота снежного покрова и каждые 100 м в лесу или 200 м в поле измеряется плотность снежного покрова. Измерения проводятся зимой три раза в месяц: 10, 20 и в последний день каждого месяца. Весной перед началом и в период снеготаяния производятся учащённые снегосъёмки в каждый последний день пятидневки (5, 10, 15, 20, 25 и последний день месяца).

Рассмотрены изменения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу и в поле для метеостанций равнинной территории России. Из 517 метеостанций с маршрутными снегосъёмками, представленных на сайте ВНИИГМИ-МЦД, рассмотрены 82 метеостанции, которые имеют маршрутные снегосъёмки одновременно и в лесу, и в поле. При этом 2/3 метеостанций со снегосъёмками одновременно в лесу и в поле расположены в европейской части территории России (далее — ЕТР).

В результате обработки данных о высоте снежного покрова за период 1966–2020 гг. для каждой метеостанции получено среднее многолетнее значение максимальной высоты снежного покрова (МВСП) в лесу — h_{fo} и поле — h_{fi} и их отношение — $r_h = h_{fo}/h_{fi}$ за 25-летний (1966–1990 гг.) и 30-летний периоды 1981–2010 и 1991–2020 гг., и построены карты распределения высоты снежного покрова в лесу и в поле за эти периоды. При этом надо иметь в виду, что карты характеризуют распределение МВСП и её изменение в районе расположения метеостанций. На значительном отдалении от метеостанции и тем более в горных районах картина распределения МВСП может быть другой. Назовём отношение высоты снежного покрова в лесу к её значению в поле — r_h коэффициентом снегосъёмки (далее — КС) по аналогии с коэффициентом снегонакопления — отношением снегозапасов в лесу к их значению в поле (Мишон, 2007).

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

За периоды 1966–1990, 1981–2010, 1991–2020 гг. наибольшие и наименьшие значения МВСП для леса составляли 29–96, 23–92, 23–90 см и для поля — 21–73, 21–80, 18–81 см соответственно. Таким образом, наибольшие значения МВСП для леса снижались, а для поля — росли. Средние многолетние значения МВСП за эти периоды со-

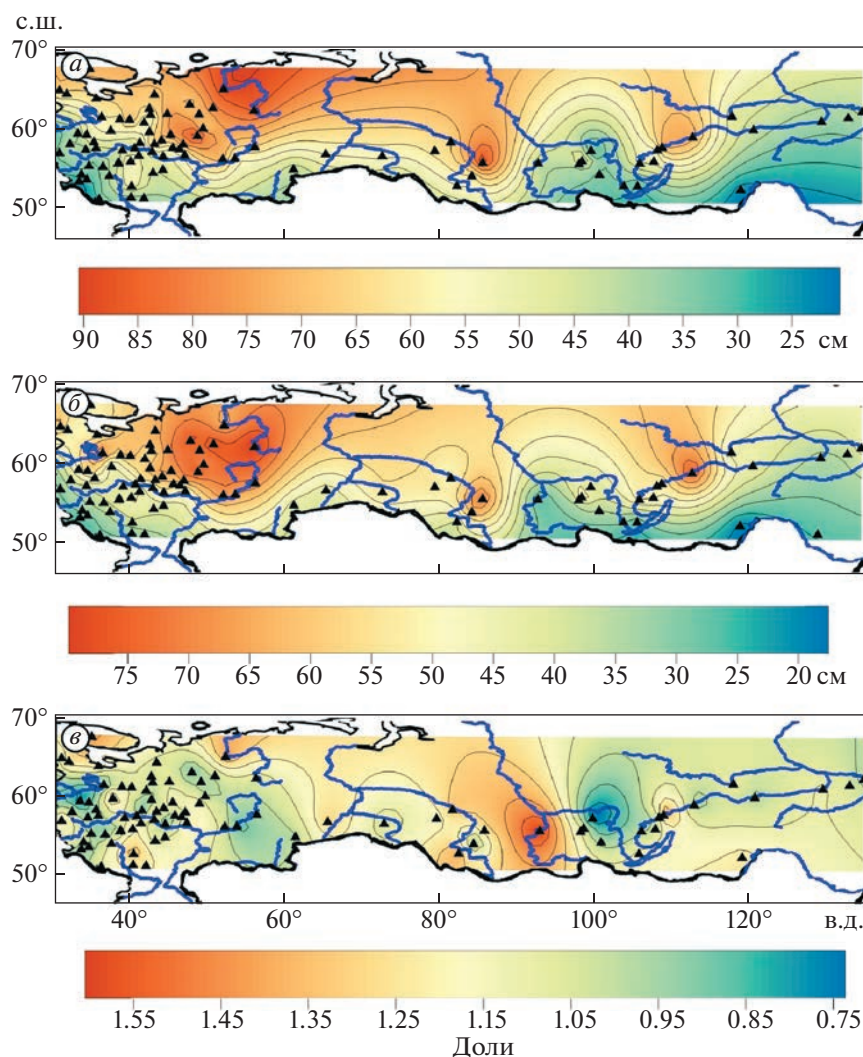


Рис. 1. Максимальная высота снежного покрова в лесу h_{fo} (а), поле h_{fi} (б) и их отношение — коэффициент снегосъёмки $r_h = h_{fo}/h_{fi}$ (в) за период 1991–2020 гг.

Fig. 1. The maximum of snow depth in the forest h_{fo} (a); the field — h_{fi} (б) and their ratio — snow surveys coefficient $r_h = h_{fo}/h_{fi}$ (в) for 1991–2020.

ставили для поля 47, 49 и 49 см и для леса — 57, 54 и 53 см соответственно.

Наибольшие значения средней многолетней МВСП в лесу h_{fo} — 90 см за период 1991–2020 гг. отмечены на северо-востоке ЕТР, в бассейнах рек Северная Двина и Печора (рис. 1, а). В отдельных районах юго-востока Западной Сибири и верхнего течения реки Лена МВСП достигает 70–80 см. В этих же районах отмечаются наибольшие значения средней многолетней МВСП в поле — до 60–80 см (см. рис. 1, б). Наименьшие значения средней многолетней МВСП в лесу — до 23 см за период 1991–2020 гг. отмечены на юге и юго-западе ЕТР, юге Восточной Сибири и до 18 см в поле.

Расчёты показали, что среднее значение МВСП в поле за период 1991–2020 гг. увеличилось на 5% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. и снизилось в лесу на 8%. В результате, в целом отношение МВСП в лесу к значениям в поле уменьшилось.

Отношение МВСП в лесу к её значению в поле за периоды 1966–1990, 1981–2010 и 1991–2020 гг. постоянно снижалось. Диапазон изменения этого отношения за эти периоды составлял 0.85–2.24, 0.74–2.13 и 0.69–1.63. Средние значения отношения МВСП в лесу к её значению в поле за эти периоды составило 1.24; 1.12 и 1.08 соответственно. За период 1991–2020 гг. наибольшие значения этого отношения приурочены к северо-востоку ЕТР и югу Западной Сибири (см. рис. 1, в).

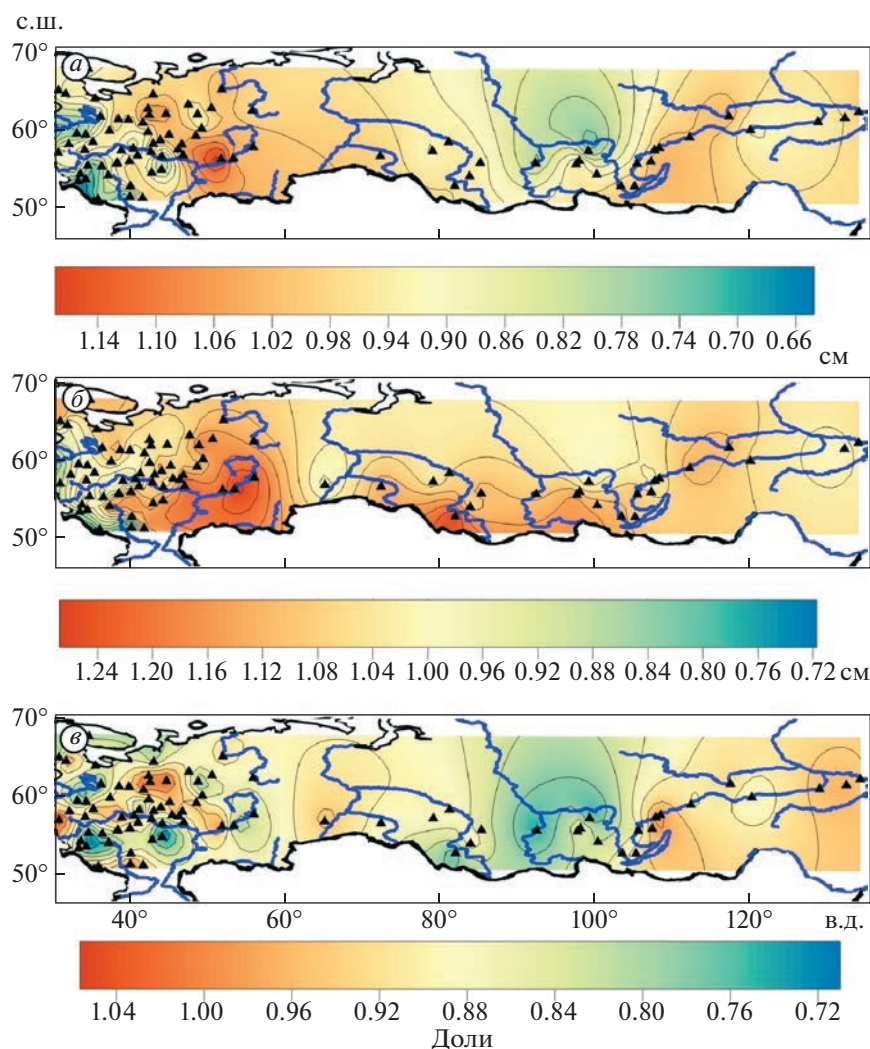


Рис. 2. Отношение средней максимальной высоты снежного покрова для леса (а), для поля (б), для коэффициента снегосъёмки (в) за период 1991–2020 гг. к их значениям за период 1966–1990 гг.

Fig. 2. The ratio of the average maximum snow depth for the forest (a); for the field (b); for snow surveys the coefficient (c) for 1991–2020 to 1966–1990.

Наименьшие значения наблюдаются на юго-востоке, юго-западе и в отдельных районах центра ЕТР, на юге восточной Сибири. Отметим, что согласно работе (Доклад..., 2023) средний для всей России запас воды в снеге по данным маршрутных снегосъёмов в поле увеличивается на 2.71 мм за 10 лет за период с 1976 по 2022 г., но в лесу преобладают общая тенденция уменьшения максимального за зиму запаса воды в снеге. Средний для страны запас воды в снеге в лесу уменьшается на 1.22 мм за 10 лет.

Разница в снегонакоплении в лесу и в поле в значительной мере обусловлена изменением метелевого переноса снега. В работе (Сосновский и др., 2018а) показано, что тенденция выравнивания МВСП в лесу и поле обусловлена снижением скорости ветра. Анализ скорости ветра на метеостанциях со значительным изменением отношения

снегозапасов в лесу к их значению в поле показал, что число наблюдений, при которых скорости ветра находятся в диапазоне 6–10 и более 10 м/с существенно снизилось в 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг., особенно на ЕТР. Анализ тенденции изменения скорости ветра, представленный в работе (Доклад..., 2023), показал, что во все сезоны в 1976–2022 гг. средняя по территории России скорость ветра уменьшается. Число дней с ветром более 15 м/с зимой и осенью также уменьшается в большинстве регионов.

Рассмотрены изменения МВСП в лесу и в поле за текущий базовый период 1991–2020 гг. по отношению к историческому базовому периоду 1966–1990 гг. и изменение величины КС за эти периоды. На рис. 2, а приведено распределение

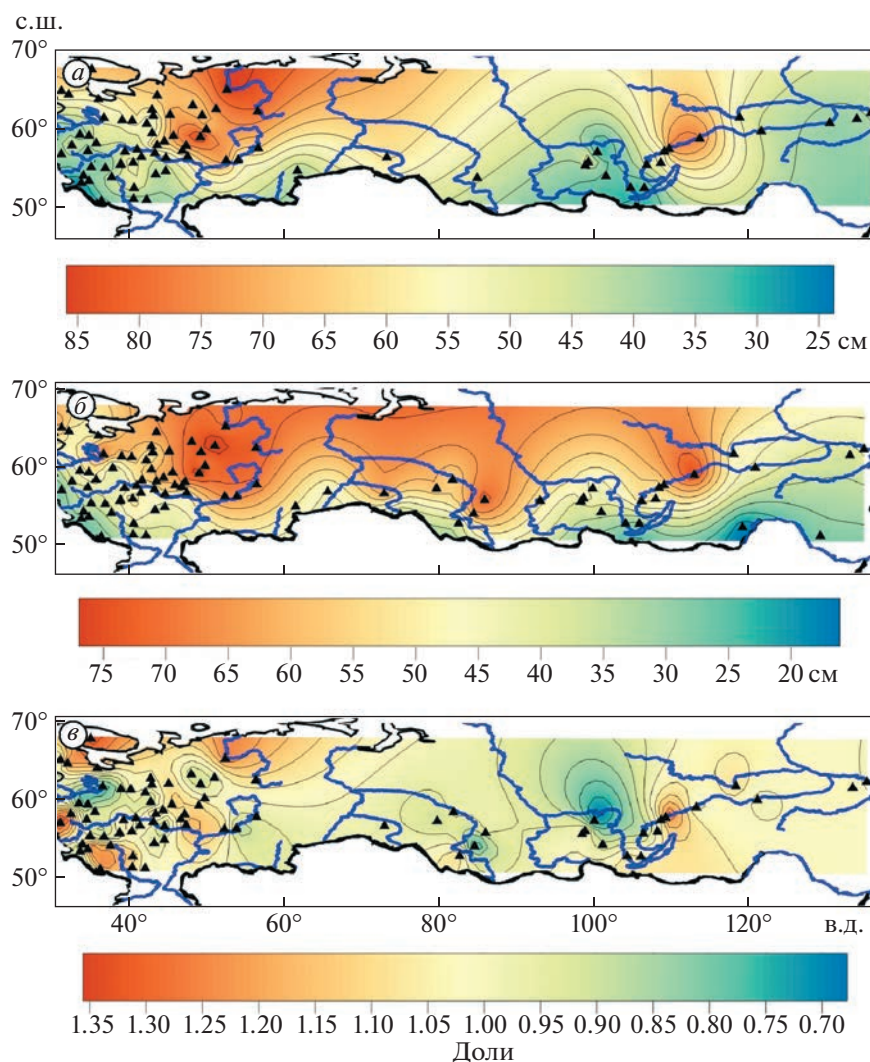


Рис. 3. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова в лесу (а); в поле (б); и коэффициент снегосъёмки (в) за период 2011–2020 гг.

Fig. 3. The average long-term maximum of snow depth in the forest (a); in the field (b); and the snow surveys coefficient (c) for 2011–2020.

отношения МВСП в лесу за текущий базовый период 1991–2020 гг. к историческому базовому периоду 1966–1990 гг. Из него видно, что на юго-востоке ЕТР, в бассейне рек Северная Двина и Печора, верхнем и среднем течении р. Лена произошёл рост МВСП в лесу на 5–15% за период 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1966–1990 гг. Снижение МВСП отмечено на юге, западе и отдельных районах центральной части ЕТР, юго-западе Восточной Сибири. В поле произошёл рост МВСП на востоке и юго-востоке ЕТР, на юге Сибири на 10–25% (см. рис. 2, б). Снижение МВСП в поле отмечается на юго-западе и в отдельных районах центральной части ЕТР. В целом МВСП в поле увеличилась на 5% в 1991–2020 гг. относительно 1966–1990 гг. и уменьшилась в лесу на 8%. КС в 1991–2020 гг. уменьшился

в среднем на 12% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. (см. рис. 2, в). Наибольшее снижение этого соотношения – на 15–25% произошло на юго-востоке Западной Сибири и юго-западе Восточной Сибири, на большей части юга ЕТР.

Рассмотрены МВСП за две первые декады 21 века (2001–2010 и 2011–2020 гг.), которые в значительной степени будут определять распределение высоты снежного покрова в следующий 30-летний климатический период 2001–2030 гг. Среднее многолетнее значение МВСП в лесу и поле, и коэффициент снегосъёмки для метеостанций равнинной территории России за период 2011–2020 гг. представлены на рис. 3.

В 2011–2020 (2001–2010) гг. наименьшие и наибольшие значения средней многолетней

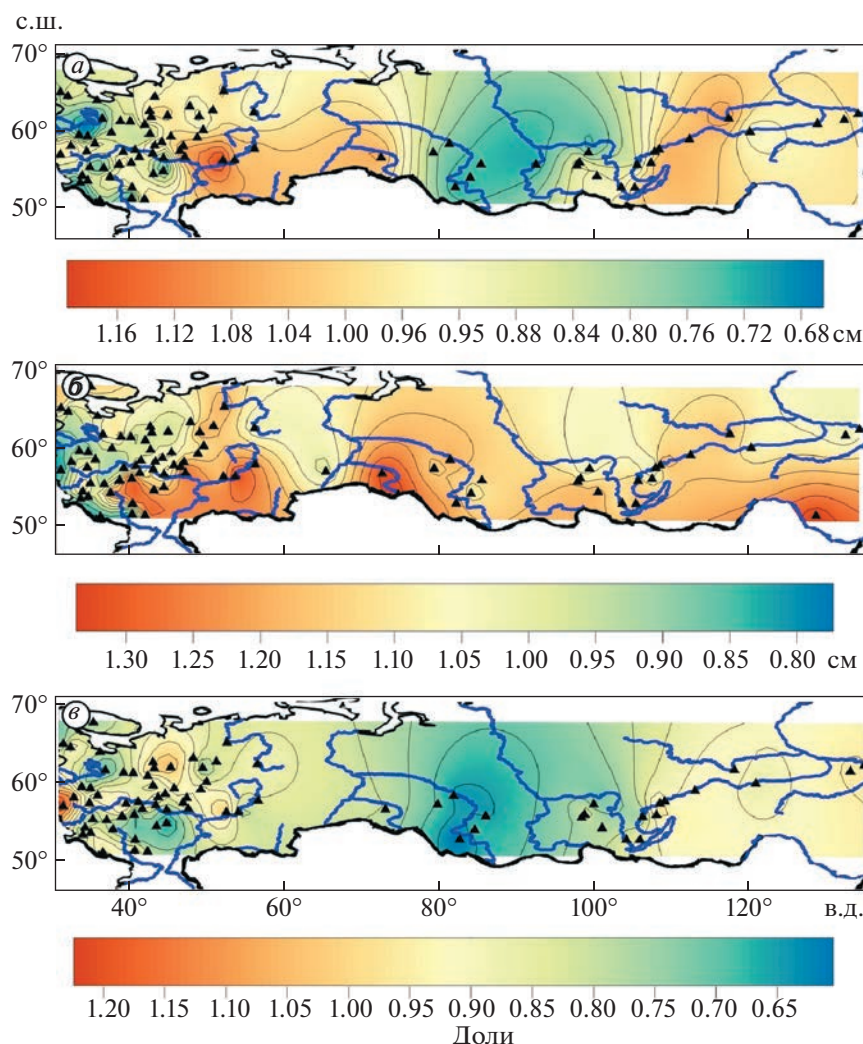


Рис. 4. Отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова для леса (а); для поля (б); для коэффициента снегосъёмки (в) за период 2011–2020 гг. к этим значениям за период 1966–1990 гг.

Fig. 4. The ratio of the average maximum snow depth for the forest (а); for the field (б); for the snow surveys coefficient (в) for 2011–2020 to 1966–1990.

МВСП в лесу и поле составили 23–88 (23–96) и 17–80 (22–86) см соответственно. При этом средние значения МВСП в лесу и поле за период 2011–2020 гг. немного снизились и составили 52 (54) и 50 (51) см соответственно, тогда как наибольшие значения средней многолетней МВСП как в лесу, так и в поле показали более значимое снижение за период 2011–2020 гг. по сравнению с периодом 2001–2010 гг. За периоды 2001–2010 и 2011–2020 гг. коэффициент снегосъёмки составил 1.07 и 1.03 соответственно.

Сравнение МВСП в лесу и поле и коэффициента снегосъёмки r_h за период 2011–2020 гг. с историческим базовым периодом 1966–1990 гг. представлено на рис. 4. За период 2011–2020 гг. произошёл рост МВСП в лесу на востоке ЕТР на 5–15% и снижение на западе ЕТР на 15–25% по

сравнению с базовым периодом 1966–1990 гг. (см. рис. 4, а).

За период 2011–2020 гг. МВСП в поле увеличилась на востоке ЕТР и юге Сибири на 15–30% и уменьшилась в центре и юго-западной части ЕТР на 10–15% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. (см. рис. 4, б). Среднее значение МВСП в поле за 2011–2020 гг. увеличилось на 6% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. и снизилось в лесу на 10%. Коэффициент снегосъёмки за 2011–2020 гг. снизился относительно периода 1966–1990 гг. практически на всех метеостанциях (за исключением пяти метеостанций на юго-западе и севере ЕТР) приблизительно на 15% (см. рис. 4, в). Это свидетельствует о тенденции выравнивания МВСП в лесу и поле. Коэффициент снегосъёмки

Таблица 1. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова в лесу и в поле (наименьшие, наибольшие и средние значения) за разные периоды

Периоды	1966–2020	1966–1990	1981–2010	1991–2020	2001–2010	2011–2020
<i>Лес</i>						
Наименьшие	24	29	23	23	23	23
Наибольшие	93	96	92	90	96	88
Средние	55	57	54	53	54	52
<i>Поле</i>						
Наименьшие	18	21	21	18	22	17
Наибольшие	77	73	80	81	86	80
Средние	48	47	49	49	51	50

за периоды 1966–2000 и 2011–2020 гг. составил 1.24 и 1.03 соответственно.

Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова в лесу и в поле (наименьшие, наибольшие и средние значения) по всем рассмотренным станциям за разные периоды представлена в табл. 1. Наибольший рост средней многолетней МВСП относительно других периодов наблюдался в 2001–2010 гг. В декаде 2011–2020 гг. все параметры МВСП (максимальные, минимальные и средние значения) как в лесу, так и в поле в основном понизились относительно предыдущей декады 2001–2010 гг. Из табл. 1 видно, что если МВСП в лесу (средние и наибольшие значения) постоянно снижалась (за исключением периода 2001–2010 гг.), то в поле наблюдался рост наибольших и средних значений МВСП до первого десятилетия XXI века и снижение во 2-м десятилетии. Средние величины МВСП за период

2011–2020 гг. уменьшились относительно периода 2001–2010 гг. на 4% в лесу и на 2% в поле.

Тенденция снижения разности между высотой снежного покрова в лесу и в поле за рассмотренные периоды видна из рис. 5. Если за исторический базовый климатический период 1966–1990 гг. эта разность составляла 10.5 см, то за текущий период 1991–2020 гг. она снизилась до 3.6 см. При этом коэффициент снегосъёмки снизился с 1.24 до 1.08 за эти периоды соответственно.

Средняя величина МВСП в большей степени показывает тенденцию перераспределения снежного покрова в регионе с наибольшим числом метеостанций, в данном случае это район ЕТР, где расположены 2/3 всех метеостанций со снегосъёмками в лесу и в поле. Поэтому рассмотрены отдельно значения МВСП на ЕТР и в других регионах. В табл. 2 приведены средние многолетние значения МВСП в лесу и в поле за разные перио-

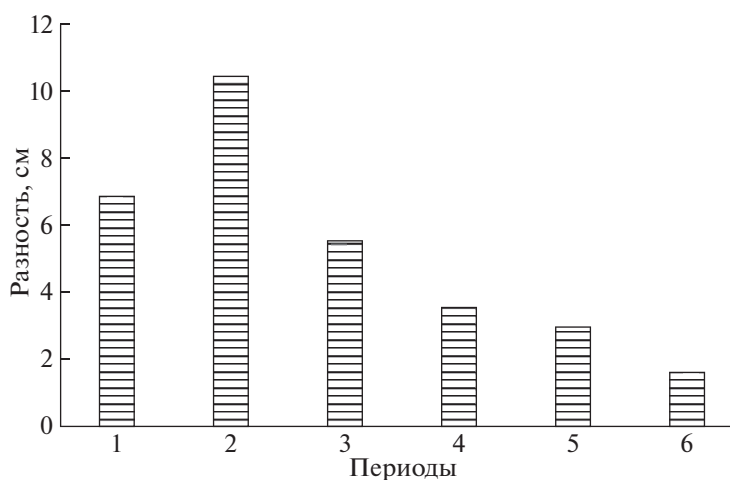
**Рис. 5.** Разность между максимальной высотой снежного покрова в лесу и в поле за периоды: 1966–2020 (1); 1966–1990 (2); 1981–2010 (3); 1991–2020 (4); 2001–2010 (5); 2011–2020 гг. (6).

Fig. 5. The difference between the maximum snow depth in the forest and in the field for: 1966–2020 (1); 1966–1990 (2); 1981–2010 (3); 1991–2020 (4); 2001–2010 (5); 2011–2020 (6).

Таблица 2. Средняя многолетняя высота снежного покрова (см) и коэффициент снегосъёмки за разные временные периоды для разных регионов

Периоды	1966–2020	1966–1990	1981–2010	1991–2020	2001–2010	2011–2020
<i>Поле</i>						
ЕТР*	50.66	49.01	50.84	51.47	53.96	51.20
Западная Сибирь	47.66	45.52	50.49	52.19	50.32	53.94
Восточная Сибирь	39.72	39.40	40.41	40.81	41.85	43.16
<i>Лес</i>						
ЕТР	56.36	58.68	56.06	54.45	55.70	53.39
Западная Сибирь	61.33	65.87	60.44	59.11	59.93	—
Восточная Сибирь	46.42	48.03	44.89	44.42	45.22	45.21
<i>Коэффициент снегосъёмки, r_h</i>						
ЕТР	1.11	1.21	1.11	1.06	1.05	1.03
Западная Сибирь	1.29	1.50	1.24	1.18	1.18	—
Восточная Сибирь	1.17	1.22	1.13	1.09	1.07	1.00

*Европейская территория России.

ды для ЕТР, Западной и Восточной Сибири и коэффициент снегосъёмки r_h .

Для ряда метеостанций Западной Сибири, в основном после 2013 г., отсутствуют данные по снегосъёмкам в лесу, тогда как есть данные по снегосъёмкам в поле. Возможно, это связано с вырубкой леса при освоении территории или другими причинами.

Из табл. 2 видно, что на ЕТР за базовые климатические периоды (1966–1990, 1981–2010 и 1991–2020 гг.) происходил рост МВСП в поле во всех регионах, тогда как в лесу МВСП постоянно снижалось. Поэтому отношение МВСП в лесу к её значению в поле за эти периоды постоянно снижалось.

В XXI веке в десятилетия 2001–2010 и 2011–2020 гг. тенденция изменения МВСП в поле разнонаправлена – рост МВСП в Сибири и снижение в ЕТР в 2011–2020 гг. относительно периода 2001–2010 гг. А в лесу происходит снижение МВСП за эти периоды (при отсутствии изменений в Восточной Сибири). В целом, за период с 1966 по 2020 г. наибольшее значение отношения r_h приходится на Западную Сибирь и наименьшее – на ЕТР.

На ЕТР МВСП в поле в 2011–2020 гг. снизилось на 5.1% относительно 1-го десятилетия (с 54.0 см до 51.2 см) и в лесу – на 4% (с 55.7 до 53.4 см). Причём, для метеостанций северо-запада России со снегосъёмками в поле это снижение составило 10.0%, а на северо-востоке ЕТР – 4.2%.

Для сравнения отметим, что на метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген) подобное снижение составило 7.7% (с 172.3 см в первом десятилетии до 158.9 см – во втором). При этом динамика изменения МВСП имела пилообразный

характер – если в первом десятилетии XXI века (2001–2010 гг.) наблюдалась тенденция роста МВСП на 5.4 см/год, то во 2-м десятилетии – снижение с интенсивностью 4.6 см/год. В целом, такая же тенденция изменения максимальной высоты снежного покрова – рост за период 2001–2010 гг. и снижение в 2011–2020 гг. наблюдалась для северо-запада ЕТР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований было установлено, что среднее значение максимальной высоты снежного покрова в поле за период 1991–2020 гг. увеличилось на 5% по сравнению с базовым историческим климатическим периодом 1966–1990 гг. и снизилось в лесу на 8%. Отношение МВСП в лесу к её значению в поле, т.е. коэффициент снегосъёмки за периоды 1966–1990, 1981–2010 и 1991–2020 гг. постоянно снижался. Средние значения коэффициента снегосъёмки за эти периоды составили 1.24, 1.12 и 1.08 соответственно. За период 1991–2020 гг. наибольшие значения этого отношения приурочены к северо-востоку ЕТР и югу Западной Сибири, где максимальная высота снежного покрова в лесу была значительно выше, чем в поле. Наименьшие значения наблюдались в отдельных районах центра, юго-востока и юго-запада ЕТР, юге Восточной Сибири. За периоды 2001–2010 и 2011–2020 гг. значения коэффициента снегосъёмки составили 1.07 и 1.03. Коэффициент снегосъёмки за период 1991–2020 гг. уменьшился в среднем на 12% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. Наибольшее снижение этого соотношения – на 15–25% произошло на юго-западе Восточной Сибири и на большей части юга ЕТР.

За период 2011–2020 гг. произошёл рост МВСП в лесу на юго-востоке ЕТР на 5–15% и снижение на юго-западе и западе ЕТР на 15–25% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. В то же время в поле МВСП увеличилась на востоке ЕТР и юге Сибири на 15–30% и уменьшилась в центре и юго-западной части ЕТР на 10–15% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. Среднее значение МВСП в поле за период 2011–2020 гг. увеличилось на 6% по сравнению с периодом 1966–1990 гг. и снизилось в лесу на 10%.

Наибольший рост (относительно других периодов) средней многолетней МВСП на равнинной территории России наблюдался в период 2001–2010 гг. В десятилетие 2011–2020 гг. МВСП как в лесу, так и в поле в основном понизились относительно предыдущего десятилетия 2001–2010 гг., что обусловлено такой динамикой на ЕТР. А в Сибири МВСП в поле повысилась.

Подтверждена тенденция выравнивания максимальной высоты снежного покрова в лесу и в поле при современном климате за текущий климатический период (1991–2020 гг.). Полученные результаты могут быть использованы для корректировки средней максимальной высоты снежного покрова на территориях, где есть данные по снегосъёмкам только в одном из ландшафтов — или в лесу или в поле.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE2019-0004). Анализ архивных материалов по Шпицбергену проводился по программе FMWS-2023-0001.

Acknowledgments. The paper includes the results obtained within the framework of the research project АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The analysis of archival materials on Svalbard was carried out under the FMWS-2023-0001 program.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борзенкова А.В., Шмакин А.Б. Изменения толщины снежного покрова и суточной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (52). С. 59–70.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг. // *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 2011. Т. 24. С. 211–227.
- Воейков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования // *Записки императорского Русского географического общества по общей географии*. 1889. Т. 18. № 2. 213 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. М.: Росгидромет, 2023. 104 с.
- Коронкевич Н.И., Георгиади А.Г., Долгов С.В., Барабанова Е.А., Кашутина Е.А., Милюкова И.П. Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 498–506.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-498-506>
- Котляков В.М. Криосфера и климат // *Экология и жизнь*. 2010. № 11. С. 51–59.
- Мишон В.М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России. Дис. на соиск уч. степ. д-ра геогр. наук. Воронеж: Воронежский гос. пед. ун-т, 2007. 65 с.
- Олейников А.Д., Володичева Н.А. Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 2. С. 191–200.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400>
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2006. № 4. С. 40–46.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А. О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // *Материалы гляциол. исслед.* 2000. Вып. 88. С. 41–45.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // *Криосфера Земли*. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112.
- Перевертин К.А., Белолюбцев А.И., Дронова Е.А., Асауляк И.Ф., Кузнецов И.А., Мазиров М.А., Васильев Т.А. Влияние режима снежного покрова на агрономические риски развития розовой снежной плесени // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 1. С. 75–80.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010117>
- Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 4. С. 65–75.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и в поле в первой декаде XXI века // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100.
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
- Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // *Лёд и Снег*. 2018а. Т. 58. № 2. С. 183–190.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-183-190>
- Сухова О.В., Вайсфельд М.А. Моделирование перераспределения снежного покрова — ключевого пара-

метра зимних биотопов копытных Дальнего Востока // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. 89–102.
https://doi.org/10.31857/S2076673421010073

Формозов А.Н. Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 287 с.

Irannezhad M., Ronkanen A.-K., Malekian A. Editorial: Climate impacts on snowpack dynamics // Front. Earth Sci. 2022. V. 10.
https://doi.org/10.3389/feart.2022.970981

Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / Armstrong R.L., Brun E. (Eds.). Cambridge University Press, 2008. 256 p.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I. The snow depth in forests and fields on lowlands of Russia under the current climate conditions. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 558–568 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040166

The Snow Depth in Forests and Fields on Lowlands of Russia under the Current Climate Conditions

A. V. Sosnovsky^{a,*} and N. I. Osokin^a

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Received August 11, 2023; revised August 27, 2023; accepted October 2, 2023

Average values of maximum snow depths (MaxSD) estimated separately under conditions of forests and fields on lowlands of Russia were compared during the past 29 years. It was found that MaxSD in the fields for the current climatic period 1991–2020 increased by 5% compared to the period 1966–1990 and decreased by 8% in the forests. For the periods 1966–1990, 1981–2010, and 1991–2020, the ratio of MaxSD in a forest to similar one in a field (which we refer to as the snow survey coefficient) has been constantly decreasing. The snow survey coefficients for these periods were equal to 1.24; 1.12 and 1.08, respectively. In 1991–2020, the greatest values of this ratio were obtained in the northeast of the European part of the territory of Russia (ETR) and in the south of Western Siberia, where the maximum thickness of snow cover in the forest was found to be significantly higher than in the field. The lowest values were observed in some areas of the ETR center as well as in south-east and south-west, and in the south of Eastern Siberia. Here, for the periods 2001–2010 and 2011–2020, the values of the snow survey coefficients were estimated as 1.07 and 1.03 respectively. The coefficient for 1991–2020 decreased, on average, by 12% compared to 1966–1990. The maximum decrease in this ratio – by 15–25% – occurred in the south-west of Eastern Siberia and in a larger part of the ETR in the south. In 2011–2020, the MaxSD values increased in forests in the south-east of the ETR by 5–15%, and decreased in the south-west and the west of the ETR by 15–25% compared to 1966–1990. At the same time in fields, the MaxSD increased by 15–30% in the east of the ETR and the south of Siberia and decreased in the center and south-west of the ETR by 10–15%. The average value of the MaxSD in the field for the period 2011–2020 increased by 6% compared to 1966–1990 and decreased in the forest by 10%. Relative to other periods, the greatest increase in MaxSD was observed in 2001–2010. In the period 2011–2020, the MaxSD both in the forest and in the field mainly decreased relative to the period 2001–2010. In the current climatic period (1991–2020), the tendency for equalization of the MaxSD in forests and fields has been confirmed.

Keywords: snow depth, forest, field, basic climatic periods

REFERENCES

- Borzenkova A.V., Shmakina A.B. Changes in the snow cover thickness and of daily snowfall intensity affecting the highways cleaning expenses in Russian cities. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 2 (52): 59–70 [In Russian].
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-2-59-70
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Snow cover over the Russian territory and its spatial and temporal changes in 1966–2010. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem*. Problems of ecological monitoring and modeling of ecosystems. 2011, 24: 211–227 [In Russian].
- Voeykov A.I. Snow cover, its influence on soil, climate and weather and methods of research. *Zapiski imperatorskogo Russkogo geograficheskogo obshchestva po obshchej geografii*. Notes of the Imperial Russian Geographical Society on General Geography. 1889, 18 (2): 213 [In Russian].
- Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2022 god. Report on the peculiarities of the cli-

- mate in the territory of the Russian Federation for 2022. Moscow: Roshydromet, 2023: 104 p. [In Russian].
- Koronkevich N.I., Georgiadi A.G., Dolgov S.V., Barabanova E.A., Kashutina E.A., Milyukova I.P. Change in snow flood flow in the southern macro-slope of the Russian Plain in the period 1930–2014. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 4 (58): 498–506 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-498-506>
- Kotlyakov V.M. Cryosphere and climate. *Ekologiya i zhizn'*. Ecology and life. 2010, 11: 51–59 [In Russian].
- Mishon V.M. Theoretical and methodological foundations of resources of surface waters assessment in zones of insufficient and unstable humidification at European territory of Russia. Doctoral thesis in Geography. Voronezh: Voronezh State Pedagogical University, 2007: 65 p. [In Russian].
- Oleinikov A.D., Volodicheva N.A. Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 2 (59): 191–200 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400>
- Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovsky A.V. Assessment of the effect of snow cover thickness on permafrost degradation during climate warming. *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*. Proc. of the RAS. Geographical series. 2006, 4: 40–46.
- Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovsky A.V., Sokratov S.A. On the role of some natural factors in soil freezing. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 41–45 [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (3): 105–112 [In Russian].
- Perevertin K.A., Belolyubcev A.I., Dronova E.A., Asaulyak I.F., Kuznetsov I.A., Mazirov M.A., Vasiliev T.A. Impact of changes in snow cover regime on agronomic risks causing pink snow mold. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 75–80 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010117>
- Popova V.V., Shiryayeva A.V., Morozova P.A. Changes in the snow depth characteristics in the territory of Russia in 1950–2013: the regional features and connection with the global warming. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (4): 65–75 [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Impact of climate change on snow depth in forest and field areas in the first decade of the xxi century. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (2): 91–100 [In Russian].
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
- Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018a, 58 (2): 183–190 [In Russian].
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-183-190>
- Sukhova O.V., Vaisfeld M.A. Modeling the redistribution of snow cover in the Russian Far East which is the key parameter of the winter biotopes of hooves. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 89–102 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010073>
- Formozov A.N. *Snezhnyi pokrov kak faktor sredy, ego znachenie v zhizni mlekopitayushchikh i ptits SSSR*. Snow cover as an environmental factor, its significance in the mammals and birds life of the USSR. Moscow: Moscow State University, 1990: 287 p. [In Russian].
- Irannezhad M., Ronkanen A.-K., Malekian A. Editorial: Climate impacts on snowpack dynamics. *Front. Earth Sci*. 2022: 10 p.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.970981>
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / Armstrong R.L., Brun E. (Eds.). Cambridge University Press, 2008: 256 p.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗНАЧЕНИЙ $\delta^{18}\text{O}$ И СТРУКТУРЫ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ НА ТЕРРИТОРИИ МЕТЕООБСЕРВАТОРИИ МГУ

© 2023 г. С. А. Сократов^{1,*}, А. Ю. Комаров¹, Ю. К. Васильчук¹, Н. А. Буданцева¹,
Дж. Ю. Васильчук¹, Ю. Г. Селиверстов¹, П. Б. Гребенников¹, Д. М. Фролов¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: sokratov@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 03.07.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Представлены результаты сравнения изотопного состава (значений $\delta^{18}\text{O}$) разновозрастных слоёв снега, слагающих снежную толщу к моменту максимального водозаписа, с изотопным составом осадков, сформировавших эти слои в течение зимнего сезона 2018/19 г. на территории метеообсерватории МГУ. Установлено, что ожидаемое утяжеление изотопного состава от времени выпадения до времени отбора образцов практически не зависело от возраста слоёв.

Ключевые слова: снежный покров, стабильные изотопы воды, стратиграфия снежного покрова, пространственная неоднородность, зимние осадки, изменение во времени

DOI: 10.31857/S2076673423040154, EDN: IEP1BV

ВВЕДЕНИЕ

Результатом послойного определения изотопного состава снежного покрова являются значения содержания изотопов (кислорода и водорода) в осадках каждого снегопада, изменённого в результате различных процессов, приводящих к изотопному фракционированию (Cooper, 1998; Wahl et al., 2022). Понимание таких изменений необходимо как для интерпретации палеоклиматических данных, представляемых ледниковыми кернами (Екайкин и др., 2007, 2019) или грунтовыми льдами (Konishchev et al., 2003; Vasil'chuk et al., 2023), так и для гидрологических расчётов, основанных на разделении гидрографа (Taylor et al., 2001; Beria et al., 2018).

Данные, представляемые глобальной сетью “Изотопы в осадках” (<https://nucleus.iaea.org/wis-er/>) позволяют делать выводы о многолетних трендах содержания изотопов в осадках, что важно для гидрологических исследований (Зыкин и др., 2021). Межсезонный и внутрисезонный ход изотопного состава выпадающих осадков в основном коррелирует с сезонным ходом температуры и достаточно хорошо документирован (Allen et al., 2019). Ему же соответствуют ряды данных, в некоторых случаях — высокого временного разрешения, представляемые ледяными кернами (Mikhalenko et al., 2015; Kozachek et al., 2017). К сегодняшнему дню уже накоплена информация о

региональных закономерностях изменения изотопного состава зимних атмосферных осадков (Бородулина и др., 2021), его локальной специфике (Васильчук и др., 2017), зависимости от абсолютной высоты (Vasil'chuk et al., 2020), экспозиции (Dietermann, Weiler, 2013), характере растительности (Koeniger et al., 2008), разнице в изотопном составе сформировавшейся снежной толщи и формируемой ею талой воды (Penna et al., 2014).

Основными процессами, отвечающими за изменение начального изотопного состава по мере аккумуляции твёрдых осадков, являются сублимация и таяние (Lee et al., 2010; Ala-aho et al., 2017), интенсивность которых в снежной толще представляется её стратиграфией. Сублимация верхних слоёв снежной толщи в атмосферу приводит к утяжелению изотопного состава остающегося снега. Просачивание вызывает перенос части материала с соответствующим изотопным составом в нижележащие слои, тем самым изменяя их изотопный состав. Непосредственной связи между классами форм зёрен снега (Фирц и др., 2012), составляющим определённый слой в шурфе, и его изотопным составом не установлено, хотя такие попытки были (Чижова и Васильчук, 2017; Чижова и др., 2019). Результаты детальных экспериментальных исследований, в том числе с контролируемым составом изотопного состава водяного пара в потоке воздуха через образец, по-

казали значительное изменение начального изотопного состава снега при перекристаллизации за счёт определяемых установленным температурным градиентом диффузией, сублимацией и возгонкой (Ebner et al., 2017). Однако возможная разнонаправленность вследствие суточных колебаний температур и различная “степень открытости” для потоков пара и влаги слоёв в природном снежном покрове ограничивают возможность прямого использования таких данных для моделирования и, скорее, заставляют искать связи между интенсивностью изменения изотопного состава в снежной толще и, к примеру, классами снежного покрова (Sturm et al., 1995), по сути представляющими собой типичные для определённых климатических условий стратиграфические колонки на момент начала весеннего снеготаяния, а не классы форм зёрен снега в каждой из них (Фирц и др., 2012). Для этого необходимы данные по изменению первоначального содержания изотопов в осадках для разных типов стратиграфических колонок, а также понимание возможных масштабов таких изменений.

Проведение исследований пространственно-временной неоднородности структуры снежного покрова на территории метеообсерватории (МО) МГУ (Фролов и др., 2019), а также наличие данных по изотопному составу осадков (Vasil'chuk et al., 2022) позволили провести сравнение изотопного состава разновозрастных слоёв снега зимнего сезона 2018/19 г. и осадков, их сформировавших. Детальные метеорологические характеристики этих лет также доступны (Эколого-..., 2019).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Условия аккумуляции снежного покрова зимой 2018/19 г. На основе данных наземных измерений высоты, плотности и строения снежного покрова, которые были выполнены с шагом 1 м в траншеях протяжённостью 20 м, произведены расчёты и построены схемы пространственной изменчивости измеренных характеристик снежного покрова и отдельных его слоёв в траншеях. Исследования проводились три раза за зиму: 24.12.2018, 22.01.2019 и 26.02.2019. Дополнительно были описаны снежные шурфы 15 января, 29 января и 21 февраля 2019 года. На основе полученных описаний и данных метеорологических наблюдений на станции выполнен анализ изменений, происходивших в снежной толще в течение зимнего периода 2018/19 г. и построена схема развития стратиграфии снежного покрова в течение этого зимнего периода (рис. 1; табл. 3–5 в приложении с <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19005.64489>).

Аккумуляция снежного покрова зимой 2018/19 г. началась в Москве в конце ноября, однако устой-

чивый снежный покров установился только 1.12.2018. В течение зимнего периода аккумуляция снежного покрова происходила в результате многочисленных снегопадов небольшой интенсивности. В начале зимы толща характеризовалась преобладанием рыхлого мелкозернистого снега средневзвешенной плотностью около 140 кг/м³. К концу декабря средневзвешенная плотность снега увеличилась до 180 кг/м³, а высота снежного покрова достигла 30 см. Сильные снегопады, в результате которых прирост высоты снежного покрова составлял более 10 см, были редки (всего два за период с 1.12.2018 до 26.02.2019). За снегопадами часто следовали оттепели, в результате которых происходило оседание, таяние и просачивание воды сквозь снежную толщу. Всего за период с 1 декабря по 26 февраля было зафиксировано шесть оттепелей разной интенсивности. Несмотря на то, что средняя суточная температура воздуха ниже –10°C наблюдалась лишь в период с 23 по 25 января, уже к середине января в нижней и средней частях снежной толщи сформировались слои зёрен с огранкой и глубинной изморози, что было обусловлено небольшой высотой снежного покрова и значительными температурными градиентами в толще в декабре и январе. К концу января высота снежного покрова достигла 50 см, а его средневзвешенная плотность возросла до 210 кг/м³. Сильная оттепель в середине февраля обусловила оседание, уплотнение снежной толщи и формирование мощного слоя таяния–замерзания с просачиванием воды вглубь снежной толщи, что привело к увеличению её неоднородности из-за появления ледяных включений – линз, корок и пальцев просачивания (см. рис. 1). К концу февраля высота снежного покрова составила 35 см, а средневзвешенная плотность снега достигла 285 кг/м³. В марте началось активное снеготаяние, в результате которого высота снежного покрова начала быстро уменьшаться, а его средневзвешенная плотность достигла значений 320 кг/м³.

Характеристика строения и свойств снежного покрова 26 февраля 2019 г. Отбор образцов снега на изотопный состав был произведён на момент максимального водозапаса – 26 февраля 2019 г. К этому времени изначальная стратиграфия снежного покрова была уже во многом нарушена процессами гравитационного оседания, метаморфизма и просачивания жидкой воды. Сформировалась снежная толща, которая была условно разделена на четыре слоя (см. рис. 1; табл. 1).

Стратиграфические описания и измерения высоты, плотности и водного эквивалента снега (далее – ВЭС) в снежной толще и в её отдельных слоях проводились вдоль траншеи протяжённостью 20 м с интервалом 1 м, в результате чего были получены схемы пространственной

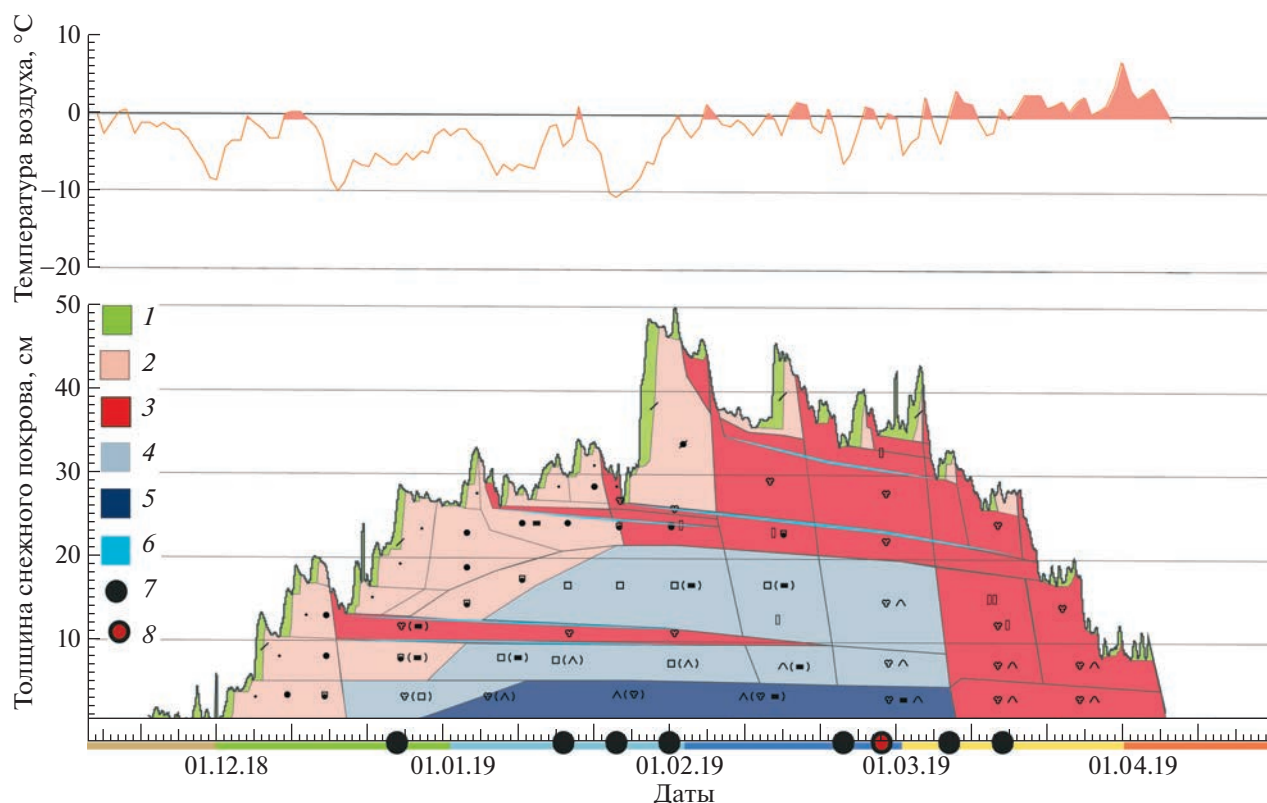


Рис. 1. Схема изменения строения снежной толщи в Москве зимой 2018/19 г. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва): 1 – свежавывавший снег; 2 – мелкозернистый и среднезернистый осевший; 3 – таяния–замерзания; 4 – с огранкой; 5 – глубинная изморозь; 6 – лёд; 7 – даты измерений в шурфах и траншеях; 8 – даты отбора проб в траншее. Условные и цветовые обозначения соответствуют (Фирц и др., 2012).

Fig. 1. Scheme of the evolution of snow stratigraphy in Moscow in winter 2018/19 and simultaneous air temperature change at the site of the Meteorological observatory MSU (Moscow): 1 – fresh snow; 2 – fine-grained and medium-grained settled snow; 3 – melt-freeze layers; 4 – faceted crystals; 5 – depth hoar; 6 – ice; 7 – dates of measurements in pits and trenches; 8 – date of snow sampling in trench. Notations and colors correspond to (Fierz et al., 2009).

неоднородности структуры снежного покрова. Особенности пространственной неоднородности снежного покрова в траншее 26 февраля 2019 г. показаны на рис. 2.

Нижний слой № I был сложен крупнозернистыми кристаллами с огранкой и глубинной изморозью, в значительной степени оплавленными. Преобладали кубические и призматические формы кристаллов размером до 1–2.5 мм. Наблюдались многочисленные льдистые включения и неоднородности, связанные как с оплавлением и таянием от поверхности грунта, так и с просачиванием воды из вышележащих слоёв. Грунт под снегом был талый. Толщина рассматриваемого слоя составила от 10 до 15 см при средней толщине 12 см и стандартном отклонении 1.1 см (коэффициент вариации, т.е. относительное стандартное отклонение (далее – КВ) равен 0.11). Плотность снега в слое изменялась от 265 по 310 кг/м³ при среднем значении 286 кг/м³ и стандартном отклонении 15 кг/м³ (КВ = 0.05).

Слой № II был сложен крупнозернистыми кристаллами до 2–3 мм со следами огранки, в значительной степени оплавленными. Как и в нижнем слое, наблюдались льдистые включения и неоднородности, связанные с просачиванием воды сквозь снежную толщу. В целом, слой был похож по своим свойствам на нижележащий, но отличался от него меньшей твёрдостью, меньшим размером кристаллов и большей неоднородностью. Толщина слоя изменялась в траншее от 4 до 10 см при среднем значении 9 см и стандартном отклонении 1.4 см (КВ 0.18). Плотность снега в слое менялась вдоль траншеи от 270 до 325 кг/м³ при среднем значении 295 кг/м³ и стандартном отклонении 14.3 кг/м³.

Слой № III был сложен крупными смёрзшими кристаллами преимущественно округлых форм размером до 2–3 мм со следами огранки и осложнён многочисленными льдистыми включениями. В результате неоднократного таяния и последующего замерзания, а также просачивания

Таблица 1. Пример описания шурфа на 26 февраля 2019 г.

№	Н (от поверхности грунта), см	Описание слоя
IV	30–37	Свежевыпавший снег, насыщенный жидкой водой. Сложен из округлых оплавленных зёрен диаметром до 0.5 мм. <i>Сформировался в результате снегопадов 17–26 февраля.</i> <i>Возраст: 0–4 дня</i>
III	21–30	Неоднородный влажный слой таяния–замерзания с корками до 1–2 см, Сложен крупными оплавленными смёрзшимися зёрнами диаметром 2–3 мм (до 6 мм), местами со следами огранки. <i>Сформировался в результате снегопадов с 5 января по 13 февраля. Преимущественно сложен снегом снегопадов 23–27 января и 11–13 февраля. В результате оттепелей 2–5 февраля и 14–21 февраля – активное оседание и просачивание жидкой воды в нижние горизонты.</i> <i>Возраст: 11–50 дней</i>
II	12–21	Крупнозернистый снег, сложенный кристаллами со следами огранки и неоднородными льдистыми включениями. Влажный, с диаметром кристаллов до 2–3 мм. <i>Слой сформировался в результате снегопадов с 19 декабря по 4 января (особенно 19–25 декабря). Возможно, было просачивание в феврале.</i> <i>Возраст: 51–71 день</i>
I	0–12	Крупнозернистый снег с кристаллами глубинной изморози в стадии оплавления, рыхлый, низкой твёрдости. Преобладают полые призмы и кубические формы. Имеются льдистые включения. Внизу талый грунт. Обнаружено множество ходов грызунов по этому слою. <i>Слой сформировался в результате снегопадов с 25 ноября по 18 декабря.</i> <i>Возможно просачивание в грунт.</i> <i>Возраст: 76–84 дня</i>

воды сквозь снежную толщу снег в этом слое оказался весьма неоднороден по плотности и твёрдости и был идентифицирован нами как слой таяния–замерзания с многочисленными корками, линзами и пальцами просачивания. Толщина слоя изменялась в траншее от 5 до 12 см при среднем значении 9 см и стандартном отклонении 1.5 см (КВ 0.16). Плотность снега в слое менялась вдоль траншеи от 260 до 340 кг/м³ при среднем значении 294 кг/м³ и стандартном отклонении 21.5 кг/м³.

Верхний слой № IV был в наименьшей степени подвержен процессам таяния–замерзания и метаморфизма, поскольку сформировался в результате снегопадов 22–26 февраля, то есть его возраст на момент измерений не превышал 4 дней. Слой был сложен свежевыпавшим, осевшим рыхлым влажным снегом. Размер кристаллов не превышал 0.5 мм, преобладали округлые формы, но местами встречались не полностью разрушенные фрагменты снежинок, сильно оплавленные. Слой был неоднороден по плотности, однако корки и линзы практически отсутствовали. Толщина слоя изменялась в траншее от 6 до 14 см при

среднем значении 8 см и стандартном отклонении 1.8 см (КВ 0.21). Плотность снега в слое менялась вдоль траншеи от 230 до 305 кг/м³ при среднем значении 260 кг/м³ и стандартном отклонении 27.9 кг/м³ (КВ 0.21). Таким образом, несмотря на свой молодой возраст, этот слой оказался даже более неоднороден, чем нижележащие слои.

Анализ пространственной изменчивости значений высоты снежного покрова вдоль траншеи показал, что значения КВ составили в среднем 0.07. При этом изменчивость отдельных слоёв оказалась больше и составила от 0.11 до 0.26, увеличиваясь от нижних слоёв к верхним. Изменчивость средневзвешенных по шурфам значений плотности и ВЭС снега, измеренные вдоль траншеи, составили соответственно 0.05 и 0.11. Изменчивость отдельных слоёв оказалась больше и составила от 0.05 до 0.11 для плотности и от 0.12 до 0.31 для ВЭС.

Наибольшая изменчивость исследуемых параметров наблюдалась в верхних слоях толщи, в то время как в нижних слоях значения КВ были почти вдвое меньше. Наибольшая изменчивость на-

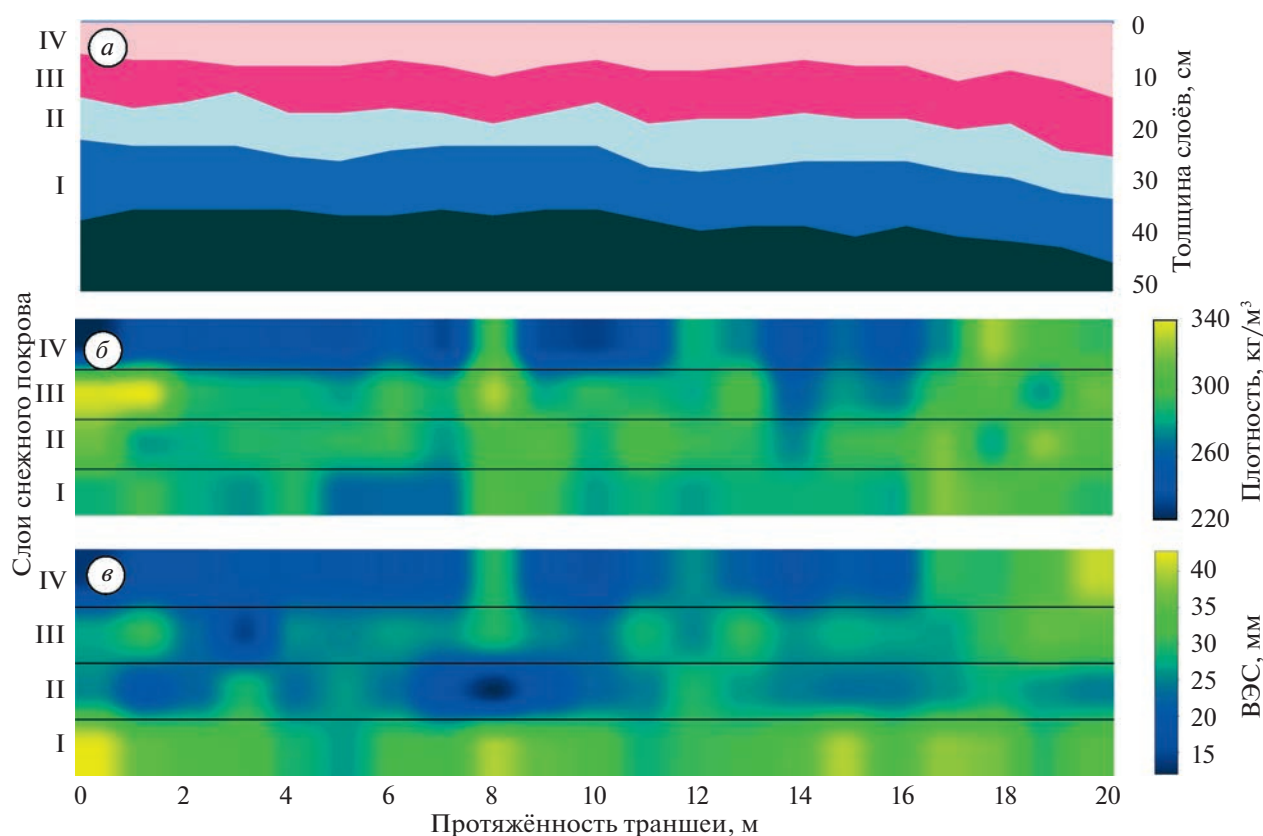


Рис. 2. Пространственная неоднородность распределения: толщины (а), плотности (б) и ВЭС слоёв снежного покрова по данным измерений 26 февраля 2019 г. в траншее на площадке МО МГУ (в).

Fig. 2. Spatial inhomogeneity in the distribution of: depth (a), density (b) and SWE on February 26, 2019. in the transect at the area of MO MSU (v).

блюдалась для значений ВЭС, меньшая — для высоты и плотности. Анализ корреляционных связей между рассматриваемыми послойно параметрами показал, что наблюдаются умеренные положительные связи между ними. Коэффициент корреляции между значениями плотности и высоты снежного покрова, осреднённых по траншее, составил 0.48, между значениями плотности и ВЭС — 0.77, однако статистическая значимость отсутствует.

Изотопный состав зимних осадков. В течение зимы было отобрано 55 образцов снежных осадков. Снег растапливался в полиэтиленовых пакетах при температуре не выше 20°C, затем вода переливалась в пластиковые флаконы, для минимизации испарения крышка флакона дополнительно покрывалась парафином. До изотопных определений флаконы с образцами хранились в холодильнике при температуре +3°C.

Определение изотопного состава кислорода для снега и кислорода, и водорода для осадков выполнялось в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V

Plus с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GRESP, SLAP. Погрешность определений составила (по данным повторных анализов) $\pm 1\%$ для $\delta^2\text{H}$ и $\pm 0.2\%$ для $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выражены в промилле относительно V-SMOW. Дейтериевый эксцесс d_{exs} был рассчитан по формуле В. Дансгора для метеостанций Северного полушария (Dansgaard, 1964): $\delta^2\text{H} = 8.0 \times \delta^{18}\text{O} + 10$.

Анализ изотопного состава осадков, которые были отобраны непосредственно в день их выпадения, показал, что значения $\delta^{18}\text{O}$ этих осадков изменялись от -11.2 до -23.5% . Анализ корреляционных связей $\delta^{18}\text{O}$ с температурой воздуха, которая наблюдалась в день их выпадения, показал, что наблюдается умеренная положительная связь этих параметров со значением коэффициента корреляции 0.40, параметры уравнения линейной регрессии статистически значимы.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ осадков в период с середины ноября до середины декабря составили в среднем -16.5% при средней температуре воздуха -3°C ,

Таблица 2. Послойные осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и разница в величинах $\delta^{18}\text{O}$ между осадками и разновозрастным снегом

№ слоя	Средневзвешенное значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков, сложившихся слой, ‰	Средневзвешенное значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков, сложившихся отобранный образец, ‰ (см. рис. 3, б)	Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в отобранных по слою образцах снега, ‰	Разница метод 1, ‰	Разница метод 2, ‰
IV	–15.51	–17.84	–15.36	2.48	2.52
III	–17.58	–16.86	–14.79	2.07	2.10
II	–20.24	–20.96	–19.41	1.54	1.58
I	–18.64	–20.13	–18.84	1.29	1.33

с середины декабря до середины января –20‰ при температуре воздуха –7.4°C, с середины января до начала марта –15.8‰ при температуре –3.7°C.

Изотопный состав осадков, аккумуляция которых привела к формированию верхнего слоя снежной толщи (рис. 3, слой IV; см. табл. 1), заметно варьировал. Значения $\delta^{18}\text{O}$ составили от –11.2 до –19.3‰. Средневзвешенные с учётом количества выпавших осадков значения $\delta^{18}\text{O}$ составили –15.5‰. Для расположенного ниже слоя (слой III) эти значения варьировали от –15.6 до –23.6‰ при средневзвешенном значении –17.5‰. Для слоя II, расположенного ещё ниже в толще, значения $\delta^{18}\text{O}$ осадков, выпавших в период его формирования, составили от –11.9 до –22.7‰ (средневзвешенное значение –20.2‰), а для нижнего слоя (слой I), сложенного крупнозернистыми кристаллами с огранкой и глубинной изморозью – от –17.3 до –21.6‰ (средневзвешенное значение –19.8‰). Таким образом, начальный изотопный состав двух нижних слоёв оказался более “лёгким” по сравнению с расположенными выше слоями.

Изотопный состав снежного покрова. В траншее, стратиграфия которой представлена выше, были отобраны пробы снега для анализа изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) и его изменчивости. Пробы отбирали с интервалом 2 м вдоль траншеи протяжённостью 20 м (11 профилей) в четырёх основных стратиграфических слоях при помощи плотномера прямоугольного сечения объёмом 100 см³ и высотой 3 см (Proksch et al., 2016), которым измеряли и плотность снега (44 пробы). Пробы отбирали из центральной части каждого слоя таким образом, чтобы толщина слоя ниже и выше места отбора была одинаковой, что было обусловлено необходимостью увязки изотопного состава проб снега со снегопадами, сформировавших этот слой. Каждая проба была взвешена для определения плотности.

Учитывая, что высота плотномера (пробоотборника) составляет 3 см и пробы отбираются из центра слоя, часть снега в слое (выше и ниже ме-

ста отбора пробы) не попадала в пробоотборник. Следовательно, полученный нами из проб изотопный состав слоёв в действительности характеризует лишь центральную их часть толщиной около 3 см.

Исходя из этого, изотопный состав снега, отобранного в центральных частях слоёв, корректнее сравнивать с изотопным составом не всех осадков, которые привели к формированию этого слоя, а именно тех, которые были отобраны на анализ (см. рис. 3, 4).

По данным анализа изотопного состава проб снега (рис. 5 и 6; табл. 2; табл. 6–8 в приложении с <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19005.64489>), отобранных в траншее 26.02.2019, значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от –13.9‰ до –20.2‰. Наиболее “тяжёлый” изотопный состав был характерен для двух верхних слоёв № III и № IV (влажного свежевыпавшего снега, возраст которого составил на момент измерений 2–4 дня и подстилающего слоя таяния–замерзания, возраст которого составил 11–50 дней). Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ верхнего слоя № IV составили от –14.2 до –16.9‰ при среднем значении $\delta^{18}\text{O}$ –15.4‰ и стандартном отклонении 0.9‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ расположенного ниже слоя № III изменялись от –13.9 до –16.3‰ при среднем значении $\delta^{18}\text{O}$ –14.8‰ и стандартном отклонении 0.8‰ для подстилающего слоя (см. рис. 5).

Более “лёгкий” изотопный состав был характерен для двух нижних слоёв. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ составили –19.4‰ для слоя № II (от –18.6 до –20.2‰) и –18.8‰ для слоя № I (от –16.6 до –18.2‰). Значения стандартного отклонения составили 0.5‰ для слоя I и 0.3‰ для слоя II (0.5 и 0.6‰ для слоёв III и IV соответственно). При отборе образцов в пробоотборник технически не попадали крупные ледяные корки и “пальцы просачивания”, которые и должны были содержать в себе воду из изотопно- более “тяжёлых” вышележащих слоёв. Возможно, в случае включения и этих образований в анализируемые образцы, разница в изотопном составе этих слоёв и сформировавших их осадков оказалась бы ещё меньше.

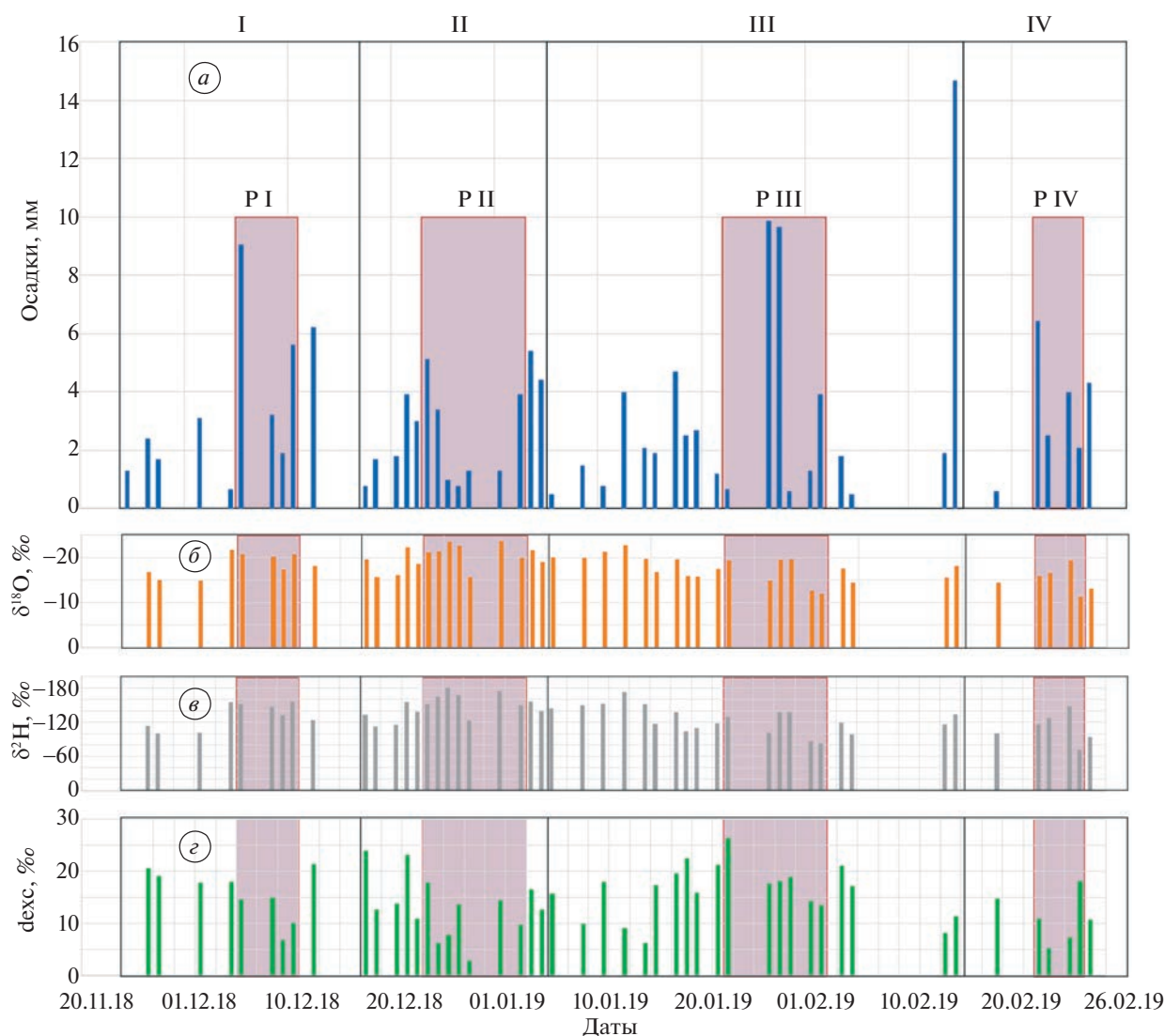


Рис. 3. Вариации значений: количества осадков (а), $\delta^{18}\text{O}$ (б), $\delta^2\text{H}$ (в), d_{exc} в осадках (снеге) (г), отобранных на метеорологической обсерватории МГУ в день их выпадения, в чёрные рамки заключены осадки, в результате аккумуляции которых сформировались слои I, II, III и IV; тёмным фоном выделены осадки, в результате аккумуляции которых сформировалась часть слоя (проба), отобранная для определения $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4).

Fig. 3. Variability of: amount of precipitation (a), $\delta^{18}\text{O}$ (б), $\delta^2\text{H}$ (в), d_{exc} in precipitation (snow) (г), collected at the meteorological observatory of MSU at each precipitation event. black frames show all the precipitation gradually constructing layers I, II, III and IV; dark background shows the parts. corresponding to samples collected for $\delta^{18}\text{O}$ analysis (see Fig. 4).

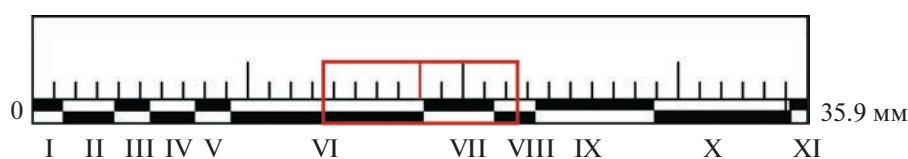


Рис. 4. Схема определения количества осадков, формирующих пробу снега в шурфе на примере слоя I; римскими цифрами показаны номера снегопадов (от I до XI), длина плашек пропорциональна количеству осадков (мм), выпавших во время каждого снегопада; в красную рамку заключены только осадки, сформировавшие часть слоя, попавшую в створ плотмера при отборе пробы на изотопный состав.

Fig. 4. Scheme of determination of the quantity of precipitation (mm), forming sample for isotopic analysis in layer I as an example; the Roman numerals show the number of snowfalls (from I to XI), the length of bars is proportional to the quantity of precipitations during each precipitation event; red frame shows the part of total precipitations. collected by the sampler for the isotopic analysis.

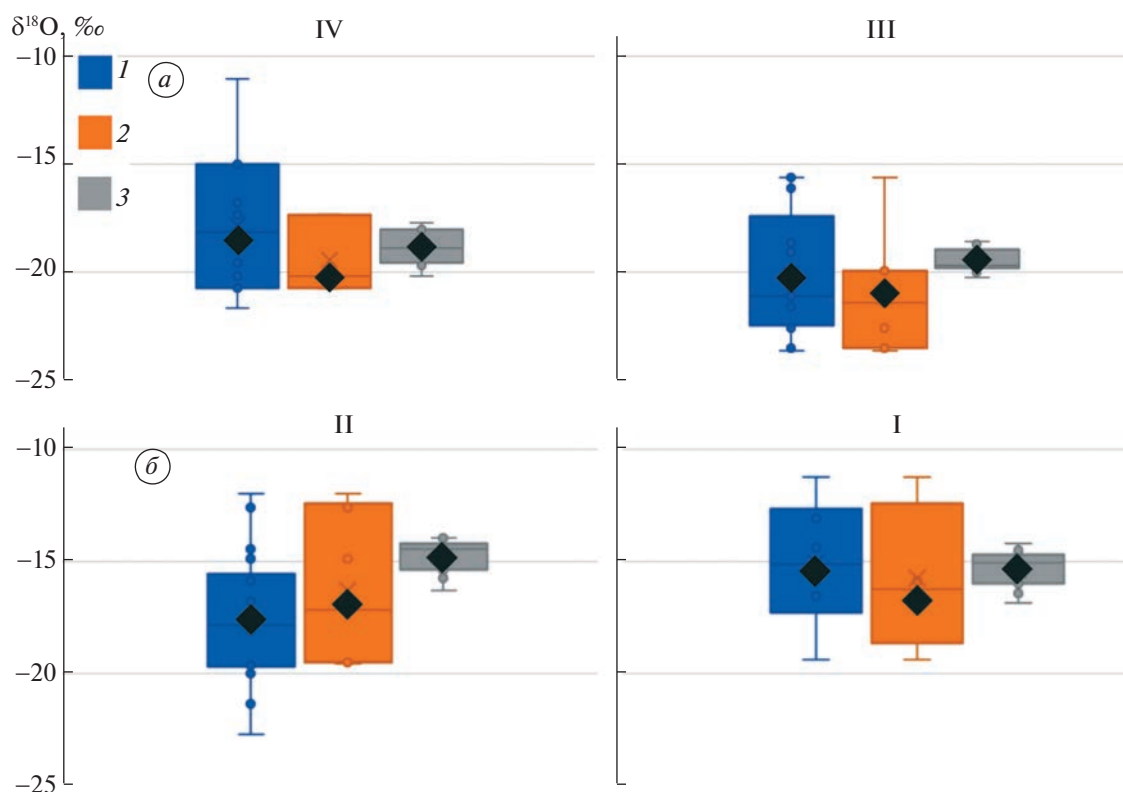


Рис. 5. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ осадков, отобранных в день их выпадения: 1 – относящихся ко всему слою; 2 – относящиеся к пробам (см. рис. 4); 3 – диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ для послойно отобранного снега вдоль траншеи; чёрными ромбами показаны средневзвешенные значения, римскими цифрами – номера слоёв.

Fig. 5. The range of values of $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation events: 1 – covering whole layer; 2 – corresponding to the samples of snow (see Fig. 4) in the layers; 3 – the range of values of $\delta^{18}\text{O}$ for the snow samples in a layer along the transect; black diamond show weighted mean values, roman numbers – the number of a layer.

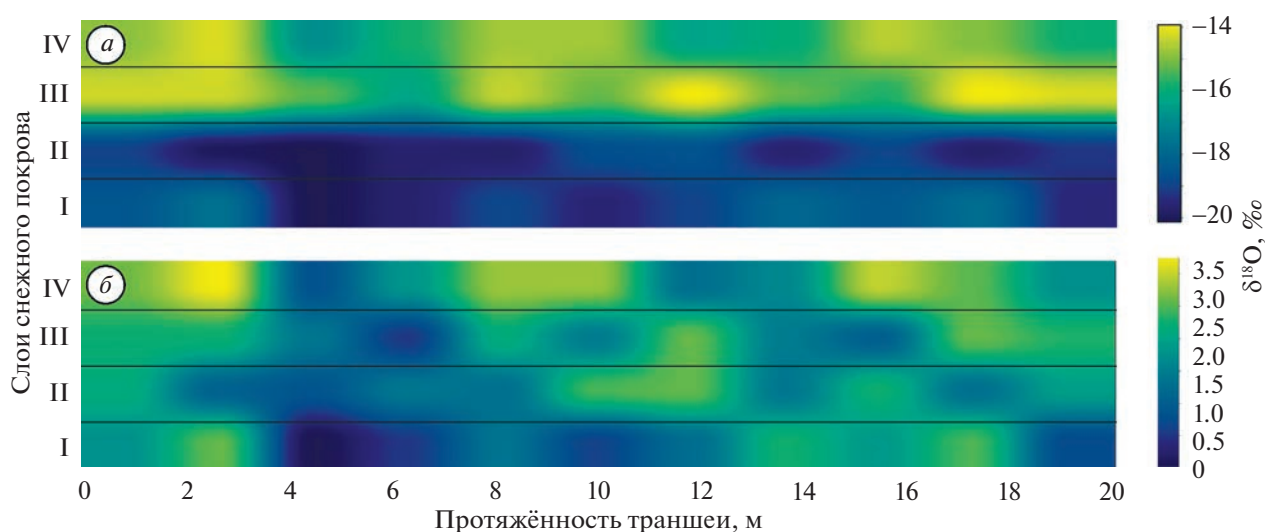


Рис. 6. Пространственная неоднородность распределения: значений $\delta^{18}\text{O}$ в слоях снежного покрова (а), различия изотопного состава отобранного снега от изотопного состава осадков. Этот снег сформировавших по данным измерений 26 февраля 2019 г. в траншее на площадке МО МГУ (б).

Fig. 6. Spatial inhomogeneity of: $\delta^{18}\text{O}$ in snow layers (a), difference between the isotopic composition of the collected snow samples from the isotopic composition of the precipitations, forming this snow. Along the transect at the area of MO MSU (b).

Анализ корреляционных связей между плотностью и изотопным составом проб снега показал, что наблюдается слабая положительная корреляция между этими двумя параметрами. Коэффициент корреляции средневзвешенных значений плотности и $\delta^{18}\text{O}$ составил 0.43. Наиболее ярко выраженная положительная корреляция была установлена для нижнего слоя № 1 (0.45) и слоя № 2 (0.27), наименьшая — для верхних двух слоёв (0.19 и 0.23 для слоёв № 3 и 4 соответственно). Однако статистическая значимость параметров уравнения линейного тренда отсутствует. Таким образом, пробы с повышенной плотностью характеризовались более “тяжёлым” изотопным составом, чем менее плотные. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в пробах плотностью менее 280 кг/м^3 составили -19.4‰ , а в пробах плотностью более 300 кг/м^3 — -18.8‰ .

Значения коэффициента корреляции между значениями толщины снежного покрова и средневзвешенными по толще значениями $\delta^{18}\text{O}$ составили 0.40. Наиболее выраженная положительная корреляция наблюдалась в нижнем слое № I (0.37) и слое № II (0.24). В то же время, в слое № III корреляция отсутствовала, а в верхнем слое № IV была отрицательной (-0.23). Статистическая значимость уравнений линейного тренда рассмотренных параметров отсутствует. Значения коэффициента корреляции между средневзвешенными значениями ВЭС и $\delta^{18}\text{O}$ составили 0.58. Корреляция была положительной во всех слоях, кроме верхнего, где значения коэффициента корреляции составили -0.9 . В слоях № III и № II они составили 0.15 и 0.34, соответственно, а в нижнем слое № I был наибольшим и составил 0.55, однако статистическая значимость уравнений линейного тренда отсутствует как для значений, осреднённых по толще, так и для отдельных слоёв.

Таким образом, в нижних трёх слоях наблюдалась положительная корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$, плотности, ВЭС и толщины слоёв, причём наибольшие значения коэффициента корреляции отмечены в нижнем слое. Следовательно, слоям повышенной толщины и плотности соответствовал более “тяжёлый” изотопный состав. В то же время, в верхнем слое, подверженном процессам таяния и просачивания жидкой воды, значения коэффициентов корреляции между значениями $\delta^{18}\text{O}$, толщины и ВЭС слоя оказались отрицательными, а между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и плотности — положительными.

Разница между значениями $\delta^{18}\text{O}$ осадков и сформированного ими разновозрастного снега в слоях может быть определена простым вычитанием одного из другого (метод 1). Общепринятый расчёт δ отобранных образцов включает в себя отношения к эталонным значениям (Environmental..., 2020), в нашем случае — V-SMOW и для осад-

ков, и для снега в траншее. Для определения пост-депозиционных изменений более логичным выглядит прямое определение разницы в значениях $\delta^{18}\text{O}$ осадков и сформированного ими снега, с сокращением эталонных значений (метод 2, использованный при построении рис. 6, б):

$$\left(\frac{\frac{\delta_{sn}}{1000} + 1}{\frac{\delta_{pr}}{1000} + 1} - 1 \right) \times 10^3 \text{‰},$$

где δ_{sn} — значение $\delta^{18}\text{O}$ в образце снега; δ_{pr} — значение $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, сложивших этот образец.

Пространственная изменчивость значений $\delta^{18}\text{O}$ в траншее оказалась меньше, чем вариации толщины, плотности и ВЭС. Величина КВ для значений $\delta^{18}\text{O}$ составила в среднем 0.045 (0.8‰). Наибольшие значения КВ наблюдались в верхних двух слоях (0.05), меньшие — для нижних слоёв (0.03 и 0.04 для слоёв № II и № I соответственно).

Погрешности в определении разницы между начальным и изменённым содержанием $\delta^{18}\text{O}$ в слоях снега может быть обусловлена пространственной изменчивостью толщины самих слоёв (при неизменной высоте пробоотборника), а также смещением пробоотборника по вертикальной оси относительно центра слоя, что часто происходит при отборе проб в поле. В рамках исследования была проанализирована изменчивость разницы начальных значений изотопного состава осадков, относящихся к пробе, и самой пробы при смещении пробоотборника на 1 см вверх и вниз относительно центра толщи. Установлено, что различия в изотопном составе осадков при смещении пробоотборника составили в среднем 0.5‰, то есть различались незначительно. В обоих случаях разница между изначальным и изменённым содержанием $\delta^{18}\text{O}$ в слоях оказались положительными, то есть изотопный состав стал с течением времени тяжелее во всех слоях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты определения изотопного состава осадков, отобранных в день их выпадения, и изотопного состава проб снега, отобранных на максимум водозапаса (26 февраля 2019 г.) вдоль траншеи протяжённостью 20 м, было установлено, что самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (-19.4 и -18.8‰) соответствуют пробам, отобранным из нижних слоёв снежной толщи. Они сформировались в первой половине зимы при более низких температурах, по сравнению с верхними слоями, значения $\delta^{18}\text{O}$ в которых составили -15.4 и -14.8‰ соответственно.

Пространственная изменчивость изотопного состава снежного покрова в рассматриваемых слоях оказалась относительно невысока и составила от 0.6 до 0.8‰. Анализ корреляционных связей между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и плотностью отобранных проб позволил установить, что наблюдается устойчивая положительная связь между рассматриваемыми послойно изотопными и структурными параметрами. Наибольшие значения корреляции наблюдаются в нижнем слое. При рассмотрении слоёв по отдельности (одно-возрастной снег) более плотному снегу соответствует более тяжёлый изотопный состав, что может быть обусловлено формированием соответствующих слоёв при влиянии метелевого переноса и преимущественного накопления более плотного метелевого снега в микропонижениях рельефа.

Сравнение начальных значений $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, отобранных в день их выпадения, и значений в пробах, представляющих те же осадки, но к моменту максимума снегонакопления, показало, что во всех слоях значения $\delta^{18}\text{O}$ в пробах оказались выше, чем в осадках, что свидетельствует об “утяжелении” изотопного состава снега с течением времени. При этом, изменения в изотопном составе снега оказались практически независимы от продолжительности залегания слоёв. Более того, наибольшие изменения произошли в верхних слоях, продолжительность залегания которых была значительно меньше, чем в двух нижних слоях, а температура, при которой происходило их формирование и последующее залегание, — выше. Такой результат может свидетельствовать о преимущественном влиянии процессов испарения с поверхности снежной толщи на изменение изотопного состава, тогда как процессы температурно-градиентного метаморфизма и метаморфизма таяния—замерзания в условиях района исследования (Москва) имеют меньшее или нивелирующее влияние на такое изменение.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 19–77–30004 “Технология оценки экологического состояния Московского мегаполиса на основе анализа химического состава микрочастиц в системе “атмосфера—снег—дорожная пыль—почвы—поверхностные воды” Мегapolis”), изотопные определения; и по теме гос. задания “Опасность и риск природных процессов и явлений” (121051300175-4), полевые исследования и анализ полученных результатов.

Acknowledgments: This research project was supported by the Russian Science Foundation (grant № 19–77–30004, “Integrated technology for environment assessment of Moscow megacity based on chemical analysis of microparticle composition in the ‘atmosphere – snow – road dust – soil – surface water’ system Megacity”), isotope analyses; and the State

Assignment “Danger and risk of nature processes and phenomena” (121051300175-4), field work and analysis of the obtained results.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородулина Г.С., Токарев И.В., Левичев М.А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 521–532. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040105>
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Лычагин М.Ю., Поповнин В.В., Ткаченко А.Н. Изотопный состав зимнего снега на хребте Аибга (Красная Поляна), Западный Кавказ // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 99–118. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.3.24402>
- Екайкин А.А., Владимиров Д.О., Тебенькова Н.А., Бровков Е.В., Верес А.Н., Ковязин А.В., Козачек А.В., Линдрен М., Шибяев Ю.А., Преображенская А.В., Липенков В.Я. Пространственная изменчивость изотопного состава и скорости накопления снега на снегомерном полигоне станции Восток (Центральная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 46–62. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-46-62>
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Сократова И.Н., Преображенская А.В. Изотопный состав снега и льда в Антарктиде: климатический сигнал и постдепозиционный шум // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 2 (76). С. 96–105.
- Зыкин Н.Н., Токарев И.В., Виноград Н.А. Мониторинг стабильных изотопов ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) в осадках Москвы (Россия): сравнение периодов 2005–2014 и 1970–1979 гг. // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 4. С. 723–733. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.405>
- Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) Русское издание (Материалы гляциологических исследований, 2012, № 2). М.: Ин-т географии РАН, Гляциологическая ассоциация, 2012. 80 с.
- Фролов Д.М., Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Турчанинова А.С., Гребенников П.Б. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи на площадке МО МГУ зимой 2018/2019 г. // Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2018 г. по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова. М.: МАКС Пресс, 2019. С. 225–230.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Дейтериевый эксцесс в снеге и ледниках Полярного Урала и ледяных льдах юга Ямала и побережья Байдарцкой губы // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 100–111. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.2.23342>
- Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Козачек А.В., Курузов С.С., Лаврентьев И.И. Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 293–305. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>

- Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2018 г. по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени М. В. Ломоносова / Ред. М. А. Локощенко. М.: МАКС Пресс, 2019. 277 с. <https://doi.org/>
- Ala-aho P., Tetzlaff D., McNamara J.P., Laudon H., Kormos P., Soulsby C.* Modeling the isotopic evolution of snow-pack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach // *Water Resources Research*. 2017. V. 53. № 7. P. 5813–5830. <https://doi.org/10.1002/2017WR020650>
- Allen S.T., Jasechko S., Berghuijs W.R., Welker J.M., Goldsmith G.R., Kirchner J.W.* Global sinusoidal seasonality in precipitation isotopes // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2019. V. 23. № 8. P. 3423–3436. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3423-2019>
- Beria H., Larsen J.R., Ceperley N.C., Michelson A., Vennemann T., Schaefli B.* Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes // *WIREs Water*. 2018. V. 5. № 6. e1311. <https://doi.org/10.1002/wat2.1311>
- Cooper L.W.* Isotopic fractionation in snow cover // *Isotope tracers in catchment hydrology* / Eds. C. Kendall, J. J. McDonnell. New York: Elsevier Sci., 1998. P. 119–136. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50011-2>
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Dietermann N., Weiler M.* Spatial distribution of stable water isotopes in alpine snow cover // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013. V. 17. № 7. P. 2657–2668. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2657-2013>
- Ebner P.P., Steen-Larsen H.C., Stenni B., Schneebeli M., Steinfeld A.* Experimental observation of transient $\delta^{18}\text{O}$ interaction between snow and advective airflow under various temperature gradient conditions // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. № 4. P. 1733–1743. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1733-2017>
- Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications (IHP-V IAEA Technical Documents in Hydrology, No. 39). V. 1* / Ed. W.G. Mook. IAEA, UNESCO, 2001 (reprint [2020]). 164 p.
- Koeniger P., Hubbard J.A., Link T., Marshall J.D.* Isotopic variation of snow cover and streamflow in response to changes in canopy structure in a snow-dominated mountain catchment // *Hydrological Processes*. 2008. V. 22. № 4. P. 557–566. <https://doi.org/10.1002/hyp.6967>
- Konishchev V.N., Golubev V.N., Sokratov S.A.* Sublimation from a seasonal snow cover and an isotopic content of ice wedges in the light of a palaeoclimate reconstruction // *ICOP 2003. Permafrost. Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, 21–25 July 2003, Zürich, Switzerland. V. 1 / Eds. M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Aronson. Lisse: Swets & Zeitlinger, 2003. P. 585–590.
- Kozachek A., Mikhaleiko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. № 5. P. 473–489. <https://doi.org/10.5194/cp-13-473-2017>
- Lee J., Feng X., Faiia A.M., Posmentier E.S., Kirchner J.W., Osterhuber R., Taylor S.* Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice // *Chemical geology*. 2010. V. 270. № 1–4. P. 126–134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.011>
- Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. № 6. P. 2253–2270. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Penna D., Ahmad M., Birks S.J., Bouchaou L., Brenčič M., Butt S., Holko L., Jeelani G., Martínez D.E., Melikadze G., Shanley J.B., Sokratov S.A., Stadnyk T., Sugimoto A., Vreča P.* A new method of snowmelt sampling for water stable isotopes // *Hydrological Processes*. 2014. V. 28. № 22. P. 5637–5644. <https://doi.org/10.1002/hyp.10273>
- Proksch M., Rutter N., Fierz Ch., Schneebeli M.* Intercomparison of snow density measurements: bias, precision, and vertical resolution // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. № 1. P. 371–384. <https://doi.org/10.5194/tc-10-371-2016>
- Sturm M., Holmgren J., Liston G.L.* A seasonal snow cover classification system for local to global applications // *Journ. of Climate*. 1995. V. 8. № 5 (Part 2). P. 1261–1283. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2)
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snow-pack and its melt // *Water Resources Research*. 2001. V. 37. № 3. P. 759–769. <https://doi.org/10.1029/2000WR900341>
- Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju., Budantseva N., Vystavna Yu., Eremina I.* Stable isotope composition of precipitation events revealed modern climate variability // *Theoretical and Applied Climatology*. 2022. V. 147. № 3–4. P. 1649–1661. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03900-w>
- Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. V. 13. № 1. P. 172–182. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023. V. 34. № 1. P. 142–165. <https://doi.org/10.1002/ppp.2177>

Wahl S., Steen-Larsen H.C., Hughes A.G., Dietrich L.J., Zühr A., Behrens M., Faber A.-K., Hörhold M. Atmosphere-snow exchange explains surface snow isotope

variability // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. № 20. e2022GL099529. <https://doi.org/10.1029/2022GL099529>

Citation: Sokratov S.A., Komarov A.Yu., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Seliverstov Yu.G., Grebennikov P.B., Frolov D.M. Spatial-temporal variability of the $\delta^{18}\text{O}$ values and the snow structure on the territory of the Meteorological Observatory of the Lomonosov Moscow State University. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 569–582 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040154

Spatial-Temporal Variability of the $\delta^{18}\text{O}$ Values and the Snow Cover Structure on the Territory of the Meteorological Observatory of the Lomonosov Moscow State University

S. A. Sokratov^{a, #}, A. Yu. Komarov^a, Yu. K. Vasil'chuk^a, N. A. Budantseva^a, J. Yu. Vasil'chuk^a, Yu. G. Seliverstov^a, P. B. Grebennikov^a, and D. M. Frolov^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: sokratov@geogr.msu.ru

Received July 3, 2023; revised September 4, 2023; accepted October 2, 2023

The isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ values) of snow layers, constructing snow cover to the time of reaching maximum snow water equivalent (SWE), was compared with the isotopic content of snow precipitated over the whole the winter season 2018/19 on the territory of the Meteorological Observatory of the Lomonosov Moscow State University (Moscow, Russia). Snow-sampling was carried out in a trench 20 m long simultaneously with detailed measurements of spatial variability of the structural characteristics of snow depth. Sampling was conducted for each precipitation event over the winter season, with the amount of precipitation also documented. It was found that the spatially-distributed enrichment with heavy oxygen isotopes along the trench fell within the range of 0–3.5‰, with average values for the four main formed snow layers changing from 1.3 to 2.5‰. The enrichment was not much dependent on the age of snow layer in the snowpack, and it was even more pronounced in the upper layers. This suggests that the post-precipitated change in the isotopic composition of snow cover for the conditions of the investigated site mainly took place when the snow was exposed to the atmosphere (due to sublimation and evaporation), while the processes of dry and wet metamorphism were either less important or even led to leveling the effects of isotopic fractionation. A positive correlation was found between the isotope composition of snow and the spatially varying snow density in each layer. This is most probably related to involvement of wind influence into the snow accumulation resulting in more dense snow. The spatial variability of the isotope composition of snow in each layer was smaller than changes in snow density and snow water equivalent.

Keywords: snow cover, stable water isotopes, snow stratigraphy, spatial variability, winter precipitations, temporal variability

REFERENCES

- Borodulina G.S., Tokarev I.V., Levichev M.A. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of Karelian snow cover. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 521–532 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040105>
- Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Budantseva N.A., Ly-chagin M.Y., Popovnin V.V., Tkachenko A.N. Isotopic composition of winter snow on the Aibga Ridge (Krasnaya Polyana), Western Caucasus. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017, (3): 99–118 [In Russian]. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.3.24402>
- Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Tebenkova N.A., Brovko E.V., Veres A.N., Kovyazin A.V., Kozachek A.V., Lindren M., Shibaev Yu.A., Preobrazhenskaya A.V., Lipenkov V.Ya. Spatial variability of snow isotopic composition and accumulation rate at the stake farm of Vostok station (Central Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (1): 46–62 [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-46-62>
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Sokratova I.N., Preobrazhenskaya A.V. Isotopic composition of snow and ice in Antarctica: Climate signal and post-depositional noise. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2007, 2 (76): 96–105 [In Russian].
- Zykin N.N., Tokarev I.V., Vinograd N.A. Monitoring of stable isotopes ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) in precipitations of Moscow (Russia): Comparison for 2005–2014 and 1970–1979 periods. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*.

- Nauki o Zemle*. Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. 2021, 66 (4): 723–733 [In Russian]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.405>
- Fierz Ch., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Sanyal P.K., Sokratov S.A. *International classification for seasonally falling snow (a guide to the description of snow thickness and snow cover) Russian edition (Data of Glaciological Studies, 2012–2)*. International classification for seasonally falling snow (a guide to the description of snow thickness and snow cover) Russian edition (Data of Glaciological Studies, 2012–2). Moscow: Institute of Geography RAS, Glaciological Association, 2012: 80 [In Russian].
- Frolov D.M., Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Turchaninova A.S., Grebennikov P.B. Study of spatial-temporal heterogeneity of snow cover at the territory of MO MSU in Winter 2018/2019. *Ekologo-klimaticheskie harakteristiki atmosfery Moskvy v 2018 g. po dannym Meteorologicheskoy observatorii MGU imeni M.V. Lomonosova*. Environmental and climate characteristics of the atmosphere in Moscow in 2018 according to the measurements of the Moscow State University Meteorological Observatory. Moscow: MAKSS Press, 2019. 225–230 [In Russian].
- Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Deuterium excess in the snow and glaciers of the Polar Ural and massive ice of the south of the Yamal Peninsula and the coast of Baydaratskaya Bay. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017, (2): 100–111 [In Russian]. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.2.23342>
- Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Kozachek A.V., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I. Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (3): 293–305 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>
- Ekologo-klimaticheskie harakteristiki atmosfery Moskvy v 2018 g. po dannym Meteorologicheskoy observatorii MGU imeni M.V. Lomonosova*. Environmental and climate characteristics of the atmosphere in Moscow in 2018 according to the measurements of the Moscow State University Meteorological Observatory. Moscow: MAKSS Press, 2019: 277 [In Russian]. <https://doi.org/10.29003/m856.atm-2018>
- Ala-aho P., Tetzlaff D., McNamara J.P., Laudon H., Kormos P., Soulsby C. Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach. *Water Resources Research*. 2017, 53 (7): 5813–5830. <https://doi.org/10.1002/2017WR020650>
- Allen S.T., Jasechko S., Berghuijs W.R., Welker J.M., Goldsmith G.R., Kirchner J.W. Global sinusoidal seasonality in precipitation isotopes. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2019, 23 (8): 3423–3436. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3423-2019>
- Beria H., Larsen J.R., Ceperley N.C., Michelin A., Vennemann T., Schaefli B. Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes. *WIREs Water*. 2018, 5 (6): e1311. <https://doi.org/10.1002/wat2.1311>
- Cooper L.W. Isotopic fractionation in snow cover. In Kendall C., McDonnell J.J. (Eds.) *Isotope tracers in catchment hydrology*. New York: Elsevier Sci., 1998: 119–136. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50011-2>
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Dietermann N., Weiler M. Spatial distribution of stable water isotopes in alpine snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013, 17 (7): 2657–2668. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2657-2013>
- Ebner P.P., Steen-Larsen H.C., Stenni B., Schneebeli M., Steinfeld A. Experimental observation of transient $\delta^{18}\text{O}$ interaction between snow and advective airflow under various temperature gradient conditions. *The Cryosphere*. 2017, 11 (4): 1733–1743. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1733-2017>
- Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications (IHP-V IAEA Technical Documents in Hydrology, No. 39). V. 1. Ed. W.G. Mook. IAEA, UNESCO, 2001 (reprint [2020]): 164 p.
- Koeniger P., Hubbart J.A., Link T., Marshall J.D. Isotopic variation of snow cover and streamflow in response to changes in canopy structure in a snow-dominated mountain catchment. *Hydrological Processes*. 2008, 22 (4): 557–566. <https://doi.org/10.1002/hyp.6967>
- Konishchev V.N., Golubev V.N., Sokratov S.A. Sublimation from a seasonal snow cover and an isotopic content of ice wedges in the light of a palaeoclimate reconstruction. In Phillips M., Springman S.M., Arenson L.U. (Eds.) *ICOP 2003. Permafrost. Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, 21–25 July 2003, Zürich, Switzerland. Vol. 1. Lisse: Swets & Zeitlinger, 2003: 585–590.
- Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S. Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores. *Climate of the Past*. 2017, 13 (5): 473–489. <https://doi.org/10.5194/cp-13-473-2017>
- Lee J., Feng X., Faiia A.M., Posmentier E.S., Kirchner J.W., Osterhuber R., Taylor S. Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical geology*. 2010, 270 (1–4): 126–134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.011>
- Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9 (6): 2253–2270. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Penna D., Ahmad M., Birks S.J., Bouchaou L., Brenčić M., Butt S., Holko L., Jeelani G., Martínez D.E., Melikadze G., Shanley J.B., Sokratov S.A., Stadnyk T., Sugimoto A., Vreča P. A new method of snowmelt sampling for water stable isotopes. *Hydrological Processes*. 2014, 28 (22): 5637–5644. <https://doi.org/10.1002/hyp.10273>

- Proksch M., Rutter N., Fierz Ch., Schneebeli M.* Intercomparison of snow density measurements: bias, precision, and vertical resolution. *The Cryosphere*. 2016, 10 (1): 371–384.
<https://doi.org/10.5194/tc-10-371-2016>
- Sturm M., Holmgren J., Liston G.L.* A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journ. of Climate*. 1995, 8 (5 (Part 2)): 1261–1283.
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2)
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snow-pack and its melt. *Water Resources Research*. 2001, 37 (3): 759–769.
<https://doi.org/10.1029/2000WR900341>
- Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju.N., Budantseva N., Vystavna Yu., Eremina I.* Stable isotope composition of precipitation events revealed modern climate variability. *Theoretical and Applied Climatology*. 2022, 147(3–4): 1649–1661.
<https://doi.org/10.1007/s00704-021-03900-w>
- Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju.N., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. *Geography, Environment, Sustainability*. 2020, 13 (1): 172–182.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023, 34 (1): 142–165.
<https://doi.org/10.1002/ppp.2177>
- Wahl S., Steen-Larsen H.C., Hughes A.G., Dietrich L.J., Zuhr A., Behrens M., Faber A.-K., Hörhold M.* Atmosphere-snow exchange explains surface snow isotope variability. *Geophysical Research Letters*. 2022, 49 (20): e2022GL099529.
<https://doi.org/10.1029/2022GL099529>

УДК 550.837

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫХ КАМЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ

© 2023 г. Г. С. Дьякова¹, А. А. Горев^{2,*}, А. Н. Шеин^{3,4}, В. В. Потапов³,
Р. Д. Бурым¹, О. В. Останин¹, В. В. Оленченко³

¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

²Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука, Новосибирск, Россия

⁴ГАУ ЯНАО “Научный центр изучения Арктики”, Салехард, Россия

*e-mail: galinabarnaul@mail.ru

Поступила в редакцию 27.12.2022 г.

После доработки 10.08.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Проведено комплексное изучение гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая в долинах рек Джело, Елангаш, Аккол и Чуя с помощью электротомографии, геодезической съёмки и аэрофотосъёмки. Интерпретация данных электротомографии позволила установить глубину залегания и мощность каменно-ледяных ядер. Трёхмерные геоэлектрические модели ГМКО позволили проанализировать распределение льда внутри ГМКО и оценить запасы воды в них.

Ключевые слова: Алтай, гляциально-мерзлотные каменные образования, электротомография, многолетняя мерзлота, каменные глетчеры, геоэлектрическая модель

DOI: 10.31857/S2076673423040063, EDN: YGXJFM

ВВЕДЕНИЕ

Гляциально-мерзлотные каменные образования (далее – ГМКО) – уникальные объекты криолитозоны (Дьякова и др., 2020). Особый интерес к их изучению в последнее время связан с глобальными климатическими изменениями и потенциалом данных объектов в качестве запаса пресной воды – до 50% от своего объёма (Тараканов, 1989; Jones et al., 2019). Особенность ГМКО – способность накапливать лёд даже в периоды деградации оледенения (Михайлов и др., 2007). Цель исследований – выявление глубины залегания и мощности каменно-ледяного ядра ГМКО, локализация зон разгрузки талых вод и ниш протаивания, а также детализация распределения ледяного материала в теле ГМКО. Геофизические методы, в частности электротомография, хорошо зарекомендовали себя при изучении объектов с многолетнемёрзлыми породами: высокие значения УЭС ледяных и каменно-ледяных ядер ГМКО, по сравнению с вмещающими породами, позволяют получать качественные геоэлектрические разрезы (Maurer, Nauck, 2007). Достижения геофизических методов в исследовании ГМКО описаны множеством авторов (Maurer, Nauck,

2007; Leopold et al., 2011; Hausmann et al., 2012; Bodin, 2013; Галанин и др., 2017 и пр.). Например, одними из самых изученных ГМКО являются каменные глетчеры Murtel и Muragl, расположенные в Ретийских Альпах в восточной Швейцарии (Bernhard et al., 1998; Haeberli et al., 1998; Kaab et al., 1998; Haeberli et al., 1999). При их исследовании использован комплекс геофизических методов, включающий электротомографию, сейсморазведку и георадар, кроме того данные геофизических исследований были сопоставлены с данными бурения (Nauck et al., 2011). Изучением гляциально-мерзлотных каменных образований на Алтае, их выявлением, описанием, изучением внутреннего строения, занимались А.А. Галанин (2005), А.П. Горбунов (2006), О.В. Останин и Г.С. Дьякова (2013, 2014, 2020) и др. В данной работе акцент сделан на выявлении внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований на ключевых участках, расположенных в долинах рек Чуя, Джело, Елангаш и Аккол. Создание объёмных моделей гляциально-мерзлотных каменных образований даёт возможность оценить объёмы содержания льда и водозапасы.

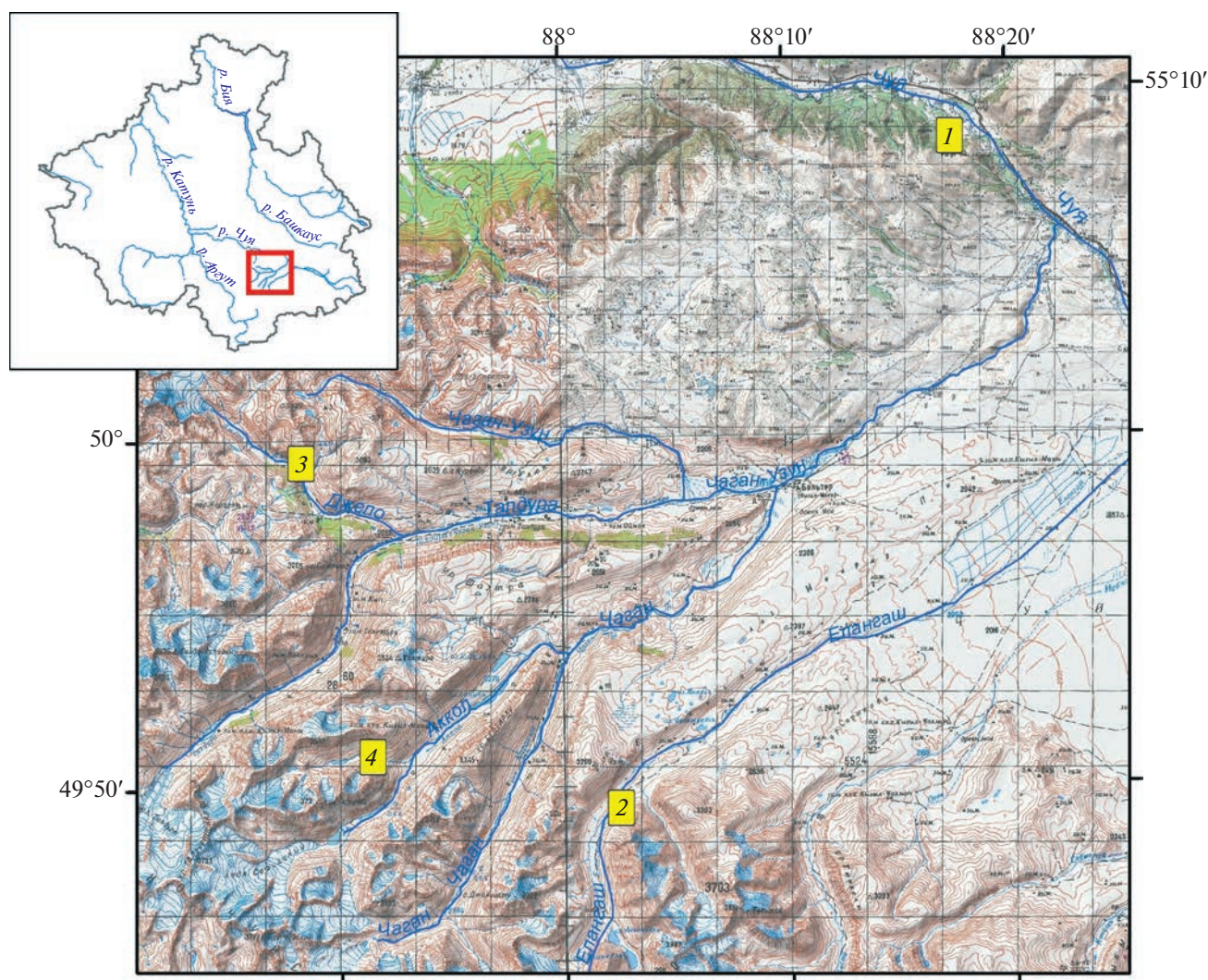


Рис. 1. Схема расположения ключевых участков исследования: 1 – “Сукорский”; 2 – “Елангаш”; 3 – “Джело”; 4 – “Аккол”.

Fig. 1. Location of key areas: 1 – “Sukorsky”; 2 – “Elangash”; 3 – “Dzhelo”; 4 – “Akkol”.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И КЛЮЧЕВЫЕ УЧАСТКИ

Ключевые участки, на которых проводились исследования, были выбраны и описаны ранее (Дьякова, 2020). Исключение составляет только участок, расположенный в долине р. Аккол. Это связано с тем, что, несмотря на широкое распространение гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая, выбор ключевых участков для геофизических исследований ограничен из-за транспортной недоступности большинства объектов и необходимости перемещения громоздкого геофизического оборудования. Исследования проводились на пяти гляциально-мерзлотных каменных образованиях, приуроченных к четырём ключевым участкам: один из них располагается в среднегорье,

остальные — в высокогорье. Схема расположения участков представлена на рис. 1.

Начатые в 2015–2018 гг. исследования на ключевых участках “Елангаш” (Дьякова и др., 2017; Дьякова и др., 2020), “Джело” (Дьякова и др., 2020) и “Сукорский” (Лапковская и др., 2016; Лапковская и др., 2017) были продолжены в 2019 и 2022 гг. На этих участках проводилось исследование присклоновых (осыпных) ГМКО различного вида и разной степени активности.

На ключевом участке “Аккол” геофизические исследования ГМКО были впервые проведены в 2019 г. Данный ключевой участок располагается на северо-восточном макросклоне Южно-Чуйского хребта, в долине р. Верхний Тураюк — левого притока р. Аккол, на правом его берегу, в низовьях карового ледника № 79 (Каталог..., 1978).

Долина р. Верхний Тураюк — троговая, ориентирована с запада на восток, небольшая по размеру, имеет протяжённость 7.5 км и ширину 2.5–3.5 км (по водоразделам); дно долины располагается на отметке 2580 м над ур. моря и приподнято на 280–300 м над дном основной долины р. Аккол (т.е. долина является висячей). Максимальные отметки на водораздельной линии не превышают 3730 м над ур. моря; в долине располагаются четыре каровых ледника (№ 79–82) общей площадью 4.5 км² (по данным Каталога..., 1978). Территория долины р. Верхний Тураюк сложена песчаниками, алевролитами, сланцами, в верховьях — диоритами и гранодиоритами. Левая сторона долины (южной экспозиции) имеет в верхней её части преимущественно осыпные склоны, а нижняя часть имеет террасированный характер — прослеживаются три уровня на всём протяжении долины, перекрытые рыхлыми отложениями и задернованные; правая сторона долины (северной экспозиции) представлена отвесными скальными стенами, ледниковым карами, цирками и нивальными нишами; на дне долины прослеживается не менее трёх ригельных ступеней равновелико удалённых друг от друга, глубоко прорезанных рекой; один из ригелей в середине долины создаёт подпруды для озера.

На данном участке проводилось исследование каменного ледника (приледникового ГМКО). Он располагается на левом берегу р. Верхний Тураюк, в нижней части долины, на северном её склоне, берет начало в устье кара из конечного моренного комплекса ледника № 79 на отметке 2770 м над ур. моря и опускается до отметки 2610 м над ур. моря. Каменный ледник выходит в долину р. Верхний Тураюк широким фронтом, растекаясь веером, но с общим уклоном вниз по долине, сминая перед своим фронтом в складку высотой 5–10 м отложения противоположенного склона и погребая под собой реку. ГМКО перегораживает русло реки, но без образования подпруды — вода просачивается вовнутрь каменного ледника и через 840 м с относительно быстрым течением выходит из-под него в нижней части. Крутые склоны кара создают условия для поступления каменного материала на поверхность ледника и каменного ледника.

Каменный ледник — активный, имеет длину не менее 570 м (770 м по самой длинной линии тока), ширину — 890 м. По данным аэрофотосъёмки, общий уклон поверхности составляет 10°, максимальная высота фронта — 20–30 м, его уклон — 37–40°. Площадь данного образования — 0.35 км². Поверхность каменного ледника ребристая, с многочисленными валами и ложбинами разного размера (от 1.5–3 до 10–15 м), незадернованная, каменный материал разного размера (от несколь-

ких сантиметров до 10–15 м) подвижный; межкаменное пространство не занято мелкозёмом.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ

Измерения методом электротомографии проводились многоэлектродной электроразведочной станцией “Скала-48” (Балков и др., 2012). К ней подключалось два 24-электродных кабеля с шагом 5 м между электродами, для построения геоэлектрического разреза по профилю длиной до 235 м. Для съёмки более длинных профилей использовался режим “нагоняющего профиля” с переносом первого многоэлектродного кабеля предыдущей раскладки на место второго в последующей. Схемы профилей на исследуемых участках представлены на рис. 2, информация по профилям представлена в таблице.

При измерениях на участках “Аккол” и “Елангаш” последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже. На участках “Джело”, “Сукор”, на профилях C1–C2 и E1–E2 на участке “Елангаш” последовательность подключения электродов соответствовала трёхэлектродной прямой и встречной установке. Для уменьшения сопротивления заземлений до приемлемых значений заземление электродов проводилось с подсыпкой грунта (в местах, где был только крупнообломочный каменный материал без мелкозёма) и подливом солёной воды. Расположение, а также рельеф профилей электротомографии фиксировался на местности с помощью геодезического GNSS приёмника (Leica GS08).

Во время съёмки использовали два приёмника: один был установлен на штативе стационарно и работал в режиме “база”, выполняя съёмку на опорной точке, второй был установлен на вешке, работал в режиме “ровер” и использовался для фиксирования расположения каждого электрода на профилях. В дальнейшем результаты измерений обрабатывались с помощью программного обеспечения LeicaGeoOffice и экспортировались в формат данных GIS.

Инверсия данных электротомографии осуществлялась в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv и в ходе дальнейшей обработки площадных измерений проведена инверсия в рамках трёхмерной модели с учётом рельефа в программе Res3Dinv. Псевдо-3d модели внутреннего строения были построены в программе Voxler методом интерполяции. Объём каменно-ледяных ядер определялся в данной программе автоматически. Количество заложённых профилей электротомографии позволило построить 3d-модель внутреннего строения ГМКО на участке “Сукор” и псевдо-3d модели внутреннего

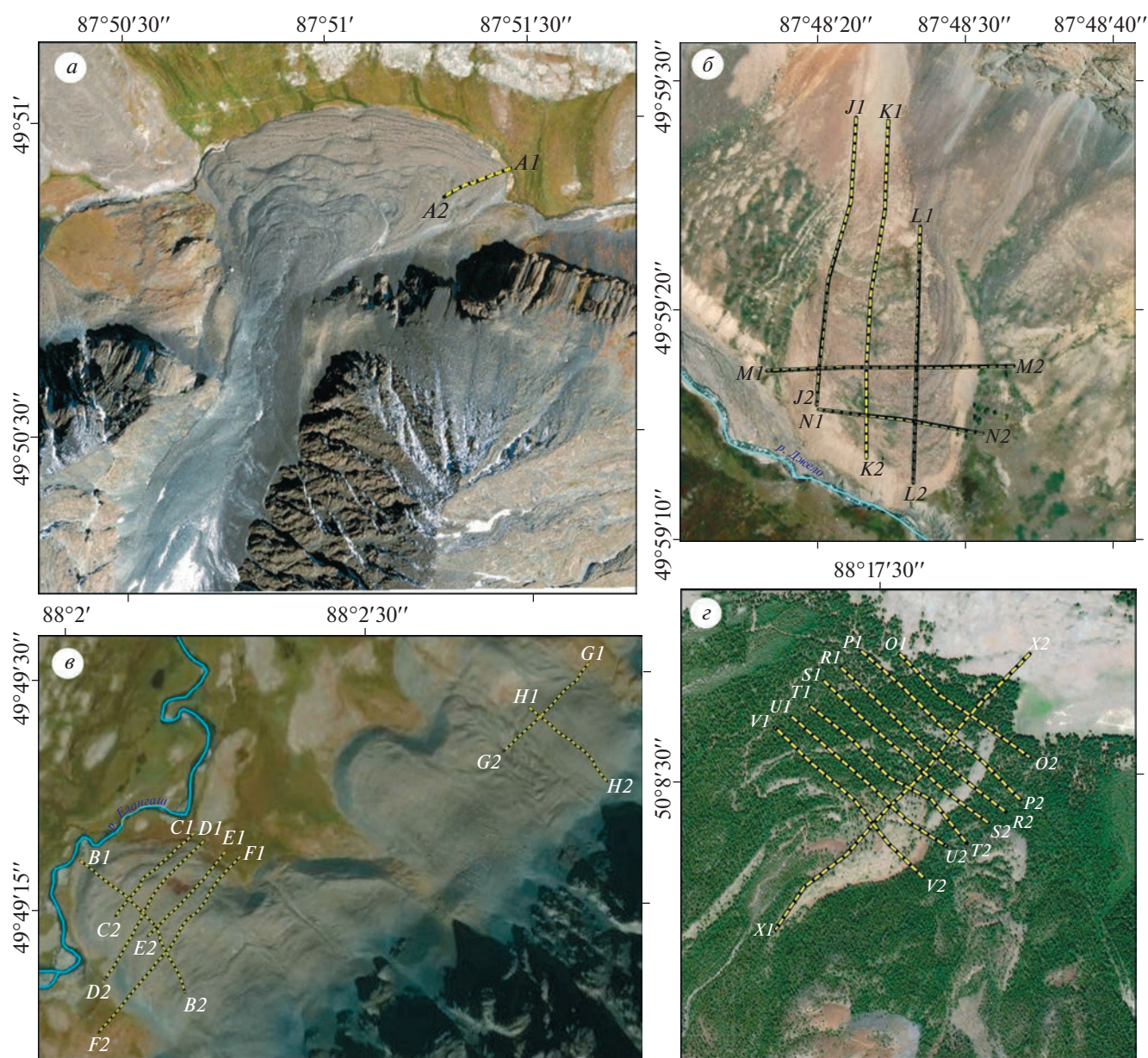


Рис. 2. Схемы профилей на исследуемых участках: “Аккол” (а); “Елангаш” (б); “Джело” (в); “Сукорский” (г).

Fig. 2. Profile location plan in the studied areas: “Akkol” (a); “Elangash” (б); “Dzhelo” (в); “Sukorsky” (г).

строения на участках “Джело” и “Елангаш” (для верхнего ГМКО).

Сопоставление полученной информации об удельном электрическом сопротивлении каменно-ледяных ядер с данными о петрографическом составе слагающего их каменного материала, с опорой на результаты комплексного анализа геофизических данных и данных бурения или исследования вскрытых ГМКО (Тараканов, 1989; Nauck et al., 2011; Krainer, Ribis, 2012; Галанин и др., 2017; Jones et al., 2019) позволило дать приблизительную оценку льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО.

Аэрофотосъёмка ГМКО проводилась квадрокоптером DJI Phantom-4. Полёт выполнялся в автоматическом режиме по полётной схеме “double grid mission” в программе Pix4Dcapture, позволяющей получать 3D-модели местности. Для повышения точности геопозиционирования использовались опорные точки, координаты и высота которых были определены с помощью GNSS-приёмника. Обработка данных проводилась в программном обеспечении Agisoft Photoscan. В результате были получены ортофотопланы и цифровые модели рельефа исследуемых объектов, которые использовались для сопоставления

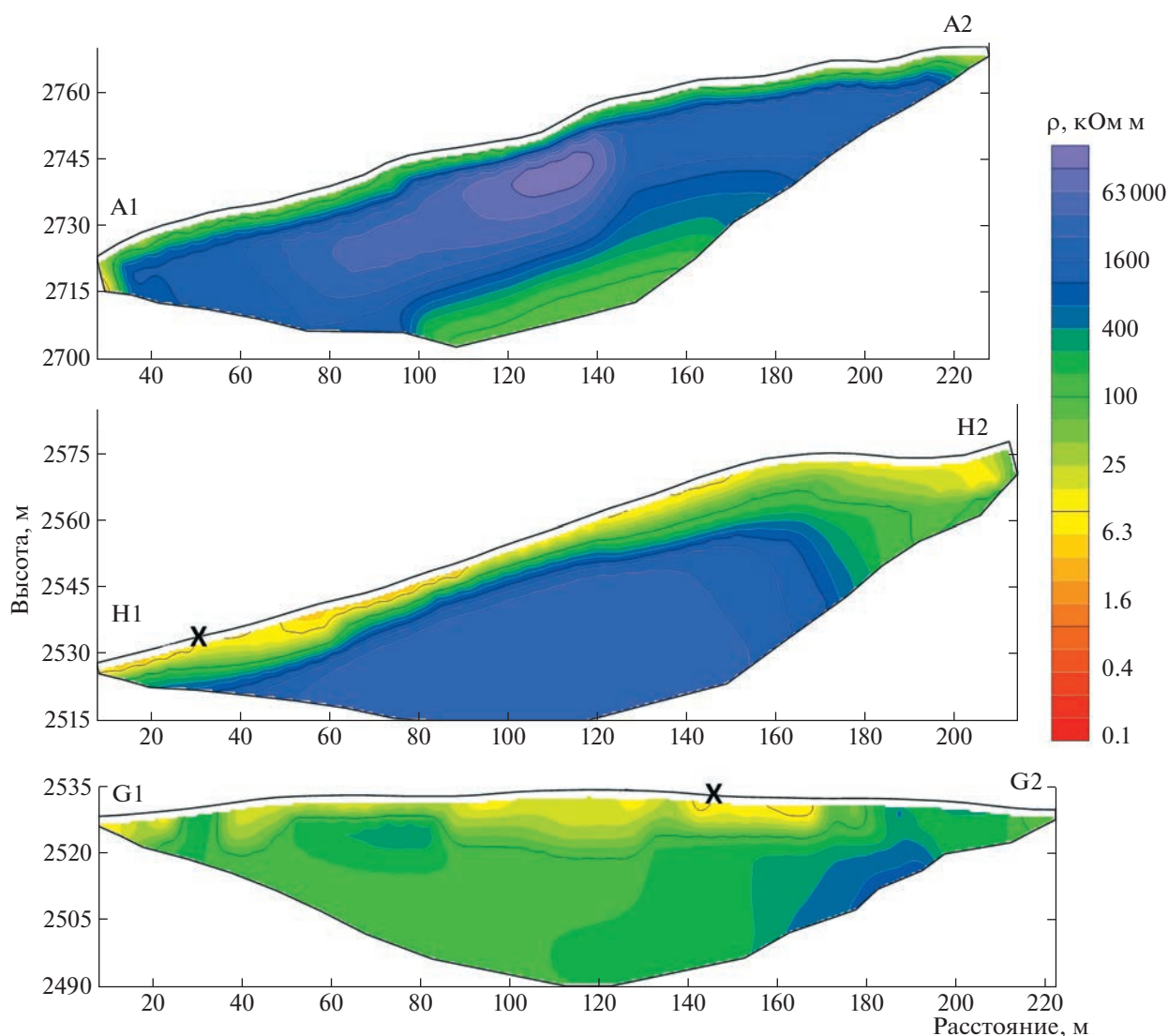


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы: $A1-A2$ – на участке “Аккол”; $H1-H2$ – осевой профиль на участке “Елангаш”, на нижнем ГМКО; $G1-G2$ – поперечный профиль на участке “Елангаш”, на нижнем ГМКО; X – точка пересечения профилей $H1-H2$ и $G1-G2$.

Fig. 3. Geoelectric sections: $A1-A2$ – on “Akhol” area; $H1-H2$ – axial profile on “Elangash” area on the under GPRF; $G1-G2$ – transverse profile on “Elangash” area on the under GPRF; X – intersection point of profiles $H1-H2$ and $G1-G2$.

особенностей поверхности (задернованности, гранулометрического состава обломочного чехла) и морфологии ГМКО с их внутренним строением (Останин и др., 2019).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На участке “Аккол” измерения проводились по профилю, заложенному вдоль одной из осей движения каменного ледника, в нижней части его языка (см. рис. 2, а). Геоэлектрический разрез, полученный на участке “Аккол”, представлен на рис. 3, $A1-A2$. На полученном разрезе можно видеть, что высокоомный слой с УЭС более 10 кОм · м, который интерпретируется как ка-

менно-ледяное ядро ГМКО (Kneisel et al., 2009; Галанин и др., 2012; Дьякова и др., 2020), занимает практически весь профиль. Наличие в центральной части разреза участков с аномально большими значениями УЭС (более 3000 кОм · м) свидетельствует в пользу того, что основу каменно-ледяного ядра, данного ГМКО могут составлять линзы чистого льда, унаследованного от ледника. Подошву каменно-ледяного ядра ГМКО из-за экранирующего эффекта от слоя-изолятора на данном объекте выделить не удалось.

На участке “Елангаш” измерения были проведены на двух крайних потоках из группы (см. рис. 2, б). На нижнем потоке профили были заложены вдоль и поперёк оси движения, на активной

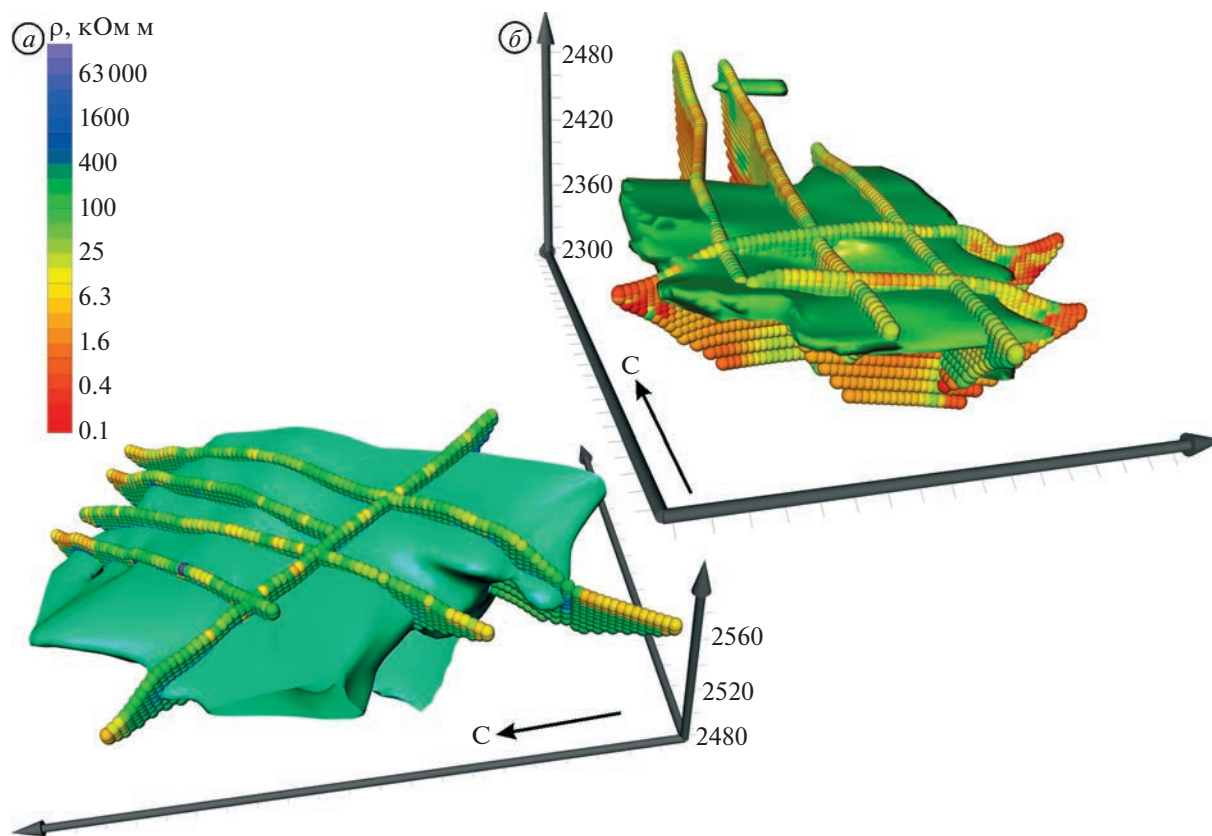


Рис. 4. Трёхмерная геоэлектрическая модель гляциально-мерзлотного каменного образования: на участке “Елангаш” (изоповерхность бирюзового цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению $100 \text{ кОм} \cdot \text{м}$) (а); на участке “Джело” (изоповерхность зелёного цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению $14 \text{ кОм} \cdot \text{м}$) (б).

Fig. 4. 3D geoelectrical model of glacial-permafrost rock formations: at the “Elangash” area (turquoise isosurface corresponds to electrical resistivity $100 \text{ kOhm} \cdot \text{m}$) (a); at the “Dzhelo” area (green isosurface corresponds to electrical resistivity $14 \text{ kOhm} \cdot \text{m}$) (b).

генерации ГМКО. Осовой профиль $H1-H2$ имеет протяжённость 235 м и проходит на высотах 2526–2582 м; поперечный профиль $G1-G2$ данного ГМКО пересекает осовый профиль на высоте 2532 м и также имеет протяжённость 235 м. Геоэлектрические разрезы по профилям нижнего потока на участке “Елангаш” показаны на рис. 3.

На осовом профиле $H1-H2$ кровля каменно-ледяного ядра в среднем залегает на глубине 3–3.5 м, на отдельных участках опускаясь до 5.5–6 м. При сопоставлении с ортофотопланом видно, что над областями с более глубоким залеганием каменно-ледяного ядра на поверхности ГМКО наблюдаются небольшие участки (не более 5–7 м в диаметре), заполненные мелкозёмом и покрытые травянистой растительностью. На поперечном профиле $G1-G2$ величины УЭС заметно ниже, чем на осовом профиле, но кровля каменно-ледяного ядра редко опускается глубже 2–3 м. УЭС в центральной части каменно-ледяного ядра превышает $400 \text{ кОм} \cdot \text{м}$, что говорит о высокой доле льда в нём.

Площадная съёмка на участке “Елангаш” проводилась на верхнем ГМКО по пяти профилям – осовому длиной 355 м ($B1-B2$) и четырём поперечным, протяжённостью от 235 до 475 м ($C1-C2$, $D1-D2$, $E1-E2$, $F1-F2$). Высокольдистое каменно-ледяное тело с УЭС более $100 \text{ кОм} \cdot \text{м}$ относительно равномерно заполняет весь объём ГМКО, залегая на глубине 3–5 м (рис. 4, а). Локальные понижения кровли каменно-ледяного ядра до глубины 9–12 м выявлены в правой части ГМКО; в рельефе они представлены локальными понижениями, заросшими кустарниковой растительностью. Мощность высокольдистого каменно-ледяного ядра колеблется от 9 до 32 м; в центральной части подошва каменно-ледяного ядра совпадает с подошвой ГМКО. Объём выделенного каменно-ледяного тела, которое представляет собой высокольдистую часть каменно-ледяного ядра ГМКО, составляет 0.0015 км^3 .

На участке “Джело” три профиля проложены вдоль вектора движения ГМКО и два перпендикулярно (Dyakova et al., 2019).

В ходе обработки данных площадной съёмки в программе Res3Dinv была построена объёмная геоэлектрическая модель, которая отражает распределение каменно-ледяного материала в теле ГМКО. При анализе трёхмерной модели ГМКО (см. рис. 4, б) хорошо заметно, что характер распределения УЭС отражает неоднородное распределение льдистости внутри каменно-ледяного ядра ГМКО. Контуры каменно-ледяного ядра обозначены на трёхмерной модели изоповерхностью УЭС $14 \text{ кОм} \cdot \text{м}$. В выделенном объёме количество льда равно либо превышает количество каменного материала. Мощность высокольдистой части каменно-ледяного ядра составляет от 15 до 24 м в разных частях ГМКО. По форме и распределению каменно-ледяного материала в объёме ГМКО видно, что каменно-ледяное ядро разделено на две части, вдоль боковых фронтов ГМКО, а в центральной части наблюдается большая ниша протаивания. Объём выделенного тела составляет $0,001 \text{ км}^3$.

На рис. 5 показан срез трёхмерной геоэлектрической модели по глубине 10 м (карта УЭС), на котором хорошо видна аномалия повышенных сопротивлений со значением УЭС более $10 \text{ кОм} \cdot \text{м}$, которая интерпретируется как каменно-ледяное ядро (рис. 6, а). Площадными исследованиями методом ЭТ так же было изучено ГМКО, расположенное в левом борту цирка, у подножия горы Сукор (абс. высота 2926 м). Поперёк структуры ГМКО проведены исследования по семи профилям. Шесть профилей имели протяжённость 475 м и один 355 м. Расстояние между профилями составляло 50 м. Ещё один профиль длиной 835 м располагался вдоль оси ГМКО.

По данным площадных исследований в результате трёхмерной инверсии в программе Res3Dinv была построена трёхмерная геоэлектрическая модель внутреннего строения ГМКО на участке “Сукор”. На рис. 6 показана трёхмерная геоэлектрическая модель участка исследований, на которой изоповерхностью ($10 \text{ кОм} \cdot \text{м}$) выделены каменно-ледяные ядра ГМКО. На модели отчётливо видны особенности строения льдистых ядер каменного глетчера. На верхних по гипсометрическому уровню профилях в средней части модели выделяется центральное льдистое ядро. По периферии модели лентообразное льдистое тело формирует отчётливо выраженный в рельефе напорный вал.

На трёхмерной модели наблюдается чередование мёрзлых и талых зон. Можно предположить, что чередование “мёрзлое—талое—мёрзлое” связано с периодичностью эпох похолодания и потепления (термохроны и криохроны). В период потепления ледники деградируют, а ГМКО имеют тенденцию к развитию (Галанин, 2008). В период потепления генерации ГМКО начинали та-

ять, увеличивалась пластичность отложений. Вероятно, именно благодаря чередованию талых, пластичных зон с мёрзлыми данный каменный глетчер способен к самостоятельному движению.

На основе полученной трёхмерной модели построены карты распределения УЭС для разных глубин (см. рис. 6). На карте распределения УЭС на глубине 5 м отображаются особенности строения ГМКО на подошве деятельного слоя. Аномалиям пониженного УЭС у основания ГМКО в долине Чуи соответствуют места разгрузки подземных вод. Аномалии высокого УЭС соответствуют каменно-ледяному ядру. Такая вытянутая аномалия прослеживается в северо-западной части ГМКО вдоль пологого фронтального уступа, покрытого лесной растительностью, что создаёт благоприятные условия для сохранения мерзлоты. Выше по гипсометрическому уровню отмечается ещё одна аномалия высокого УЭС, связанная с каменно-ледяным ядром (Лапковская и др., 2016).

Отчётливее льдистые породы проявляются в поле УЭС на срезах по глубинам 9 и 20 м. На карте УЭС по глубине 20 м выделяется центральное льдистое ядро каменного глетчера, а также льдистые породы по периферии структуры. Нижний уступ ГМКО слабо выражен в рельефе и по его крутизне невозможно судить о наличии ледяного ядра внутри. Однако данные электроразведки уверенно выделяют породы высокого УЭС на глубине, которые мы связываем с каменно-ледяным ядром. Сохранению льда в уступах данного ГМКО, сползших в долину Чуи, способствовала затенённость участка, расположенного на склоне северо-восточной экспозиции.

Таким образом, в результате площадных исследований методом ЭТ установлены особенности внутреннего строения ГМКО. Выделено центральное льдистое ядро, расположенное в верхней (по гипсометрическому уровню) части, а также остаточное льдистое ядро в прифронтальной части древней генерации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Точность исследований внутреннего строения ГМКО методом электротомографии весьма относительна. С одной стороны, при анализе разрезов, полученных по результатам 2D инверсии, мощность слоя с высоким УЭС обычно сильно завышена. Поэтому геоэлектрические разрезы предоставляют лишь информацию о наличии или отсутствии льда в том или ином объекте, а также о глубине залегания его кровли. Получить же информацию о глубине залегания подошвы каменно-ледяного ядра ГМКО, а, следовательно, и определить его мощность, на высокольдистых объектах по данным ЭТ чаще всего не представ-

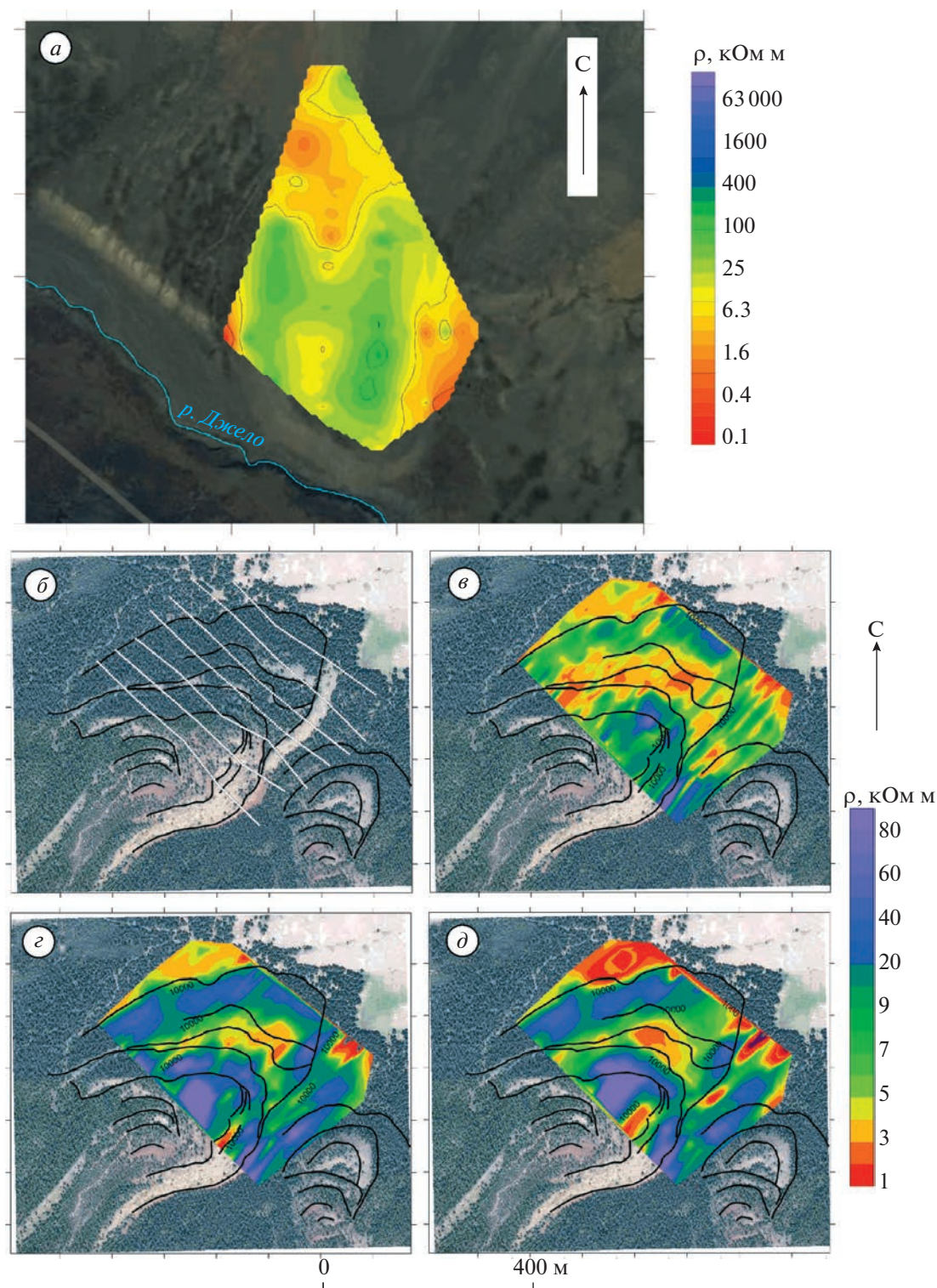


Рис. 5. Карты распределения удельного электрического сопротивления для различных глубин: на участке “Джело” — на глубине 10 м (а); на участке “Сукорский” — космическое изображение поверхности ГМКО на участке “Сукорский”. Чёрными линиями показаны границы отдельных валов на поверхности потока; белыми точками — опорные профили электроразведки (б); на глубине 5 м (в); на глубине 9 м (з); на глубине 20 м (д).

Fig. 5. Electrical resistivity distribution maps for various depths at the “Dzhelo” area — at a depth of 10 m (a); at the “Sukorsky” area — satellite image of the GMKO surface at the “Sukorsky” area. The black lines show the boundaries of individual swell on the rock glacier surface (b); at the depth of 5 m (v); at the depth of 9 m (z); at the depth of 20 m (d).

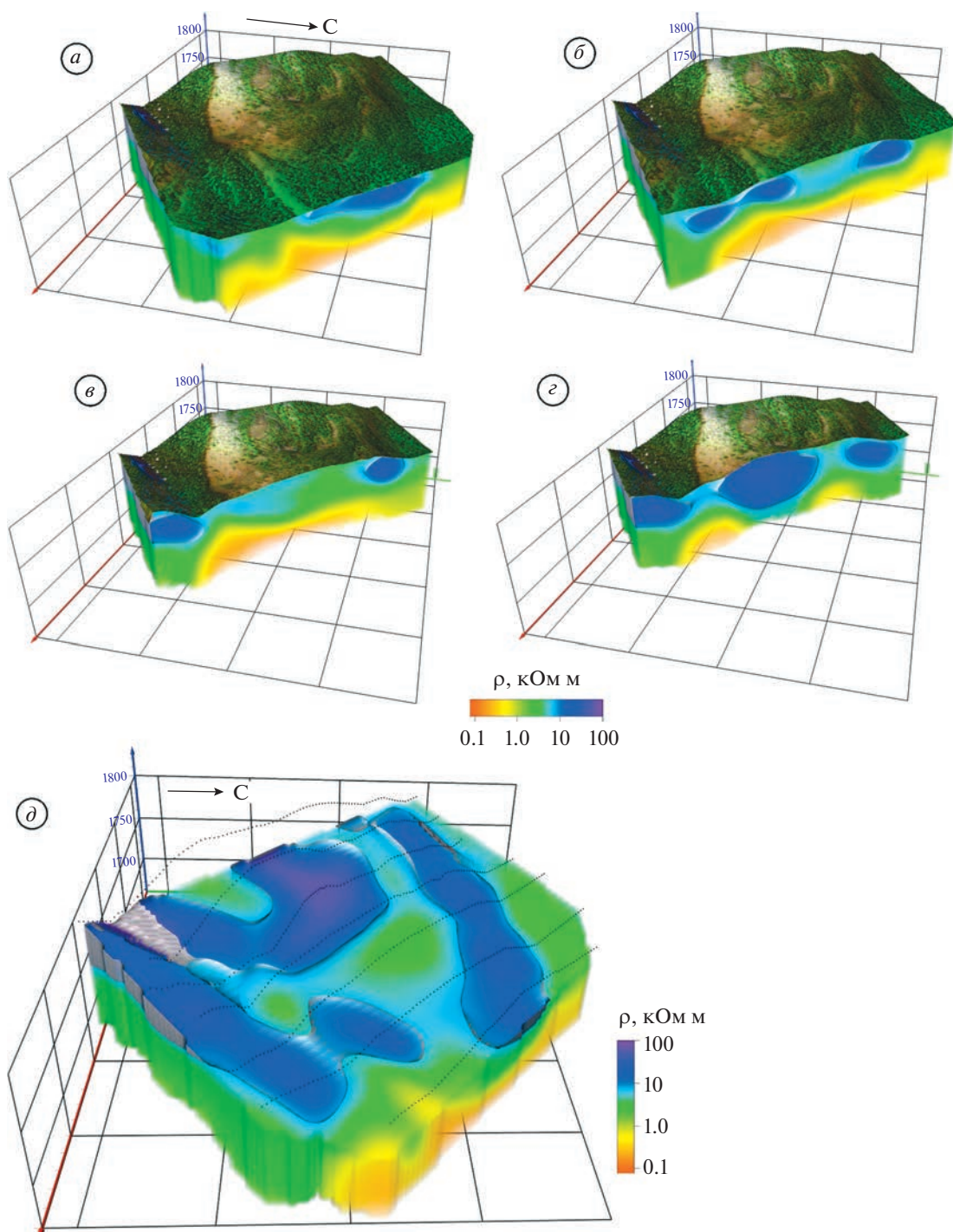


Рис. 6. Трёхмерная геоэлектрическая модель гляциально-мерзлотного каменного образования на участке “Сукорский” (изоповерхность синего цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению $10 \text{ кОм} \cdot \text{м}$): вертикальный срез трёхмерной модели в нижней части гляциально-мерзлотного каменного образования (а); вертикальные срезы трёхмерной модели в средней части гляциально-мерзлотного каменного образования (б, в); вертикальный срез трёхмерной модели в верхней части гляциально-мерзлотного каменного образования (г); объёмная модель каменно-ледяного ядра гляциально-мерзлотного каменного образования (выделена изоповерхностью синего цвета) на подстилающих отложениях. Чёрными точками показаны линии профилей электротзондирования (д).

Fig. 6. 3D geoelectrical model of glacial-permafrost rock formation at the “Sukorsky” area (blue isosurface corresponds to electrical resistivity $10 \text{ kOhm} \cdot \text{m}$): vertical section of the 3D model in the lower part of the glacial-permafrost rock formation (a); vertical section of the 3D model in the middle part of the glacial-permafrost rock formation (б, в); vertical section of the 3D model in the upper part of the glacial-permafrost rock formation (г); 3D model of the rock-ice core of the glacial-permafrost rock formation (highlighted by the blue isosurface) on the underlying deposits. Black dots show the lines of the electrical sounding profile (д).

Таблица. 1. Характеристика профилей электротомографии

Ключевой участок	Экспозиция	Название профиля	Длина, м	Высотное положение профиля, м
“Аккол” “Елангаш”	С	<i>A1–A2</i>	235	2714–2771
		<i>B1–B2</i>	355	2548–2594
		<i>C1–C2</i>	235	2545–2575
		<i>D1–D2</i>	355	2547–2576
		<i>E1–E2</i>	235	2550–2584
		<i>F1–F2</i>	475	2551–2587
		<i>G1–G2</i>	235	2528–2536
		<i>H1–H2</i>	235	2526–2582
“Джело”	Ю	<i>J1–J2</i>	405	2380–2484
		<i>K1–K2</i>	475	2371–2478
		<i>L1–L2</i>	355	2365–2423
		<i>M1–M2</i>	355	2363–2401
		<i>N1–N2</i>	235	2363–2388
“Сукор”	СВ	<i>O1–O2</i>	355	1727–1744
		<i>P1–P2</i>	475	1728–1755
		<i>R1–R2</i>	475	1736–1763
		<i>S1–S2</i>	475	1747–1772
		<i>T1–T2</i>	475	1753–1783
		<i>U1–U2</i>	475	1760–1807
		<i>V1–V2</i>	475	1765–1814
		<i>X1–X2</i>	835	1721–1878

ляется возможным. Для решения этой задачи необходимо комплексировать ЭТ с георадиолокацией или сейсморазведкой. С другой стороны, площадные измерения с последующей 3D-инверсией дают возможность учесть боковое влияние мёрзлых или талых зон, находящихся в стороне от профилей и получить целостное представление о распределении льда внутри ГМКО. При этом точность построения границ каменно-ледяных ядер в плане существенно возрастает по сравнению с результатами 2D-инверсии. Трёхмерное моделирование позволяет соотнести поверхностный рельеф ГМКО с его внутренним геоэлектрическим строением и оценить приблизительный объём каменно-ледяного ядра по контурам высокоомного объекта.

Полученные данные об УЭС каменно-ледяных ядер ГМКО в целом хорошо соотносятся с данными исследований, проведённых на Тянь-

Шане, на каменном глетчере Городецкого (Галанин и др., 2017).

ВЫВОДЫ

По данным геофизических исследований установлены особенности внутреннего строения ГМКО на объектах в долинах рек Джело, Елангаш, Чуя и Аккол. Для каждого ГМКО определены глубина залегания каменно-ледяных ядер и их УЭС; на большинстве объектов определена также мощность каменно-ледяных ядер. В результате анализа геоэлектрических моделей было зафиксировано, что УЭС каменно-ледяных ядер изменяется от первых десятков до нескольких сотен $\text{Ком} \cdot \text{м}$, что совпадает с данными аналогичных исследований в России и за рубежом. Значительный разброс значений УЭС объясняется различной степенью льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО и их неодинаковой температурой. В ходе

сопоставления данных электрозондирования с данными аэрофотосъёмки также выявлена зависимость морфологического строения поверхности ГМКО от их внутреннего строения. Так, замкнутые понижения на поверхности ГМКО соответствуют участкам с более глубоким залеганием кровли каменно-ледяного ядра (от 9 до 12 м), а выпуклые участки соответствуют областям с неглубоким расположением ледяного материала — от 2–3 до 5–6 м.

Над каменно-ледяными ядрами выделен обломочный чехол ГМКО мощностью 5–7 м, отличающийся пониженными значениями УЭС (1–9 кОм · м, в зависимости от петрографического состава слагающих его пород). Средняя мощность каменно-ледяного ядра активных ГМКО по данным геофизических исследований варьирует от 8–10 м (на неактивных присклоновых ГМКО) до 18–25 м (на активных присклоновых и приледниковых ГМКО) и зависит от абсолютной высоты расположения, экспозиционной приуроченности образований. ГМКО, расположенные на склонах северных и северо-западных экспозиций и на более высоких гипсометрических уровнях, имеют больший объём каменно-ледяного ядра (до 32 м), оно залегает ближе к поверхности, а высокие значения УЭС каменно-ледяных ядер данных образований говорят о преобладании в них льда над каменным материалом.

В результате обработки данных площадных измерений построены трёхмерные геоэлектрические модели, отражающие неоднородный характер распределения УЭС, и соответственно распределение льдистости внутри каменно-ледяных ядер ГМКО. Обобщённый анализ полученных данных позволил приблизиться к оценке водозапаса исследованных ГМКО. Так, к примеру, потенциальный объём каменно-ледяного ядра у активного присклонового ГМКО в долине р. Джело (площадью 0.083 км²) составляет 942 тыс. м³ (75% от его объёма), и примерно половина — это лёд, что эквивалентно 0.0004 км³ воды. Потенциальный объём каменно-ледяного ядра у неактивного присклонового ГМКО (площадью 0.38 км²) на ключевом участке “Суковский” составляет 0.005 км³ (33% от его объёма), и примерно треть — это лёд, что эквивалентно 0.0015 км³ воды.

Используемый при исследованиях метод электрозондирования решил поставленные задачи, однако для лучшего понимания внутренней структуры подобных сложных трёхмерных объектов необходимы дополнительные исследования по изотопному составу льда, слагающего ГМКО, а также более детальные исследования методами георадиолокационного зондирования и электротомографии. В зарубежной практике данные геофизических исследований ГМКО иногда опираются на данные бурения (Nauck et al., 2011; Jones

et al., 2019; Noetzli et al., 2021), что было бы очень полезно для корректной интерпретации геофизических данных, в особенности, оценки объёмов заключённого в них льда.

Благодарности. Авторы благодарят ИВЭП СО РАН и ИНГГ СО РАН за предоставленное оборудование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00463 “Исследование внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая на основе геофизических методов”) и в рамках реализации Программы поддержки научно-педагогических работников Алтайского государственного университета — проект “Разработка модели объёмного содержания льда гляциально-мерзлотных каменных образований (ГМКО) Алтая”.

Acknowledgments. The authors thank IWEP SB RAS for the equipment provided. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00463 Research of the internal structure of glacial-permafrost rock formations of Altai on the basis of geophysical methods and with the assistance of the Program for Supporting Scientific and Pedagogical Workers of the Altai State University — the project “Development of a model for the volumetric content of ice in glacial-permafrost rock formations (GPRF) of Altai”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А., Маништейн А.К., Белобородов В.А. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54–63.
- Галанин А.А. Каменные глетчеры — особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии // Вестник ДВО РАН. 2005. № 5. С. 59–70.
- Галанин А.А. Каменные глетчеры: история изучения и современные представления // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 3. С. 15–33.
- Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 4. С. 58–74.
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(58-74\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74))
- Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // Криосфера Земли. 2006. № 1. С. 22–28.
- Дьякова Г.С., Горевачева А.А., Останин О.В., Оленченко В.В., Бирюков Р.Ю. Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая // Лёд и Снег. 2020. № 60. С. 109–120.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010027>

- Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 69–76.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-69-76>
- Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуи (Горный Алтай). Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2014. 152 с.
- Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3. Т. 2. С. 167–170.
[https://doi.org/10.14258/izvasu\(2013\)3.2-35](https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35)
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 6: Бассейн р. Чуи. Л., Гидрометеиздат, 1978. 52 с.
- Лапковская А.А., Оленченко В.В., Дьякова Г.С. Геоэлектрическое строение каменного глетчера Сукурского оползне-обвала (Горный Алтай) // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. С. 53–57.
- Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потапов В.В., Шейн А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Строение каменного глетчера Сукурского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. междуна. конф. 2017. С. 195–198.
- Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2007. Вып. 3. С. 91–99.
- Останин О.В., Дьякова Г.С., Алябьев Д.Ю., Ковалев М.В. Опыт использования беспилотных летательных аппаратов для изучения гляциально-мерзлотных каменных образований в долине р. Джело (Центральный Алтай) // География и природопользование Сибири. 2019. Вып. 26. С. 141–148.
- Останин О.В., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3. С. 167–170.
[https://doi.org/10.14258/izvasu\(2013\)3.2-35](https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35)
- Тараканов А.Г. О питании каменных глетчеров Тянь-Шаня // Материалы гляциологических исследований. Вып. 67. М., 1989. С. 175–183.
- Bernhard L., Sutter F., Haeberli W., Keller F. Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998. P. 35–41.
- Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps) // Geogr. Fis. Dinam. Quat. 2013. P. 27–38.
- Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Potapov V.V., Shein A.N., Lobachev D.S., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Bobkova D.G. Internal structure of rock glaciers in Altai (The case of talus rock glacier in Dzhelo River Valley) // Ukrainian Journ. of Ecology. 2019. V. 9. № 4. P. 729–731.
- Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R. Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. V. 60. № 1. P. 109–120 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010027>
- Haeberli W., Hoelzle M., Kaab A., Keller F., Vonder M.D., Wagner S. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps; answered questions and new perspectives. 7th International Conference on Permafrost (Yellowknife, NORSEK GEOGRAFISK TIDSSKRIFT 59 (2005) Composition and internal structures of a rock glacier in Svalbard 147 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998. P. 403–410.
- Haeberli W., Kaab A., Wagner S., Vonder Muhll D., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. Pollen analysis and C14-age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel/Corvatsch, Swiss Alps: Geomorphological and glaciological implications. *Journ. of Glaciology*. 1999. V. 45. P. 1–8.
- Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 453–468.
- Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys // *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012. V. 105/2. P. 12–31.
- Jones D.B., Harrison S., Anderson K., Whalley W.B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 193. P. 66–90.
- Kaab A., Gudmundsson G.H., Hoelzle M. Surface deformation of creeping mountain permafrost; photogrammetric investigations on Murtel rock glacier, Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998. P. 531–537.
- Kneisel C., Bast A., Schwindt D. Quasi-3-D resistivity imaging – mapping of heterogeneous frozen ground conditions using electrical resistivity tomography. *The Cryosphere. Discussion*. 2009. № 3. P. 895–918.
<https://doi.org/10.5194/tcd-3-895-2009>
- Krainer K., Ribis M. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria) // *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012. V. 105 (2). P. 32–47.
- Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. № 2. P. 107–119.
- Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. № 180. P. 110–120.
- Noetzli J., Arenson L.U., Bast A., Beutel J., Delaloye R., Farinotti D., Gruber S., Gubler H., Haeberli W., Hasler Andreas., Hauck C., Hiller M., Hoelzle M., Lambiel C., Pellet C., Springman S.M., Muehl D.V., Phillips M. Best Practice for Measuring Permafrost Temperature in Boreholes Based on the Experience in the Swiss Alps. *Frontiers in Earth Science*. 2021 // Электронный ресурс.
<https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.607875/full> (Дата обращения: 07.03.2023).

Citation: Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Shein A.N., Potapov V.V., Buryim R.D., Ostanin O.V., Olenchenko V.V. Geoelectrical models of glacial-permafrost rock formations of the Central Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 583–596 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040063

Geoelectrical Models of Glacial-Permafrost Rock Formations of the Central Altai

G. S. Dyakova^a, A. A. Goreyavcheva^{b,#}, A. N. Shein^c, V. V. Potapov^c,
R. D. Buryim^a, O. V. Ostanin^a, and V. V. Olenchenko^c

^aAltai State University, Barnaul, Russia

^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^cTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia

^dScientific Center for the Study of the Arctic, Salekhard, Russia

[#]e-mail: galinabarnaul@mail.ru

Received December 27, 2022; revised August 10, 2023; accepted October 2, 2023

Geophysical observations of the structure of glacial-permafrost rock formations (hereinafter referred to as GPRF), common in the Central Altai in the valleys of the Chuya, Dzhelo, Elangash and Akkol rivers, were carried out by way of electrical resistivity tomography using the multi-electrode electro-prospecting station “Skala-48”. The main objective of the research was to identify the features of the internal structure of GPRF basing on the data of electrical sounding and aerial photography. The application of the geophysical method made it possible to localize rock-ice cores within the GPRF. Analysis of the geoelectrical cross-sections allowed finding that the rock-ice cores were characterized by high values of specific electrical resistance (SER) – from 10 to 100 kOhm · m and more. The depths of occurrence of rock-ice material on the geoelectrical sections varied from 2 to 10 m, on the average. Using the data of the aerial photography carried out above the studied areas, three-dimensional geoelectric models and maps of the distribution of SER were built for different depths. When analyzing the three-dimensional model of the GPRF, it is clearly noticeable that the features of the nature of the SER distribution reflects the inhomogeneous distribution of ice within the rock-ice core of the GPRF. As a result of our studies performed by the method of electrical tomography and interpretation of a three-dimensional geoelectric model, it was estimated that thicknesses of the rock-ice material varied from 7 to 32 m, thawing niches were revealed and localized, and the potential volume of the rock-ice core was determined. Thus, the above mentioned geophysical and geomorphological studies in that the features of the internal structure of GPRF in key areas have been established. For each GPRF, the thicknesses, resistivity, and depth of occurrence of rock-ice cores were determined, and the dependence of the morphological structure of the GPRF surface on internal structure of them was analyzed. A preliminary assessment of water reserves in individual GPRF had also been made.

Keywords: Altai, glacial-permafrost rock formations, electrical resistivity tomography, permafrost, rock glacier, geoelectrical model

REFERENCES

- Balkov E.V., Panin G.L., Manshteyn Yu.A., Manshteyn A.K., Beloborodov V.A. Electrotomography: equipment, technique and application experience. *Geofizika. Geophysics*. 2012, 6: 54–63 [In Russian].
- Galanin A.A. Rock glaciers as a specific type of the modern mountain glaciation in the North-East Asia. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2005, 5: 59–70 [In Russian].
- Galanin A.A. Rock glaciers: history of study and modern concepts. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo centra Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the North-Eastern Scientific Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2008, 3: 15–33 [In Russian].
- Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I., Sever-skiy E.V., Galanina A.A. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (4): 58–74 [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(58-74\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74))
- Gorbunov A.P. Rock glaciers of the Asian Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2006, 1: 22–28 [In Russian].
- Dyakova G.S., Olenchenko V.V., Ostanin O.V. Application of electrical tomography to study the internal structure of rock glaciers in Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 69–76 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-69-76>
- Dyakova G.S., Ostanin O.V. *Glyacial'no-merzlotnye kamen-nye obrazovaniya bassejna r. Chui (Gornyj Altaj): monografiya*. Glacial-permafrost rock formations of the of

- the Chuya river basin (Altai Mountains): monograph. Barnaul: ASU, 2014: 152 p. [In Russian].
- Dyakova G.S., Ostanin O.V. Glacial-permafrost stone formations of Central Altai. *Izvestiya Altajskogo gosudarstvennogo universiteta*. News of the Altai State University. 2013, 3 (2): 167–170 [In Russian].
[https://doi.org/10.14258/izvasu\(2013\)3.2-35](https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35)
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Is. 1. Pt. 6: Chuya river basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 52 p. [In Russian].
- Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Dyakova G.S. The geoelectrical structure of rock glacier Sukorsky landslide (Altai Mountains). *Interesko Geo-Sibir*. Interexpo Geo-Siberia. 2016: 53–57 [In Russian].
- Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of rock glacier of the Sukorsky landslide (Altai Mountains) according to the data of electrotomography. *Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery: Trudy Mezhdunarodnoj konferencii*. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proceedings of the International Conference. 2017: 195–198 [In Russian].
- Mihajlov N.N., Ostanin O.V., Fukui K. Glacial-permafrost rock formations of Altai and their changes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta, ser. 7*. Bulletin of St. Petersburg University, ser. 7. 2007, 3: 91–99 [In Russian].
- Ostanin O.V., Dyakova G.S., Alyab'ev D.Yu., Kovalev M.V. The experience of using a UAV for the study of glacial-permafrost rock formations in the valley of the Dzhelo (Central Altai). *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and nature management of Siberia. 2019, 26: 141–148 [In Russian].
- Ostanin O.V., Dyakova G.S. Glacial-permafrost stone formations of Central Altai. *Izvestiya Altajskogo gosudarstvennogo universiteta*. News of the Altai State University. 2013, 3: 167–170 [In Russian].
[https://doi.org/10.14258/izvasu\(2013\)3.2-35](https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35)
- Tarakanov A.G. On the nourishment of rock glaciers of Tian Shan. *Materialy glaciologicheskikh issledovanij*. Data of Glaciological Studies, issue 67. M., 1989: 175–183 [In Russian].
- Bernhard L., Sutter F., Haerberli W., Keller F. Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. 7th Inter. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998: 35–41.
- Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat*. 2013: 27–38.
- Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Potapov V.V., Shein A.N., Lobachev D.S., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Bobkova D.G. Internal structure of rock glaciers in Altai (The case of talus rock glacier in Dzhelo River Valley). *Ukrainian Journ. of Ecology*. 2019, 9 (4): 729–731.
- Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R.Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 109–120 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010027>
- Haerberli W., Hoelzle M., Kaab A., Keller F., Vonder M.D., Wagner S. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps; answered questions and new perspectives. 7th International Conference on Permafrost (Yellowknife, NORSEK GEOGRAFISK TIDSSKRIFT 59 (2005) Composition and internal structures of a rock glacier in Svalbard 147 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998: 403–410.
- Haerberli W., Kaab A., Wagner S., Vonder Muhll D., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. Pollen analysis and C14-age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel/Corvatsch, Swiss Alps: Geomorphological and Glaciological Implications. *Journ. of Glaciology*. 1999, 45: 1–8.
- Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*. 2011, 5: 453–468.
- Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012, 105 (2): 12–31.
- Jones D.B., Harrison S., Anderson K., Whalley W.B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*. 2019, 193: 66–90.
- Kaab A., Gudmundsson G.H., Hoelzle M. Surface deformation of creeping mountain permafrost; photogrammetric investigations on Murtel rock glacier, Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998: 531–537.
- Kneisel C., Bast A., Schwindt D. Quasi-3-D resistivity imaging – mapping of heterogeneous frozen ground conditions using electrical resistivity tomography. *The Cryosphere*. Discussion. 2009, 3: 895–918.
<https://doi.org/10.5194/tcd-3-895-2009>
- Krainer K., Ribis M. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012, 105 (2): 32–47.
- Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22 (2): 107–119.
- Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (180): 110–120.
- Noetzi J., Arenson L.U., Bast A., Beutel J., Delaloye R., Farinotti D., Gruber S., Gubler H., Haerberli W., Hasler Andreas., Hauck C., Hiller M., Hoelzle M., Lambiel C., Pellet C., Springman S.M., Muehl D.V., Phillips M. Best Practice for Measuring Permafrost Temperature in Boreholes Based on the Experience in the Swiss Alps. *Frontiers in Earth Science*. 2021. Retrieved from: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.607875/full> (Last access: 07 March 2023).

УДК 551.345+551.321.8

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ ТАЛИКОВ В РАМКАХ ОДНОМЕРНОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА РЕКИ ШЕСТАКОВКА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

© 2023 г. С. В. Попов^{1,2,*}, А. С. Боронина^{2,3}, Л. С. Лебедева²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

³Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: spopov@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.03.2023 г.

После доработки 07.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

На основе математического моделирования и численных экспериментов дана оценка влияния различных факторов на формирование и термический режим субэральных таликов. Различные модельные сценарии показали, что наибольший вклад в формирование и развитие таликов вносит снежный покров, препятствующий выхолаживанию грунта в зимний период. Наличие напочвенного слоя с определенными теплофизическими параметрами может препятствовать формированию талика. Рассмотрено влияние теплофизических параметров напочвенных покровов на формирование талика.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, субэральные талики, математическое моделирование, снежный и поверхностные покровы

DOI: 10.31857/S2076673423040130, **EDN:** FQDPWS

ВВЕДЕНИЕ

Районы развития многолетней мерзлоты занимают около 65% территории России, концентрируясь главным образом в Сибири. Намечившаяся в последние десятилетия тенденция к постепенной деградации многолетней мерзлоты, вызванная климатическими изменениями, влияет на термическое состояние почв и грунтов и приводит к весьма пагубным последствиям. Повышение температуры воздуха провоцирует активизацию термокарста и термоэрозии, вследствие чего происходит просадка грунта. Республика Саха (Якутия) — административный регион России, почти полностью расположенный в зоне распространения многолетней мерзлоты. Аналогичные процессы повсеместно происходят и на её территории и зачастую приводят к разрушениям имеющейся инфраструктуры и наносят значительный экономический ущерб.

В настоящее время комплексное изучение многолетней мерзлоты и выявление особенностей её дальнейшего развития — актуальная и насущная задача, стоящая перед отечественной фундаментальной наукой. Понимание этого нашло своё отражение в “Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспе-

чения национальной безопасности до 2035 года”, утверждённой Указом Президента РФ № 645 от 26.10.2020. Во исполнение этого стратегического плана в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) разработана программа формирования сети мониторинга многолетней мерзлоты, которая предусматривает создание 140 пунктов наблюдений, включающих и термометрические скважины.

Среди объектов криолитозоны весьма важное прикладное значение имеют талики и таликовые (талые) зоны. Они представляют собой толщи талых горных пород, которые окружены мерзлотой и существуют непрерывно на протяжении более одного года. Существуют их многочисленные разновидности, изучавшиеся Н.А. Вельминой, Н.Н. Романовским, С.М. Фотиевым и др. Центральная Якутия относится к зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты, где имеются как субаквальные, так и субэральные талики. В сплошной криолитозоне это единственные пути питания и разгрузки подземных вод. Распространение таликов и их динамика мало изучены, но исследование этих природных феноменов и понимание их развития в современных условиях позволяет лучше понять и спрогнозировать состояние криолитозоны в целом. Изучение

водоносных таликов актуально и для решения прикладных задач, поскольку это перспективные источники воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения, орошения, а также в качестве минеральных лечебно-профилактических вод.

Цель исследования — оценить влияние различных факторов на формирование и термический режим субэкральных таликов на основе математического моделирования и численных экспериментов при разных модельных сценариях.

ОСНОВНЫЕ МОДЕЛИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ГРУНТАХ

Вопросами моделирования теплопереноса в многолетнемёрзлых грунтах, эволюции многолетней мерзлоты, а также формирования и развития таликовых зон исследователи занимаются на протяжении длительного времени. Это находит своё отражение во множестве отечественных и зарубежных работ. С конца 1990-х годов, ввиду происходящих климатических изменений, активно создавались модели, позволяющие формировать вертикальное распределение температуры в грунтах для изучения деградации и устойчивости многолетней мерзлоты. Они, как правило, основаны на численном решении одномерного уравнения теплопроводности в многослойной расчётной области. Помимо этого разрабатывались модели, позволяющие исследовать влияние растительного и снежного покрова на распространение тепла (Сосновский, 2006; Сосновский, Осокин, 2018), а также учитывать влияние пожаров (Jafarov et al., 2013; Zhang et al., 2015). В частности, в работе (Сосновский, 2006) представлена модель промерзания—протаивания грунта с произвольным количеством фазовых границ и учётом снежного покрова. В работе (Сосновский, Осокин, 2018) обсуждался вопрос о влиянии мохового покрова (т.е. напочвенного слоя) на распространение тепла в грунте, что также учитывается распределением теплофизических параметров по глубине. В ней же определялось критическое значение его толщины, при котором образуются талики на территории Западного Шпицбергена.

Моделирование скорости развития таликов и вклада адвективного переноса тепла в таяние многолетнемёрзлых пород представлено, в частности, в работе (Rowland et al., 2011). В ней оценивается перенос массы и энергии в пористых проницаемых средах. Отдельно можно выделить работы, посвящённые корректности выбора граничных условий для моделей теплопереноса (Горелик, Паздерин, 2017; Варламов и др., 2017б; Пермяков и др., 2018), что крайне важно для формулировки и решения краевых задач. В фундаментальной монографии (Фельдман, 1973) и других работах этого автора обсуждается вопрос теплопереноса в грунтах. В работе (Фельдман,

1988) рассматривается движение воды в талых и мёрзлых породах. Её достоинство заключается в том, что помимо теоретических выводов, в ней приводятся результаты лабораторных экспериментов.

Анализ публикаций показывает, что имеется множество разрозненных современных моделей, которые удовлетворительно описывают какую-то отдельную сторону процесса теплопереноса в грунтах. К ним относится, в частности, неустановившаяся фильтрация в пористой среде в случае полного и неполного водонасыщения. Но не менее важен и учёт теплопереноса в снегу, и процессы его уплотнения, приводящие к изменению теплофизических свойств. Имеются модели, описывающие поступление атмосферного тепла в грунт (или в снег), что крайне важно для описания граничных условий. Однако эти современные достижения ещё не до конца применяются для комплексного изучения таликов. Таким образом, в настоящее время имеется достаточно много различных моделей и подходов, которые могут быть взяты за основу для выполнения модельных расчётов.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Участок “Левая Шестаковка” площадью около 1 км² (рис. 1) расположен в бассейне р. Шестаковка, левого малого притока р. Лены, на пологом склоне денудационной равнины с абсолютными отметками 190–210 м. Климат района резко континентальный. Согласно метеорологическим данным, среднегодовая температура воздуха на ближайшей метеорологической станции в г. Якутск за период 1920–2019 гг. составляет –9.5°C. Средняя многолетняя температура января –40.5°C, а июля +19.1°C. Среднегодовое количество осадков с 1920 по 2019 г. составляет 231 мм/год. В работе (Варламов и др., 2017б) представлены данные о межгодовой изменчивости климатических характеристик района г. Якутска за период 1971–2016 гг. Из них, в частности, следует, что за это время максимальная мощность снежного покрова увеличилась примерно с 24 до 33 см. При этом дата его устойчивого установления сместилась с 16–19 октября на 24–29 октября, а схода — с 29–30 апреля на 16–27 апреля. Таким образом, за это время общая продолжительность снежного покрова сократилась на 7–27 дней и составила в среднем 182 суток.

Верхнюю часть геологического разреза до глубины 30 м составляют рыхлые песчаные отложения с редкими прослоями глин. На склонах и водоразделах пески представлены мелко- и среднезернистыми фракциями. Их объёмная влажность в зоне аэрации не превышает 2–8%. Песчаные отложения имеют кварц-полевошпатовый состав с пористостью 33–35% (Лебедева и др., 2019). Это

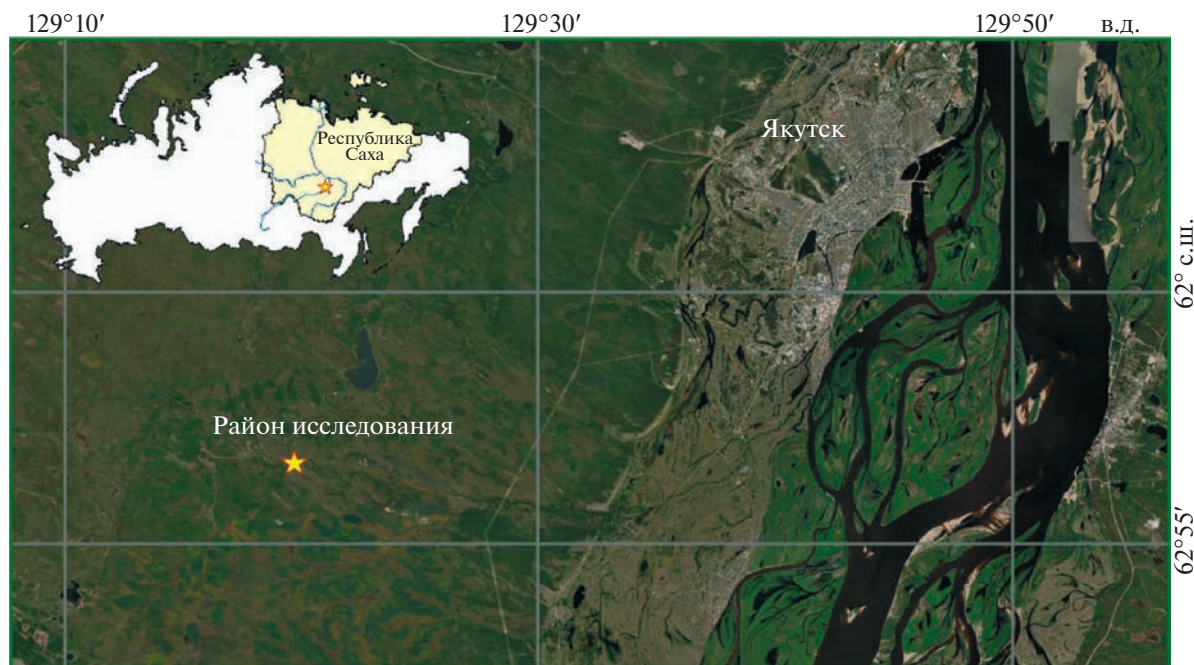


Рис. 1. Схема района работ – участок “Левая Шестаковка” (бассейн р. Шестаковка, левый приток р. Лена).

Fig. 1. Scheme of the research area – the “Left Shestakovka” (the basin of the Shestakovka River, the left inflow of the Lena River).

вполне соотносится с результатами более ранних исследований, согласно которым в целом влажность грунтов варьирует в пределах от 5.3 до 14.5%, а их плотность меняется от 2540 до 2700 кг/м³ (Варламов и др., 2017б). При этом в долинах ручьёв и распадков пески более увлажнённые, и их влажность составляет 15–25% (Варламов и др., 1990). Плотность скелета песчаных отложений варьирует в пределах от 1300 до 1800 кг/м³ (Гаврильев, 1984, 1998). В работе (Шендер и др., 1996) указывается, что, согласно многочисленным исследованиям, в зоне аэрации она составляет в среднем 1700 кг/м³. Песчаные отложения, как правило, перекрыты почвенно-растительным слоем, состоящим из мха, лишайников, дернины и лесной подстилки. Его мощность достигает 30 см. В работе (Гаврильев, 1998) приводятся теплофизические параметры для более десятка видов мхов и почвенно-растительного слоя в целом во влажном и мёрзлом состояниях.

Рассматриваемая территория относится к области развития нестационарных мёрзлых толщ, мощность которых достигает 400–500 м. Температура пород на глубине 100 м составляет –1.0...–0.6°C (Бойцов, 1985), а на подошве слоя нулевых годовых амплитуд в зависимости от ландшафта изменяется от положительных значений (близких к 0°C) до –3...–2°C, и ниже (Варламов и др., 2012). Мощность сезонно-талого слоя изменяется от 0.5 м на марях до 4 м на пологих склонах

и водоразделах, покрытых сосновым лесом (Бойцов, 2002). На правобережной террасе р. Левая Шестаковка по результатам бурения установлен надмерзлотный субаэральный водоносный талик шириной 180–200 м и протяжённостью более 500 м. Согласно геофизическим данным, он имеет сложную конфигурацию и несколько водопрводящих рукавов, а его мощность изменяется от 3 до 20 м (Lebedeva et al., 2023). Таким образом, в распоряжении авторов имеются как результаты георадарных съёмок, которые позволяют картировать таликовые зоны (Гагарин и др., 2019; Лебедева и др., 2019), так и описания отобранных в пунктах бурения кернов. Кроме того, на этих участках заложены скважины, в которых выполняется температурный мониторинг и измеряется уровень грунтовых вод (Павлова и др., 2020). Имеются также автоматические метеостанции, которые регистрируют необходимую для моделирования метеорологическую информацию.

ФОРМУЛИРОВКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Первая оценка процессов тепломассопереноса в субаэральных таликах на основе данных натурных наблюдений была изложена авторами в работе (Попов и др., 2022). В рамках настоящего научного исследования предпринимается попытка сделать следующий шаг и рассмотреть процесс теплопереноса в однородной многослойной сре-

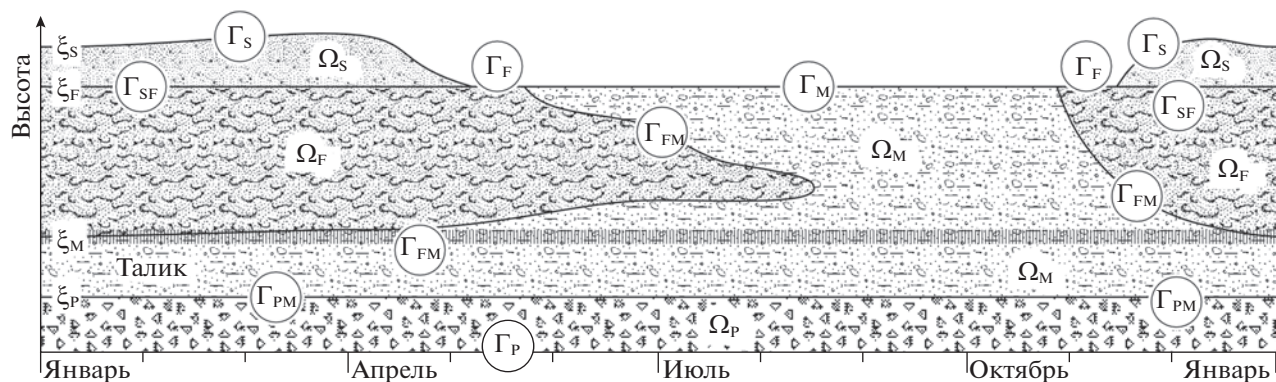


Рис. 2. Изменение верхней части геологического разреза с течением времени Ω_P – многолетнемёрзлые породы; Ω_F – сезонно-мёрзлые породы; Ω_M – талый грунт; Ω_S – снежный покров; Γ_P – нижняя граница расчётной области; Γ_S , Γ_F и Γ_M – верхние границы расчётной области; Γ_{FM} – граница между сезонно-мёрзлыми и талыми породами; Γ_{PM} – граница между талыми породами и многолетнемёрзлыми породами; Γ_{SF} – граница между сезонно-мёрзлыми породами и снежным покровом; ξ_P , ξ_S , ξ_F и ξ_M – положение соответствующих границ Γ_{PM} , Γ_S , Γ_{SF} и Γ_{FM} .

Fig. 2. Change of the upper part of the geological section over time Ω_P – permafrost; Ω_F – seasonally frozen soil; Ω_M – thawed soil; Ω_S – snow cover; Γ_P – lower boundary of the computational domain; Γ_S , Γ_F and Γ_M – upper boundaries of the computational domain; Γ_{FM} – boundary between seasonally frozen and thawed soils; Γ_{PM} – boundary between thawed soil and permafrost; Γ_{SF} – boundary between seasonally frozen soil and snow cover; ξ_P , ξ_S , ξ_F and ξ_M – location of boundaries Γ_{PM} , Γ_S , Γ_{SF} and Γ_{FM} .

де, слои которой могут формироваться и исчезать под влиянием внешних факторов. При этом отдельные границы могут быть границами фазовых переходов. В целом модель базируется на представлениях, изложенных в классической работе (Бойцов, 1985), и результатах комплексных геолого-геофизических исследований (Гагарин и др., 2019; Лебедева и др., 2019). Согласно геологическим данным, приповерхностная часть разреза в районе исследований представлена песчаными отложениями, которые в целом однородны по своему строению (Бойцов, 1985). Небольшие изменения в структуре и вещественном составе значимым образом не сказываются на теплофизических свойствах. Это упрощает модель ввиду того, что границами областей служат не геологические границы, а границы фазовых переходов.

Будем считать талик некоторым горизонтом Ω_M , заключённым между слоями мёрзлого либо мёрзлого и талого грунта. При этом нижний слой многолетнемёрзлых пород Ω_P является полуограниченным. Важно отметить, что с позиций мерзлотоведения талик и вышележащий сезонно-мёрзлый слой представляют собой две разные области. Но поскольку это один и тот же песчаный слой, отличающийся лишь фактом сезонного промерзания, то для математической модели его целесообразно считать единым в том случае, если он находится в талом состоянии. Таким образом, в рамках представленной модели талик и талый сезонно-мёрзлый слои объединены.

В слое сезонно-мёрзлых пород Ω_F в тёплое время года происходит полное или частичное оттаивание, что приводит к образованию талой области Ω_M . С наступлением холодов она промерзает с поверхности, утончается и в конечном итоге исчезает. В холодное время года на поверхности грунта формируется снежный покров Ω_S , мощность которого меняется с течением времени. По мере приближения тёплого сезона она постепенно уменьшается, и в конечном итоге снег полностью стаивает. Кроме того, за счёт тепла солнечной радиации в дневное время в снегу начинают протекать процессы метаморфизма. Приповерхностный слой снега начинает таять и фильтроваться в толщу. Это постепенно меняет его теплофизические параметры и плотность. Чтобы это учесть, используются эмпирические соотношения для расчёта эффективных значений теплофизических коэффициентов. На рис. 2 представлена концептуальная схема процессов промерзания–протаивания в верхней части геологического разреза в течение года, характерная для тех районов многолетней мерзлоты, где имеются субэкральные талики. Идея её составления основана на данных длительных наблюдений в термометрических скважинах и геофизических исследованиях, выполненных в Центральной Якутии (Бойцов, 1985; Гагарин и др., 2019; Лебедева и др., 2019; Lebedeva et al., 2023), а также теплофизических расчётах (Фельдман, 1973; Сосновский, 2006; Сосновский, Осокин, 2018). Схема иллюстрирует изложенную выше модель.

Приведённое выше описание применительно к одномерной задаче может быть представлено следующей системой дифференциальных уравнений (см. рис. 2):

$$\rho_P c_P \frac{\partial \theta_P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_P \frac{\partial \theta_P}{\partial z} \right), \quad 0 > z > \xi_P, \quad (1)$$

$$\rho_M c_M \frac{\partial \theta_M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial \theta_M}{\partial z} \right), \quad \xi_P > z > \xi_M, \quad (2)$$

$$\rho_F c_F \frac{\partial \theta_F}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_F \frac{\partial \theta_F}{\partial z} \right), \quad \xi_M > z > \xi_F, \quad (3)$$

$$\rho_S c_S \frac{\partial \theta_S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_S \frac{\partial \theta_S}{\partial z} \right), \quad \xi_F > z > \xi_S. \quad (4)$$

где ξ_P, ξ_S, ξ_F и ξ_M — положение соответствующих границ $\Gamma_{PM}, \Gamma_S, \Gamma_{SF}$ и Γ_{FM} (см. рис. 2).

В уравнения (1) — (4) входят температуры θ и коэффициенты теплопроводности λ , удельной теплоёмкости c и плотности ρ . Здесь и далее индексы S, F, M и P относятся к снежному покрову, мёрзлому и талому грунтам и многолетнемёрзлым породам. Указанные параметры зависят от влажности (льдистости), плотности и ряда других факторов (Гаврильев, 1984, 1998) и, следовательно, изменяются по глубине. Эти коэффициенты определяются эмпирическими соотношениями, о которых будет сказано ниже. Начало координат для расчётов расположено в слое многолетнемёрзлых пород на глубине 10 м. Для моделирования района бассейна реки Шестаковка (см. рис. 1) это обосновывается температурным профилем (Бойцов, 1985, 2002; Варламов и др., 2012; Лебедева и др., 2019) и геологическим разрезом (Варламов и др., 2017б; Лебедева и др., 2019). Ось аппликат (высот) направлена вертикально вверх (см. рис. 2). Нижняя часть расчётной области совпадает с началом координат.

Формулировка краевой задачи требует наличия начальных и граничных условий. Настоящее научное исследование посвящено выявлению факторов, влияющих на формирование таликов. К ним относятся: наличие и отсутствие снежного покрова и напочвенного слоя с разными теплофизическими параметрами, а также различная влажность грунта. Для каждого сценарного расчёта приводятся свои значения.

Распределение плотности грунта по всему разрезу, вне зависимости от его состояния (талый или мёрзлый), задавалось постоянным, $\rho_F(z) = \rho_M(z) = \rho_P(z) = 2650 \text{ кг/м}^3$. Неизменность этой величины обусловлено задачами исследования: выявлением основных факторов, влияющих на формирование таликов. Как указывалось выше, плотность грунта варьирует в широких пределах и, конечно, зависит от влажности. Однако, на

взгляд авторов, изменение плотности внесёт не нужные вариации в результат вычислений. Всё же теплофизические параметры грунта, как будет показано ниже, рассчитываются исходя из его влажности и плотности скелета.

Обычно на нижней границе задаётся некоторая величина геотермического потока, что вполне обосновано с геологических позиций. Она зависит от строения земной коры и определяется по температурному градиенту в скважинах либо путём моделирования на основе геофизических данных. Однако для решения поставленной задачи было выбрано условие первого рода, т.е. температура θ_P на нижней границе Γ_P . Согласно многолетним данным, температура θ_P в районе р.

Шестаковка составляет около $\bar{\theta}_{PE} = -0.6^\circ\text{C}$ в слое многолетнемёрзлых пород (Бойцов, 1985; Варламов и др., 2017а; Лебедева и др., 2019; Lebedeva et al., 2022). Это связано с тем, что мощность многолетнемёрзлых пород составляет около 0.5 км. Мы же будем искать решение для верхней части геологического разреза на первые десять метров от дневной поверхности (именно на нижней границе и задаётся значение $\bar{\theta}_P$ в ходе практической реализации модели).

Границы между мёрзлыми и талыми областями Γ_{FM} и Γ_{PM} (см. рис. 2) подвижные. Изменение их положения во времени подчиняется условию Стефана. На неподвижной границе Γ_{SF} зададим условие IV рода (сшивки), которое предполагает сохранение величины теплового потока и равенство температур снега и грунта на этой границе. Следует отметить, что области Ω_S, Ω_F и Ω_M могут вырождаться с исчезновением соответствующих границ, но это учитывается на этапе численной реализации модели.

На дневной поверхности (т.е. на Γ_S, Γ_M и Γ_P) обычно задаётся условие теплообмена со средой (III рода). Обсуждению этого вопроса посвящено множество публикаций, в частности, (Фельдман, 1973, 1988; Павлов, 1979; Осокин и др., 1999), а также (Сосновский, 1984, 2006; Пермиков и др., 2018). Однако в работе (Шендер и др., 1996) приводится соотношение для температуры на дневной поверхности снега и грунта для района г. Якутска. Оно получено на основе результатов мониторинга температур дневной поверхности с учётом радиационных поправок к местным условиям. Если τ_S и τ_W — это продолжительность летнего и зимнего периодов, для которых характерно установление стабильных положительных и отрицательных температур, а $\theta_{\Sigma S}$ и $\theta_{\Sigma W}$ — суммарные поверхностные температуры для этих периодов,

то температура дневной поверхности θ_0 может быть аппроксимирована следующим образом:

$$\theta_0(t_D) = \begin{cases} \theta_{\Sigma W} \frac{\pi}{2\tau_W} \sin \left[\frac{\pi t_D}{\tau_W} \right], & \text{зимний период} \\ \theta_{\Sigma S} \frac{\pi}{2\tau_S} \sin \left[\frac{\pi(t_D - \tau_{WI})}{\tau_S} \right], & \text{летний период} \end{cases} \quad (5)$$

где t_D — день года от начала зимы; τ_Y — продолжительность одного календарного года; $\tau_Y = 365.2425$ суток; $\tau_{SU} + \tau_{WT} = \tau_Y$; $\theta_{\Sigma S} = 52000^\circ\text{C} \cdot \text{час}$; $\theta_{\Sigma W} = -135000^\circ\text{C} \cdot \text{час}$ (Шендер и др., 1996). Согласно (5), минимальная температура в зимний период составляет -41.5°C , а максимальная в летний период 22.4°C .

Вышеизложенное представимо следующими уравнениями, описывающими граничные условия рассматриваемой модели:

$$\begin{aligned} \lambda_F \frac{\partial \theta_F}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{FM}} - \lambda_M \frac{\partial \theta_M}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{FM}} &= q_I \rho_I \omega \frac{d\xi_M}{dt} \Big|_{\Gamma_{FM}}, \\ \theta_F \Big|_{\Gamma_{FM}} &= \theta_M \Big|_{\Gamma_{FM}} = \theta_{IW}; \\ \lambda_P \frac{\partial \theta_P}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{PM}} - \lambda_M \frac{\partial \theta_M}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{PM}} &= q_I \rho_I \omega \frac{d\xi_P}{dt} \Big|_{\Gamma_{PM}}, \\ \theta_P \Big|_{\Gamma_{PM}} &= \theta_M \Big|_{\Gamma_{PM}} = \theta_{IW}; \\ \lambda_S \frac{\partial \theta_S}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{SF}} &= \lambda_F \frac{\partial \theta_F}{\partial z} \Big|_{\Gamma_{SF}}; \quad \theta_S \Big|_{\Gamma_{SF}} = \theta_F \Big|_{\Gamma_{SF}}; \\ \theta_P \Big|_{\Gamma_P} &= \bar{\theta}_{PE}; \quad \theta_0 \Big|_{\Gamma_P} = \theta_0(t), \end{aligned} \quad (6)$$

где q_I — удельная теплота плавления льда; $q_I = 332$ кДж/кг; ρ_I — его плотность; ω — весовая влажность (льдиность) грунта; θ_P , θ_F , θ_M и θ_S — температуры многолетнемёрзлых, сезонно-мёрзлых, талых пород и снега; θ_{IW} — температура фазового перехода. В нашем случае она постоянна и составляет $\theta_{IW} = 0^\circ\text{C}$.

В работе (Шендер и др., 1996) приводится соотношение, описывающее изменение мощности снежной толщи H_S в зимний период. Эта зависимость характеризуется постепенным нарастанием и достаточно резким спадом. Время достижения максимума мощности снежного покрова $\tau_{S\text{MAX}}$ определяется в 182.5 суток при общей продолжительности зимнего периода τ_{WI} в 213 суток. Это соотношение выглядит следующим образом. Если h_{MAX} — это максимальная мощность снежного покрова, то

$$H_S(t_D) = \begin{cases} h_{\text{MAX}} \left[\frac{t_D}{\tau_{S\text{MAX}}} \right]^{0.3}, & t_D < \tau_{S\text{MAX}} \\ h_{\text{MAX}} \left[1 - \left(\frac{t_D - \tau_{WI}}{\tau_{WI} - \tau_{S\text{MAX}}} \right)^{1.6} \right], & t_D \geq \tau_{S\text{MAX}} \end{cases} \quad (7)$$

В той же работе приводится эмпирическое соотношение для плотности снега ρ_S в зависимости от высоты снежного покрова:

$$\rho_S(t_D) = \begin{cases} 110 + 200 \frac{H_S(t_D)}{h_{\text{MAX}}}, & t_D < \tau_{S\text{MAX}} \\ 310, & t_D \geq \tau_{S\text{MAX}} \end{cases} \quad (8)$$

В (7) и (8) время t_D выражено в сутках, а остальные величины — в единицах СИ. Графики, построенные по формулам (7) и (8), представлены на рис. 3.

Среди множества научных публикаций отметим работу (Осокин и др., 1999), в которой приводится обзор моделей, описывающих коэффициент теплопроводности снега λ_S в зависимости от его плотности ρ_S . В ней, в частности, приводится соотношение, успешно используемое в расчётах как для территории России, так и для Шпицбергена (Осокин и др., 1999; Сосновский, 2006):

$$\lambda_S = 9.165 \times 10^{-2} - 3.814 \times 10^{-4} \rho_S + 2.905 \times 10^{-6} \rho_S^2. \quad (9)$$

Эта зависимость представлена на рис. 4. Размерность величин приводится в единицах СИ. В этих публикациях удельная теплоёмкость снега c_S принята равной $c_S = 2100$ Дж/(кг · °C). Соотношение (9) и указанное значение c_S приняты для моделирования.

Согласно результатам кернового бурения, геологический разрез в районе исследований достаточно однороден и представлен в основном песчаными отложениями с незначительными прослойками суглинка и супеси (Лебедева и др., 2019). Имеется ряд публикаций, в которых приводятся экспериментальные данные по определению теплофизических коэффициентов, например, (Варламов и др., 20176) и многие другие. Однако наиболее масштабной работой является монография (Гаврильев, 1998), в которой достаточно детально рассматривается этот вопрос применительно к обширной территории Северо-востока России, включая Якутию и восточную часть трассы БАМа. В ней и в более ранней публикации этого автора (Гаврильев, 1984) приводятся обобщённые эмпирические соотношения теплофизических коэффициентов для грунтов. В ней, в частности, приводятся эмпирические соотноше-

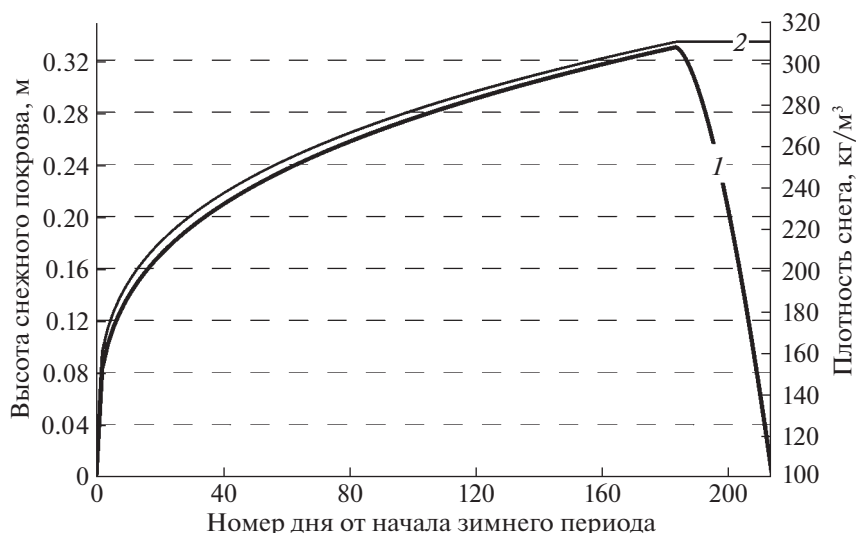


Рис. 3. Зависимость высоты снега и его плотности от времени: 1 – высота снежного покрова; 2 – средняя плотность снежного покрова.

Fig. 3. Time dependence of snow thickness and density: 1 – snow thickness; 2 – average density of snow cover.

ния для теплофизических параметров песчаных отложений, которые развиты в бассейне р. Шестаковка. Коэффициенты теплопроводности мёрзлых и талых песчаных отложений λ_F и λ_M в зависимости от весовой влажности ω могут быть представлены как

$$\begin{aligned}\lambda_M &= 0.23 + 1.65 \lg 100\omega, & \omega \geq 0.05, \\ \lambda_F &= \lambda_M (0.66 + 4.13\omega), & \omega \geq 0.05.\end{aligned}\quad (10)$$

Эти кривые также показаны на рис. 4. Объёмная теплоёмкость является величиной аддитивной по отношению к теплоёмкостям своих компонентов и может быть рассчитана по формулам, представленным, в частности, в работе (Гаврильев, 1984):

$$\begin{aligned}c_M &= (c_{SK} + c_W \omega) \rho_{SK}, \\ c_F &= (c_{SK} + c_I \omega) \rho_{SK},\end{aligned}\quad (11)$$

где c_{SK} – коэффициент теплоёмкости скелета (для песчаных отложений $c_{SK} = 693$ Дж/(кг · °К); ρ_{SK} – плотность его скелета (т.е. плотность его минеральной основы). Как указывалось ранее, плотность скелета песчаных отложений варьирует в пределах от 1300 до 1800 кг/м³. Мы выбрали значение $\rho_{SK} = 1700$ кг/м³ (Шендер и др., 1996). Эти уравнения состояния взяты за основу при моделировании. Все значения, входящие в соотношения (10) и (11), даны в единицах СИ.

Как указывалось выше, почвенно-растительный покров перекрывает слой песчаных отложений. Его мощность различна и варьирует от полного отсутствия до 30 см (Гаврильев, 1998). Имеется большое количество работ, в частности, (Гаврильев, 1998; Тишков и др., 2013; Угаров, Ефремов, 2022) и множество других, посвящённых

теплофизическим свойствам различных мхов, которые составляют основу этого слоя. В своих расчётах авторы воспользовались соотношениями для мха *Sanionia uncinata*, повсеместно развитого в Северном полушарии, включая Якутию. Они представлены в работе (Тишков и др., 2013). Для мха весовой влажностью (льдиистостью) ω , выраженной в относительных единицах, теплофизические параметры для талого и мёрзлого состояния выглядят следующим образом:

$$\begin{aligned}\lambda_{MM} &= 0.05\omega + 0.0946, \\ \lambda_{MF} &= 0.23\omega + 0.0946, \\ c_{MM} &= (c_{SK} m_{SK} + c_W m_W) / (m_{SK} + m_W), \\ c_{MF} &= (c_{SK} m_{SK} + c_I m_I) / (m_{SK} + m_I),\end{aligned}\quad (12)$$

где m_{SK} , m_W и m_I – масса скелета куртины мха, воды и льда соответственно. Зависимость λ_{MF} и λ_{MM} от ω показана на рис. 5. В (12) все значения даны в единицах СИ. В работе (Тишков и др., 2013) приводится соотношение только для расчёта теплоёмкости мха во влажном состоянии, но поскольку эта величина аддитивная, то её вычисление для мёрзлого состояния производится путём замены теплоёмкости воды на теплоёмкость льда, что и было сделано в последнем выражении (12).

Таким образом, мы сформулировали модель субэкрального талика в наиболее общем виде. Помимо этого, привели материальные уравнения, описывающие теплофизические параметры как для наиболее общего случая, так и для грунтов Центральной Якутии.

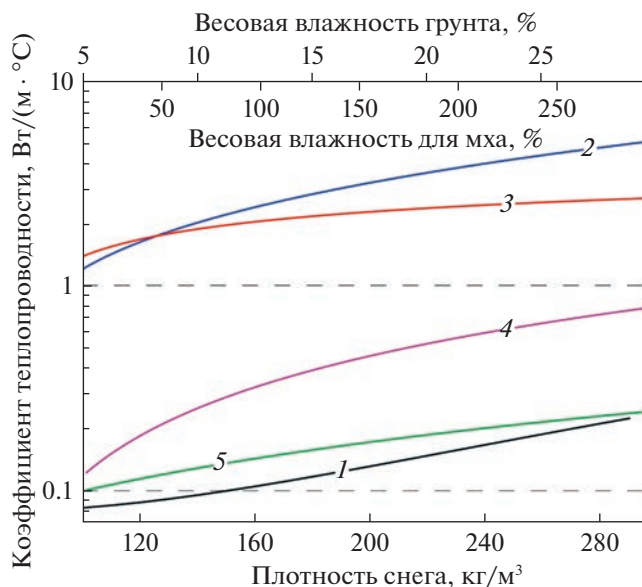


Рис. 4. Зависимость коэффициента теплопроводности снега, напочвенного слоя (мох *Sanionia uncinata*) и песчаных отложений в мёрзлом и талом состоянии от плотности и влажности (льדיстости): 1 – снег; 2 – песчаные отложения мёрзлые; 3 – песчаные отложения талые; 4 – напочвенный слой мёрзлый; 5 – напочвенный слой талый.

Fig. 4. Dependence of the thermal conductivity coefficient of snow, soil-vegetative layer (moss *Sanionia uncinata*) and sand sediments in frozen and thawed state on density and humidity (iciness): 1 – snow; 2 – frozen sand sediments; 3 – thawed sand sediments; 4 – frozen soil-vegetative layer; 5 – thawed soil-vegetative layer.

ЧИСЛЕННАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ МОДЕЛИ

Представленная в предыдущем разделе задача решалась численно. Для её реализации была использована неявная конечно-разностная схема с переменным шагом по глубине и последующим применением метода прогонки. Компьютерная

программа разработана на языке Delphi для ОС MS Windows 11. В качестве компилятора использовался пакет Embarcadero Delphi 10.4 Sydney (Embarcadero Technologies, Inc., USA). Блок-схема алгоритма компьютерной программы представлена на рис. 5.

Сложность программной реализации заключалась в решении многофронтной задачи Стефана ввиду того, что новые слои как формировались, так и исчезали динамически под влиянием внешних условий. Это было реализовано посредством специально разработанного алгоритма. Суть его заключается в том, что после решения краевой задачи для всех имеющихся сред полученный результат анализируется. В том случае, если между двумя слоями имеется третий, размеры которого меньше некоторого значения, равного 1 мм, слои объединяются. При этом выполняется линейная интерполяция значений температуры объединённых слоёв в один, поскольку количество точек для объединённого слоя удвоилось. Если слой является первым или последним, то он просто уничтожается, и на его толщину увеличивается толщина соседнего слоя. В том случае, если, наоборот, требуется появление нового слоя, то он формируется в виде массива задаваемого размера. В нашем случае он составлял 500 точек, что обеспечивало приемлемое соотношение скорости расчётов и пространственного разрешения. При этом распределение температуры в формируемом слое соответствует линейной зависимости между температурами на границах соседних областей. Если формируется слой, который является первым или последним, то его температура также интерполируется, исходя из граничных условий.

Однако формирование и исчезновение слоёв усложняет модель не только в алгоритмическом плане. При формировании (или исчезновении) слоёв происходят скачки, связанные с дискретно-

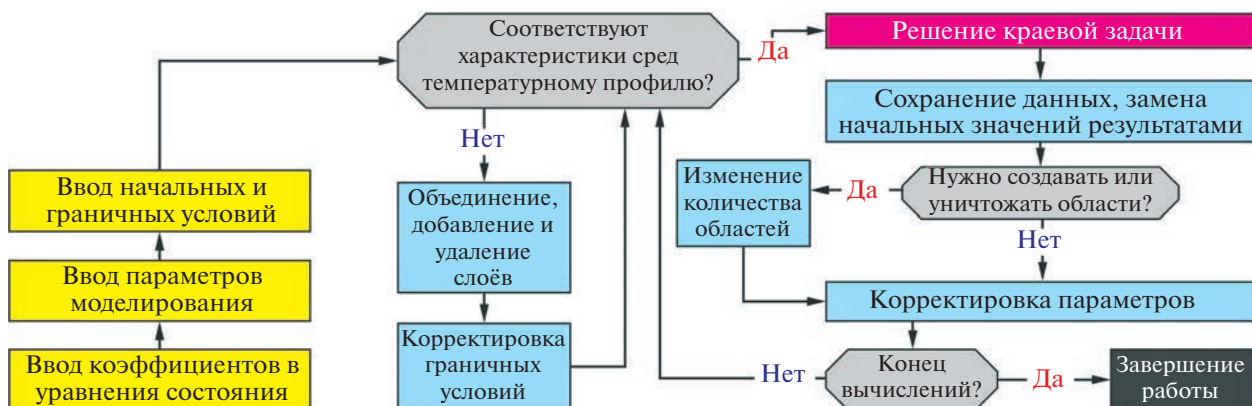


Рис. 5. Блок-схема алгоритма компьютерной программы.

Fig. 5. Block diagram of a computer program algorithm.

стью описания областей. Для того чтобы их уменьшить, а также в целом улучшить описание процессов, протекающих на границах областей, целесообразно применять неравномерную сеть со сгущением расчётных точек вблизи границ. Это и реализуется в компьютерной программе и численном решении. Практически это достигается путём перехода от координат z к некоторым новым ξ таким образом, чтобы точки новой сетки сгущались в районе границ сред. Как показано в работе (Попов, 2023), этим требованиям отвечает преобразование

$$\xi(z) = H \frac{f(z) - f(0)}{f(1) - f(0)},$$

$$f(z) = [1 + \exp\{-\kappa(z - 1/2)\}]^{-1},$$

где κ — коэффициент, определяющий степень сгущения точек на границах; H — линейный размер среды, по которому осуществляется интегрирование. В этой же работе приводится диаграмма, отражающая степень сгущения точек при разных значениях κ . Для решения задачи сетка строилась при $\kappa = 5$. В этом случае для слоя мощностью 1 м шаг в приграничной области составляет около 0.8 мм, а в центральной — около 3 мм.

Следующая сложность заключалась в разнообразии граничных условий. В модели реализованы граничные условия первого рода для верхней и нижней границ, а также четвёртого и Стефана для внутренних границ. Наибольшую сложность представляли расчёты, связанные с решением многофазной задачи Стефана (Самарский, Вабищевич, 2003). Авторам этот метод видится более предпочтительным, нежели метод сквозного счёта.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для выяснения вклада тех или иных факторов в процесс формирования и эволюции талика будем рассматривать различные сценарии, представляющие собой разные варианты природных условий. В качестве начальных условий будем задавать постоянное распределение температуры с глубиной, равное -0.6°C . Изменение температуры на дневной поверхности определялось по соотношению (5).

Теплофизические параметры вычислялись по соотношению (12). Все расчёты выполнялись до глубины 10 м на протяжении 10 лет. Начало расчётов приходилось на момент смены лета на зиму. Следуя (Шендер и др., 1996), под “летом” будем подразумевать интервал времени, в течение которого температуры на дневной поверхности будут положительными, под “зимой” — отрицательны-

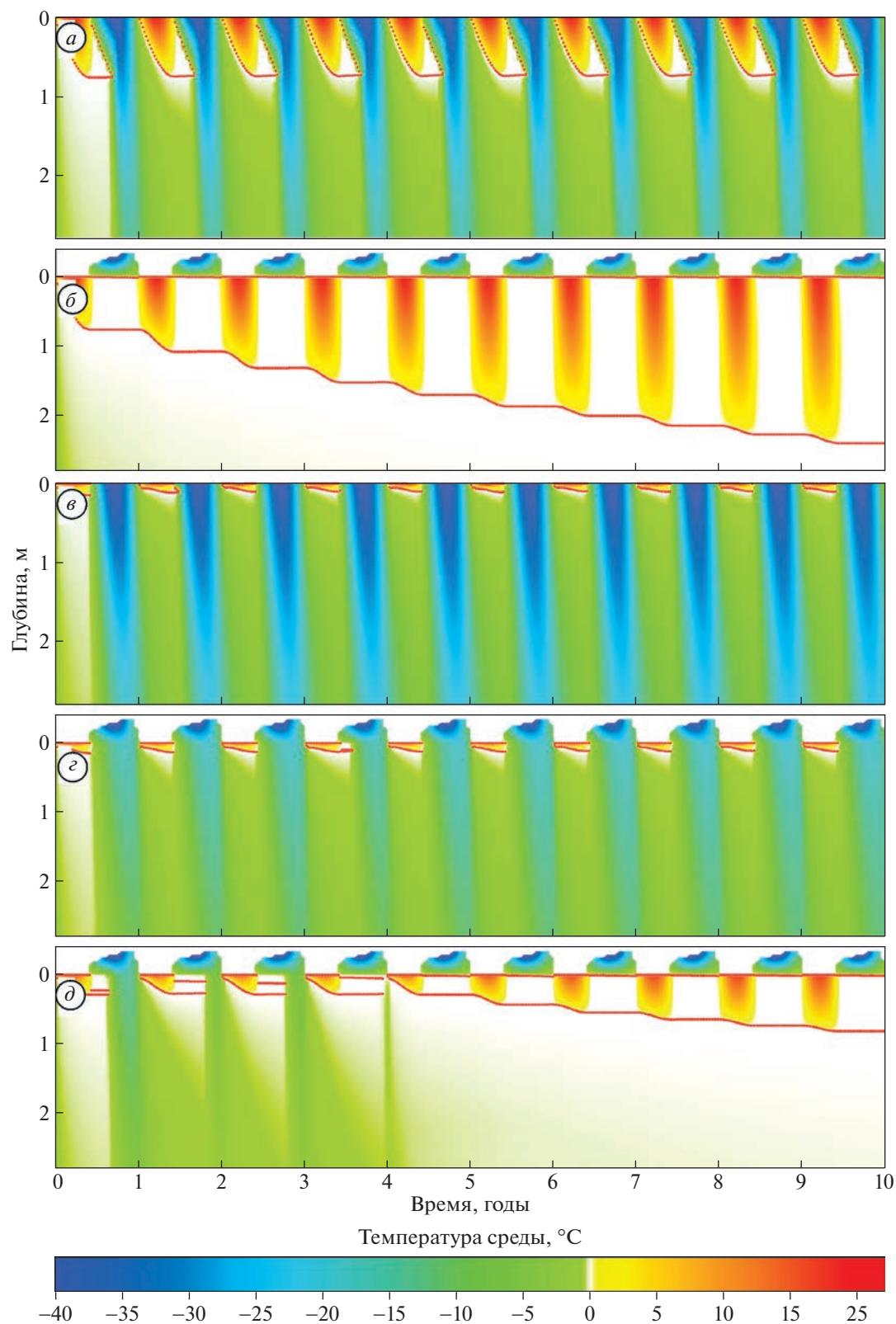
ми. Интервал вычислений составил 12 часов. Ниже рассмотрим несколько сценариев.

В первом из них модель задавалась в качестве однородного слоя песчаных отложений с постоянной влажностью. Исходя из влажности, рассчитывались теплофизические параметры согласно соотношениям (10) и (11). Снег и напочвенный слой отсутствовали в течение всего периода. В качестве примера на рис. 6, а приведено распределение температуры в верхней трёхметровой части геологического разреза на протяжении десяти лет для грунта с влажностью (льди-стостью) 10%.

Из представленного рисунка и результатов моделирования следует, что протаивание слоя песчаных отложений происходит в течение тёплого периода на глубину от 75 до 100 см в зависимости от влажности грунта. Это связано с изменением теплофизических коэффициентов грунта при различной влажности. Однако при этом талики не формируются, поскольку в течение зимнего периода весь талый слой промерзает. Наличие температурных вариаций в нижней части разреза (см. рис. 6, а) указывает на то, что сезонные температурные колебания в такой среде не успевают затухнуть до глубины 10 м.

Для второго сценария в предыдущую модель вводилось формирование снежного покрова. Продолжительность зимы (т.е. τ_{WT}) задавалась неизменной и равной 213 суток, что соответствует интервалу чуть более полугода ($\tau_{WT}/\tau_Y = 0.58$). Теплофизические параметры и высота снежного покрова определялись соотношениями (7) — (9). Максимальная мощность снега при различных сценариях задавалась 10, 20, 33, 50 и 100 см. В качестве примера приведено распределение температуры в верхней части геологического разреза (см. рис. 6, б). Влажность (льди-стость) слоя песчаных отложений принималась 10% при максимальной мощности снежного покрова 33 см, что соответствует району г. Якутск.

Как следует из результатов моделирования, наличие снега существенно меняет процесс теплопереноса, поскольку коэффициенты теплопроводности снега и слоя песчаных отложений безотносительно влажности и агрегатного состояния влаги в нём отличаются более чем на порядок (см. рис. 4). Отсутствие снега, обладающего теплоизоляционными свойствами, приводит к промерзанию нижележащей среды и консервации многолетнемёрзлых пород. В то же время снег препятствует проникновению зимнего атмосферного холода в нижележащие горные породы и, как результат, их выхолаживанию. С приходом весны снег тает, а с ним исчезает и теплоизолирующий слой. Это приводит к тому, что в песчаные отложения поступает атмосферное тепло, обусловленное солнечной радиацией, и их теплозапас по-



вышается. Затем снова наступает холодное время, но теплозапас грунта увеличился и теперь уже большей частью расходуется на повышение температуры и формирование талика. Этот механизм

работает вне зависимости от того, много снега или мало. Таким образом, наличие снежного покрова толщиной 33 см при отсутствии напочвенного слоя приводит к постепенному росту сезон-

Рис. 6. Распределение температуры в верхней части геологического разреза: *a* — влажность (льдистость) грунта 10%, снег и напочвенный слой отсутствуют; *б* — влажность (льдистость) грунта 10%, максимальная мощность снежного покрова 33 см, напочвенный слой отсутствует; *в* — влажность (льдистость) грунта 5%, мощность напочвенного слоя (мох *Sanionia uncinata*) 5 см, снежный покров отсутствует; *г* — влажность (льдистость) грунта 5%, максимальная мощность снежного покрова 33 см, мощность напочвенного слоя (мох *Sanionia uncinata*) 5 см; *д* — влажность (льдистость) грунта 5%, максимальная мощность снежного покрова 33 см, мощность напочвенного слоя (разнотравье) 5 см. Красными точками показано положение фазовых границ.

Fig. 6. Temperature distribution in the upper part of the geological section: *a* — the humidity (iciness) of the soil is 10%, there is no snow and soil-vegetative layer; *б* — the humidity (iciness) of the soil is 10%, the maximum thickness of snow is 33 cm, there is no soil-vegetative layer; *в* — the humidity (iciness) of the soil is 5%, the thickness of the soil-vegetative layer (moss *Sanionia uncinata*) is 5 cm, there is no snow cover; *г* — the humidity (iciness) of the soil is 5%, the maximum thickness of the snow is 33 cm, the thickness of the soil-vegetative layer (moss *Sanionia uncinata*) is 5 cm; *д* — the humidity (iciness) of the soil is 5%, the maximum thickness of the snow is 33 cm, the thickness of the soil-vegetative layer (grass) is 5 cm. Red dots depict the phase boundaries.

но-талого слоя. В целом же за десять лет нижняя граница мерзлоты опустилась на 2.4–3.1 м в зависимости от влажности (льдистости) грунта.

Для третьего сценария в первый цикл расчётов вводился напочвенный слой, в качестве которого рассматривался слой мха *Sanionia uncinata* различной мощности при естественной влажности: 1, 5 и 10 см. Слой снега отсутствовал. Теплофизические параметры мха определялись соотношениями (12). Это в целом соответствует ранее опубликованным данным. Продолжительность зимы была аналогичной предыдущим случаям.

Как следует из результатов моделирования, наличие напочвенного слоя, так же как и снега, существенно меняет процесс теплопереноса. Это вполне понятно, поскольку значения его теплофизических параметров примерно на порядок меньше, чем у слоя песчаных отложений (см. рис. 5). Для расчётов использовались значения теплофизических параметров мха *Sanionia uncinata*, заимствованные из работы (Тишков и др., 2013). Они приведены при естественной весовой влажности 141% и плотности 231 кг/м³ для зимнего и летнего времени и составили: $\lambda_F = 0.45$ Вт/(м · К), $\lambda_M = 0.19$ Вт/(м · К), $c_F = 2.28$ кДж/(кг · К), $c_M = 3.54$ кДж/(кг · К).

Моделирование показывает, что талик не формируется, а по мере увеличения мощности напочвенного слоя глубина сезонного протаивания хоть и незначительно, но уменьшается. В частности, при влажности грунта 5% и изменении толщины мха (напочвенного слоя) от 10 до 1 см глубина протаивания варьирует в пределах от 10 до 25 см. Влажность песчаного слоя оказывает слабое влияние на результат моделирования. В качестве примера (см. рис. 6, *в*) представлено распределение температуры для слоя песчаных отложений влажностью 5% и толщины напочвенного слоя 5 см. Ввиду малой мощности оттаявшего слоя в верхней части разреза (см. рис. 6, *в*) он практически не выделяется.

Для четвёртого сценария в первый цикл расчётов вводился как напочвенный слой, как и для

предыдущего этапа, так и слой снега. Расчёты выполнялись при одной влажности песчаных отложений 5%. Мощность напочвенного слоя при естественной влажности задавалась: 1, 5 и 10 см. Максимальная мощность снежного покрова принята равной 10, 33, 50 и 100 см. Продолжительность зимнего периода устанавливалась аналогично предыдущим случаям. В качестве иллюстрации (см. рис. 6, *г*) приведено распределение температуры в среде за десятилетний период при мощности напочвенного слоя 5 см и максимальных толщинах снега 33 см, что соответствует району р. Шестаковка. В рассмотренном случае талик не формируется, а глубина оттаивания грунта составляет всего около 15 см.

Рассмотрим ещё один сценарий. Он аналогичен предыдущему, но вместо мха *Sanionia uncinata* взяты параметры для разнотравья, полученные экспериментальным путём на стационаре Туймада. При плотности 1280 кг/м³ и влажности 17% для зимнего и летнего времени они следующие: $\lambda_F = 0.44$ Вт/(м · К), $\lambda_M = 0.35$ Вт/(м · К), $c_F = 1.46$ кДж/(кг · К), $c_M = 1.88$ кДж/(кг · К). Данные заимствованы из работы (Пермяков и др., 2017). Как видно из результатов расчётов (см. рис. 6, *д*), при смене напочвенного слоя с мха на разнотравье талик начал уверенно формироваться через пять лет (см. рис. 6, *д*).

Таким образом, в результате моделирования выяснено, что ведущую роль в формировании таликов Центральной Якутии и их дальнейшего развития играют два фактора: наличие снежного покрова и напочвенного слоя. При этом различный тип напочвенного слоя может и способствовать образованию таликов, и препятствовать. Однако следует иметь в виду, что реальная ситуация сложнее, поскольку в расчётах не учтены вертикальное и горизонтальное движение вод, фильтрующихся в грунтах.

Следует отметить, что приповерхностные температурные вариации для первого, третьего и четвёртого сценариев проникают в грунт достаточно глубоко — более чем на десять метров. Об этом можно косвенно судить, исходя из значительного

температурного градиента у нижней границы рассматриваемой области. При этом они быстро затухают во втором и последнем случаях, т.е. тогда, когда формируется талик. Причина заключается в различии коэффициентов теплопроводности $a = \lambda / (\rho c)$ для мерзлого и талого грунта, которая составляет примерно полтора порядка.

Нижняя граница расчётной области моделирования располагается на глубине 10 м, на которой принята температура -0.6°C . Но в сценариях 1, 3, 4 и частично 5 тепловые волны доходят до нижней границы расчётной области (на рис. 6 показана только верхняя, наиболее важная часть разреза). Судя по их интенсивности, температурные вариации проникают и глубже. Однако следует иметь в виду, что талик может промерзнуть как с поверхности, так и с нижней стороны за счёт запаса холода в многолетней мерзлоте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в рамках настоящей работы сформулирована математическая модель. Она позволяет описывать теплофизические процессы, благодаря которым происходит формирование субаэриальных таликов и их последующее развитие. В ней также представлено обобщение соотношений для описания теплофизических свойств грунтов, снега и напочвенного покрова для района Центральной Якутии. В работе рассмотрено несколько сценариев и продемонстрировано постепенное изменение температуры верхней части геологического разреза, что в ряде случаев приводит к формированию таликов.

Представленные результаты моделирования указывают на то, что основной причиной формирования и развития талика в районе исследования (Центральная Якутия) является наличие снежного покрова. Наличие мохового покрова препятствует нагреву грунта в летний период и не способствует формированию талика. Их теплоизолирующие свойства, с одной стороны, консервируют имеющийся теплозапас грунта, а с другой — препятствуют его выхолаживанию за счёт низкой температуры окружающего воздуха. Кроме того, большое значение имеет конкретный тип напочвенного покрова, поскольку различные мхи и лишайники, а также низкие кустарники толкнянки характеризуются различными теплофизическими коэффициентами. Это приводит к тому, что талики либо формируются, либо нет. Важным обстоятельством является тот факт, что смена климата может привести к смене типа напочвенного покрова, что, как показало моделирование, непременно скажется как на процессах формирования и развития таликов, так и многолетнемёрзлых пород в целом.

Благодарности. Авторы благодарят А.Н. Саламатина и А.В. Сосновского, а также анонимных рецензентов за содержательные консультации и рекомендации, которые прояснили ряд важных вопросов и, безусловно, улучшили настоящее научное исследование. Авторы выражают свою искреннюю признательность А.В. Сосновскому за комментарии и правки, внесённые в текст рукописи. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда и Якутского научного фонда Проект № 22-17-20040 “Субаэриальные и подозёрные талики в сплошной криолитозоне Восточной Сибири: происхождение, современное состояние и реакция на изменение климата”.

Acknowledgments. The authors would like to thank A.N. Salamatina, A.V. Sosnovsky and anonymous reviewers who have assisted us in various ways and have thus contributed to the results obtained in this study. The authors express their sincere gratitude to A.V. Sosnovsky for his comments and corrections made to the text of the manuscript. This study was financially supported by the Russian Science Foundation and Yakut Science Foundation Project No 22-17-20040 “Subaerial and lake taliks in continuous permafrost in Eastern Siberia: genesis, current state and reaction to climate change”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бойцов А.В.* Условия формирования и режим подземных вод надмерзлотного и межмерзлотного стока в Центральной Якутии. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. 176 с.
- Бойцов А.В.* Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии // Криогидрогеологические исследования. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1985. С. 44–55.
- Варламов С.П., Жирков А.Ф., Находкин Д.А.* Температурный режим почвогрунтов при нарушении покровов в современных климатических условиях Центральной Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 20176. Т. 88. № 4. С. 65–71.
- Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н.* Межгодовая изменчивость параметров температурного режима грунтов на Чабьдинском стационаре (Центральная Якутия) // Вопросы развития и освоения мерзлых толщ. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1990. С. 68–75.
- Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н.* Результаты 35-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре “Чабыда” (Центральная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2017а. Т. 86. № 2. С. 34–40.
- Варламов С.П., Скрыбин П.Н.* Динамика теплового состояния грунтов мерзлотных ландшафтов Цен-

- тральной Якутии // Изв. Самарского науч. центра РАН. 2012. Т. 14. № 1(8). С. 2040–2044.
- Гаврильев Р.И. Обобщение взаимосвязи тепловых и физических свойств различных типов грунтов и торфяников // Мерзлые грунты при инженерных воздействиях. 1984. С. 14–28.
- Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 279 с.
- Гагарин Л.А., Бажин К.И., Оленченко В.В., Огонеров В.В., Ву Ц. Выявление участков потенциального термосуффозионного разуплотнения грунтов вдоль федеральной автодороги а-360 “Лена” в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 61–68.
- Горелик Я.Б., Паздерин Д.С. Корректность постановки и решения задач по прогнозу динамики температурных полей в основании сооружений на многолетнемерзлых грунтах // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 49–59.
- Лебедева Л.С., Бажин К.И., Христофоров И.И., Абрамов А.А., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М., Федоров М.П., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Надмерзлотные субаэральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 40–50.
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1\(40-50\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1(40-50))
- 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. III. № 1. С. 3–10.
- Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
- Павлова Н.А., Шепелев В.В., Галанин А.А., Ефремов В.С. Гидрохимия подземных вод надмерзлотно-межмерзлотного стока на участках их разгрузки (Центральная Якутия) // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 4. С. 391–401.
- Пермяков П.П., Афанасьев Т.А., Варламов С.П., Скрябин П.Н. Определение граничных условий при моделировании термического режима мерзлых грунтов // Вест. Северо-Восточного науч. центра ДВО РАН. 2018. № 1. С. 56–62.
- Пермяков П.П., Афанасьева Т.А., Варламов С.П., Скрябин П.П. Об эффективности восстановления граничных условий при моделировании теплового режима мерзлых грунтов // Вести Забайкальского гос. ун-та. 2017. Т. 23. № 5. С. 27–35.
- Попов С.В., Боронина А.С., Лебедева Л.С. Формулировка задачи и выбор методов решения для численного моделирования теплофизических процессов в водоносных субаэральном таликах // Материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием “Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии”. 2022. Т. 1. С. 214–222.
- Попов С.В. Решение одномерной задачи Стефана с двумя фазовыми границами на примере моделирования процесса замерзания воды в ледниковой трещине // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 130–140.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010131>
- Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Численные методы решения задач конвекции-диффузии. М.: Изд-во УРСС, 2003. 246 с.
- Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
- Сосновский А.В. Расчёт оптимальной толщины слоя водно-ледовой смеси при намораживании льда на больших площадях // Материалы гляциол. исслед. 1984. № 50. С. 223–231.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вест. Кольского науч. центра РАН. 2018. № 3. С. 178–184.
- Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузий мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 3. С. 39–46.
- Угаров И.С., Ефремов П.В. Влагозапасы деятельного слоя почвы бассейна реки Лены // Успехи современного естествознания. 2022. № 10. С. 88–92.
- Фельдман Г.М. Методы расчёта температурного режима мерзлых грунтов. М.: Наука, 1973. 254 с.
- Фельдман Г.М. Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах. Новосибирск: Наука, 1988. 258 с.
- Шендер Н.И., Бойцов А.В., Тетельбаум А.С. Формирование таликов и высокотемпературных мерзлых пород в условиях Центральной Якутии // Материалы Первой конф. геокриологов России. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 529–537.
- Jafarov E.E., Romanovsky V.E., Genet H., McGuire A.D., Marchenko S.S. The effects of fire on the thermal stability of permafrost in lowland and upland black spruce forests of interior Alaska in a changing climate // Environ. Research Letters. 2013. V. 8. № 3. P. 035030.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035030>
- Lebedeva L., Pavlova N., Khristoforov I. Geology, structure, ground temperature and groundwater level in aquifer taliks in the Shestakovka River Basin, Eastern Siberia // Land. 2023. V. 12. № 1. P. 16.
<https://doi.org/10.3390/land12010016>
- Rowland J.C., Travis B.J., Wilson C.J. The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. № 17. P. L17504.
<https://doi.org/10.1029/2011gl048497>
- Zhang Y., Wolfe S.A., Morse P.D., Olthof I., Fraser R.H. Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a subarctic region, Canada // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. № 11. P. 2338–2356.
<https://doi.org/10.1002/2015JF003679>

Citation: Popov S.V., Boronina A.S., Lebedeva L.S. The main factors in the formation of subaerial taliks on the example of the Shestakovka River basin (Central Yakutia), using a one-dimensional mathematical model. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (4): 597–611 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040130

Analysis of the Main Factors Controlling the Formation of Subaerial Taliks, Using a One-Dimensional Mathematical Model. A Case Study for the Shestakovka River Basin (Central Yakutia)

S. V. Popov^{a,b,#}, A. S. Boronina^{b,c}, and L. S. Lebedeva^b

^aSaint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

^bMelnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia

^cState Hydrological Institute, Saint Petersburg, Russia

#e-mail: spopov@yandex.ru

Received March 9, 2023; revised September 7, 2023; accepted October 2, 2023

This study presents a mathematical model of heat transfer in a subaerial talik. The model is based on the concepts presented in classical works on permafrost, as well as on the results of geological and geophysical research carried out in the Shestakovka River basin (Central Yakutia). This model is based on the solution of the classical Stefan problem on the moving of the phase transition boundaries for a multilayer and multiphase medium. The solution was calculated on a unstructured mesh. When the phase boundaries move, thawed or frozen layers of soil are formed or wedged out. The layers include: snow cover, seasonally thawed soil, seasonally frozen and frozen sand deposits, as well as soil-vegetative layer. Published empirical relationships were used to calculate thermophysical coefficients, which are presented in this article. Simple variants of the model were considered to clarify the contribution of various factors to the process of formation and evolution of taliks. It has been established that the presence of snow cover and soil-vegetative layer have the most significant effect on the formation of taliks. Calculations show that taliks are formed in the first years of the modeled period, in the presence of snow and the absence of soil-vegetative layer. The soil-vegetative layer, depending on its composition and moisture content (ice content), can prevent the formation and development of taliks. The authors do not consider cases where shrubs contribute to snow accumulation. The humidity and iciness of the layer of sand sediments located in Central Yakutia have practically no effect on this process.

Keywords: permafrost, subaerial taliks, mathematical modelling, snow and land covers

REFERENCES

- Boitsov A.V. The Conditions of Formation and the Regime of Ground Waters of Supra-permafrost and Intra-permafrost Runoff in Central Yakutia. PhD. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 2002: 176 p [In Russian].
- Boitsov A.V. Conditions of formation and the regime of slope taliks in Central Yakutia. *Kriogidrogeologicheskie issledovaniya*. Cryohydrogeological studies. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 1985: 44–55 [In Russian].
- Varlamov S.P., Zhirkov A.F., Nakhodkin D.A. Ground temperature regime after surface disturbance under current climatic conditions in Central Yakutia. *Prirodnye resursy Arktiki i Subarkтики*. Arctic and Subarctic Natural Resources. 2017a, 88 (4): 65–71 [In Russian].
- Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N. Interannual variability of soil temperature parameters at the Chabydinskiy station (Central Yakutia). *Voprosy razvitiya i osvoeniya merzlykh tolshch*. Yakutsk: Issues of development and development of frozen strata. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute SB RAS 1900: 68–75 [In Russian].
- Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N. Results of 35-year monitoring studies of the permafrost zone at the Chabyda station (Central Yakutia). *Prirodnye resursy Arktiki i Subarkтики*. Arctic and Subarctic Natural Resources. 2017a, 86 (2): 34–40 [In Russian].
- Varlamov S.P., Skryabin P.N. Dynamics of the soil thermal state in permafrost landscapes in Central Yakutia. *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Rossiyskoy Akademii nauk*. Izvestia RAS SamSC. 2012, 14 (1 (8)): 2040–2044 [In Russian].
- Gavriliev R.I. Generalization of the relationship of thermal and physical properties of various types of soils and peatlands. *Merzlye grunty pri inzhenernykh vozdeystviyakh*. Frozen soils under engineering impacts. Novosibirsk: Science. 1984: 14–28 [In Russian].
- Gavriliev R.I. *Teplofizicheskie svoystva gornykh porod i napochvennykh pokrovov kriolitozony*. Thermophysical properties of rocks and ground covers in the permafrost zone. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1998: 279 p. [In Russian].

- Gagarin L.A., Bazhin K.I., Olenchenko V.V., Ogonerov V.V., Qingbai Wu. Revealing potential thermos-suffosional soil loosening sites along A-360 Lena federal highway, Central Yakutia. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2019, XXIII (3): 61–68 [In Russian].
- Gorelik J.B., Pazderin D.S. Correctness of formulation and solution of thermotechnical problems in forecasting temperature field dynamics in the foundations of constructions on permafrost. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2017, XXI (3): 49–59 [In Russian].
- Lebedeva L.S., Bazhin K.I., Khristoforov I.I., Abramov A.A., Pavlova N.A., Efremov V.S., Ogonerov V.V., Tarbeeva A.M., Fedorov M.P., Nesterova N.V., Makarieva O.M. Suprapermafrost subaerial taliks, Central Yakutia, Shestakovka river basin. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2019, XXIII (1): 40–50 [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1\(40-50\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1(40-50))
- Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskii A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A. On estimation the influence of snow cover characteristics variability on soils freezing. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 1999, III (1): 3–10 [In Russian].
- Pavlov A.V., *Teplofizika landshaftov*. Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 284 p. [In Russian].
- Pavlova N.A., Shepelev V.V., Galanin A.A., Efremov V.S. Groundwater hydrochemistry of suprapermafrost–intrapermafrost flow in their discharge areas in Central Yakutia. *Vodnye resursy. Water Resources*. 2020, 47 (4): 391–401.
- Permyakov P.P., Afanasyeva T.A., Varlamov S.P., Skryabin P.N. Determining boundary conditions in modeling the thermal regime of frozen soils. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN. Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences Far East Branch*. 2018, 1: 56–62 [In Russian].
- Permyakov P., Afanasyeva T., Varlamov S., Skryabin P. On the efficiency of boundary conditions restoration when modeling of the thermal regime of frozen soils. *Vestnik zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta. Transbaikalian State University Journ.* 2017, 23 (5): 27–35 [In Russian].
- Popov S.V., Boronina A.S., Lebedeva L.S. Formulation of the problem and choice of solution methods for numerical simulation of thermophysical processes in water-bearing subaerial taliks. *Materialy IV Vserossiyskoy nauchnoy konferencii s mezhdunarodnym uchastiem "Vodnye i ekologicheskie problemy Sibiri i Central'noj Azii"*. Proc. of the IV All-Russian scientific conf. with international participation "Water and environmental problems of Siberia and Central Asia". 2022, 1: 214–222 [In Russian].
- Samarskij A.A., Vabishchevich P.N. Chislennyye metody resheniya zadach konvekcii-diffuzii. Numerical methods for solving convection-diffusion problems. Moscow: URSS, 2003: 246 p. [In Russian].
- Popov S.V. Solution of the one-dimensional Stefan problem with two transitions for modelling of the water freezing in a glacial crevasse. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 130–140 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010131>
- Sosnovsky A.V. Mathematical modelling of the influence of snow cover thickness on degradation of permafrost at climate warming. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2006, X (3): 83–88 [In Russian].
- Sosnovsky A.V. Calculation of the optimal thickness of the water-ice mixture layer during ice freezing over large areas. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1984, 50: 223–231 [In Russian].
- Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climate change. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN. Herald of the Kola Science Centre of RAS*. 2018, 3: 178–184 [In Russian].
- Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. The Impact of Moss Synusia on the Active Layer of Arctic Soil and Subsoil. *Izvestiya Rossijskoy akademii nauk. Seriya geograficheskaya. News of the Russian Academy of Sciences. Geographical series*. 2013, 3: 39–46 [In Russian].
- Ugarov I.S., Efremov P.V. Active-layer soil moisture in the Lena River basin. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya. Advances in current natural sciences*. 2022, 10: 88–92 [In Russian].
- Feldman G.M. Metody rascheta temperaturnogo rezhima merzlykh gruntov. Methods for calculating the temperature regime of frozen soils. Moscow: Nauka, 1973: 254 p. [In Russian].
- Feldman G.M. Peredvizhenie vlagi v talyh i promerzayushchih gruntah. Movement of moisture in thawed and freezing soils. Novosibirsk: Nauka, 1988: 258 p. [In Russian].
- Shender N.I., Boytsov A.V., Tetelbaum A.S. Formation of taliks and high-temperature frozen rocks in the conditions of Central Yakutia. *Materialy Pervoy Konferencii geokriologov Rossii. Proc. of the First Conf. of Geocryologists of Russia*. Moscow: MSU, 1996: 529–537 [In Russian].
- Jafarov E.E., Romanovsky V.E., Genet H., McGuire A.D., Marchenko S.S. The effects of fire on the thermal stability of permafrost in lowland and upland black spruce forests of interior Alaska in a changing climate. *Environ Res Lett.* 2013, 8 (3): 035030. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035030>
- Lebedeva L., Pavlova N., Khristoforov I. Geology, structure, ground temperature and groundwater level in aquifer taliks in the Shestakovka River Basin, Eastern Siberia. *Land*. 2023, 12 (1): 16. <https://doi.org/10.3390/land12010016>
- Rowland J.C., Travis B.J., Wilson C.J. The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost. *Geophysical Research Letters*. 2011, 38 (17): L17504. <https://doi.org/10.1029/2011gl048497>
- Zhang Y., Wolfe S.A., Morse P.D., Olthof I., Fraser R.H. Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a subarctic region, Canada. *Journ. Geophys. Res. Earth Surf.* 2015, 120 (11): 2338–2356. <https://doi.org/10.1002/2015JF003679>

УДК 551.44

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА МИКРОКЛИМАТ И ОЛЕДЕНЕНИЕ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ В ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОЙ ТУРИСТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ

© 2023 г. А. С. Казанцева^{1,2,*}, А. В. Красиков¹

¹Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

*e-mail: kazanalena@bk.ru

Поступила в редакцию 25.01.2023 г.

После доработки 06.07.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

По данным проведённых в летнее время исследований в Кунгурской Ледяной пещере, во время максимальной туристической нагрузки, сделаны выводы об антропогенном влиянии на микроклимат и оледенение пещеры. Рассмотрены основные виды воздействия человека на подземную среду, особое внимание уделено тепловому воздействию на изменение температурного режима и масштаба оледенения в существующих условиях эксплуатации Кунгурской Ледяной пещеры.

Ключевые слова: Кунгурская Ледяная пещера, микроклимат, оледенение, антропогенное воздействие, тепловое загрязнение

DOI: 10.31857/S2076673423040087, EDN: HBXDPP

ВВЕДЕНИЕ

Среди многочисленных природных памятников Пермского края особое место занимает Кунгурская Ледяная пещера. Это одна из самых известных, популярных и интересных туристических достопримечательностей, которая на протяжении уже более 100 лет принимает гостей со всего мира.

Пещера расположена в Предуралье, на правом берегу р. Сылвы на окраине города Кунгур (село Филипповка). Она образована в пределах широтно вытянутого выступа гипсоангидритовых отложений ледянопещерской пачки (южный склон Ледяной горы) и представляет собой разветвлённую систему карстовых пустот, состоящих из гротов и соединяющих их проходов, протянувшихся от борта долины р. Сылвы (на уровне её первой надпойменной террасы) вглубь Ледяной горы на 650 м. По последним данным, протяжённость её ходов составляет 8.15 км (Красиков, 2022). В настоящее время Кунгурская Ледяная пещера — одна из самых протяжённых гипсовых пещер России и самая крупная среди них по объёму.

Такой уникальный объект природы как Кунгурская Ледяная пещера нуждается в комплексных мониторинговых наблюдениях. Подобные мероприятия позволяют поддерживать и сохранять естественное состояние массива, контролировать процессы, происходящие в условиях ан-

тропогенной нагрузки, а также обеспечивать безопасность посещения пещеры. С этой целью в 1948 г. при пещере создан научный стационар (ныне Кунгурская лаборатория-стационар ГИ УрО РАН), сотрудники которого и по настоящее время исследуют микроклиматические, гляциологические, гидрогеологические, гидрохимические и геологические особенности Кунгурской Ледяной пещеры, а также проводят маркшейдерский контроль и горнотехнические наблюдения.

Ледяное убранство — это то, что делает пещеру особенной, привлекает туристов и исследователей. Лёд в Кунгурской Ледяной пещере накапливается в привходовой части, где с поверхности через вертикальные расщелины и каналы проникают атмосферные и талые воды, а также за счёт конденсационной влаги. В 1969 г. Е.П. Дорофеев дал наиболее полное описание и выделил несколько типов льда: конжеляционные, сегрегационные, сублимационные и осадочно-метаморфические льды (Кадебская, Дублянский, 2004). Конжеляционные льды (имеют преобладающее развитие — 98%) образуются при замерзании воды и включают в себя натёчные образования (сталагмиты, сталактиты, сталагматы, покровы и каскады), льды водоёмов, жильные льды; сегрегационные льды образуются из воды, которые содержатся в породе в период промерзания; сублимационные льды появляются в местах контакта холодного сухого и тёплого влажного воздуха

или тёплого воздуха и холодного основания на сводовой части или стенах гротов и галерей, они представлены различными видами кристаллов (листовидные, лотковые, пирамидальные, прямоугольные, игольчатые, а также более сложными формами — сростками); осадочно-метаморфические льды образуются при падении кристаллов со свода на пол пещеры, превращаясь впоследствии в зернистый фирн и лёд, образуют покров.

На формирование ледяных кристаллов влияют температура воздуха, степень его пересыщения влагой и скорость поступления этой влаги. Но простого охлаждения воздуха недостаточно, необходимо формирование особых условий вентиляции, которые влияют на интенсивность отвода тепла от места образования различных видов льда. Оледенение пещеры с момента её благоустройства в 1937 г., когда был сооружён входной тоннель, стало зависеть от искусственного проветривания, а для того чтобы сохранить пещеру и количество льда в неизменном виде, необходимо более качественно контролировать температурный режим и динамику оледенения во всех гротах. Важнейшим вопросом управления экологическим состоянием Кунгурской Ледяной пещеры является регулирование её микроклимата, а именно — температурного баланса в полости (Кадебская, 2002; Казанцева, Кадебская, 2017).

Микроклиматический режим Кунгурской пещеры определяется общими закономерностями формирования микроклимата карстовых полостей, расположенных на междуречных пространствах (Лукин, 1962). Первые измерения температуры воздуха на поверхности и в пещере произвёл в 1733 г. профессор Петербургской Академии наук И.Г. Гмелин (Дублянский, 2005). В 1934 г. карстовая группа Ленгидростройпроекта оборудовала в пещере метеорологические посты, на которых начались наблюдения. Но регулярные измерения начаты с 1951 г. В настоящее время измерения температуры воздуха проводятся в 31 гроте пещеры.

Для Кунгурской Ледяной пещеры (рис. 1) характерны три микроклиматические зоны: зона постоянных отрицательных температур (в течение года температура $t \leq -1^{\circ}\text{C}$), переходная зона (от -1 до $+2^{\circ}\text{C}$) и зона постоянных положительных температур ($t \geq +2^{\circ}\text{C}$) и две зоны оледенения: зона постоянного (среднегодовая температура отрицательная) и сезонного (смена знаков температуры в течение сезонов) оледенения. Температура воздуха в Кунгурской Ледяной пещере колеблется в значительных пределах (летом может варьировать от -4 и до $+5.5^{\circ}\text{C}$), зимой от -20 и до $+5.5^{\circ}\text{C}$), в привходовой части колебания выражены наиболее отчётливо.

Микроклимат Кунгурской Ледяной пещеры определяется движением воздуха и во многом зависит от сезона. Наблюдения за воздушным режимом основаны на выполнении воздушной съёмки, которая включает замеры скоростей и направлений воздушных потоков в определённых точках пещеры, что позволяет рассчитать расход и определить направления потоков воздуха. Детальное изучение воздушных потоков, распределения температур и влажности воздуха позволяет предпринимать меры для пополнения запаса холода в зоне постоянных отрицательных температур. Закономерности проветривания пещеры рассматриваются исходя из температурных периодов окружающей среды, которые можно условно разделить на следующие: холодный период (температура окружающей среды $< 0^{\circ}\text{C}$), тёплый период (температура $> +5^{\circ}\text{C}$), промежуточные осенний и весенний (температура наружного воздуха колеблется в пределах от 0 до $+5^{\circ}\text{C}$). На основе существующего регламента проветривания сотрудники регулируют естественный воздушный поток в пещере: в тёплое время (при температуре выше $+5^{\circ}\text{C}$) в пещере используется режим проветривания, при котором во входном и выходном тоннелях шлюзовые двери закрыты, в холодное (при температуре ниже 0°C) — двери входного шлюза открыты, а двери выходной шлюзовой части закрыты (Красиков, Казанцева, 2019). В зимний период потоки тёплого воздуха поднимаются по вертикальным каналам из гротов на поверхность земли, а холодный и более плотный атмосферный воздух подсасывается в них по системам горизонтальных галерей и поступает внутрь пещеры через входной тоннель и Старый вход. В первых гротах скорости воздушных потоков достигают 0.9 м/с. В летнее время направление воздушного потока изменяется на противоположное: более холодный воздух вытекает из каналов в бортах массива Ледяной горы, а с её поверхности подсасывается более тёплый воздух. Движение воздуха в пещере в это время минимальное.

Комплексные исследования температурного режима проводились в некоторых пещерах, но такие исследования немногочисленны. Так, в Новоафонской пещере в Абхазии (Цикаришвили, 1978; Мавлюдов и др., 2018) средние величины температуры воздуха изменяются от $+12.8^{\circ}\text{C}$ в конце зимы до $+16.6^{\circ}\text{C}$ в конце лета (амплитуда колебаний составляет 3.8°C). В настоящее время максимальная температура внутри пещеры Тачекиной (Староладожской, Ленинградская область, деревня Старая Ладога; Шеховский, Кустикова, 2020) $+10.3^{\circ}\text{C}$ зафиксирована на возвышенностях, а минимальная $+1.1^{\circ}\text{C}$ — недалеко от второго входа и $+6^{\circ}\text{C}$ над водой у западного края озера. В пещере Киндерлинской им. 30-летия победы на Урале (Лобанов, 1981) в привходовой части близ наледи температура даже летом

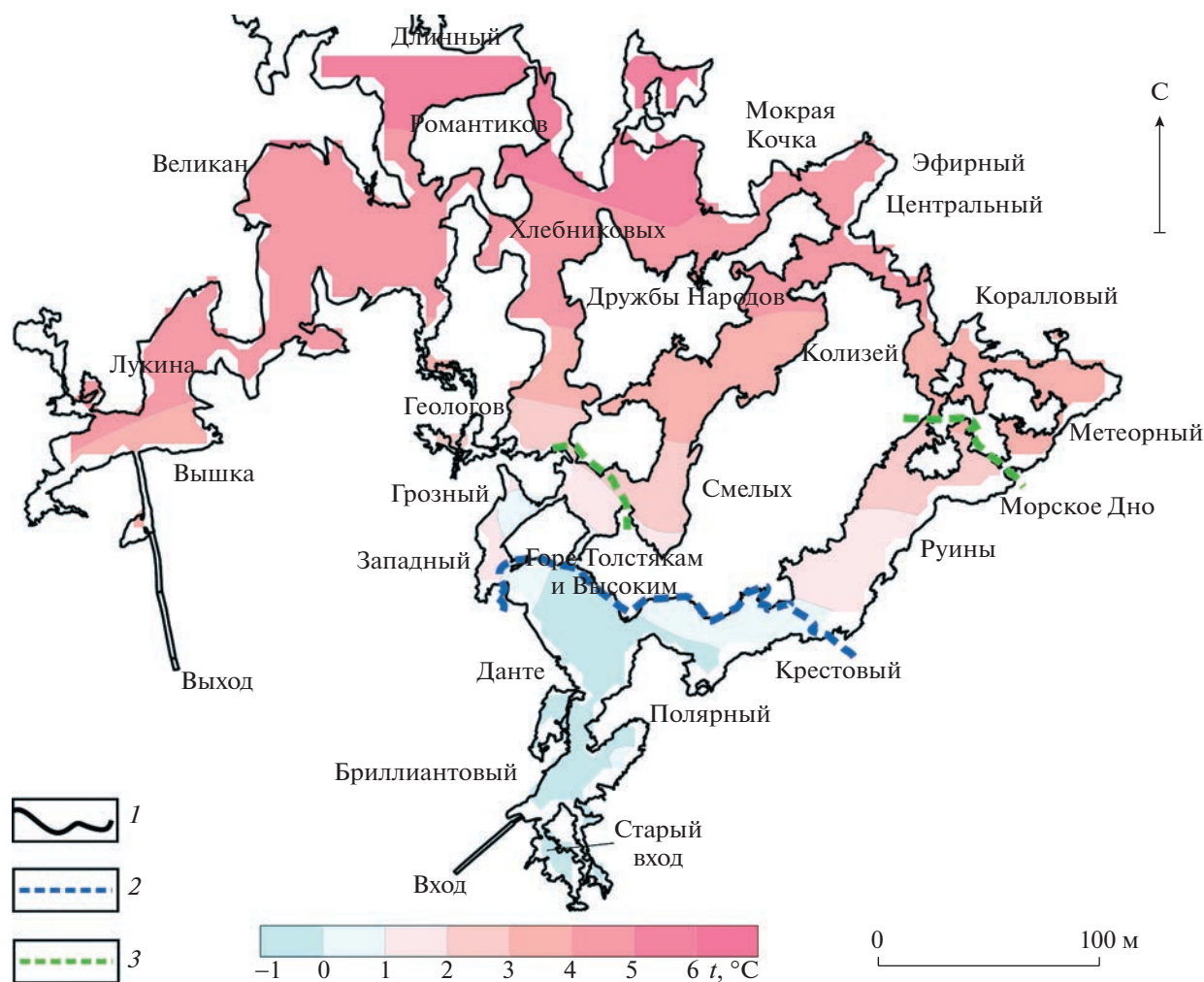


Рис. 1. План Кунгурской Ледяной пещеры с изолиниями температуры воздуха в летний период 2022 г.: 1 – контур пещеры; 2 – зона постоянного оледенения; 3 – зона сезонного оледенения.

Fig. 1. Plan of the Kungur Ice Cave with air temperature contours in summer 2022: 1 – the contour of the cave; 2 – zone of permanent glaciation; 3 – zone of seasonal glaciation.

держится -12°C , а за наледью поднимается до $+4...+8^{\circ}\text{C}$ и постоянна в течение года. В пещере Шульган-Таш на Урале (Ляхницкий, Чуйко, 1999; Ляхницкий и др., 2010) во внутренних залах температура практически постоянна в течение всего года и составляет от $+5$ до -6°C .

Микроклимат пещеры определяется воздействием внешних факторов – климатическими и погодными условиями на поверхности, вследствие чего происходит распределение воздушных потоков и температур по контуру пещеры. Температура – один из самых важных параметров системы мониторинга, позволяющих отслеживать и контролировать температурные условия в зоне отрицательной микроклиматической температурной аномалии, зоне переходных и положительных температур. Многолетний тренд изменения температуры показывает, что в периоды повышения температуры воздуха (весенне-летний

период) на поверхности происходит повышение температуры в гротах зон отрицательных и переходных температур.

Регулирование естественного воздушного потока в пещере проводится на основе существующего регламента проветривания, разработанного в 2008 г., при котором в тёплый и холодный периоды используются разные режимы проветривания (на основе закрытия/открытия дверей). Устойчивость оледенения пещеры выражается в динамическом равновесии поступления и расхода тепла в пещере. Установившееся динамическое равновесное состояние оледенения может быть нарушено при изменениях внешнего климата, притока воды в пещеры, строения полостей. Изменение внешней температуры воздуха отражается на оледенении через изменение в пещере запаса холода: потепление в весенне-летний период приводит к уменьшению зоны сезонного

оледенения, похолодание в осенне-зимний период — к её увеличению. Направленное изменение температуры воздуха в течение длительного периода времени способствует переходу температурных условий в пещере на новую ступень, что ведёт к смещению границ сезонного оледенения в полости. При похолоданиях запас холода в пещере увеличивается и границы сезонного оледенения смещаются в глубину полости; при потеплениях запас холода уменьшается и границы перемещаются к выходу (Кадебская, 2008). Ежегодно рассчитывается годовой, летний и зимний баланс массы льда, который определяется как соотношение увеличения и уменьшения мощности ледяных отложений в пещере. В настоящее время в Кунгурской Ледяной пещере наибольшая потеря льда зафиксирована в зимний период, летом же потери минимальны.

Отработанная годами система мониторинга позволяет создать оптимальную среду в гротах Кунгурской Ледяной пещеры, которая способствует поддержанию пещеры в устойчивом состоянии, сохранению снежно-ледяных образований (натёчных образований и различных видов кристаллов), росту и увеличению продолжительности их существования, сохранению границ постоянного многолетнего оледенения. Зона постоянного оледенения сохраняется в радиусе 200 м, начинается во входной части пещеры (грот Бриллиантовый и Старый вход) и заканчивается в гроте Крестовый и проходе Горе Толстякам и Высоким (см. рис. 1).

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Для Кунгурской Ледяной пещеры можно выделить два типа воздействия: природное (естественное) и антропогенное, которые приводят к преобразованию её качественных характеристик. Природное воздействие на пещеру обусловлено влиянием внешнего климата и его наиболее важных характеристик, таких как температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра. Антропогенное воздействие связано с эксплуатацией пещеры. Кунгурская Ледяная пещера с давних пор посещалась и использовалась человеком. Люди не только осматривали пещеру, но и старались преобразовать, приспособить её для безопасного и удобного посещения. С развитием экскурсионного дела (с конца позапрошлого века, когда жители села Банное, ныне Филипповка, начали водить в пещеру приезжих) пещера стала объектом всё более возрастающего влияния со стороны человека, поскольку рост посещаемости выдвигал всё новые требования к её доступности (благоустройству) (Андрейчук, Дорофеев, 1995).

Можно выделить несколько уровней антропогенного воздействия на Кунгурскую Ледяную пещеру. В одном случае человек выступает как пре-

образователь, то есть вносит технические и инженерные изменения в процессе эксплуатации пещеры — обустройство входного и выходного тоннелей, расчистка проходов от глины и обломков, снятие кровли низких ходов с помощью бурения шпуров и взрывов, сооружение защитных стенок и многочисленных крепей, установка системы освещения. Это такие работы, которые непосредственно влияют на изменение микроклиматических параметров пещеры и её морфометрию, а также приводят к развитию своеобразной биоты (например, ламповой флоры). Сюда же входит и регулирование проветривания пещеры через открытие дверей и устья вентиляционной скважины, что очень сильно влияет на состояние оледенения в пещере.

Второй уровень воздействия, когда человек выступает как физический, химический и биологический источник изменений физического и экологического режима, что приводит к загрязнению отдельных компонентов подземной среды (воды, воздуха, горных пород и отложений пещеры, включая лёд). К такому типу воздействия можно отнести привнос органического и неорганического материала (мусора), чуждых бактерий или других организмов, выделение углекислого газа (CO_2), а также тепловое воздействие. Если первые два типа загрязнения очевидны, то стоит рассмотреть подробно последние два.

Выделение углекислого газа посетителями или работниками — один из видов химического загрязнения пещеры. В рамках мониторинговых исследований в Кунгурской Ледяной пещере были проведены сезонные наблюдения за изменением уровня CO_2 в некоторых гротах, а также оценено влияние экскурсантов на газовый состав воздуха (Казанцева, Красиков, 2017). Сезонные измерения CO_2 показали, что прежде всего концентрация газа зависит от изменения температуры воздуха в гротах и на поверхности: в зимнее время концентрация низкая (220–290 ppm), что связано с зимним проветриванием, а в летнее — повышенная (1050–1490 ppm), поскольку летом проветривания нет. Прослежена зависимость между численностью посетителей и концентрацией углекислого газа в гротах Кунгурской Ледяной пещеры: пики максимального содержания CO_2 в воздухе пещеры возникают после посещения наибольшего количества людей. При этом содержание углекислого газа не превышает предельно допустимые концентрации (5000 ppm), ни в летний, ни в зимний периоды.

Оборудование пещеры для экскурсионного посещения предполагает нахождение в ней большого количества экскурсантов. Люди выделяют тепло, количество которого зависит как от природных факторов (температура и влажность воздуха), так и от некоторых индивидуальных осо-

бенностей человека (его размеры, скорость движения, частота дыхания, одежда и т.д.), и варьирует в широких пределах. Влияет ли выделяемое тепло на изменение микроклиматических параметров пещеры? В.С. Лукин в 1950-х годах предложил методику расчёта влияния посещаемости и осветительных приборов на изменение теплового баланса в пещере (Лукин, 1962). О.И. Кадебская скорректировала данные с учётом выделения тепла экскурсантов и осветительных приборов (Кадебская, 2004). В 2000-х годах был выполнен расчёт общего количества тепла, выносимого из пещеры (холодный период), и притока тепла в пещеру (тёплый период) с учётом разных показателей (количество тепла, идущее на нагревание атмосферного воздуха, поступающего в пещеру; охлаждение, вызванное уменьшением плотности восходящих потоков воздуха; количество теплоты, поглощающейся в процессе испарения воды и льда; приток тепла в пещеру от работы электроосветительного оборудования; приток тепла от прохождения экскурсантов в пещере; компенсация теплопритока из глубины земли в части пещеры, ограниченной нулевой изотермой) (Кадебская, 2004). Средняя продолжительность периода, в который происходит вынос тепла из пещеры, когда температура внешнего воздуха ниже 5°C , составляет 203 суток. В это время приток тепла от прохождения экскурсантов в пещере составляет 26.2 МДж. В тёплый период начинается приток тепла в пещеру, когда средняя температура внешнего воздуха поднимается выше 5°C , средняя продолжительность периода равна 162 суткам. Средний приток тепла от прохождения экскурсантов за этот период в пещере равен 31.0 МДж. Преимущественно в тёплый период посещаемость сказывается на тепловом состоянии пещеры. Но прямых оснований и исследований, доказывающих, что количество экскурсантов влияет на масштабы оледенения в пещере, нет, как нет и данных об изменении температуры в гротах пещеры при посещении туристов. В данной статье сделана попытка оценить влияние туристов и выделяемого ими тепла на микроклиматические характеристики, в частности температуру, в гротах Кунгурской Ледяной пещеры. А поскольку сохранение и образование снежно-ледяных образований зависит от микроклимата пещеры, то оценено влияние туристического потока на изменение оледенения в пещере.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения выбраны два грота (Бриллиантовый и Данте) в зоне отрицательных температур (среднегодовая температура воздуха ниже -1°C), находящиеся в привходовой части пещеры на расстоянии 40 и 106 м соответственно, от входа в пещеру, где снежно-ледяные образования сохра-

няются круглый год (см. рис. 1). Для оценки влияния посетителей на микроклимат пещеры непрерывно в течение двух недель (с 24 июня по 8 июля 2022 г.) во время проведения на территории города Кунгур фестиваля воздухоплавания “Небесная ярмарка” (25 июня — 2 июля) записывали значения температуры каждую минуту. В этот период обычно наблюдается большой поток туристов в пещеру, следовательно, это наиболее показательный период для изменения микроклиматических параметров.

Для непрерывной записи температуры воздуха в пещере использовали датчики температуры НОВО Water Temp Pro v220. В гроте Бриллиантовый датчик установлен непосредственно над экскурсионной площадкой в 8 м от входа в грот, на высоте 2.5 м. В гроте Данте логгер также установлен над экскурсионной тропой в 8.5 м от входа в грот на высоте 2 м. На основе данных наблюдений метеостанции “MeteoscanPro 923”, установленной на территории Кунгурской лаборатории-стационара ГИ УрО РАН, оценивали синоптические условия (температура на поверхности). Дополнительно у ООО “Сталагмит”, который на основе лицензии предоставляет экскурсионные туристические услуги, запросили данные о количестве посетителей и времени заходов групп в период измерений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Большую роль в формировании воздушных потоков и температурного режима пещеры играют входной и выходной тоннели, а также вертикальные полости, через которые происходит воздухообмен между пещерой и атмосферой. На основе температурных показателей, полученных за двухнедельный период наблюдений, построены графики соотношения температуры на поверхности и в гротах пещеры, которые расположены в привходовой части (рис. 2).

В привходовой части пещеры микроклимат изменчив и характеризуется резкими колебаниями температуры: при повышении температуры на поверхности температура в гротах пещеры тоже увеличивается, при понижении, соответственно, наоборот. Средняя температура на поверхности в период с 24 июня по 8 июля 2022 г. составляла $+14.4^{\circ}\text{C}$, в гроте Бриллиантовый — -0.6°C , в гроте Данте — -0.2°C . Разница температур на поверхности и в пещере уменьшается при движении внутрь карстового массива. Хорошо выражены и суточные колебания температуры в пещере: в ночное время отмечена тенденция к понижению температуры.

В летний период в пещере соблюдается такой режим, при котором все шлюзовые двери входного и выходного тоннелей закрыты и привнос теп-

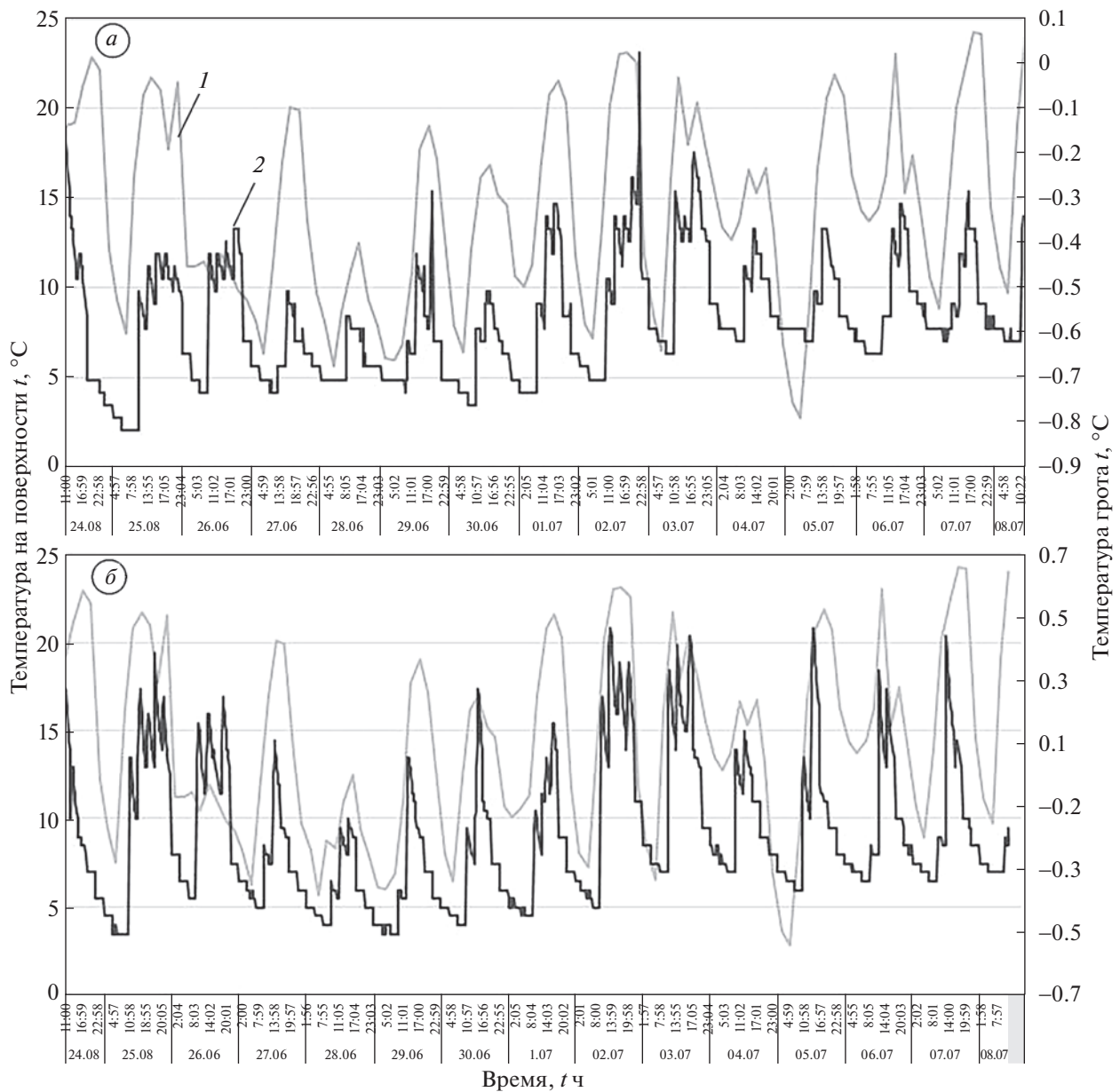


Рис. 2. Соотношение температуры воздуха на поверхности и в гротах Кунгурской Ледяной пещеры: *a* – грот Бриллиантовый; *б* – грот Данте; *1* – температура на поверхности; *2* – температура в гроте.

Fig. 2. Correlation of air temperature on the surface and in the grottoes of the Kungur Ice Cave: *a* – Brilliantovy Grotto; *б* – Dante Grotto; *1* – surface temperature; *2* – temperature in the grotto.

ла с поверхности возможен лишь через органичные трубы, трещины массива. В это время разрешённая туристическая пропускная способность составляет 25 человек в один заход при интервале заходов в 15 мин. За исследуемый период Кунгурскую Ледяную пещеру посетило более десяти тысяч человек. Максимальное прохождение людей зафиксировано в день открытия фестиваля воздухоплавания – 25 июня и составило 1314 человек (в это время режим работы пещеры был продлён). Минимальное количество людей (459) посетило

пещеру 28 июня. За один заход за весь период пещеру посещало от 1 (индивидуальная экскурсия) до 25 человек.

Температура тела – комплексный показатель теплового состояния организма человека. За нормальную температуру тела условно принимают температуру в подмышечной впадине здорового человека в 17 часов дня (36.4–36.8°C) (Анисимова, 2007). Температура тела каждого человека в течение дня колеблется в небольших пределах, оставаясь в диапазоне от 35.5 до 37.2°C для здоро-

вого человека (Кошкин и др., 2021). Даже незначительные колебания температуры тела играют важную роль в изменениях биоритмических функций организма. Сохранение температуры тела в пределах нормы — необходимое условие жизнедеятельности человека. Оптимальный тепловой режим, обеспечивающийся за счёт теплопродукции человека и тепловым состоянием среды, называется тепловым комфортом. Подземная среда не обеспечивает комфортных условий. Человек вынужден поддерживать тепловое равновесие за счёт физической и химической терморегуляции организма, одевать тёплую одежду, поскольку наш природный термостат слабо приспособлен к таким условиям, так как в большинстве случаев температура человеческого тела значительно превышает температуру подземной атмосферы. В воздухе теплопередача происходит тремя путями: излучением (45%), теплопроводностью (35%), испарением пота и нагревом вдыхаемого воздуха (20%) (Дублянский, 2000).

Чтобы оценить влияние экскурсантов на микроклиматические характеристики пещеры, построены графики изменения температуры при прохождении экскурсий (учитывали время захода группы в пещеру) за весь период исследования и в дни максимальной и минимальной нагрузки (рис. 3–5). На графиках отчётливо прослеживается тенденция повышения температуры в дневное время при посещении пещеры туристами, между заходами в пещеру и в вечернее и ночное время температура падает. В то же время величина достоверности аппроксимации (см. рис. 3) мала ($R^2 = 0–0.02$) и указывает на отсутствие зависимости между величинами. В гроте Бриллиантовый примерно через 11–15 минут после экскурсантов поднимается температура, а через 4–8 минут температура понижается. Для грота Данте характерно повышение температуры через 15 минут после остановки здесь туристов, а примерно через 7–12 минут температура снова опускается. В ночное время температурный режим в обоих гротах восстанавливается.

Учитывая, что перед экскурсией во входном тоннеле для экскурсантов проводится краткий инструктаж о мерах безопасности и поведении в пещере, время захода в грот Бриллиантовый смещается на 5 минут. В грот Данте посетители попадают через 10 минут после общего захода в пещеру. Следовательно, меняется время повышения температуры в гротах после экскурсии: в гроте Бриллиантовый оно составляет 6–10 минут, в гроте Данте — 5 минут. Возможно, пики посещения сдвинуты из-за положения датчиков (близость кровли гротов), количества экскурсантов в группе и минимального движения воздушных потоков в пещере в летний период, за счёт которого практически отсутствует перемешивание воздуха, выдыхаемого экскурсантами и подземной ат-

мосферой. Отмечено, что положение экскурсионной группы зависит от экскурсовода, то есть одна группа может стоять в центральной части грота или непосредственно под датчиком, другая — в отдалении. Иногда туристы задерживаются и отстают от группы, чтобы сделать фото, поэтому время нахождения туристов в гротах меняется. Период понижения температуры остаётся прежним.

Проанализировав данные отдельно по гротам, заходам в пещеру и изменениям микроклимата, установили, что независимо от количества туристов в группе температура в гротах повышается максимум на $0.1–0.2^\circ\text{C}$ или же остаётся неизменной, а местами отмечено и понижение температуры на 0.1°C .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследуемые гроты (Бриллиантовый и Данте) входят в зону постоянных отрицательных температур, где ледяные образования присутствуют в течение всего года. Так, в летний период с 24 июня по 8 июля в гроте Бриллиантовый температура изменялась от -0.8 до 0.0°C , в гроте Данте — от -0.5 до $+0.5^\circ\text{C}$. Полученные результаты показали, что влияние посетителей на изменение в летний период микроклимата Кунгурской Ледяной пещеры невелико. Повышение температуры в течение суток в гротах на $0.1–0.2^\circ\text{C}$ никак не может повлиять на общий микроклиматический фон пещеры и, соответственно, отразиться на количестве льда и масштабе оледенения. Саморегуляция температуры после прохождения экскурсионной группы происходит в течение нескольких минут в дневное время, а ночью она полностью восстанавливается до тех пределов, которые были в утреннее время до открытия пещеры, с колебаниями в несколько десятых долей градуса, в зависимости от поверхностных условий.

Основную роль в изменении температурных показателей воздуха пещеры играют колебания температуры на поверхности, когда тёплые воздушные потоки проникают через трещины и вертикальные полости массива. Сравнивая данные тёплого летнего периода (июнь–август) в 2021 и 2022 гг. (табл. 1), наблюдаем тенденцию к повышению температуры на поверхности на 1.8°C : в 2021 г. средняя температура на поверхности составляла $+20^\circ\text{C}$, в 2022 г. — $+21.8^\circ\text{C}$. Такое изменение не могло не отразиться на температурном режиме в пещере: в этот период в гротах Бриллиантовый и Данте температура повысилась на 0.3°C (было -0.7 и -0.5°C , стало -0.4 и -0.2°C). Количество посетителей с июня по август составило в 2021 г. 50 тыс., в 2022 г. — почти 60 тыс. человек, наибольший приток туристов зафиксирован в июле. Согласно летнему режиму экскурсионной деятельности группы заходили в пещеру

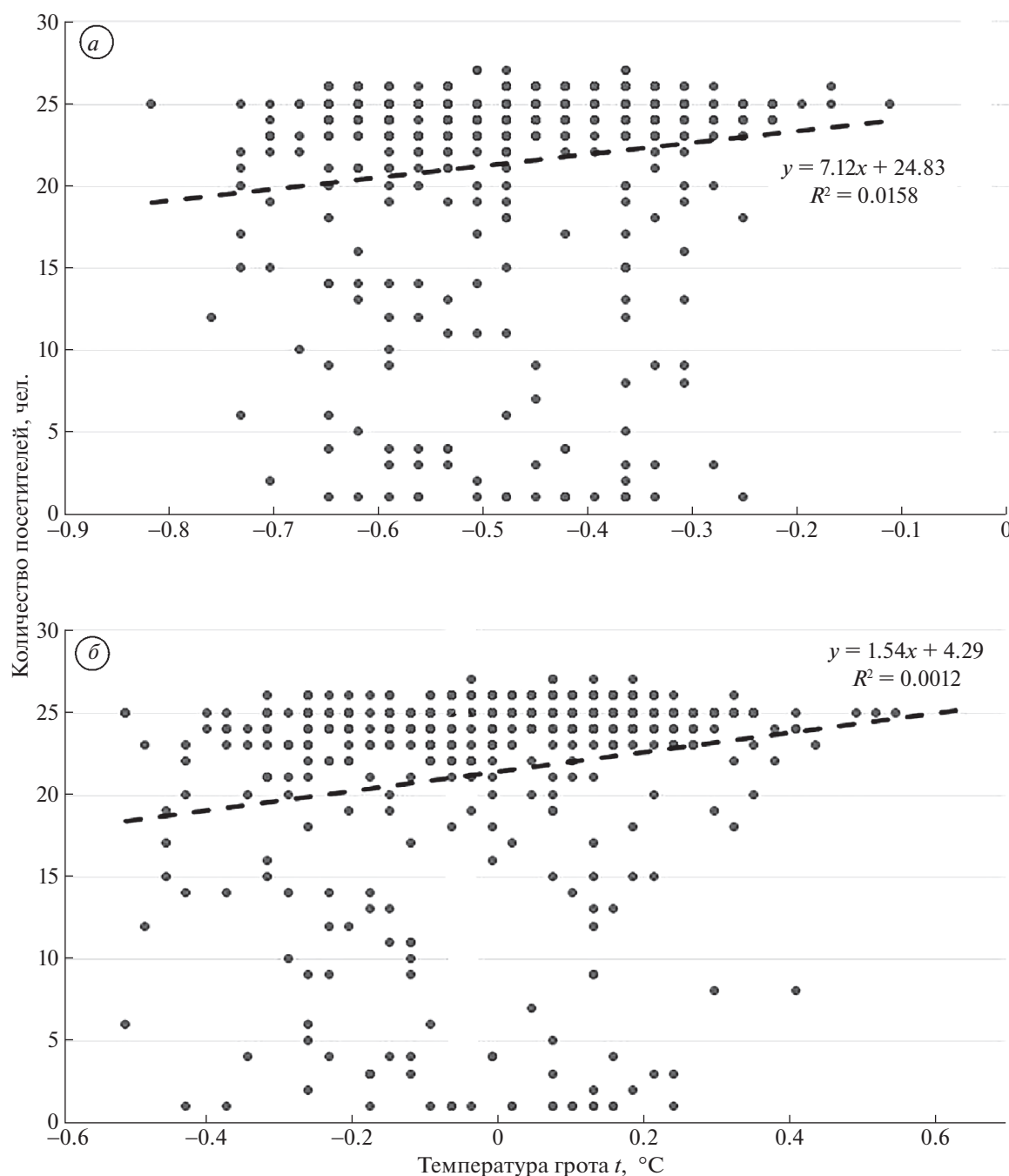


Рис. 3. Тенденция изменения температуры воздуха в гротах Кунгурской Ледяной пещеры при посещении пещеры туристами за весь период наблюдений (24 июня – 8 июля): а – грот Бриллиантовый; б – грот Данте.

Fig. 3. Air temperature trend in grottoes of the Kungur Ice Cave when tourists visit the cave for the entire observation period (24 June–8 July): а – Brilliantovy Grotto; б – Dante grotto.

каждые 15 минут, максимальное количество людей в группе 25 человек.

В то же время в гротах пещеры отмечается тенденция повышения температуры воздуха от начала летнего периода к его завершению (табл. 2): в гроте Бриллиантовый температура воздуха с -1.1°C (июнь 2022 г.) повысилась до -0.4°C (ав-

густ), в гроте Данте температура изменилась с -0.8 до -0.3°C . Количество же посетителей также увеличивается: если в июне Кунгурскую Ледяную пещеру посетило около 16 тыс. человек, то в августе уже 18 тыс. человек. Стоит отметить, что в июне изменение температуры в гротах от начала месяца к его концу было в пределах 0.5 – 0.7°C , а в

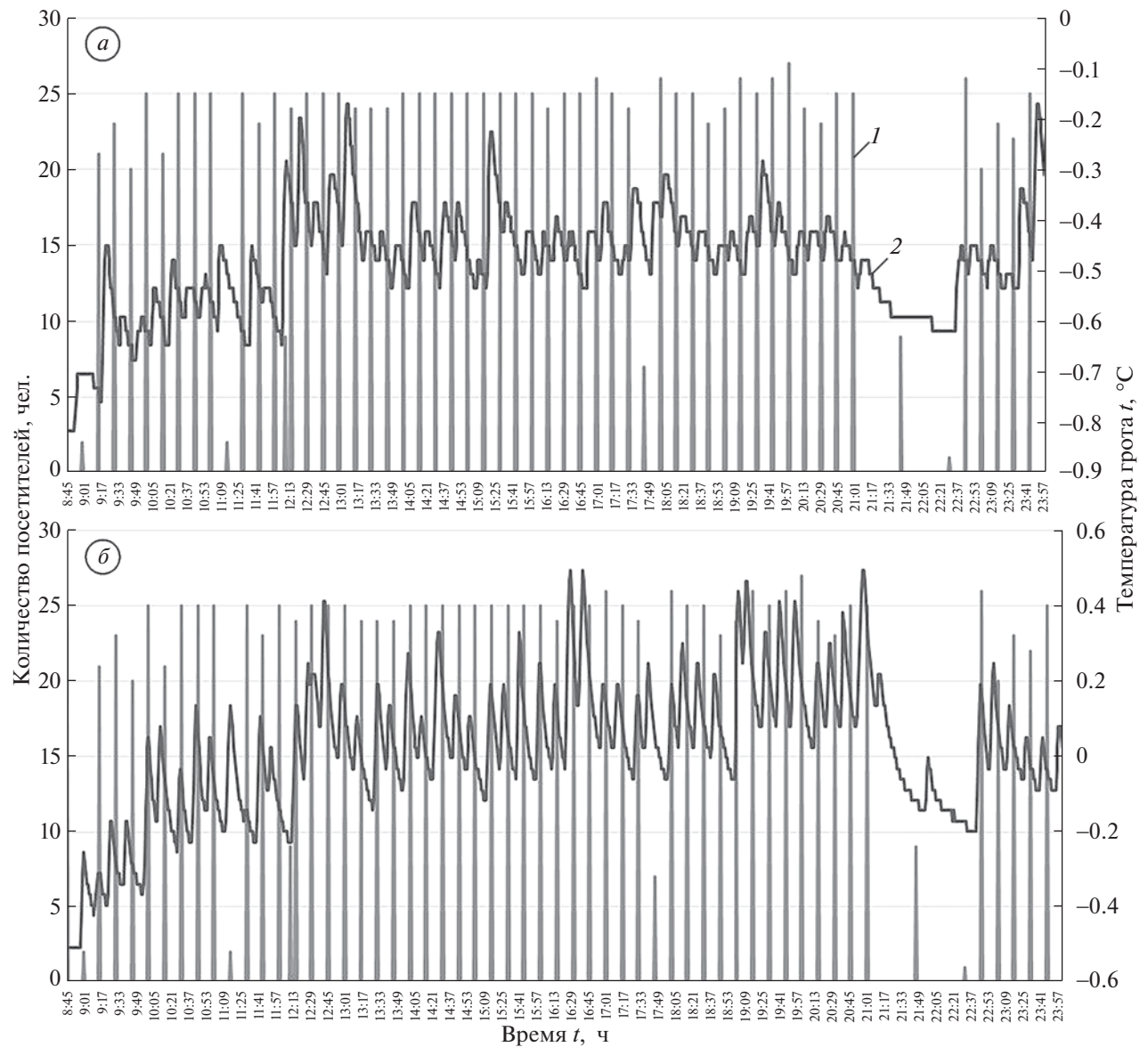


Рис. 4. Микроклиматические изменения в гротах Кунгурской Ледяной пещеры в день максимальной загрузки (25.06.2022): а – грот Бриллиантовый; б – грот Данте; 1 – количество посетителей; 2 – температура в гроте.

Fig. 4. Microclimatic changes in the grottoes of the Kungur Ice Cave on the day of maximum workload (25.06.2022): а – Brilliantov Grotto; б – Dante grotto; 1 – the number of visitors; 2 – temperature in the grotto.

августе -0.1°C . В июне чётко прослеживается связь между температурой воздуха в пещере и на поверхности ($r = 0.79$, при $r_{\text{crit}} = 0.45$ при $\alpha = 0.01$, $R^2 = 0.62$), связь между количеством туристов и температурой воздуха в пещере в гротах статистически незначима ($r = 0.43$, $R^2 = 0.18$). В августе связь между параметрами отрицательна ($r = -0.03... -0.05$), в это время карстовый массив достиг

Таблица 1. Средние данные по температуре воздуха и количеству посетителей за тёплый летний период (июнь–август) 2021–2022 г.

	Температура на поверхности (средняя), $^{\circ}\text{C}$	Температура в гроте (средняя), $^{\circ}\text{C}$		Количество посетителей, тыс. чел
		Бриллиантовый	Данте	
2021	+20	-0.7	-0.5	50072
2022	+21.8	-0.4	-0.2	56286

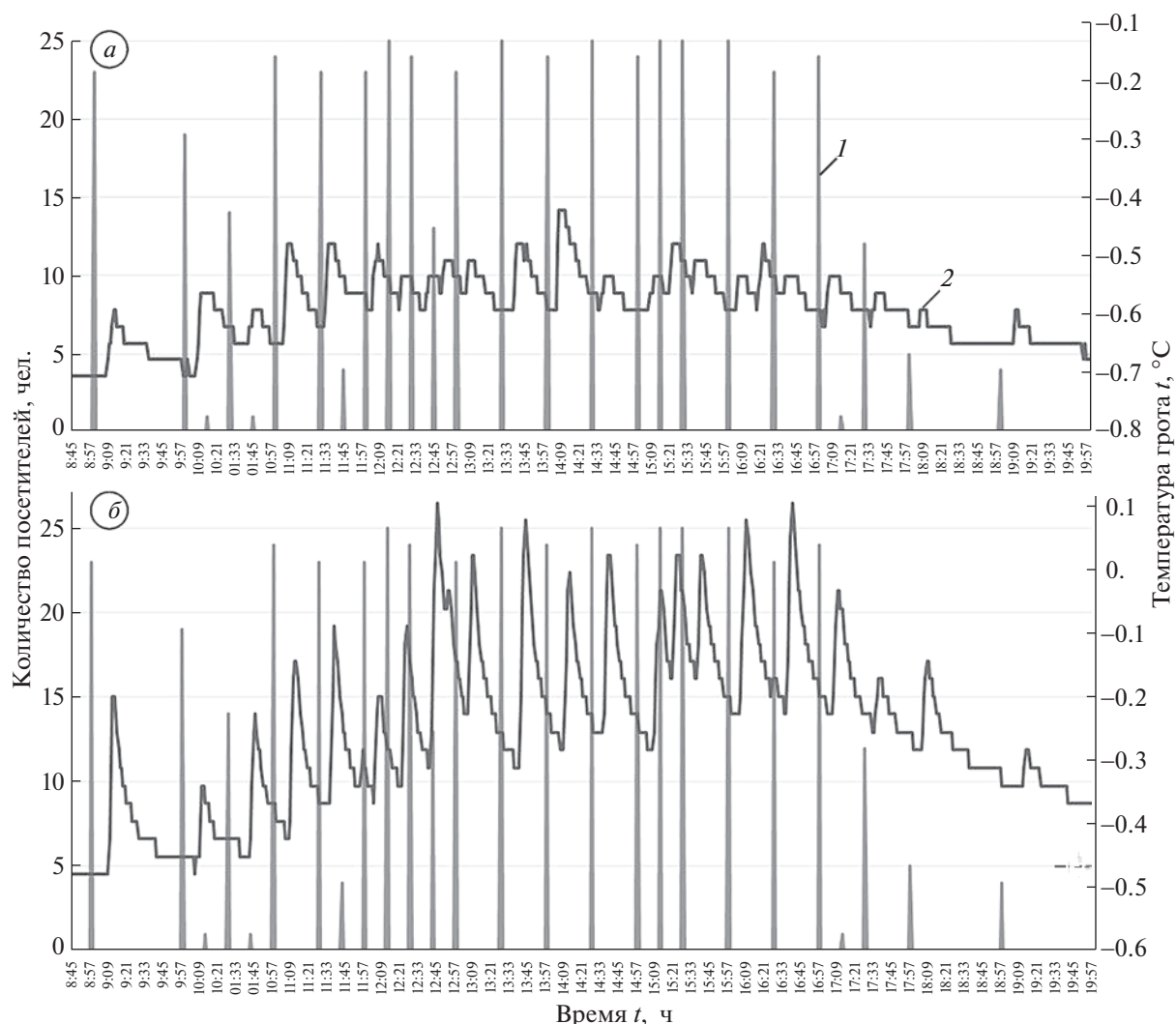


Рис. 5. Микроклиматические изменения в гротах Кунгурской Ледяной пещеры в день минимальной загрузки (28.06.2022): а – грот Бриллиантовый; б – грот Данте; 1 – количество посетителей; 2 – температура в гроте.

Fig. 5. Microclimatic changes in the grottoes of the Kungur Ice Cave on the day of minimum workload (28.06.2022): а – Brilliantovy grotto; б – Dante grotto; 1 – the number of visitors; 2 – temperature in the grotto.

устойчивой температуры, поэтому колебания её в гротах несущественны и влияние температуры воздуха на поверхности и посетителей на изменение микроклимата пещеры также невелико. Для сравнения, во время пандемии в мае 2020 г. ни один человек не посетил пещеру. В это время суточные колебания температуры воздуха в гротах Бриллиантовый и Данте составили 0.1°C , средняя температура в гроте Бриллиантовый была -0.9°C , Данте – -0.7°C , при этом средняя температура воздуха на поверхности за май зафиксирована на уровне $+13.3^{\circ}\text{C}$.

Оценка динамики изменения оледенения в Кунгурской Ледяной пещере позволяет заключить, что в течение года происходят и прирост и потеря льда. В летнее время часть льда в некоторых гротах зоны постоянных отрицательных тем-

ператур (Бриллиантовый, Данте) тает, а, например, в гротах зоны переходных температур (Крестовый), наоборот, нарастает. Как показывают многолетние мониторинговые исследования, границы постоянного оледенения остаются неизменными, а наибольший вклад в абляцию вносит испарение снежно-ледяных образований в зимний период, а не их таяние в летнее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Увеличение посещаемости туристическими группами Кунгурской Ледяной пещеры в летний период (июль) незначительно влияет на изменение микроклиматических параметров, а также на оледенение. Проанализированные данные в двух гротах зоны постоянных отрицательных темпера-

Таблица 2. Ежемесячные данные по температуре воздуха и количеству посетителей за весь тёплый летний период (июнь–август) 2022 г.

	Температура в гроте (средняя), °С		Количество посетителей, тыс. чел
	Бриллиантовый	Данте	
Июнь	–1.1	–0.8	15801
Июль	–0.6	–0.4	21989
Август	–0.4	–0.3	18496

тур (Бриллиантовый и Данте) и постоянного оледенения показали, что даже при максимальной туристической нагрузке (825–925 человек в день и более) температура в течение дня не изменяется или поднимается на 0.1–0.2°С, а иногда и понижается. Последнее как раз может указывать на то, что человеческий фактор не влияет на изменение температурного режима пещеры. При этом время восстановления температуры после прохождения каждой группы туристов в дневное время достигает 4–12 минут, в ночное время температура снижается и температурный режим полностью восстанавливается.

Изменение внешней температуры воздуха отражается на оледенении через изменение в пещере запаса холода, но не от посетителей. Остановка туристических групп в летний период в первых двух гротах (Бриллиантовый, Полярный) запрещена, в гроте Данте из-за большого объёма галереи влияние туристов на снежно-ледяные образования отсутствует. Постоянный контроль за снежно-ледяными образованиями и их объёмами показывает, что изменение состояния ледяных образований происходит в зимний период за счёт испарения, а не за счёт таяния в летний период.

Основное влияние на микроклимат пещеры оказывают поверхностные условия, на это указывают высокие значения коэффициента корреляции между температурой воздуха в пещере и на поверхности ($r = 0.79$). Наблюдается повышение температуры воздуха на поверхности и в гротах пещеры от начала летнего сезона к его окончанию. Туристический поток также растёт, но в пещере к этому времени устанавливаются такие условия, при которых температура воздуха в течение месяца изменяется на 0.1°С и влияние туристов на температурный режим и оледенение минимально.

Кунгурская Ледяная пещера — уникальный природный объект регионального значения, используемый для массового экскурсионного посещения. На протяжении более 70 лет она изучается специалистами и поэтому несёт значительную информационную нагрузку и также обладает большой эстетической ценностью. Исследования, проведённые авторами, обосновали необходимость следить за температурным режимом

Кунгурской Ледяной пещеры, контролировать доступ воздуха через шлюзовые двери, что создаёт условия для сохранения и восстановления снежно-ледяных образований, а также в условиях активной туристической нагрузки позволяет вести подсчёт, определять и регулировать оптимальное количество туристов, чтобы не навредить естественной среде пещеры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрейчук В.Н., Дорофеев Е.П. Антропогенный фактор и Кунгурская пещера // Кунгурская Ледяная пещера. 1995. Вып. 1. С. 85–99.
- Анисимова Н.В. Термометрия как метод функциональной диагностики // Известия Пермского гос. пед. ун-та. Физиология и гигиена человека. 2007. № 5 (9). С. 36–38.
- Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. Челябинск: Изд-во Урал ЛТД, 2000. 528 с.
- Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н., Кадебская О.И., Кадебский Ю.В., Катаев В.Н., Лавров И.А., Лаврова Н.В., Мавлюдов Б.Р., Максимович Н.Г., Молоштанова Н.Е., Назарова У.В., Никифорова И.А., Паньков Н.Н., Пятунин М.С., Худенькая К.О., Шувалов В.М. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 385 с.
- Кадебская О.И. Изменение микроклимата и загрязнение карстовых вод в Кунгурской Ледяной пещере // Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых. Сб. докладов. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2002. С. 2019–2022.
- Кадебская О.И. Влияние туристско-экскурсионной деятельности на тепловой баланс Кунгурской Ледяной пещеры // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Материалы науч. сессии Горного ин-та УрО РАН по результатам НИР в 2003 г. 19–23 апр. 2004 г. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2004. С. 56–58.
- Кадебская О.И. Экологический менеджмент в пределах особо охраняемой природной территории регионального назначения “Ледяная гора и Кунгурская Ледяная пещера” // Географич. вестник. 2008. № 2 (8). С. 214–221.
- Кадебская О.И., Дублянский В.Н. По Кунгурской Ледяной пещере. Пермь: 2004. 91 с.

- Казанцева А.С., Кадебская О.И. Динамика оледенения в Кунгурской Ледяной пещере // Географич. вестник. 2017. № 4 (43). С. 5–11.
- Казанцева А.С., Красиков А.В. Сезонные вариации газового состава воздуха в Кунгурской Ледяной пещере // Горное эхо. Пермь: Вестник Горного ин-та УрО РАН, 2017. № 2 (67). С. 33–37.
- Кошкин М.Д., Плотникова К.Р., Котилевец И.Д. О некоторых особенностях мониторинга температуры пациента // Актуальные вопросы развития современной цифровой среды. Волгоград: Изд-во “Издательский дом Сириус”, 2021. С. 105–111.
- Красиков А.В. Уточнение морфометрических показателей гротов и галерей Кунгурской ледяной пещеры по результатам топографо-геодезических работ // Изв. вузов. Горный журнал. 2022. № 4. С. 76–89.
- Красиков А.В., Казанцева А.С. Факторы, влияющие на динамику содержания CO₂ в пределах подземного пространства (на примере Кунгурской Ледяной пещеры) // Сыктывкар: Вестник института геологии КомиНЦ УрО РАН, 2019. № 9. С. 3–9.
- Лобанов Ю.Е. Отрицательные температурные аномалии и морфология пещер в карбонатных массивах // Аккумуляция зимнего холода в горных породах и его использование в народном хозяйстве. Пермь: 1981. С. 28–30.
- Лукин В.С. Наблюдения за воздушным режимом закарстованных массивов на примере Кунгурской Ледяной пещеры // Свердловск: Тр. Ин-та геологии УФАН СССР, 1962. Вып. 62. С. 107–119.
- Ляхницкий Ю.С., Чуйко М.А. Комплексные исследования Каповой пещеры // Пещеры. 1999. Вып. 25–26. С. 21–37.
- Ляхницкий Ю.С., Юшко А.А., Минников О.А., Червяцова О.Я. Результаты комплексных исследований Каповой пещеры (Шульган-Таш) и проблема её сохранения // Спелеология и спелестология: сб. материалов конф. 2010. № 1. С. 13–17.
- Мавлюдов Б.Р., Кудерина Т.М., Грабенко Е.А., Медведев А.А., Экба Я.А. Климат Новоафонской Пещеры // Вопросы географии. Спелеология и карстосведение. 2018. № 147. С. 218–243.
- Цикаришвили К.Д. Изучение микроклимата Новоафонской пещеры // Пещеры Грузии. 1978. № 7. С. 17–25.
- Щеховский Е.А., Кустикова М.А. Характеристика Танечкиной (Староладожской) пещеры как зимовки рукокрылых // Московский экономический журнал. 2020. № 6. С. 1–24.

Citation: Kazantseva A.S., Krasikov A.V. Anthropogenic influence on the microclimate and glaciation of the Kungur Ice Cave during the period of maximum tourist load. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 612–624 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040087

Anthropogenic Influence on the Microclimate and Glaciation of the Kungur Ice Cave during the Period of Maximum Tourist Load

A. S. Kazantseva^{a,b,#} and A. V. Krasikov^a

^aMining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

^bPerm State University, Perm, Russia

[#]e-mail: kazanalena@bk.ru

Received January 25, 2023; revised July 6, 2023; accepted October 2, 2023

The Kungur Ice Cave is visited by thousands of tourists every year, so the question of anthropogenic influence on changing its state is acute. Snow and ice formations are the main attraction of the cave. From the moment of discovery and improvement of the cave, the thickness of glaciation began to depend not only on natural, but also on technical and anthropogenic conditions. First, this is a change in the temperature of the outside air, the annual rise of underground and surface waters (the Sylva River), the construction of inlet and outlet tunnels, artificial ventilation, and the number of tourists. To assess the impact of the flow of tourists on the microclimatic characteristics of the Cave, the staff of the Kungur Stationary Laboratory conducted research during the period of maximum anthropogenic load in the summer of 2022. The data analyzed in this article made it possible to clarify that the existing tourist load has an insignificant impact on the microclimate of the Cave. After the passage of each group of tourists, the air temperature in the grottoes slightly increases (by a maximum of 0.1–0.2°C) but is restored during the daytime within 4–12 minutes, and at night the temperature regime is completely restored. The maximum tourist load per day is 825–925 people or more, depending on the operating mode of the Cave. Thus, the visiting regulations and the allowed throughput of the cave are currently chosen correctly. The number of tourists is not so large as to limit the visit to the Cave to protect the ice formations, especially since the first-year ice is renewed every winter.

Keywords: Kungur Ice Cave, microclimate, glaciation, anthropogenic impact, thermal pollution

REFERENCES

- Andreychuk V.N., Dorofeev E.P. Anthropogenic factor and Kungur cave. *Kungurskaya ledyanaya peshchera*. Kungur Ice Cave. 1995. № 1: 85–99 [In Russian].
- Anisimova N.V. Thermometry as a method of functional diagnostics. *Izvestiya PGPU. Fiziologiya i gigiena cheloveka*. News of the PGPU. Physiology and hygiene of a person. 2007, 5 (9): 36–38 [In Russian].
- Dublyansky V.N. Entertaining speleology. Chelyabinsk: *Izdatel'stvo Ural LTD*. Ural Publishing House LTD, 2000: 528 [In Russian].
- Dublyanskaya G.N., Dublyansky V.N., Kadebskaya O.I., Kadebsky Yu.V., Kataev V.N., Lavrov I.A., Lavrova N.V., Mavlyudov B.R., Maksimovich N.G., Moloshtanova N.E., Nazarova U.V., Nikiforova I.A., Pankov N.N., Pyatunin M.S., Thin K.O., Shuvalov V.M., *Kungurskaya Ledyanaya peshchera: opyt rezhimnykh nablyudenij*. Kungurskaya Ice Cave: the experience of regime observations. Ekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2005: 385 [In Russian].
- Kadebskaya O.I. Microclimate changes and pollution of karst waters in the Kungur Ice Cave. *Problemy kompleksnogo monitoringa na mestorozhdeniyah poleznykh iskopayemykh. Sbornik dokladov*. Problems of integrated monitoring at mineral deposits. Collection of reports. Perm: Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2002: 2019–2022 [In Russian].
- Kadebskaya O.I. The influence of tourist and excursion activities on the thermal balance of the Kungur Ice Cave. *Strategiya i processy osvoeniya georesursov*. Strategy and processes of development of geo resources. Perm: Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2004: 56–58 [In Russian].
- Kadebskaya O.I. Environmental management within the specially protected natural area of the regional destination “Ice Mountain and Kungur Ice Cave”. *Geograficheskij vestnik*. Geographical Bulletin. 2008, 2 (8): 214–221 [In Russian].
- Kadebskaya O.I., Dublyansky V.N. *Po Kungurskoj Ledyanoj peshchere*. On the Kungur Ice Cave. 2004: 91 [In Russian].
- Kazantseva A.S., Kadebskaya O.I. Dynamics of glaciation in the Kungur Ice Cave. *Geograficheskij vestnik*. Geographical Bulletin. 2017, 4 (43): 5–11 [In Russian].
- Kazantseva A.S., Krasikov A.V. Seasonal variations of the gas composition of the air in the Kungur Ice Cave. *Gornoe ekho. Vest. Gornogo in-ta UrO RAN*. Mountain echo. Perm: Bulletin of the Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2017: 2 (67). 33–37 [In Russian].
- Koshkin M.D., Plotnikova K.R., Kotilevets I.D. About some features of patient temperature monitoring. *Aktual'nye voprosy razvitiya sovremennoj cifrovoj sredy*. Topical issues of the development of the modern digital environment. Volgograd: Sirius Publishing House, 2021: 105–111 [In Russian].
- Krasikov A.V. Clarification of morphometric indicators of grottos and galleries of the Kungur ice Cave based on the results of topographic and geodetic works. *Izvestiya vuzov. Gornyy zhurnal*. News of the Higher Institutions. Mining Journ. 2022, 4: 76–89 [In Russian].
- Kazantseva A.S., Krasikov A.V. Factors affecting the dynamics of CO₂ content within the underground space (on the example of the Kungur Ice Cave). *Bulletin of the Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences*. Syktyvkar: Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN. 2019, 9: 3–9 [In Russian].
- Lobanov YU.E. Negative temperature anomalies and morphology of caves in carbonate massifs. *Akkumulyatsiya zimnego kholoda v gornykh porodakh i ego ispol'zovanie v narodnom khozyajstve*. Accumulation of winter cold in rocks and its use in the national economy. Perm, 1981: 28–30 [In Russian].
- Lukin V.S. Observations of the air regime of karst massifs on the example of the Kungur Ice Cave. *Trudy In-ta geologii UFAN SSSR*. Sverdlovsk: Proc. of the Institute of Geology of the UFAN of the USSR. 1962, 62: 107–119 [In Russian].
- Lyakhnitskij Yu.S., Chujko M.A. Comprehensive research of the Kapova Cave. *Peshchery*. Caves. 1999, 25–26: 21–37 [In Russian].
- Lyakhnitskij, Yu.S., Yushko A.A., Minnikov O.A., Chervyatsova O.YA. The results of comprehensive studies of the Kapova Cave (Shulgan-Tash) and the problem of its conservation. *Speleologiya i spelestologiya: sbornik materialov konferencii*. Speleology and speleology: a collection of conference materials. 2010, 1: 13–17 [In Russian].
- Mavlyudov B.R., Kuderina T.M., Grabenko E.A., Medvedev A.A., Ehkba Ya.A. Climate of the New Athos Cave. *Voprosy geografii. Speleologiya i karstovedenie*. Questions of geography. Speleology and karst studies. 2018, 147: 218–243 [In Russian].
- Sikarishvili K.D. Study of the microclimate of the New Athos cave. *Peshchery Gruzii*. Caves of Georgia. 1978, 7: 17–25 [In Russian].
- Shchekhovskij E.A., Kustikova M.A. Characterization of the Tanechkina (Staraya Ladoga) cave as a wintering place for bats *Moskovskij ehkonomicheskij zhurnal*. Moscow Economic Journ. 2020, 6: 1–24 [In Russian].

УДК 551.46.062.7

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ И ЕЁ КОРРЕЛЯЦИЯ С ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОВЕРХНОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И РЕАНАЛИЗА

© 2023 г. Е. В. Львова^{1,*}, Е. В. Заболотских¹

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: Lvova317@gmail.com

Поступила в редакцию 28.06.2023 г.

После доработки 06.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

В работе анализируется изменчивость площади морского льда в Печорском море по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования и температуры поверхности Баренцева моря в его разных районах по данным реанализа ERA5 за 2002–2022 гг. Выявлена значительная корреляция между этими параметрами при использовании временного лага в два месяца и температуры Баренцева моря в его юго-восточном и юго-западном районах.

Ключевые слова: морской лёд, температура поверхности океана, Печорское море, Баренцево море, статистический анализ, AMSR, ERA5

DOI: 10.31857/S2076673423040105, **EDN:** YHBFVQ

ВВЕДЕНИЕ

Морской лёд — один из ключевых компонентов климатической системы Земли. В среднем за год он покрывает около 25 млн км² с сезонными колебаниями ± 3 млн км², что составляет $7.2 \pm \pm 0.8\%$ площади Мирового океана (Котляков, 2012). В глубоководных районах океана образование морского льда может инициировать глубоководную конвекцию, которая обеспечивает вертикальный обмен химическими веществами и пополнение поверхностных вод питательными веществами и кислородом (Comiso, 2016). Сокращение арктического ледяного покрова — один из самых ярких показателей продолжающегося изменения климата (Landrum, Holland, 2020). Наряду с уменьшением ледяного покрова, как по ледовитости, так и по толщине (Stroeve, Notz, 2018; Шалина, 2021), сокращается площадь многолетних льдов (Tschudi et al., 2020), а сезон таяния расширяется (Meleshko et al., 2020). К причинам происходящих изменений ледяного покрова исследователи относят повышение температуры океана (Dai et al., 2019), перенос тепла океаном (Beer et al., 2020), атмосферный перенос (Bintanja et al., 2011), инсоляционный фактор (Федоров, 2020). Региональные особенности изменений ледяного покрова имеют большое значение при планировании любой активности в Арктической зоне, так как эти изменения существенно влияют не только на водные экосистемы (Maslanik et al.,

2011), а без анализа и прогноза ледяного покрова невозможно обеспечение безопасной народнохозяйственной деятельности на морских и прибрежных территориях.

В настоящее время для наблюдения за льдом и определения его параметров используется целый комплекс технологий, позволяющих получать спутниковые снимки различного типа, строить диагностические ледовые карты, а также прогнозировать динамику льдов на основе численных моделей. Микроволновые измерения вследствие своей всепогодности и независимости от солнечного освещения позволяют восстанавливать параметры ледяного покрова круглый год практически независимо от облачности (Шалина, 2021).

Юго-восточная часть Баренцева моря обладает уникальным набором океанографических, гидробиологических и климатологических параметров. Именно поэтому она выделяется как отдельный географический регион — Печорское море, являющееся окраинным морем Полярного бассейна (Гидрометеорологические..., 1990). Площадь его акватории 81263 км², наибольшая глубина 210 м.

Из-за недостатка данных и повышенного внимания к Баренцеву, а не внутреннему Печорскому морю, количество исследований, посвящённых изучению изменчивости ледяного покрова Печорского моря, крайне ограничено (Гидрометеорологические ..., 1990; Lundhaug, 2002; Печор-

ское ..., 2003; Ogorodov et al., 2005; Зубакин и др., 2015; Рябченко и др., 2020; Заболотских и др., 2021). Сведения о ледовых явлениях в Печорском море собраны в трудах, изданных Государственным океанографическим институтом СССР (Гидрометеорологические..., 1990), где описаны различные статистические характеристики ледовых процессов, происходящих в Печорском море, по материалам авиаразведок, судовых измерений, проводимых на береговых станциях и постах за период вплоть до 1985 г. Средние характеристики состояния ледяного покрова моря в последние десятилетия в зависимости от суровости зимних условий приведены в отчете (Рябченко, 2020). По данным отчёта в XXI в. в Печорском море отсутствовали суровые зимы, 25% зим были мягкими, а 65% — умеренными.

Сезонная и региональная изменчивость сплошности морского льда Печорского моря по данным радиолокаторов с синтезированной апертурой на спутниках Earth Resources Satellite с 1994 по 1998 г. была рассмотрена в работе (Lundhaug, 2002). Динамика морского льда в Печорском море зимой 2019/20 г. изучалась на основе спутниковых и модельных данных в работе (Заболотских и др., 2021). Проведённый в работе анализ позволил сделать вывод, что главной причиной нетипично молодого состава льдов к концу зимы 2019/20 г. и разрушения ледяного покрова на месяц раньше, чем традиционно в мягкие зимы, были сильные Северо-Атлантические циклоны, сопровождавшиеся развитием над Печорским морем штормовых ветров и положительными аномалиями температуры воздуха.

Г.К. Зубакин в своей работе (Зубакин и др., 2015) проводил исследования динамических характеристик дрейфа морского льда Печорского моря и течений на основании среднесуточных данных с притопленных буйковых автономных станций за период 2001–2003 гг. В результате исследований обнаружена корреляционная связь между течениями на горизонте 2 м, ветровым воздействием и дрейфом льда. Работа (Ogorodov et al., 2005) посвящена изучению воздействия арктических льдов на морское дно и прибрежные территории на примере Печорского моря по данным гидроакустической системы SONIC-2 и измерений, проводившихся на берегу моря. До настоящего времени многие аспекты динамических характеристик морских льдов в данном районе оставались неисследованными, либо базировались на редких данных натурных наблюдений ледовитости моря или данных ледовых наблюдений авиаразведок, которые проводились с 1914 г. С 1966 г. при составлении ледовых карт стали активно использоваться спутниковые данные (Фролов, Гудкович, 2007). Из последних опубликованных работ можно выделить (Lundhaug, 2002; Заболотских и др., 2021), в которых были

использованы данные об изменчивости сплошности морского льда Печорского моря, полученные с помощью спутникового зондирования (радиолокации и радиометрии). Однако Lundhaug анализирует данные с 1994 по 1998 г., а Заболотских рассматривает данные за сезон 2019/20 г., что не даёт представления о многолетней изменчивости ледяного покрова в акватории.

Поскольку Баренцево море является переходной областью между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, оно играет важную роль в водообмене между ними. Иногда при анализе гидрометеорологических условий Баренцева моря на основании анализа распределения различных океанографических и гидрометеорологических параметров выделяются отдельные районы с похожими условиями. Такой подход, например, был применён в работах (Шелкова, 2003; Skjoldal et al., 2019; Skagseth et al., 2020). В работе (Skagseth et al., 2020) описано разделение акватории Баренцева моря на районы с различными температурными режимами на глубинах 0–30 и 100–200 м. В монографии (Шелкова, 2003) описано разделение Баренцева моря на пять районов для анализа ветро-волнового режима Баренцева моря, а в каждом районе для последующего статистического анализа выделено несколько областей, представляющих особый интерес. В работе (Skjoldal et al., 2019) Баренцево море разделяли на 15 районов на основании различий в топографии дна.

В нашей работе акватория Баренцева моря для анализа была разделена на 4 района, существенно различающиеся по температуре поверхности: первый — северо-западный (средняя температура в июле 6°C, в сентябре 3°C); второй — северо-восточный (средняя температура в июле 3°C, в сентябре 0–1°C); третий — юго-западный (средняя температура в июле 8°C, в сентябре 4°C); четвёртый — юго-восточный (средняя температура в июле 5°C, в сентябре 3°C).

Для первого, северо-западного района, характерно поступление водных масс из северо-западной части Норвежского моря. Там поток вод разделяется на Западно-Шпицбергенское течение, втекающее в Арктический бассейн через пролив Фрама, и Нордкапское течение, втекающее в Баренцево море между о. Медвежий и Скандинавским полуостровом. В прикромочных ледовых зонах к северу и северо-востоку от Шпицбергена верхняя часть атлантических вод охлаждается и распресняется в процессе взаимодействия с атмосферой и ледяным покровом (Иванов и др., 2014). В итоге часть атлантических вод трансформируется в поверхностную Арктическую водную массу с низкими температурами и пониженной солёностью. Глубинная часть вод с положительной температурой и высокой солёностью, которую принято называть фрамовской ветвью атлантической

воды, вместе с трансформированным верхним слоем переносятся пограничным течением в генеральном направлении на восток вдоль континентального склона Евразии.

Второй район характеризуется холодными арктическими водными массами. Часть этих водных масс поступает в Баренцево море с севера, через желоба Виктория и Франц-Виктория, расположенные между архипелагами Шпицберген и Землёй Франца-Иосифа, а также с северо-востока через желоб Святой Анны в северной части Карского моря и проливом между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей (Lind, Ingvaldsen, 2012).

Третий и четвёртый районы характеризуются постоянным притоком тёплых атлантических вод. Атлантическая вода, поступающая с Нордкапским течением в Баренцево море, так называемая баренцевоморская атлантическая вода, оказывает сильное отопляющее влияние на водные массы Баренцева моря (Arthun et al., 2012). В течение всего года максимальная температура воды наблюдается именно в юго-западной части моря. С июля по октябрь область максимальной температуры распространяется также и на юго-восточную часть моря. Распространяясь с помощью системы течений в восточном направлении, тёплые атлантические воды разветвляются в районе Новой Земли на две ветви: на север, к проливу между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй и далее в восточном направлении, проникая через пролив Карские ворота в Карское море. Четвёртый район отличается от третьего района более низкими средними температурами, меньшими глубинами и дополнительным источником тепла в виде речного стока реки Печоры. Меньшие глубины приводят к более интенсивному летнему прогреву.

Существует большое количество исследований, посвящённых изучению изменений ледяного покрова Арктики за последние десятилетия под влиянием глобального потепления климата (Dai et al., 2019; Landrum, Holland, 2020). Однако работ, посвящённых анализу связи изменений ледовитости Печорского моря за последние десятилетия с изменениями температуры Баренцева моря, никто не проводил. Целью данной работы, кроме анализа ледовитости Печорского моря и температуры поверхностного слоя четырёх районов Баренцева моря, было выявление корреляции между этими двумя параметрами. Подобные исследования по поиску статистически значимых корреляций гидрометеорологических параметров и морского льда проводились в работах (Sorteberg, Kvingedal, 2006; Schlichtholz, Houssais, 2011; Arthun et al., 2012; Pavlova et al., 2014; Herbaut et al., 2015; Федоров, 2020).

В работе (Pavlova et al., 2014) проведён корреляционный и регрессионный анализы ледовитости Баренцева моря, температуры поверхности Баренцева моря и градиентов атмосферного давления. Высокие значения корреляции между ледовитостью Баренцева моря и температурой Баренцева моря, а также атмосферным давлением и ледовитостью Баренцева моря за период 1979–2010 гг. обнаружены в апреле, низкие — в сентябре. При поиске корреляционных связей между параметрами, полученными в одно и то же время, часто не наблюдается значимых коэффициентов корреляции. В таких случаях в работах выдвигается гипотеза о том, что один из параметров может влиять на другой с определённой задержкой, и корреляционный анализ проводится для параметров с временным сдвигом (так называемым “временным лагом”).

Корреляционный анализ между площадью морского льда и температурой поверхности Баренцева моря с лагом в один год был рассчитан в работе (Schlichtholz, Houssais, 2011). Оптимальный временной лаг в один год определён и в работе (Arthun et al. 2012), где рассчитывались коэффициенты корреляции между притоком тёплых атлантических вод и изменчивостью ледовитости морского льда Баренцева моря. На основе анализа модельных значений притока тёплых вод из Атлантического океана в Баренцево море в работе установлено, что перенос тепла в западную часть Баренцева моря влияет на площадь моря, свободную ото льда. Работа (Sorteberg, Kvingedal, 2006) посвящена влиянию ветра на ледяной покров на протяжении недели и более на основании корреляционного анализа. Схожее исследование проведено в работе (Herbaut et al., 2015). В работе (Федоров, 2020) на основе корреляционного и регрессионного анализов получена оценка роли инсоляционного фактора в изменении площади морского льда в Российской Арктике, а также учёт сдвига инсоляции по фазе, которые влияли на межгодовую изменчивость площади льдов.

В задачи настоящей работы входит выявление влияния температуры Баренцева моря на ледовитость Печорского моря без учёта вклада других гидрометеорологических параметров, так как температура является одним из важнейших факторов формирования морского льда.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные по среднесуточной сплочённости ледяного покрова Арктики, полученные в университете Бремена с помощью алгоритма ASI, применённого к измерениям спутниковых радиометров AMSR-E и AMSR2 (Spreen et al., 2008), доступным с пространственным разрешением 6.25 на 6.25 км. Точность алгоритма ASI зависит от ошибки яркостных темпе-

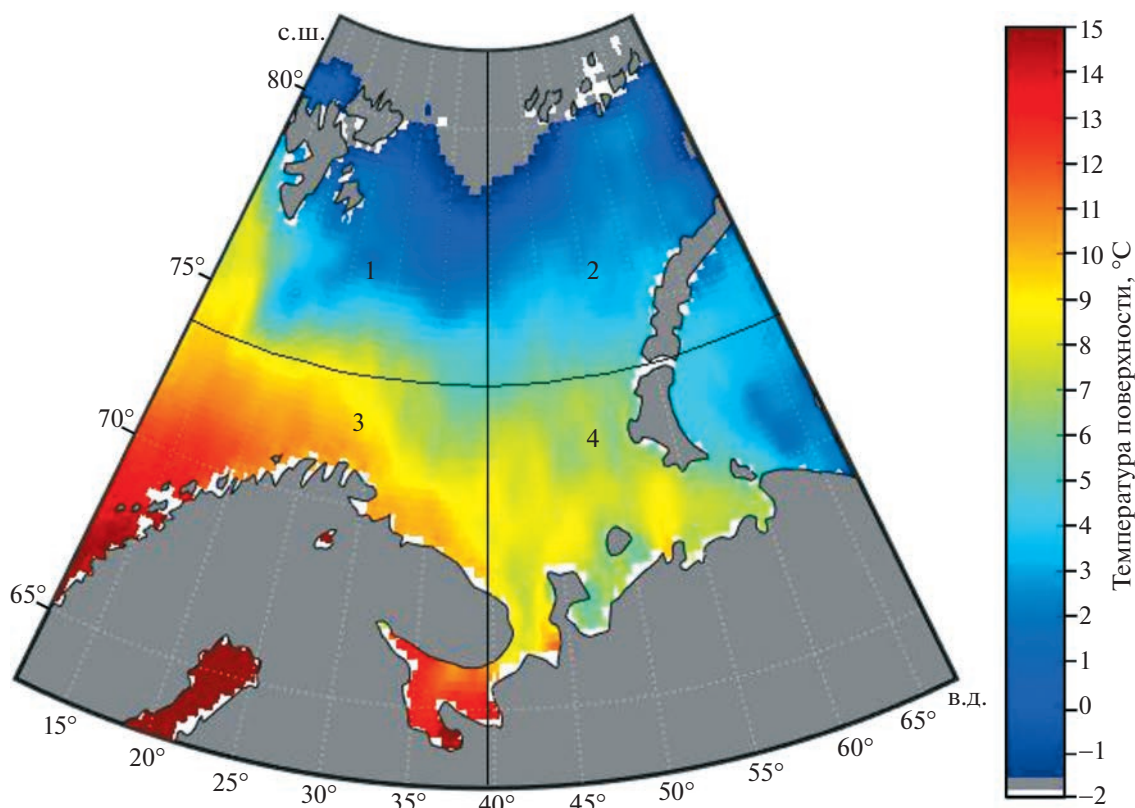


Рис. 1. Территориальное разделение акватории Баренцева моря на четыре сектора: 1 – Северо-западный район; 2 – Северо-восточный район; 3 – Юго-западный район; 4 – Юго-восточный.

Fig. 1. Territorial division of the Barents Sea into four sectors: 1 – Northwestern region; 2 – Northeast region; 3 – Southwestern region; 4 – Southeast.

ратур, от изменчивости связующих точек и непрозрачности атмосферы. Абсолютная ошибка при 0% спло́нности морского льда составляет 25% и уменьшается с увеличением спло́нности: при спло́нности 100% она составляет 5.7%. При в спло́нности льда выше 65% ошибка составляет менее 10% (Sprreen et al., 2008).

Данные доступны, начиная с августа 2002 г. по настоящее время. С октября 2011 г. по август 2012 г. ни один из радиометров не работал, поэтому среднесуточные поля спло́нности морского льда анализировали с июня 2002 г. по декабрь 2022 г., исключая осень, зиму и весну сезона 2011/12 г. Площадь морского льда в ячейке рассчитана путём умножения площади каждой ячейки сетки на спло́нность морского льда в этой ячейке. Результирующую площадь льда в Печорском море рассчитывали как сумму ячеек площадей морского льда для области моря. Ячейки со спло́нностью морского льда меньше 15% не входили в учёт общей площади Печорского моря.

Масса Печорского моря составлена на основании географического описания гидронима (Постановление ЦИК от 28.11.1935). Границы Печорского моря проходят по линии от мыса Костин

Нос (архипелаг Новая Земля) по восточному побережью острова Колгуев, далее от мыса Святой Нос на восток по Тиманскому берегу континентальной России до Югорского полуострова и острова Вайгач.

Температура поверхностного слоя океана получена из базы данных реанализа ECMWF Reanalysis 5th Generation (ERA5) (Hersbach, 2020), полученных в рамках проекта Copernicus (Copernicus Climate Change Service). В работе применены среднесуточные данные реанализа ERA5 с июня 2002 по декабрь 2022 г., полученные путём осреднения почасовых данных. Акватория Баренцева моря была поделена на четыре сектора для корреляционного анализа между температурой поверхности Баренцева моря и площадью морского льда Печорского моря (рис. 1): первый – Северо-западный район; второй – Северо-восточный район; третий – Юго-западный район; четвёртый – Юго-восточный район.

Лёд в Печорском море формируется в осенний период (конец октября – начало ноября) и полностью вытает в конце весны – начале лета (конец мая – начало июня), поэтому ледяной покров в Печорском море имеет сезонный характер,

многолетнего льда в регионе нет. Под ледовым сезоном Печорского моря в данной работе понимается промежуток времени от начала образования льда до его полного вытаявания. Существует несколько подходов, использующихся при характеристике сезона как “тёплый” или “холодный” в зависимости от изменчивости ледяного покрова в данном сезоне. В настоящей работе тёплый и холодный сезоны определялись по значению средней площади ледяного покрова за весь сезон и отклонений его от среднего значения за весь рассматриваемый период.

Статистический анализ проводился для среднемесячных и сезонных данных (средних за сезон), с ноября по июнь (исключая месяцы, когда морской лёд в Печорском море отсутствует). Среднемесячные данные получены путём осреднения за месяц среднесуточных данных. Для расчёта коэффициентов корреляции между температурой поверхности Баренцева моря и площадью морского льда Печорского моря была использована формула для линейной корреляции Пирсона, где коэффициенты корреляции колеблются от -1.00 до $+1.00$ (-1.00 означает строгую обратную корреляцию, $+1.00$ — строгую положительную корреляцию, 0.00 говорит об отсутствии корреляции):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (1)$$

Для определения уровня значимости коэффициента корреляции использовалась формула:

$$SL = P(T \geq |t|) + P(T \leq -|t|) = 2P(T \geq |t|),$$

где T подчиняется распределению Стьюдента с $n-2$ степенями свободы, а значение величины t вычисляется в соответствии с формулой:

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2} \sim t_{n-2} \quad (2)$$

В анализе использовалось среднее по площади района значение температуры поверхности Баренцева моря. Изначально рассчитывались коэффициенты корреляции между площадью морского льда Печорского моря и температурой поверхности четырёх районов Баренцева моря с разными временными лагами. Обнаружено, что без временного лага коэффициенты корреляции близки к нулю или ниже уровня значимости: температура поверхности океана влияет на ледовитость моря не мгновенно, а по прошествии определённого промежутка времени. Значения коэффициентов корреляции с лагом в два месяца были выше уровня значимости и такое запаздывание было определено как оптимальный временной

лаг. Значения корреляции с другими лагами были ниже уровня значимости, поэтому в дальнейшем анализе не рассматривались.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для анализа изменчивости ледяного покрова Печорского моря построены карты сплочённости морского льда на акватории моря с июня 2002 по декабрь 2022 г. (за исключением сезона 2011/12 г.). Изменчивость ледяного покрова анализировалась визуально с использованием построенных карт. Методика определения дат очищения акватории от морского льда и начала процесса ледообразования методом визуального анализа заключалась в анализе временного ряда построенных карт сплочённости, позволяющем на основе наблюдаемой динамики сплочённости морского льда сделать соответствующие выводы.

В течение зимнего периода льды в море распространяются с юга на север и с востока на запад, пока не охватывают большую часть акватории. Замерзание в Печорском море обычно начинается в виде ниласовых льдов в восточной и юго-восточной частях моря — наиболее распреснённых и мелководных, а именно в районах Печорской, Хайпудырской, Кузнецкой или Паханчской губ. В это же время наблюдается поступление льда через Новоземельский пролив из Карского моря. Устойчивый припай ежегодно устанавливается в бухтах на Новой Земле, вдоль материковых и островных берегов, у побережья о. Колгуев, а также в некоторых заливах побережья (Печорская губа, Хайпудырская губа).

Одна из характерных особенностей ледяного режима Печорского моря — большая межгодовая и сезонная изменчивость его ледовитости. В среднем, ледообразование в акватории моря начинается в конце октября — начале ноября, но сроки появления льда и образования сплошного ледяного покрова из года в год сильно колеблются. В декабре—январе в море наблюдаются полыньи размером до 200 км. В тёплые сезоны (2004/05, 2007/08, 2008/09, 2014/15 и 2018/19 гг.) размер полыней в несколько раз больше. По результатам визуального анализа карт сплочённости морского льда за рассматриваемый период полное очищение акватории ото льда наблюдается в конце июня (рис. 2), в среднем 24 июня. Процесс ледообразования начинается в конце октября — начале ноября (см. рис. 2), в среднем 5 ноября.

Наибольшая ледовитость Печорского моря наблюдается в конце зимнего — начале весеннего периодов. В начале июня лёд ещё присутствует на некоторых участках акватории, однако к концу месяца море полностью очищается ото льда, и с июля по сентябрь ледяной покров отсутствует. В аномально тёплые и холодные годы ледовитость

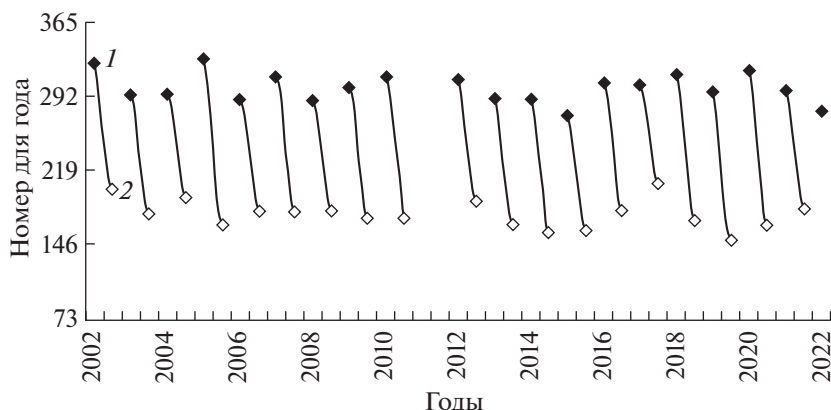


Рис. 2. Даты начала и конца ледообразования за 2002–2022 гг., за исключением сезона 2011–2012 гг. (в номерах дней от начала года): 1 — дата начала ледообразования в Печорском море, 2 — дата полного очищения акватории от льда.

Fig. 2. Ice formation start and end dates for 2002–2022, except for the 2011–2012 season (in numbers of days from the beginning of the year): 1 — the date of the beginning of ice formation in the Pechora Sea, 2 — the date of the complete clearing of the water area from ice.

Печорского моря сильно отличается. В холодные сезоны (2002/03, 2003/04, 2006/07, 2009/10, 2013/14 и 2016/17 гг.) акватория моря была полностью покрыта льдом в среднем около 80 дней (например, в сезон 2003/04 г. — на протяжении 85 дней). В аномально тёплые годы это значение сокращается примерно вдвое и составляет всего 40 дней (например, в сезон 2008/09 г. лишь 43 дня).

На рис. 3 показаны среднемесячные значения площади морского льда в Печорском море (далее — ПМЛ) с 2002 по 2022 г. с ноября до июня (с июля по сентябрь в Печорском море ледяной покров отсутствует). Они дают представление об изменчивости ледяного покрова Печорского моря за последние 20 лет.

Ноябрьские значения ПМЛ за рассматриваемый период 2002–2022 гг. составляют около 1% от общей площади акватории (рис. 4). В тёплые сезоны 2004/05, 2007/08, 2008/09, 2014/15 и 2018/19 гг. в ноябре лёд в Печорском море отсутствует. В декабре и январе морской лёд уже образуется на значительной площади моря (до 60%), но из-за большого количества полыней море полностью не покрывается льдом даже в холодные зимние сезоны (2002/03, 2003/04, 2006/07, 2009/10, 2013/14 и 2016/17 гг.). В годы с малыми значениями ПМЛ в декабре наблюдаются малые значения этого параметра и в другие месяцы (например, в 2007/08 и 2014/15 гг.). В феврале в большинстве рассмотренных сезонов море практически всегда покрыто льдом, за исключением тёплых сезонов 2007/08, 2018/2019 г., когда ПМЛ составляла около 25% от общей площади акватории Печорского моря. Низкие значения ПМЛ в феврале наблюдаются в 2018 г. (30% площади моря покрыто льдом). Анализ ПМЛ свидетельствует

о том, что площадь ледяного покрова Печорского моря наиболее изменчива в январе и феврале (стандартное отклонение составляет около 8 тыс. для января и около 15 тыс. для февраля).

Высокие значения изменчивости связаны с тем, что несмотря на то, что к этому времени лёд обыкновенно уже полностью покрывает акваторию Печорского моря, в тёплые годы появлялись протяжённые полыни (до 400 км), уменьшающие общее значение ПМЛ. В феврале 2014 г. значения ПМЛ были выше среднего на 50%. Это связано с тем, что несмотря на то, что зимний сезон этого года был тёплым, в Печорском море не наблюдалось ни сильных ветров, ни полыней большего размера (более 50 км²). Полыни влияют на изменчивость ПМЛ и в другие месяцы, например, в тёплые 2007/08 и 2018/19 гг. в феврале и марте появлялось много обширных полыней, уменьшающих ПМЛ. Март и апрель — месяцы с наибольшей ледовитостью, когда море полностью покрыто льдом, за исключением тёплых лет. В мае в море начинается процесс таяния (значение ПМЛ составляет около 35%) и к середине — концу июня море полностью очищается от льда. Минимальные значения ПМЛ в марте, апреле и мае были отмечены в сезон 2020/21 г. На протяжении всех месяцев рассматриваемого периода в ПМЛ наблюдается отрицательный тренд, который соответствует общему потеплению и уменьшению ледяного покрова Арктики (Dai et al., 2019; Landrum, Holland, 2020).

По результатам анализа данных аномально низкая ледовитость Печорского моря отмечалась в зимние сезоны 2004/05, 2007/08, 2008/09, 2014/15 и 2018/19 гг., а высокая ледовитость была отмечена в зимние сезоны 2002/03, 2003/04, 2006/07, 2009/10, 2013/14 и 2016/17 гг.

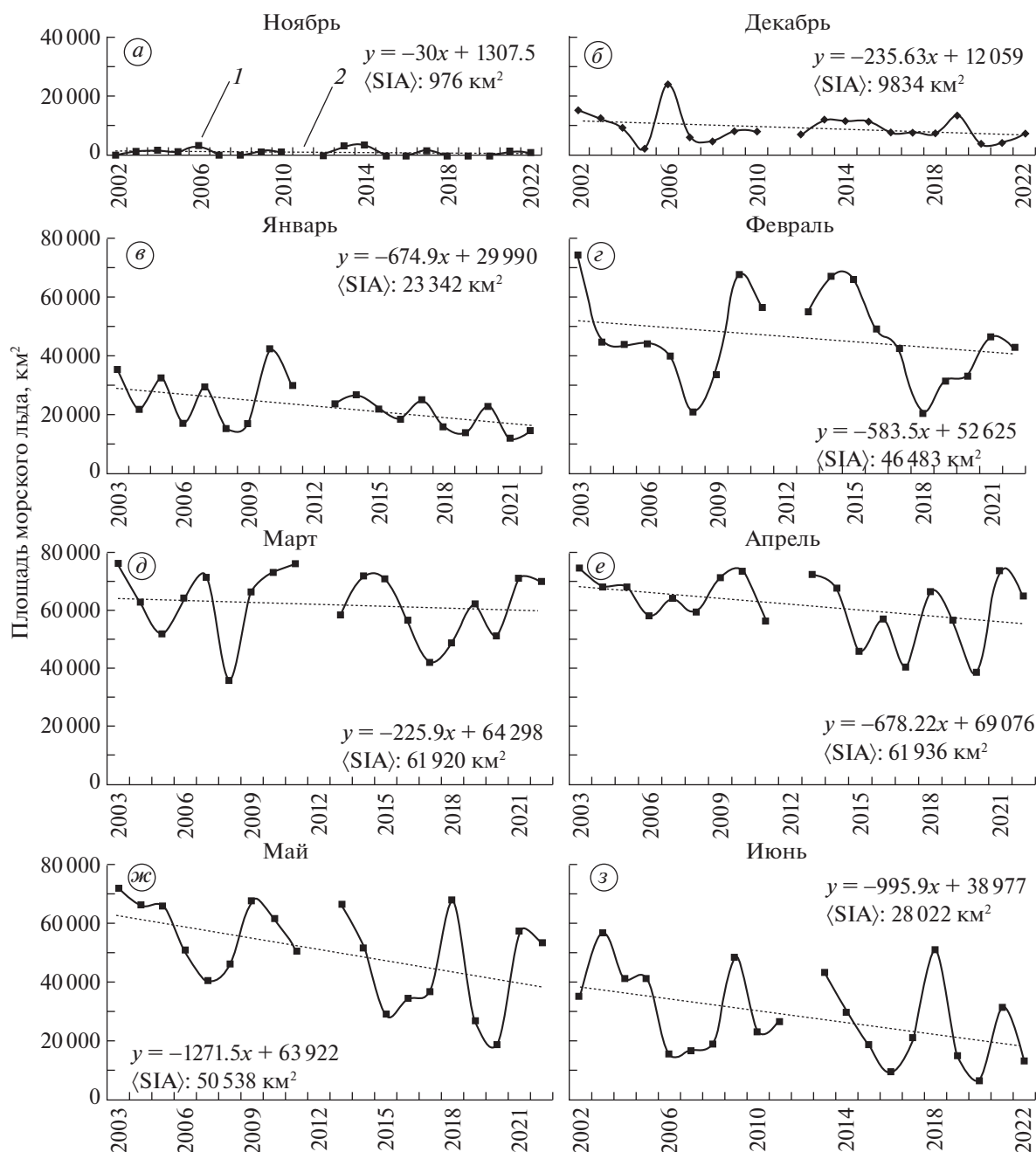


Рис. 3. Значения площади морского льда за период 2002–2022 гг. с ноября по июнь: 1 – значения площади морского льда; 2 – линейный тренд площади морского льда; $\langle SIA \rangle$ – средняя площадь морского льда.

Fig. 3. Sea ice area values for the period 2002–2022 from November to June: 1 – sea ice area values; 2 – linear trend of sea ice area; $\langle SIA \rangle$ is the mean of the sea ice area.

Для анализа изменчивости температуры поверхности Баренцева моря (далее – ТПО) построены карты полей температуры Баренцева моря с июня 2002 по декабрь 2022 г. Максимальная температура воды наблюдается в юго-западной части моря в районе BSO (Barents Sea Opening), южнее архипелага Шпицберген, где тёплые атлантические воды приносятся в Баренцево море. Осенью

и зимой температура колеблется от 0 до +6°C, летом в этом районе наблюдаются температуры +10...+13°C, в аномально тёплые годы температура достигает +15°C. С июля по октябрь язык тепла распространяется также и на акваторию Печорского моря. Относительная мелководность Печорского моря способствует более интенсивному летнему прогреву. Дополнительным источником

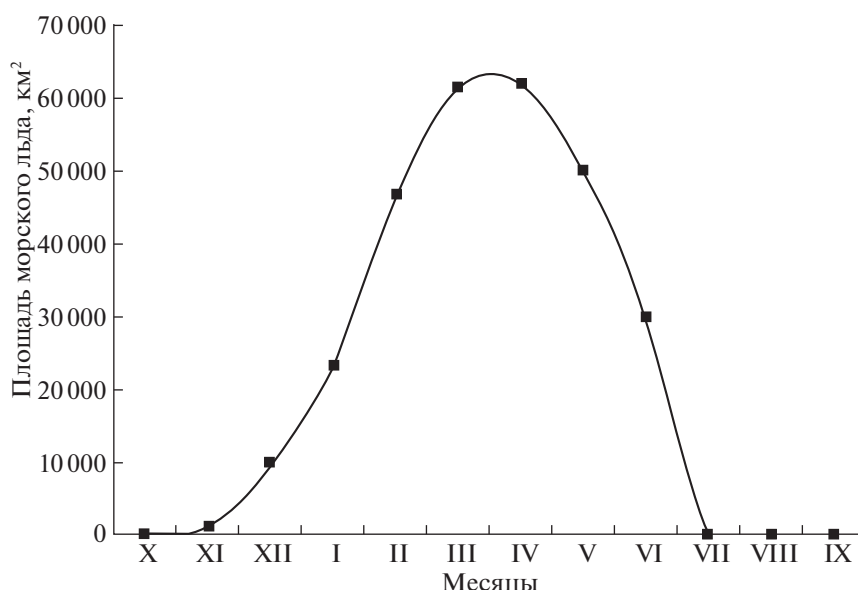


Рис. 4. Среднемесячные значения площади морского льда в Печорском море за период 2002–2022 гг.
Fig. 4. Monthly averages of Pechora Sea ice area for the period 2002–2022.

повышения температуры служит речной сток р. Печоры, влияние которого заметно в июле–августе в районе Печорской губы.

Корреляционный анализ между ПМЛ Печорского моря и ТПО Баренцева моря был проведён по методу Пирсона (формула 1). На графиках распределения корреляции (рис. 5) выделяются несколько секторов с высокой значимостью коэффициентов корреляции: юго-западный, северо-западный и юго-восточный. Критическое значение значимости корреляции составило 0.24.

Для ТПО северных секторов Баренцева моря и ПМЛ Печорского моря за девять месяцев с 2002 по 2022 г. не наблюдалось высоких значений коэффициентов обратной корреляции. Для северо-западного сектора в январе отмечается корреляция (k) в -0.47 , что можно объяснить периодическим расширением притока тёплых вод в северную часть моря, в район о. Медвежий. В остальное время значения коэффициентов корреляции близки к нулю и не являются значимыми. Корреляция между ПМЛ Печорского моря и ТПО Баренцева моря в южных секторах существенно выше. Высокие значения коэффициентов обратной корреляции между ТПО юго-западного сектора Баренцева моря и ПМЛ Печорского моря наблюдаются с ноября по февраль: $k = -0.6 \dots -0.73$. В феврале–марте эти значения близки к нулю; это объясняется тем, что к этому моменту практически всегда (за исключением тёплых сезонов 2007/08 и 2014/15 гг.) акватория Печорского моря уже полностью покрыта льдом. С апреля между ПМЛ и ТПО вновь обнаруживается высокая об-

ратная корреляция. Для юго-восточного сектора высокие значения коэффициентов обратной корреляции отмечаются в зимний период — в декабре и составляют -0.51 , в январе–марте они близки к нулю, а затем $k = -0.4$.

Высокая обратная корреляция между ТПО Баренцева моря и ПМЛ Печорского моря также наблюдается в северо-западном и юго-западном секторах при анализе сезонной изменчивости (рис. 6). Высокая обратная корреляция отмечается для 2006/07 и 2017/18 гг. в северо-западном (-0.6 и -0.69 соответственно) и юго-западном секторах (-0.81 и -0.8 соответственно). В юго-восточном и северо-восточном секторах значения корреляции не превышают коэффициентов значимости. Коэффициенты обратной корреляции для северо-восточного сектора колеблются от -0.17 в 2003 г. до -0.22 в 2007 г. В целом значения обратной корреляции для разных секторов Баренцева моря хорошо коррелируют с областями распространения тёплых вод и их средней температурой. В годы с высокой средней температурой Баренцева моря в юго-западном и северо-западном секторах (2007/08, 2014/15 и 2018/19 гг.) наблюдались низкие значения ПМЛ Печорского моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе с использованием спутниковых данных по сплочённости ледяного покрова и данных реанализа по температуре поверхности океана проанализирована изменчивость ледяного покрова Печорского моря и температуры поверхно-

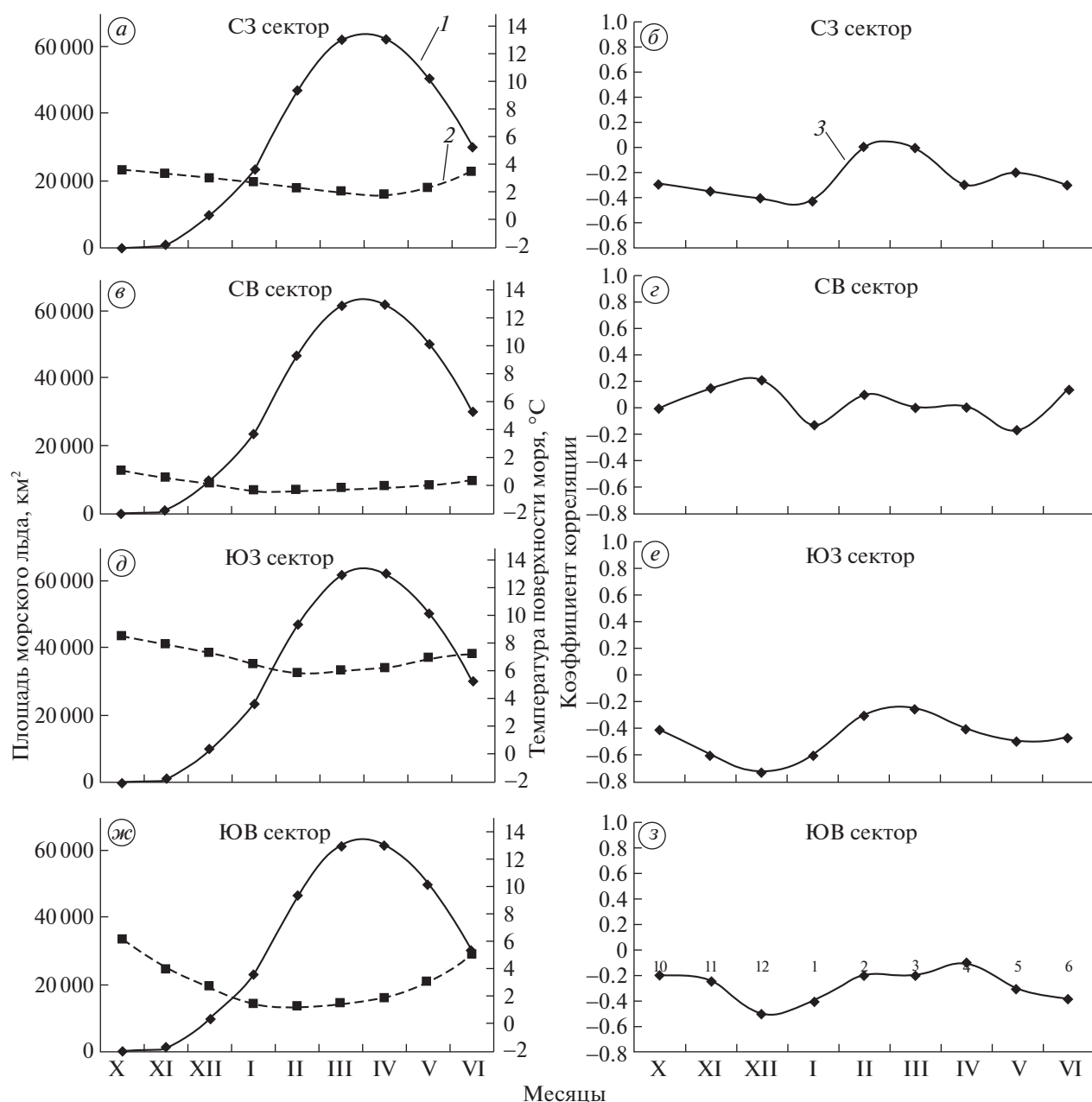


Рис. 5. Среднемесячные значения температуры поверхности Баренцева моря, площади ледяного покрова в Печорском море и коэффициента корреляции для разных секторов Баренцева моря с временным лагом в два месяца: 1 — площадь морского льда; 2 — температура поверхности океана; 3 — коэффициент корреляции между площадью морского льда Печорского моря и температурой поверхности сектора Баренцева моря.

Fig. 5. Monthly mean values of the Barents Sea surface temperature, Pechora sea ice area and the correlation coefficients for different sectors of the Barents Sea with a time lag of two months: 1 — sea ice area; 2 — sea surface temperature; 3 — correlation coefficient between the Pechora sea ice area and the surface temperature of the Barents Sea sector.

сти Баренцева моря за период 2002–2022 гг., а также корреляция между этими двумя параметрами. Замерзание Печорского моря происходит с юга на север, с востока на запад в конце октября—начале ноября. В аномально тёплые годы в море есть полынь размером до 400 км. Наибольшая ледовитость моря характерна для конца зимне-

го — начала весеннего сезона, к июню море полностью очищается ото льда. Низкая ледовитость Печорского моря отмечалась в зимние сезоны 2004/05, 2007/08, 2008/09, 2014/15 и 2018/19 гг.; высокая ледовитость отмечена в зимние сезоны 2002/03, 2003/04, 2006/07, 2009/10, 2013/14 и 2016/17 гг. На протяжении всего рассматриваемо-

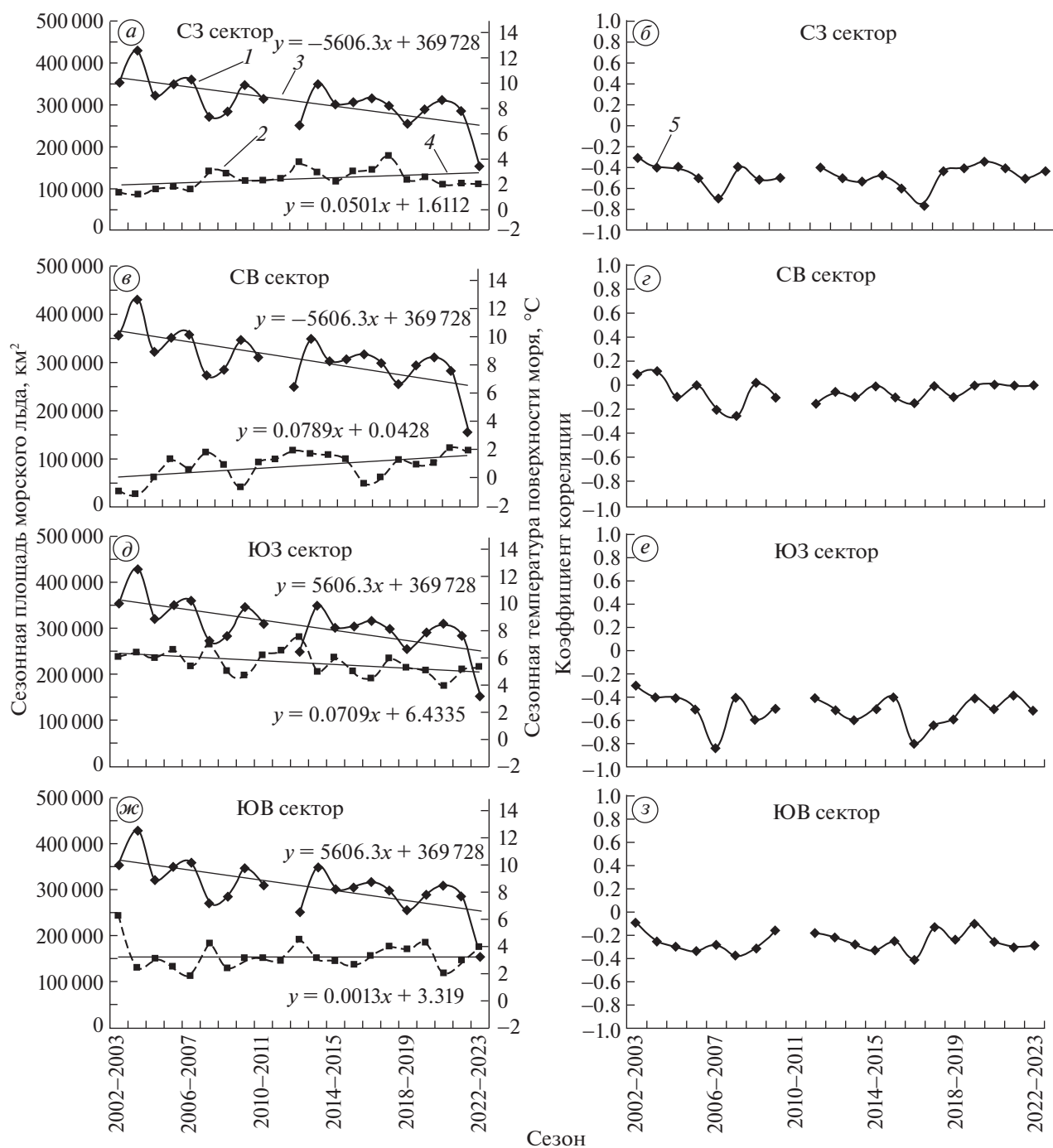


Рис. 6. Сезонные значения температуры поверхности Баренцева моря, площади морского льда Печорского моря и коэффициенты корреляции в разных секторах с временным лагом в два месяца: 1 – площадь морского льда; 2 – температура поверхности океана; 3 – линейный тренд площади морского льда; 4 – линейный тренд температуры поверхности моря; 5 – коэффициент корреляции между площадью морского льда Печорского моря и температуры поверхности сектора Баренцева моря.

Fig. 6. Season values of Barents Sea surface temperature, Pechora Sea ice area and correlation coefficients in different sectors with a time lag of two months: 1 – sea ice area; 2 – sea surface temperature; 3 – linear trend of sea ice area; 4 – linear trend of sea surface temperature; 5 – correlation coefficient between the Pechora Sea ice area and the surface temperature of the Barents Sea sector.

го периода наблюдается отрицательный тренд площади морского льда. Температура Баренцева моря за рассматриваемый период осенью и зимой колеблется от 0 до +6°C, летом средняя темпера-

тура в разных частях акватории составляет +10...+13°C, причём юго-западная часть имеет более высокую температуру по сравнению с северной и северо-восточной.

Коэффициенты корреляции были рассчитаны с временным лагом в два месяца, обусловленным временем достижения тёплыми водами акватории Печорского моря. Анализ значений коэффициентов корреляции между ТПО Баренцева моря и ПМЛ Печорского моря показал, что высокие значения коэффициентов обратной корреляции наблюдаются между значениями ТПО северо-западного и юго-западного секторов и ПМЛ (до -0.8), корреляция между северо-восточным и юго-восточным секторами выражена намного слабее. В октябре наиболее высокая обратная корреляция наблюдается для северо-западного и юго-западного секторов (до -0.4). До декабря корреляция нарастает и достигает максимального значения для юго-западного сектора (до -0.73), после чего уменьшается и до марта имеет значения, близкие к нулю. В апреле значения обратной корреляции (-0.39 для юго-западного сектора) вновь растут вплоть до июня.

При анализе сезонной изменчивости высокая обратная корреляция также между ТПО Баренцева моря и ПМЛ Печорского моря также наблюдается в северо-западном и юго-западном секторах. Высокие значения отмечаются для северо-западного (до -0.69) и юго-западного (до -0.81) секторов в 2006/07 и 2017/18 гг. Коэффициенты корреляции для северо-восточного и юго-восточного секторов не превышали коэффициентов значимости. Значения обратной корреляции для разных секторов Баренцева моря коррелируют с областями распространения тёплых вод и средней температурой. Так, в 2007/08 и 2018/19 гг. с высокой средней температурой Баренцева моря наблюдались низкие значения ПМЛ Печорского моря.

Благодарности. Исследования, представленные в данной статье, выполнены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 19-17-00236. Работа серверного оборудования для расчётов с использованием спутниковых данных финансировалась в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 0763-2020-0005.

Acknowledgments. This research was funded by Russian Science Foundation, grant number 19-17-00236. Satellite data processing with powerful server facilities was supported by the Ministry of Science and Higher Education of Russia through the State assignment 0763-2020-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море / Ред. Г.В. Гирдюк. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 280 с.
- Залотских Е.В., Балашова Е.А. Динамика морского льда в Печорском море зимой 2019/2020 // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14.

№ 1. С. 97–105.

<https://doi.org/10.7868/S207366732101010X>

- Зубакин Г.К., Сухих Н.А., Иванов Н.Е., Нестеров А.В., Гудошников Ю.П. Изменчивость и сопряженность скорости течения, дрейфа льда и ветра в Печорском море в 2001–2003 гг. // Труды Международной конференции и выставки по освоению нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа RAO/CIS Offshore. Санкт-Петербург, 2015. С. 610–615.
- Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Тр. межд. конф. памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 267–273.
- Котляков В.М. Морской лёд. // Большая российская энциклопедия. Т. 21. М.: БРЭ, 2012, с. 172.
- Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социальноэкономические проблемы) / Ред. Е.А. Романкевич. М.: "Море". 2003. 486 с.
- Рябенко С.В., Драчкова Л.Н., Евдокимова И.О., Зарубина Л.А., Попкова С.В. Тематический отчёт № 2 по ледовым условиям Печорского моря. Архангельск: САФУ, 2020. 40 с.
- Федоров В.М., Гребенников П.Б., Фролов Д.М. Оценка роли инсоляционного фактора в изменениях площади морских льдов в российской Арктике // Криосфера Земли. 2020. Т. 14. № 3. С. 38–50. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3\(38-50\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3(38-50))
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалёв Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике / Ред. И.Е. Фролова, В.П. Карклина. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
- Шалина Е.В. Региональные особенности изменения ледовой обстановки в морях российской Арктики и на трассе Северного морского пути по данным спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 201–213.
- Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat // Journ. of Climate. 2012. V. 25. № 13. P. 4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>
- Beer E., Eisenman I., Wagner T.J.W. Polar amplification due to enhanced heat flux across the halocline // Geophys. Research Letters. 2020. V. 47. № 4. <https://doi.org/10.1029/2019GL086706>
- Bintanja R., Graverson R., Hazeleger W. Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 758–761. <https://doi.org/10.1038/ngeo1285>
- Comiso J.C. Global Surface Temperature Trends and Arctic Amplification // AGU Fall Meeting Abstracts. 2016.
- Copernicus Climate Change Service // Электронный ресурс. <https://climate.copernicus.eu/> (Дата обращения: 15.07.2023)

- Dai A., Luo D., Song M., Jiping L. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. // *Nature Communications*. 2019. V. 10. № 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>
- Herbaut C., Houssais M., Close S., Blaizot A. Two wind-driven modes of winter sea ice variability in the Barents Sea // *Deep Sea Research*. 2015. V. 106. P. 97–115. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.10.005>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Landrum L., Holland M.M. Extremes become routine in an emerging new Arctic // *Nature Climatology Change*. 2020. V. 10. P. 1108–1115. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0892-z>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // *Deep Sea Research*. 2012. V. 62. P. 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Lundhaug M. ERS SAR studies of sea ice signatures in the Pechora Sea and Kara Sea region. // *Canadian Journ. of Remote Sensing*. 2002. V. 28. № 2. P. 114–127. <https://doi.org/10.5589/m02-022>
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047735>
- Meleshko V.P., Pavlova T., Bobylev L.P., Golubkin P. Current and Projected Sea Ice in the Arctic in the Twenty-First Century. *Sea Ice in the Arctic: Past, Present and Future* // Springer Nature. 2020. P. 399–463.
- Ogorodov S.A., Kamalov A.M., Zubakin G.K., Gudoshnikov Yu.P. The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea // *Geo-Marine Letters*. 2005. V. 25. № 2. P. 146–152. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0196-8>
- Pavlova O., Pavlov V., Gerland S. The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach // *Journ. of Marine Systems*. 2014. V. 130. P. 248–255. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.011>
- Schlichtholz P., Houssais M.-N. Forcing of oceanic heat anomalies by air-sea interactions in the Nordic Seas area // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. <https://doi.org/10.1029/2009JC005944>
- Skagseth Ø., Eldevik T., Arthun M. Reduced efficiency of the Barents Sea cooling machine // *Nature Climate Change*. 2020. V. 10. P. 661–666. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0772-6>
- Skjoldal H.R., Fuglestad J.L., Benestad R., Ivanov V., Jørgensen L.L., Kovacs K.M., Nilssen F., Tchernova J. Ecosystems of the Barents Sea Region. *Governing Arctic Seas: Regional Lessons from the Bering Strait and Barents Sea*. Switzerland: Springer Nature. 2019. P. 119–142. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-25674-6>
- Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent // *Climate*. 2006. V. 19. P. 4772–4784.
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. № 5. P. 1519–1536. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>

Citation: Lvova E.V., Zabolotskikh E.V. Variability of the Pechora Sea ice area and its correlation with the Barents Sea surface temperature according to satellite observations and reanalysis. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 625–638 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040105

Variability of the Pechora Sea Ice Area and Its Correlation With the Barents Sea Surface Temperature According to Satellite Observations and Reanalysis

E. V. Lvova^{a, #} and E. V. Zabolotskikh^a

^aRussian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: Lvova317@gmail.com

Received June 28, 2023; revised September 6, 2023; accepted October 2, 2023

Variability of the Pechora Sea ice cover and the Barents Sea surface temperature during the season from October to June in 2002–2022 (except the season of 2011/2012) was studied on the basis of satellite observations and reanalysis ERA5. Influence of the sea surface temperature on the ice cover was also analyzed but without considering the other hydrometeorological parameters. Areas of the sea ice cover characteristics were calculated using data on the sea ice closeness obtained from the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 measurements. To analyze the variability of sea surface temperature, we used the average daily data of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA5 reanalysis obtained by averaging hourly data. To

study the spatial and temporal variability of sea ice cover and sea surface temperature, fields of daily averaged parameters were mapped. These maps and values of areas of the sea ice cover were analyzed. This made possible to reveal regularities of development of the sea ice processes in the Pechora Sea, to calculate the general trend of the sea ice area change over the considered period of time, and to divide the Barents Sea into four sectors with significantly different average values of the sea surface temperature: southwestern, northwestern, southeastern, northeastern ones. The seasonal and interannual variabilities of the Pechora Sea ice cover and the Barents Sea surface temperature were analyzed. To study the effect of sea surface temperature in different sectors of the Barents Sea on the sea ice area, the method of statistical analysis (Pearson's linear correlation) was used for the monthly average data and the data, averaged over the sea ice season (from October to June) with different time lags. Significant correlation coefficients were obtained only for a two-month lag. With such a lag, high values of the inverse correlation coefficients were revealed between the sea surface temperature in the southwestern (up to -0.8) and northwestern (up to -0.6) sectors of the Barents Sea and sea ice area of the Pechora Sea, while in other sectors the correlation was significantly smaller or even below the significance level.

Keywords: Sea ice, sea surface temperature, Pechora Sea, Barents Sea, statistical analysis, AMSR, ERA5

REFERENCES

- Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR. T. 1. Barentsevo more. Hydrometeorology and hydrochemistry of the USSR seas. V. 1. Barents Sea. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 280 p. [In Russian].
- Zabolotskikh E.V., Balashova E.A. Sea Ice Dynamics in the Pechora Sea in Winter 2019/2020. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. Fundamental and applied hydrophysics. 2021, 14 (1): 97–105 [In Russian]. <https://doi.org/10.7868/S207366732101010X>
- Zubakin G.K., Suhii N.A., Ivanov N.E., Nesterov A.V., Gudoshnikov Yu.P. Variability and conjugation of current velocity, drift of ice and wind in the Pechora Sea in 2001–2003. Trudy Mezhdunarodnoj konferencii i vystavki po osvoeniyu nefti i gaza Rossijskoj Arktiki i kontinental'nogo shel'fa RAO/CIS Offsho. Proceedings of the International Conference and Exhibition on Oil and Gas Development of the Russian Arctic and the Continental Shelf RAO/CIS Offshore. Saint-Petersburg, 2015: 610–615 [In Russian].
- Ivanov V.V., Alekseev V.A., Repina I.A. Increasing impact of Atlantic waters on the ice cover of the Arctic Ocean. Turbulentnost', dinamika atmosfery i klimata: Trudy mezhdunarodnoj konferencii pamyati akademika A.M. Obuhova. Turbulence, Atmospheric and Climate Dynamics: Proceedings of the International Conference in Memory of Academician A.M. Obukhov, 2014: 267–273 [In Russian].
- Kotlyakov V.M. Sea ice. Morskoj lyod. Bol'shaya rossijskaya enciklopediya. Great Russian Encyclopedia. 2012, 21: 172 [In Russian].
- Pechorskoe more. Sistemnye issledovaniya (gidrofizika, gidrologiya, optika, biologiya, himiya, geologiya, ekologiya, socioekonomicheskie problemy). Pechora Sea. System research (hydrophysics, hydrology, optics, biology, chemistry, geology, ecology, socio-economic problems). Moscow: "Sea", 2003: 486 p. [In Russian].
- Ryabchenko S.V., Drachkova L.N., Evdokimova I.O., Zarubina L.A., Popkova S.V. Tematicheskij otchyot № 2 po ledovym usloviyam Pechorskogo morya. Thematic report No. 2 on the ice conditions of the Pechora Sea. Arkhangelsk: Northern Arctic Federal University, 2020: 40 p. [In Russian].
- Fedorov V.M., Grebennikov P.B., Frolov D.M. Assessment of the role of the insolation factor in changes in the area of sea ice in the Russian Arctic. *Earth's Cryosphere*. 2020, 14 (3): 38–50 [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3\(38-50\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3(38-50))
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalyov E.G., Smolyanickij V.M. Nauchnye issledovaniya v Arktike. Scientific research in the Arctic. Saint Petersburg: "Science", 2007: 135 p. [In Russian].
- Shalina E.V. Regional features of changes in the ice situation in the seas of the Russian Arctic and along the Northern Sea Route according to satellite observations. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2021, 18 (5): 201–213 [In Russian].
- Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L. H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat. *Journ. of Climate*. 2012, 25 (13): 4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>
- Beer E., Eisenman I., Wagner T.J.W. Polar amplification due to enhanced heat flux across the halocline. *Geophys. Research Letters*. 2020, 47 (4). <https://doi.org/10.1029/2019GL086706>
- Bintanja R., Graverson R., Hazeleger W. Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space. *Nature Geoscience*. 2011, 4: 758–761. <https://doi.org/10.1038/ngeo1285>
- Comiso J.C. Global Surface Temperature Trends and Arctic Amplification. AGU Fall Meeting Abstracts. 2016. *Copernicus Climate Change Service*. Retrieved from: <https://climate.copernicus.eu/> (Last access: 15 July 2023)
- Dai A., Luo D., Song M., Jiping L. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nature Communications*. 2019, 10 (121). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>
- Herbaut C., Houssais M., Close S., Blaisot A. Two wind-driven modes of winter sea ice variability in the Barents Sea. *Deep Sea Research*. 2015, 106: 97–115. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.10.005>

- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Landrum L., Holland M.M. Extremes become routine in an emerging new Arctic. *Nature Climatology Change*. 2020, 10: 1108–1115. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0892-z>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north. *Deep Sea Research*. 2012, 62: 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Lundhaug M. ERS SAR studies of sea ice signatures in the Pechora Sea and Kara Sea region. *Canadian Journ. of Remote Sensing*. 2002, 28 (2): 114–127. <https://doi.org/10.5589/m02-022>
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. *Geophys. Research Letters*. 2011: 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047735>
- Meleshko V.P., Pavlova T., Bobylev L.P., Golubkin P. Current and Projected Sea Ice in the Arctic in the Twenty-First Century. *Sea Ice in the Arctic: Past, Present and Future*. Springer Nature. 2020: 399–463. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21301-5>
- Ogorodov S.A., Kamalov A.M., Zubakin G.K., Gudoshnikov Yu.P. The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea. *Geo-Marine Letters*. 2005, 25 (2): 146–152. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0196-8>
- Pavlova O., Pavlov V., Gerland S. The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach. *Journ. of Marine Systems*. 2014, 130: 248–255. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.011>
- Schlichtholz P., Houssais M.-N. Forcing of oceanic heat anomalies by air-sea interactions in the Nordic Seas area. *Geophys. Research*. 2011, 116. <https://doi.org/10.1029/2009JC005944>
- Skagseth Ø., Eldevik T., Arthun M. Reduced efficiency of the Barents Sea cooling machine. *Nature Climate Change*. 2020, 10: 661–666. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0772-6>
- Skjoldal H.R., Fuglestad J.L., Benestad R., Ivanov V., Jørgensen L.L., Kovacs K.M., Nilssen F., Tchernova J. Ecosystems of the Barents Sea Region. *Governing Arctic Seas: Regional Lessons from the Bering Strait and Barents Sea*. Switzerland: Springer Nature. 2019: 119–142. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-25674-66>
- Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent. *Climate*. 2006, 19: 4772–4784. <https://doi.org/10.1175/JCLI3885.1>
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (10). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *The Cryosphere*. 2020, 14 (5): 1519–1536. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2023 г. И. Д. Зольников^{1,2,*}, И. С. Новиков¹, Е. В. Деев^{2,3},
А. В. Панин⁴, Р. Н. Курбанов^{4,5}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: zol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Составлена палеогеографическая схема распространения ледников и ледниково-подпрудных озёр времени последнего глобального похолодания (МИС-2) на основе детальной геоморфологической съёмки крупного масштаба. Реконструированы уровни и объёмы ледниково-подпрудных озёр во время первого и второго позднеплейстоценового оледенения, а также завально-подпрудного озера, формирование которого не связано с ледниками эпохи МИС-2.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, оледенения, ледниково-подпрудные озера, геоморфологическое картирование, Горный Алтай, МИС-2

DOI: 10.31857/S207667342304018X, **EDN:** FQEXLX

ВВЕДЕНИЕ

Исследована территория юго-восточной высокогорной части Горного Алтая (рис. 1). Вопросы количества оледенений, их размеров и возраста в пределах этой области до сих пор дискуссионны. До недавнего времени в стратиграфической схеме Горного Алтая значилось семь ледниковых горизонтов (Стратиграфия..., 1984), что обосновывалось термолюминесцентными данными первого поколения, которые впоследствии были признаны некондиционными (Зольников и др., 2021а). Гораздо более обоснована схема Е.В. Девяткина, согласно которой на этой территории присутствуют геолого-геоморфологические свидетельства только трёх оледенений (Девяткин, 1965): одного среднечетвертичного и двух позднечетвертичных (в соответствии с современной стратиграфической шкалой). Е.В. Девяткин считал последнее оледенение, которое по современным представлениям соответствует МИС-2, наименее значительным из трёх. При этом, по его представлениям куэктанарский ледник соответствовал первому позднеплейстоценовому оледенению, а Машейский выдвигался в долину р. Чуи в оба верхнеплейстоценовые оледенения (Девяткин, 1965). Позднее рядом авторов (Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005; Агатова и др., 2022) стали развиваться представления о том,

что на Горном Алтае большая часть ледниковых и водноледниковых отложений имеет возраст именно последнего ледникового максимума. Альтернативно отстаивалась точка зрения Е.В. Девяткина о том, что последнее оледенение верхнего неоплейстоцена было меньше по площади, нежели два предыдущих (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2016; Зольников и др., 2021в).

В этой статье рассмотрена территория Чуйской и Курайской межгорных впадин с прилегающими хребтами как наиболее представительная в плане четвертичной геологии и палеогеографии (см. рис. 1). Неотектоническая активизация на территории Горного Алтая, главная фаза которой приходится на четвертичное время (Deev et al., 2019) привела к формированию чередующихся высоких хребтов и обширных впадин с узкими выходами из них (Новиков, 1998; Новиков и др., 2014). Во время оледенений с территории обрамляющих хребтов во впадины выдвигались ледники, перегораживавшие выходы из впадин и оставившие морены, сохранившиеся до настоящего времени. На стадиях деградации оледенений во впадинах формировались ледниково-подпрудные озера, следы которых также сохранились в рельефе и отложениях. Прорывы этих озёр носили катастрофический характер, формируя экстремальные по расходам воды, глубинам и скоро-

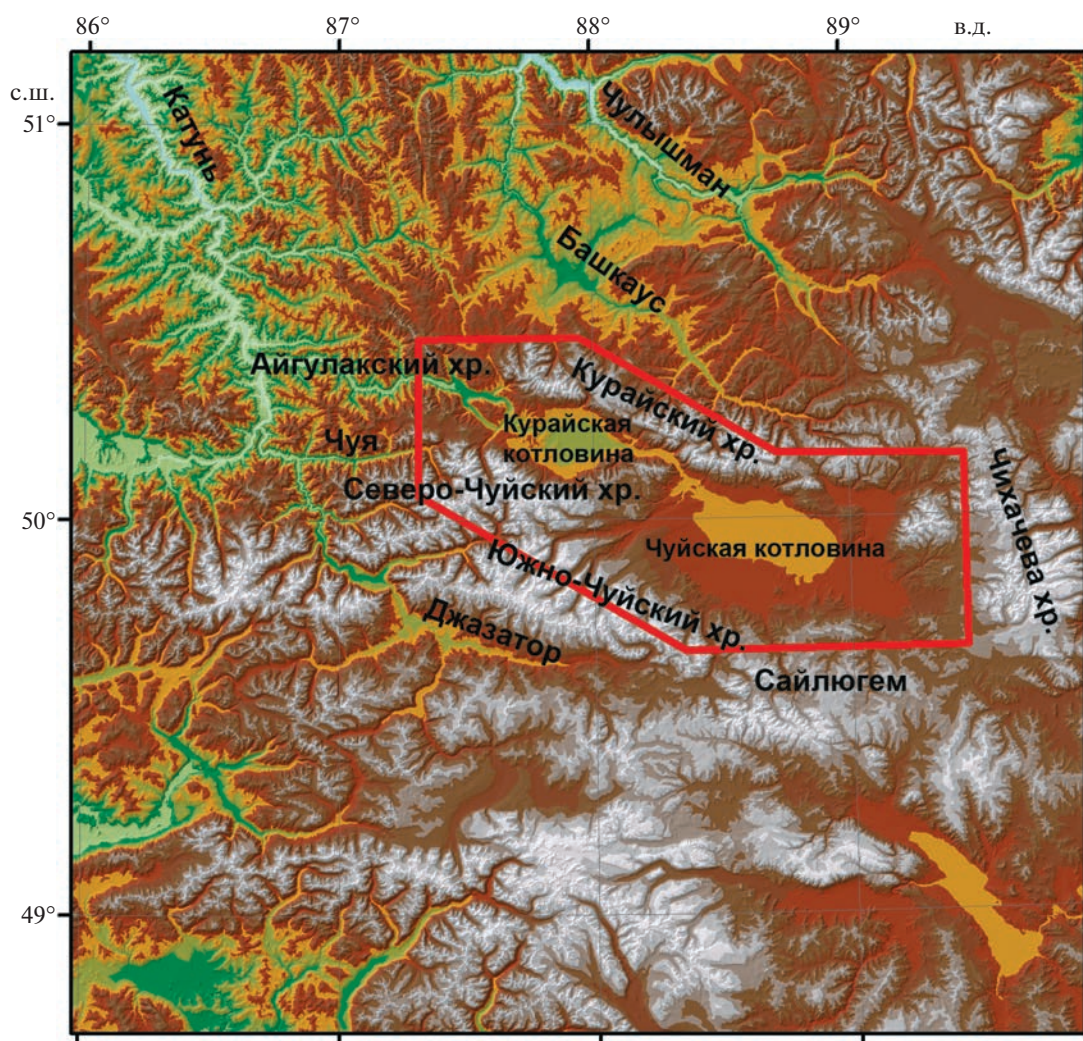


Рис. 1. Район исследований.

Fig. 1. The study area.

стям течения паводки в магистральных речных долинах — суперпаводки, или мегапаводки по терминологии В. Бейкера (Baker, 1997, 2002).

На Предалтайской равнине суперпаводковые отложения первого верхнечетвертичного оледенения нередко превышают по мощности 50 м и облекают борта долины Верхней Оби, воздымаясь на высоту более 80 м над урезом реки (Зольников, 2009). Эти отложения перекрыты субэразальным покровом более 25 м толщиной, который сложен навесными лёссами, перевесными песками, делювием и палеопочвами. При этом возраст суперпаводков, завершавших первое позднеплейстоценовое оледенение, определён около 90 тыс. лет по ОСЛ-датам из отложений, перекрывающих суперпаводковые образования (Зольников и др., 2016; Svistunov et al., 2022). Что же касается второго верхнечетвертичного оледенения (МИС-2), то соответствующий ему суперпаводок не сформировал отложения сравнимой

мощности, что может указывать на меньшие размеры этого оледенения, а также связанных с ним ледниковых озёр и суперпаводков по сравнению с предшествовавшим. Непосредственно на Горном Алтае вопрос о размерах ледников, об уровнях ледниково-подпрудных озёр разного возраста, а, следовательно, и об объёме их суперпаводков до сих пор остаётся дискуссионным.

Для выявления пространственных взаимоотношений отложений первого и второго верхнечетвертичных оледенений перспективно изучение гляциокомплексов в районах ледниковых плотин. Особую роль для стратиграфической диагностики здесь играют водно-ледниковые, прежде всего озёрно-ледниковые отложения. Кроме того, важными для решения этого вопроса представляются данные о рельефе горного обрамления Чуйской и Курайской котловин. Ранее для изучаемой территории публиковались упрощённые генерализованные схемы разновозрастных оледенений и леднико-

во-подпрудных озёр (Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005). В данной работе впервые все геоморфологические данные по указанной проблематике сведены на единой картографической основе крупного масштаба.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе фокус сделан на геоморфологическом картографировании следов оледенений и ледниково-подпрудных озёр. Основными элементами рельефа земной поверхности при изучении его в крупном масштабе являются “генетически однородные поверхности” (Ермолов, 1964). Геоморфологическая карта, построенная по этому принципу, является эффективным инструментом исследования. Она позволяет сопоставлять на больших площадях элементы рельефа, их размеры, форму, положение в пространстве. Анализируя при помощи карты пространственные соотношения элементов, можно установить генетические связи между отдельными элементами, которые могут формироваться одновременно разными процессами (холмисто-грядовое моренное поле и обрамляющая его водно-ледниковая равнина). Легко устанавливается связь между элементами, формирующимися под воздействием денудации и аккумуляции в рамках одного процесса. Такие элементы образуют устойчивые парагенезисы (например, эрозионная ложбина и пролювиальный конус выноса). Такая геоморфологическая карта позволяет делать заключения о формировании одних поверхностей за счёт разрушения других и приводит к выявлению последовательности событий в ходе развития рельефа показанной на ней территории с той же определённой, с какой анализ геологической карты позволяет определить последовательность формирования показанных на ней геологических тел.

Поскольку каждая элементарная поверхность рельефа формируется в промежуток времени под воздействием определённого процесса, её форма не может быть сложной, а угол наклона должен быть характерным. Каждый резкий перегиб склона может быть вызван только сменой формирующего поверхность процесса или его направленности и служит границей между элементарными поверхностями. Перегиб склона может разделять либо поверхности разного генезиса, имеющие неодинаковые углы наклона, либо поверхности одного генезиса, имеющие один угол наклона, но по-разному ориентированные в пространстве. Картирование генетически однородных поверхностей рельефа реализуется при наличии представлений об основных закономерностях рельефообразования, крупномасштабной топографической основы (не менее 1:50 000), а также аэрофотоснимков близкого масштаба или приближающихся к ним по разрешающей способности современных космических снимков. Работу

исследователя на этом этапе облегчает также то, что каждый тип генетически однородных поверхностей рельефа образуется характерным комплексом процессов и имеет характерный микро-рельеф, а также состав приповерхностных отложений, которые хорошо распознаются на дистанционных материалах по фототону.

На каждый выдержанный в геоморфологическом и геологическом отношении регион создаётся легенда геоморфологической карты, сопровождаемая набором эталонов, отражающих вид каждого элемента легенды на аэрокосмоснимках. Хотя основу геоморфологической карты легко построить без проведения полевых исследований, определить возраст и генезис выделенных на ней элементов невозможно без изучения на месте ключевых участков. Нет необходимости исследовать каждый выделенный элемент, но каждый выделенный морфогенетический тип элементарных поверхностей рельефа должен быть изучен. При этом выясняют, выработана ли поверхность в древних породах или образована аккумуляцией. Изучают запечатлённые в поверхностных отложениях и микро-рельефе характеристики процессов, сформировавших каждый тип поверхностей рельефа. Помимо геологического строения поверхностных отложений о генезисе поверхностей свидетельствуют углы наклона (например, образованные комплексной денудацией поверхности выравнивания редко имеют углы наклона поверхности более 2°, а склоны эрозионных долин и тектоногенных уступов имеют уклон 30°).

Содержание геоморфологических карт отражает структуру рельефа, образованную закономерным сочетанием генетически однородных поверхностей. Их анализ позволяет восстановить историю развития рельефа отображённой на них территории и выявить характер и роль тектонических движений в формировании рельефа. Одним из наиболее заметных событий в истории развития рельефа юго-востока Алтая стали четвертичные оледенения, проявившиеся почти на всей его территории. Характер оледенения в решающей степени определялся геоморфологическим фактором. В высоких горных хребтах и массивах, образовавшихся на месте приподнятых неотектонических блоков, развилось мощное горно-долинное оледенение, сопровождавшееся образованием глубоких U-образных долин. Горно-долинные ледники из-за больших продольных уклонов активно двигались по долинам и, хотя они почти их не углубили, придали им волнистый продольный профиль и расширили их. Судя по распределению ледниковых отложений ледники последнего оледенения заканчивались на периферии впадин типа Курайской и Чуйской. Диагностическим отличием более древних моренных комплексов стало наличие многочисленных близкорасположенных озёрных террас срабатывания на внешних склонах моренных полей.

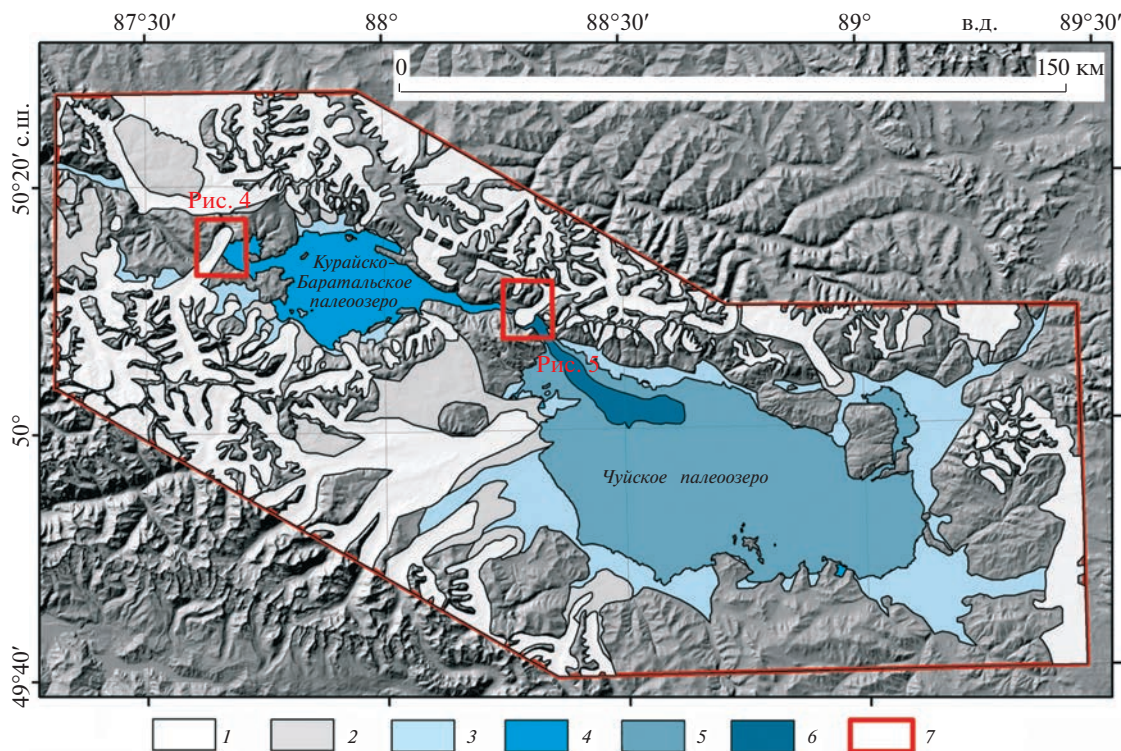


Рис. 2. Палеогеографическая схема Курайско-Чуйской системы межгорных котловин на момент максимального наполнения озёр, подпруженных ледниками второго позднеплейстоценового оледенения (LGM): 1 – ледники второго позднеплейстоценового оледенения (MIS-2); 2 – следы первого позднеплейстоценового оледенения (морены и экзарационные поверхности); 3 – цокольные наклонные флювиогляциальные равнины первого и второго позднеплейстоценовых оледенений объединённые; 4 – Курайско-Баратальское ледниково-подпрудное озеро (21–14 тыс. лет назад уровень 1700 м абс.); 5 – последнее ледниково-подпрудное озеро в Чуйской котловине (возраст ранее 24 тыс. лет назад уровень 1950 м абс.); 6 – Сукорское обвально-подпрудное озеро (16–11 тыс. лет назад; уровень 1750 м абс.); 7 – участки ледниковых плотин на которые приведены фрагменты геоморфологических карт (см. рис. 3 и 4).

Fig. 2. Paleogeographic scheme of the Kurai-Chuya system of intermountain basins during maximum filling of glaciers-dammed lakes in the second Late Pleistocene glaciation (LGM): 1 – glaciers of the second Late Pleistocene glaciation (MIS-2); 2 – traces of the first Late Pleistocene glaciation (moraines and exaration surfaces); 3 – basement inclined fluvio-glacial plains of the first and second Late Pleistocene glaciations combined; 4 – Baratal-Kurai glaciers-dammed lake (21–14 thousands years ago; level 1700 m); 5 – the last glaciers-dammed lake in the Chuya Basin (earlier than 24 thousand years ago; level 1950 m); 6 – Sukor landslide-dammed lake (16–11 thousand years ago; level 1750 m); 7 – sections of glacial dams on which fragments of geomorphological maps are shown (see Fig. 3 and Fig. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Следы позднеплейстоценовых оледенений в Чуйской и Курайской котловинах в их горном обрамлении. На рис. 2 показана палеогеографическая схема, построенная на основе детальной геоморфологической карты. Фрагменты этой карты для участков ледниковых плотин приведены ниже. Контуры фрагментов показаны красными прямоугольниками на палеогеографической схеме. Палеогеографическая схема упрощена по сравнению с геоморфологической картой.

Моренные диамиктоны позднего плейстоцена известны только на периферии Чуйской и Курайской котловин, а также в двух районах ледниковых плотин: Куэктанарский участок, расположенный в сужении между этими котловинами ниже по течению от Чуйской котловины; Машейский участок, расположенный ниже по течению Чуи от Курайской котловины (см. рис. 2). Опор-

ным разрезом для выделения разновозрастных морен на Горном Алтае традиционно считалась серия обнажений длиной около 3.5 км и высотой более 200 м на правом борту левого притока Чуи – реки Чаган на юго-восточной окраине Чуйской котловины (Стратиграфия..., 1984). Детально история изучения этого разреза рассмотрена в (Русанов, Важов, 2014). Можно считать достоверно установленным, что здесь в доледниковую толщу толщиной свыше 120 м, представленную буровыми нижнечетвертичными отложениями, врезана древняя долина. В эрозионном врезе фрагментарно залегает среднечетвертичный моренный диамиктон мощностью до 5 м. Он перекрыт флювиогляциальными галечниками мощностью до 0.5 м. Ещё выше наблюдается переслаивание песков, гравийников и алевритов, которые вверх фациально замещаются на параллельно-слоистые алевриты, алевропески, пески

чаганской свиты, толща которой достигает 50 м. Эти варвы представляют собой отложения цунгового моренно-подпрудного бассейна позднечетвертичного возраста. В кровле чаганских алевроитов обнаружен сильно повреждённый фрагмент верхнего зуба лошади *Equus* sp. предположительно поздненеоплейстоценового возраста (Русанов, Важов, 2014). Выше с несогласием залегает сероцветная толща моренных диамиктонов общей мощностью около 100 м. Внутри диамиктоновой толщи зафиксированы прослои и линзы водно-ледниковых валунно-галечников, песков, алевроитов, не выдержанные вдоль разреза. Расчленение этих отложений на разновозрастные генерации дискуссионно из-за отсутствия внутри сероцветной толщи достоверных межледниковых отложений и геологических реперов.

Очевидно, что на бортах долины р. Чаган вряд ли можно ожидать формирования ярко литологически выделяющихся межледниковых отложений. Это связано с тем, что межледниковый коллювий не будет контрастно отличаться от подстилающей гляциогенной толщи, так как он сформировался в результате её переотложения. Поэтому, если в верхней части сероцветной толщи присутствует морена последнего ледникового максимума, как считали многие исследователи этого разреза (Русанов, Важов, 2014), то не исключено, что здесь вскрыты отложения трёх оледенений. Однако до получения представительной серии ОСЛ-дат по прослоям водно-ледниковых песков и алевроитов в Чаганском разрезе можно считать установленными отложения только среднечетвертичного и верхнечетвертичного оледенений, разделённые врезом, который выполнен чаганскими озёрными (цунговыми) алевроитами и песками. Расчленение верхнечетвертичной толщи морен и водно-ледниковых отложений в опорном Чаганском разрезе представляется на данном уровне исследований трудновыполнимым. Соответственно о взаимоотношениях двух верхнечетвертичных оледенений по чаганскому разрезу вряд ли можно сказать что-либо определённое.

Проведённое геоморфологическое картирование показывает, что из крупных долин Курайского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов в позднем неоплейстоцене во впадины выдвигались ледники, оставившие моренные поля с характерным холмисто-грядовым рельефом. По морфологии ледникового рельефа моренные поля МИС-2 и эпохи первого верхнечетвертичного оледенения не отличаются. Морены последнего оледенения несколько меньше по площади и наложены на моренные комплексы предыдущего оледенения. В позднем неоплейстоцене ледники с Курайского хребта не выдвигались в Чуйскую впадину, оставаясь в верховьях долин, судя по характерным малоизменённым каровым формам в их верховьях и фрагментарно сохранившимся моренным отложениям на днищах.

Геоморфологическую позицию между моренными комплексами по периферии Чуйской и Курайской впадин и озёрно-аллювиальными равнинами в их центральных частях занимают наклонные цокольные флювиогляциальные равнины (Новиков и др., 1995). В цоколях северных частей впадин и в бортах эрозионных врезов вскрываются неогеновые озёрные отложения, а также ранне-среднечетвертичные пролювиальные валунно-галечники. В южных частях впадин в цоколях преобладают моренные диамиктоны предположительно среднечетвертичного возраста.

В эпоху МИС-2 в Чуйской и Курайской котловинах не существовало общего палеозера (см. рис. 2). Рассмотрим более подробно геологическое строение двух участков ледниковых плотин: Куэхтанарского и Машейского.

Геолого-геоморфологическое строение участков позднеплейстоценовых ледниковых плотин. Рельеф Куэхтанарского участка. Куэхтанарский гляциокомплекс расположен в районе перемычки между Чуйской и Курайской котловинами (рис. 3).

В месте впадения в Чую её небольшого правого притока Куэхтанар долина Чуи имеет ящикообразную форму и ширину по бровкам бортов 3.2 км, по тыловым швам днища 1.7 км. Борта крутые, образованы тектоногенными уступами. С северо-востока в долину Чуи раскрывается долина Куэхтанара. Её ширина по бровкам бортов 2.4 км, по тыловым швам днища 700–750 м. Северо-восточное обрамление долины Чуи относится к Курайскому хребту. Его водоразделы образованы реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания с отметками 2700–2800 м. Хребет расчленён ледниковыми долинами глубиной 600–700 м. В позднем неоплейстоцене по долине Куэхтанара в долину Чуи выдвигался ледник. Здесь, он упирался в правый борт Чуи, относящийся к Северо-Чуйскому хребту. Ледник распластался, и его ширина увеличилась с 1400–1600 м до 3.6 км, что отчётливо фиксируется по сохранившемуся на дне долины полю моренных отложений с характерным холмисто-грядовым рельефом. Голоценовый врез Чуи в моренные отложения составляет 20–25 м. В голоцене территория подверглась интенсивному сейсмическому воздействию, в результате которого с бортов Куэхтанара и Чуи сошли крупные обвалы. Днище Чуи оказалось на какое-то время запружено крупным обвалом, сошедшим со склона Северо-Чуйского хребта с образованием обвально-подпрудного озера, пески которого в настоящее время примыкают к телу обвала и моренному полю с востока. Долина Куэхтанара оказалась полностью завалена обвальными массами и в настоящее время лишена поверхностного стока. Река Куэхтанар протекает под обвалами и вырывается из-под них только в 1.8 км до впадения в Чую.

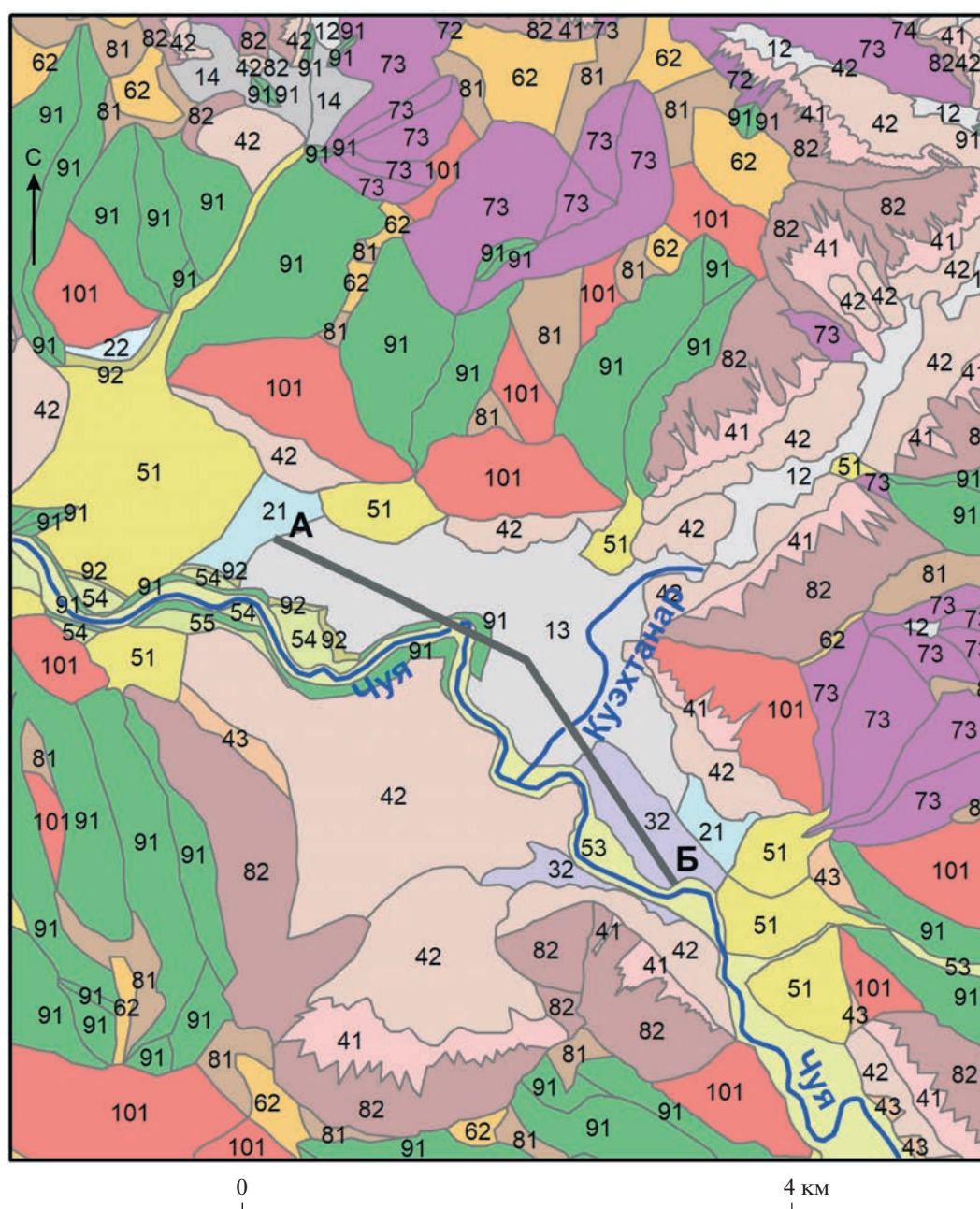


Рис. 3. Фрагмент геоморфологической карты на участок подпруживания Чуйского палеоозера Куэхтанарским ледником, выдвигавшимся с Курайского хребта. А–А1 – линия профиля, показанная на рис. 5. Числами обозначены генетически однородные поверхности: 12 – холмисто-грядовые морены; 13 – грядовые конечные морены; 14 – морены на склонах трогов; 21 – флювиогляциальные равнины; 22 – флювиогляциальные террасы; 51 – пролювиальные конусы выноса; 32 – озёрные равнины; 41 – осыпи; 42 – обвалы; 53 – аллювиальные поймы и первая надпойменная терраса; 54 – цокольные аллювиальные террасы; 62 – фрагменты поверхности выравнивания на склонах хребтов; 57 – катафлювиальные аккумулятивные равнины; 58 – катафлювиальные аккумулятивные равнины с гигантской рябью течения; 72 – крутые склоны трогов; 73 – склоны трогов средней крутизны; 82 – стенки отрыва обвалов; 91 – крутые склоны эрозионных долин; 92 – склоны эрозионных долин средней крутизны; 101 – крутые тектоногенные уступы; 111 – скэблэнд на бортах трогов; 112 – скэблэнд на делювиальных склонах; 114 – скэблэнд на фрагментах поверхности выравнивания; 115 – скэблэнд на скальных выступах неустоенного генезиса; 116 – крутые катафлювиальные склоны.

Fig. 3. A fragment of the geomorphological map of the Chui lake dammed by Kuekhtanar Glacier. A–A1 is the profile line shown in Fig. 5. The numbers indicate genetically homogeneous surfaces (land units): 12 – hilly ridge moraines; 13 – ridge terminal moraines; fans; 32 – lake plains; 41 – scree; 42 – landslides; 53 – alluvial floodplain and the first floodplain terrace; 54 – basement alluvial terraces; 62 – fragments of the alignment surface on the slopes of ridges; 57 – catafluvial accumulative plains; 58 – catafluvial accumulative plains with giant ripples of the current; 72 – steep slopes of throgs; 73 – slopes of throgs of medium steepness; 82 – walls of breakaway collapses; 91 – steep slopes of erosion valleys; 92 – slopes of erosion valleys of medium steepness; 101 – steep tectonic ledges; 111 – skabland on the sides of throgs; 112 – skabland on deluvial slopes; 114 – skabland on fragments of the leveling surface; 115 – skabland on rocky ledges of unknown genesis; 116 – steep catafluvial slopes.

Машейский участок. Рассмотрено геоморфологическое строение района Машейской ледниковой плотины, которая подпрудивала ледниковое озеро в эпоху МИС-2 в Баратальском урочище и Курайской котловине (рис. 4). Недалеко от впадения в Чую её левого притока Машей долина Чуи раздваивается. Правая ветвь в настоящее время Чуйей не используется. Она заполнена верхне-четвертичными моренными и катафлювиальными отложениями. По ней протекает небольшая р. Менка, берущая начало из высокодебитного карстового источника. Сама Чуя устремляется в левую ветвь, имеющую ущелистый характер. Старая и новая долины Чуи и долина Машей в месте слияния Машей с Чуйей врезаны в среднегорное плато, разделяющее Северо-Чуйский и Курайский хребты, образуя нижние их ступени. Вершинная поверхность плато является реликтом мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Её абсолютные высотные отметки в районе впадения Машей в Чую 1800–2200 м. Плоское днище долины Чуи, имеющей до места раздвоения ящикообразный характер, лежит на высоте около 1450 м. Долина врезана в обрамляющее плато на 250 м. Современное русло врезано на ящикообразном участке в плоское дно на 5–6 м. Старая и новая долины Чуи от места раздвоения имеют троговый поперечный профиль. Ледник эпохи МИС-2, выдвигавшийся из Северо-Чуйского хребта по долине Машей, не помещался в нижней части долины и распластывался на прилегающих участках плато, где сохранились его боковые морены. Ширина его достигала 2,2 км, а толщина превышала 250 м. Поскольку начальный участок старой долины Чуи находится на одной линии с долиной Машей, выдвигавшийся по ней ледник не поворачивал под углом 90° в новую долину, а заходил в старую. Судя по сохранившейся конечной морене, он заходил в неё на 3 км.

При спуске совместного Курайско-Чуйского палеозера первого позднеплейстоценового оледенения прорывной поток не помещался в ящикообразной долине и выплёскивался на прилегающие поверхности плато, где оставил покров дресвяников, местами с гигантской рябью течения, и преобразовал скальные выступы в скэблэнд. Он уничтожил моренные отложения на участке между устьем Машей и началом старой долины Чуи. Основной поток мегапаводка устремился по новой долине Чуи, прорезав в её днище ущелье глубиной от 40 м в восточной части до 80 м в западной части. Он также преобразовал склоны новой долины, содрав с неё чехол склоновых отложений и трещиноватую часть коренных пород, придав бортам вид скэблэнда. Его сила оказалась недостаточной для полного уничтожения морены, которая прослеживается вдоль вреза на протяжении нижней части новой долины. Частично сохранились и преобразованные делювиальными процессами озёрные алевриты с ОСЛ

возрастами 62.5 ± 6.8 , 69.7 ± 4.4 и 73.3 ± 4.9 т.л.н. (Панин и др., 2021). Они отлагались в приледниковом озере в новой долине Чуи при подпрудивании его ледниками предшествующего оледенения. Частично поток мегапаводка проник и в старую долину Чуи, оставив в её днище врез глубиной 20–40 м и вложенные в него катафлювиальные отложения небольшой мощности (см. рис. 4, разрез D–D1). Более серьёзных следов он не оставил.

Спуск Баратальско-Курайского озера эпохи МИС-2 в старую долину Чуи через канал прорыва, выработанный в морене, был существенно менее полноводным и не производил аккумулятивно-эрозионной деятельности, сравнимой по интенсивности с предшествующими суперпаводками, оставившими после себя элементы скэблэнда, а также ининскую и сальджарскую толщи.

Геолого-геоморфологические профили районов ледниковых плотин. Как уже было сказано ранее, абляционные морены с прослоями флювиогляциальных отложений слагают серию гряд, подковообразно изогнутых выпуклой стороной, обращённой из куэктанарского трога в долину Чуи. На рис. 5 на профиле А–А1 показана схема взаимоотношений четвертичных отложений на фрагменте куэктанарского участка. Справа на рисунке отмечены валунно-галечные отложения прорыва, вложенные в куэктанарский диамиктон, а на нём пески более позднего озера, сформировавшегося за счёт Сукорского обвала.

На рис. 5 показаны линии трёх профилей, отражающих геологическое строение района. Профиль В1–В2 (см. рис. 5) иллюстрирует сочленение диамиктона машейского ледника с песками и алевритами Баратальско-Курайского ледниково-подпрудного озера. На профиле С1–С2 показан собственно диамиктон плотины Машейского ледника. На профиле D1–D2 иллюстрируются валунники с глыбами, которые сформировались при прорыве машейской ледниковой плотины. Ниже по течению (за пределами фрагмента карты) расположены морены Акташского и Чибитского ледников, одновозрастных Машейскому. Однако именно Машейский ледник был “запирающим” для ледниково-подпрудного озера, террасы которого фиксируются на высоте 1700 м по бортам Курайской котловины (Zolnikov et al, 2022).

Следы подпрудных озёр в рельефе Чуйской и Курайской котловин. Рассмотрены следы деятельности ледниковых озёр (см. рис. 2). На бортах и днищах Курайской и Чуйской межгорных котловин присутствуют две системы береговых образований озёр верхнего неоплейстоцена: эпохи МИС 2 и времени первого позднеплейстоценового оледенения с возрастом около 90 тыс. лет (Зольников и др., 2016). Обе включают абразионные и аккумулятивные террасы, нагонные донные и береговые валы. Характерной формой озёрного рельефа первого позднеплейстоценового оледе-

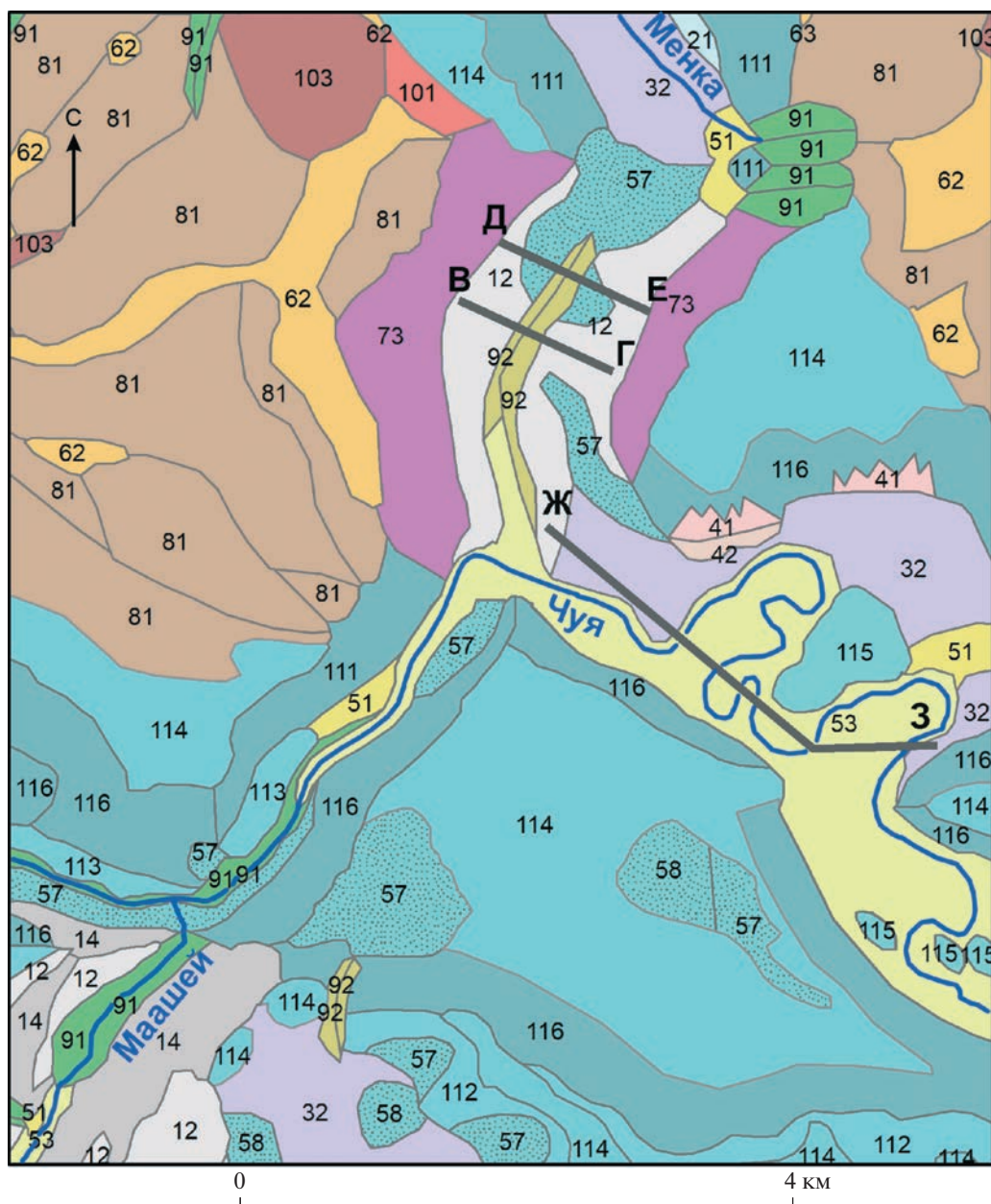


Рис. 4. Фрагмент геоморфологической карты на участок подпруживания Курайско-Баратальского палеозера Маашейским ледником, выдвигавшимся с Северо-Чуйского хребта. В–В1, С–С1, Д–Д1 – линии профилей, показанных на рис. 5. Цифровые обозначения генетически однородных поверхностей, см. на рис. 3.

Fig. 4. A fragment of the geomorphological map of the Baratal-Kurai lake dammed by the Mashey glacier. В–В1, С–С1, Д–Д1 are the lines of the profiles shown in Fig. 5. The Legend of land units are shown in Fig. 3.

нения являются террасы срабатывания, которые формируются при непрерывном спуске озёр и водохранилищ и представляют собой серии наклонных площадок и уступов. Их формирование не связано с долговременным стабильным стоянием уровня подпрудных озёр. Террасы и береговые валы разного возраста отличаются по степени сохранности, аккумулятивные террасы морфологически неразличимы.

Во время первого позднеоплейстоценового оледенения в Курайско-Чуйской системе впадин

существовало единое озеро с отметками 2250 м. Они фиксируются по максимальному высотному распространению озёрных террас. Объём этого озера, посчитанный по цифровой модели рельефа, составляет 1170 км³.

Террасы хорошей сохранности озера эпохи МИС-2 присутствуют в Чуйской впадине до абсолютных высотных отметок 1950 м, а в Курайской впадине до 1700 м на наклонных флювиогляциальных равнинах и конечно-моренных комплексах первого позднеплейстоценового и предше-

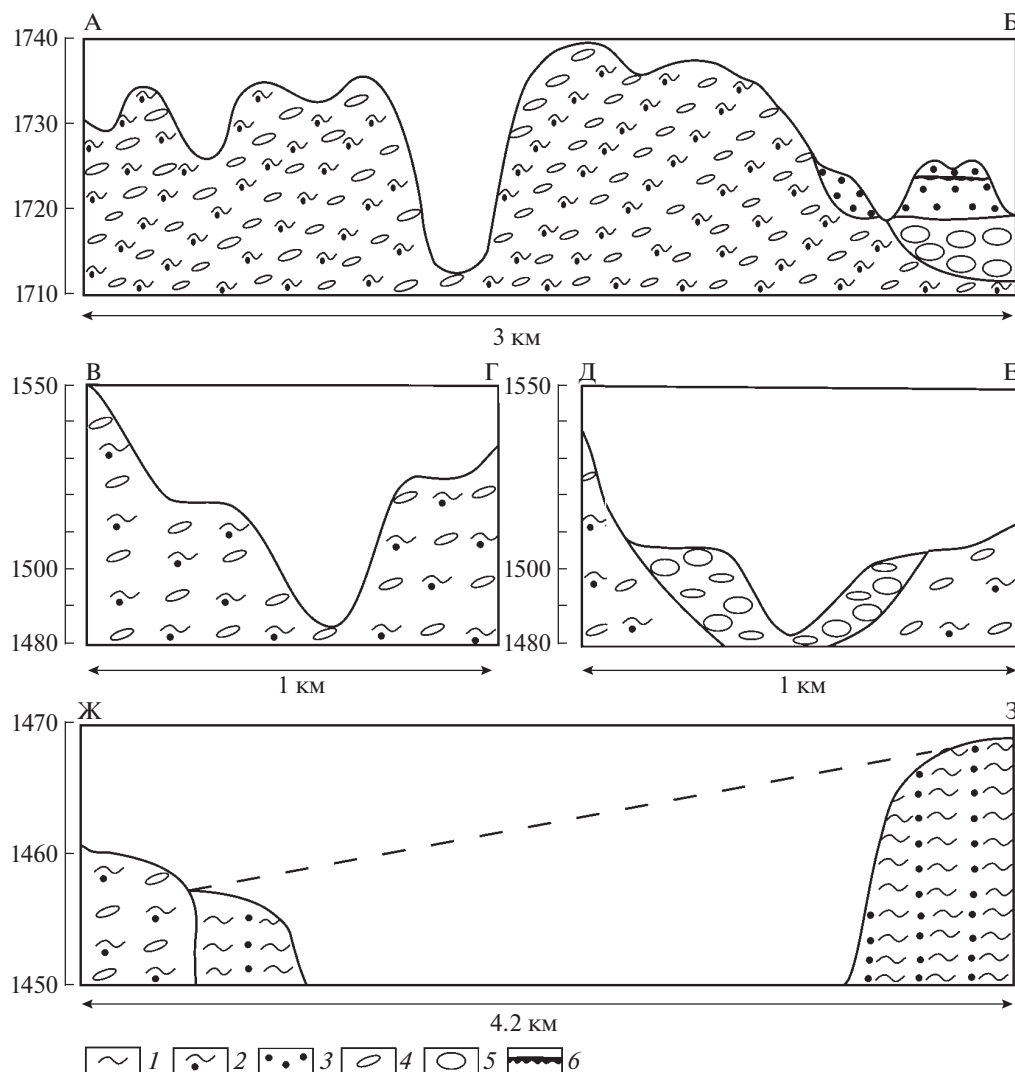


Рис. 5. Схематичные разрезы четвертичных отложений в местах подпруживания палеоозёр ледниками: 1 – алеврит; 2 – алевропесок; 3 – песок; 4 – галька; 5 – валуны; 6 – палеопочвы.

Fig. 5. Schematic sections of Quaternary sediments of glacier-dammed lakes. 1 – silt; 2 – silty sand; 3 – sand; 4 – pebbles; 5 – cobbles and boulders, 6 – fossil soil.

ствовавшего ему оледенения. Протяжённость площадок террас обычно больше 500 м и местами достигает 2–3 км. На флювиогляциальных равнинах с уклоном 3–4° их ширина обычно 50–60 м, на выположенных денудационных склонах с уклонами 15–17° ширина площадок сокращается до 20–30 м. На абсолютных отметках в диапазоне 1700–2270 м на предгорных флювиогляциальных и пролювиальных равнинах сохранность террас существенно хуже. При углах наклона 3–5° их ширина составляет 40–50 м, протяжённость обычно меньше 500 м из-за наложенных мелких эрозионных рытвин. На флювиогляциальных равнинах, обрамляющих моренные комплексы второго позднеплейстоценового оледенения, террасы не наблюдаются. Это свидетельствует о том, что формирование флювиогляциальных равнин

продолжалось после спуска связанных с этим оледенением ледниково-подпрудных озёр на фоне дальнейшей деградации ледников.

Озёрные донные бары широко развиты в мелководной части палеоозёр в восточной части Чуйской котловины, где флювиогляциальная равнина очень полого, с уклоном менее 1°, повышается на восток в сторону хребта Чихачева. Бары хорошей сохранности наблюдаются до абсолютных отметок 1950 м. Их ширина составляет 60–100 м, над равниной они возвышаются на 2–3 м. Протяжённость баров обычно более 2–3 км, а у отдельных баров достигает 5–6 км. Выше абсолютных отметок 1950 м протяжённость сохранившихся фрагментов баров обычно менее 1 км. Они имеют менее отчётливые очертания и возвышаются над равниной на 1–2 м при ширине 70–80 м. Отдель-

ный класс форм рельефа, сформированных палеоозёрами, представляют аккумулятивные террасы, которые приурочены к участкам волновой тени за вытянутыми скальными холмами, обрамляющими с запада предгорья хребта Чихачева и с севера плоскогорье Сайлюгем. Абсолютная высота подножий холмов обычно около 1950 м, а вершин — 2000–2020 м. Обращённые к впадине склоны имеют наклон 12–18° и покрыты многочисленными террасами шириной 20–30 м. С обратной стороны к холмам прислонены аккумулятивные террасы протяжённостью до 1–2 км и шириной до 100–150 и высотой 10–15 м. Иногда они образуют серии по 2–3 террасы. Впервые эти образования описаны Е.В. Девяткиным (Девяткин, 1965). Так же как и он, мы полагаем, что их формирование связано с волновым нагоном, пережлестывавшим через невысокие скальные препятствия по краям хребтов.

Возраст времени МИС-2 достоверно установлен для палеоозера в урочище Баратал и в Курайской впадине, которые подпруживались Машейским ледником. Из алевропесков палеоозера, подпруживавшегося Машейским ледником, получено три даты: 14.4 ± 1.4 , 18.3 ± 1.2 , 21.0 ± 1.9 тыс. лет назад (Зольников и др., 2021). Уровень этого палеоозера достигал 1700 м, а абсолютная высота ложа ледника в месте запруживания — 1450 м. Мощность ледника, судя по высоте распространения морен на бортах, достигала 350 м, а абсолютная высота ледниковой плотины составляла 1800 м. Ширина ледника, исходя из положения краевых морен на плато выше бровки бортов Машейского трога, составляла 2.3 км. Объём подпруженного Машейским ледником палеоозера составлял 45 км³.

Время последнего ледникового подпруживания Чуйской котловины до конца не установлен. Наиболее вероятное место последней ледниковой плотины для Чуйского палеоозера — Куэктанарское моренное поле с комплексом дугообразных гряд. Из флювиогляциальных прослоев в абляционных моренах куэктанарского гляциокомплекса получены ОСЛ даты: 24.3 ± 2.5 , 30.9 ± 2.9 , 26.7 ± 2.0 тыс. лет назад (Зольников и др., 2021). При этом более древние даты остаются проблемными, так как фиксируется недостаточная засвеченность материала при контроле по полевым шпатам. Если считать наиболее достоверной дату 24.3 ± 2.5 тыс. лет назад, то именно в это время завершилась дегляциация куэктанарского ледника. Вместе с тем, из озёрных песков, залегающих поверх верхнего гляциокомплекса и сформировавшихся за счёт перегораживания Чуйской долины Сукорским оползнем-обвалом, по 8 ОСЛ-датам получен возраст, который укладывается в интервал от 15.7 ± 1.2 до 11.8 ± 0.7 тыс. лет назад (Деев и др., 2022). Следовательно, если в эпоху МИС-2 (29–11.7 тыс. лет на-

зад) ледниково-подпрудное озеро существовало в Чуйской котловине, то время его существования должно было уложиться в интервал от 29 до 24 тыс. лет назад. Уровень ложа в месте подпруживания — 1700 м. Толщину ледника оценить сложно из-за того, что склоны долины нарушены обвальными процессами и следы воздействия ледника на борта трога не сохранились. Ширина ледника, судя по сохранившемуся моренному полю в устье Куэктанара, составляла 3.6 км. Исходя из площади и абсолютных высот ледосборного бассейна, по аналогии с современными ледниками нивальной зоны толщина ледника, вероятно, составляла 300–350 м. Соответственно максимальный уровень подпруженного этой ледниковой плотиной палеоозера в Чуйской котловине находился на высоте 1950 м, а объём составлял около 140 км³. Если считать возраст этого палеоозера соответствующим МИС-2, то суммарно с Курайским они составляют около 16% объёма объединённого Чуйско-Курайского озера первого позднеплейстоценового оледенения. Это, наряду с неодновременностью существования и спуска, объясняет намного меньшие геолого-геоморфологические эффекты, которые возникали при его прорыве.

Изложенным здесь представлениям противостоят данные по датированию бериллиевым методом поверхности валунов и глыб на поверхности Чаган-Узунского моренного поля (Gribenski et al., 2016). Вдоль всей поверхности Чаган-Узунской лопасти было получено полтора десятка дат с средним возрастом 19–20 тыс. лет. На основе этих данных вся поверхность моренного поля считается соответствующей единому леднику. Однако внешняя (восточная) часть Чаган-Узунского поля шириной около 5 км представляет собой более сглаженную поверхность, на холмистогрядовом рельефе которой фиксируются наложенные озёрные террасы. Это позволяет предположить, что периферийная часть Чаган-Узунского поля представляет собой морену предыдущего (вероятнее всего первого верхнеплейстоценового) оледенения, которая переработана ледниково-подпрудным озером времени МИС-2, тогда как западная часть моренного поля представляет собой морены эпохи МИС-2. Если принять такую интерпретацию, то возраст не только ледниково-подпрудного озера времени МИС-2, но и его куэктанарской ледниковой плотины составит около 20 тыс. лет. Это не соответствует более древним датам в флювиогляциальных отложениях оплывневых куэктанарских морен, согласно которым куэктанарский ледник деградировал до 24 тыс. лет назад. Таким образом, окончательное решение проблемы возраста последней ледниковой подпруды Чуйского палеоозера остаётся пока открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышеизложенному следует отметить несколько принципиальных положений. Прежде всего, учитывая новые геохронометрические и геолого-геоморфологические данные, можно сделать вывод о том, что площадь распространения последнего оледенения (МИС-2) на данной территории была меньше первого позднечетвертичного оледенения, уступая ему в местах выхода ледников из гор в межгорные котловины. Вследствие этого в долинах высокогорных хребтов разделение моренных полей по возрасту затруднительно. Однако на участках выхода из гор в межгорные котловины морены МИС-2 занимают меньшую площадь. Вследствие этого за их внешним краем нередко развиты предыдущие морены, простирающиеся далее во впадины. Следует отметить, что на моренах МИС-2 отсутствуют озёрные террасы. При этом на моренах предшествующих оледенений (среднечетвертичное и первое верхнечетвертичное) и на связанных с ними флювиогляциальных шлейфах широко развиты террасы. Это служит важным геоморфологическим признаком разновозрастности ледниковых образований.

В отличие от единого Курайско-Чуйского палеозера на высоте 2250 м, связанного с первым позднечетвертичным оледенением, во время МИС-2 существовало автономное палеозеро в Курайской котловине с уровнем 1700 м. Палеозеро в Чуйской котловине с уровнем 1950 м пока не имеет однозначно установленного возраста. Однако если считать его возраст МИС-2, то очевидно, что уровни и площади палеоозёр этой эпохи были гораздо меньше, чем у единого палеозера времени первого позднечетвертичного оледенения, максимально наполнявшегося до уровня 2250 м. В таком случае объём озёр МИС-2 составлял не более 16% от озера первого позднеплейстоценового оледенения. Этим обстоятельством объясняется разница в эрозионно-аккумулятивной деятельности мегапаводков, формировавшихся при прорыве этих озёр. Изложенное выше позволяет предположить, что толщина ледников последнего оледенения была гораздо меньше.

Благодарности. Исследования финансово поддержаны проектом РНФ 22-17-00140.

Acknowledgments. The research was supported by RSF 22-17-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Ненон Р.К., Моска П., Никитенко Б.Л. К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озёр и катастрофических паводков? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 87–108.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1993. 252 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 126. 1965. 243 с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В., Позднякова Н.И., Васильев А.В. Возраст Суковского сейсмогенного оползня по данным осл-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 898–912.

Ермолов В.В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск: Наука, 1964. 42 с.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 58–70.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В. О возрасте Чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады Академии наук. 2021в. Т. 496. № 2. С. 204–210.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 180 с.

Зольников И.Д., Шпанский А.В., Михаревич М.В. Проблемы четвертичной стратиграфии Сибирского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021а. № 10. С. 3–6.

Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82–91.

Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В. Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1802–1814.

Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. № 10. Т. 36. С. 64–74.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.

Русанов Г.Г., Вазов С.В. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2014. 163 с.

- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.
- Baker V.R. Megafloods and glaciations. In: Late Glacial and Postglacial environmental change. New-York: Oxford Univ. Press, Oxford, 1997. P. 98–108.
- Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. In: Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). Flood and megaflood deposits: recent and ancient examples. International Association of Sedimentologists Special Publication 32, 2002. P. 3–15.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnaykova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 203. P. 68–89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Gribenski N., Jansson K.N., Lukas S., Stroeve A.P., Harbor J.M., Blomdin R., Ivanov M.N., Heyman J., Petrakov D.A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N.A., Caffee M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 1149. P. 288–305. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.032>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Novikov I.S. Age of Glacial and Fluvio-glacial Deposits of the Chibit Glaciocomplex in Gornyi Altai // Doklady Earth Sciences. 2022. V. 507. Suppl. 1. P. S23–S28. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601481>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Semikolennykh D.V., Entin A.L., Deev Ye.V., Zolnikov I.D., Panin A.V. Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence // Quaternary Geochronology. 2022. V. 73. P. 101399.

Citation: Zolnikov I.D., Novikov I.C., Deev E.V., Panin A.V., Kurbanov R.N. The last glaciation and glacier-dammed lakes in the southeastern part of the Gorny Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 639–651 [In Russian]. doi 10.31857/S207667342304018X

The Last Glaciation and Ice-Dammed Lakes in the South-East Altai

I. D. Zolnikov^{a,b,#}, I. C. Novikov^a, E. V. Deev^{b,c}, A. V. Panin^d, and R. N. Kurbanov^{d,e}

^aV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^cA.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^dInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^eLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: zol@igm.nsc.ru

Received June 8, 2023; revised September 4, 2023; accepted October 2, 2023

The palaeogeographic scheme of the distribution of glaciers and ice-dammed lakes in the Altai during the last global glaciation (MIS-2) was compiled based on a detailed large-scale geomorphological survey. Analysis of geomorphological traces of glaciers of this time indicates that they occupied smaller areas than those of the first Late Pleistocene glaciation. By this means, the ice dams created by them were smaller that resulted in small sizes of ice-dammed lakes. The preserved levels of terraces indicate that during the first Late Pleistocene glaciation in the Kurai-Chuya depression system the ancient lake was the only one with a level of 2250 m and a total volume of 1.70 km³. During the second Late Pleistocene glaciation in the south-east Gorny Altai, another separate lake existed which was the Bartal-Kurai Lake with a level of 1700 m and a volume of 45 km³. This lake was dammed by the Mashey Glacier, which descended from the northern slopes of the North Chuaya Range. In the Chuya Depression, the existence of a landslide-dammed lake with a volume of 0.7 km³ and a level 1.750 m has been found. Its formation was not associated with glaciers of the MIS-2 stage. Direct dating of the last ice-dammed lake in the Chuya Depression with a level of 1950 m and a volume of 140 km³ has not yet been determined. This lake was dammed by the Kuehtanar Glacier, which descended from the southern slope of the Kurai ridge. The volume of ice-dammed waters of the MIS-2 time was an order of magnitude smaller than it was in the first Late Quaternary glaciation. This explains the much lower intensity of erosive and accumulative processes associated with the mega-flood occurred due to the breakthrough of the lakes during MIS-2.

Keywords: Late Pleistocene, glacier, glacier-dammed lake, geomorphological mapping, Gorny Altai, MIS 2

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepov R.K., Moska P., Nikitenko B.L. To the issue of the age of the terrace complexes of the Chuya and Katun rivers, Russian Altai: should the Sartan cryochron be excluded from the epochs of ice-dammed lakes and cataclysmic outburst floods? *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. Stratigra-

- phy. Geological correlation. 2022, 30 (6): 87–108 [In Russian].
- Butvilovskij V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golocena Altaya: sobytijno-katastroficheskaya model'*. Paleogeography of the last Glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model. Tomsk: Publishing House of TSU, 1993: 252 [In Russian].
- Devyatkin E.V. Cenozoic deposits and neotectonics of the Southeastern Altai. *Trudy GIN*. Proc. of the GIN. 1965, 126: 243 [In Russian].
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Kurbanov R.N., Panin A.V., Murray A., Korzhenkov A.M., Turova I.V., Pozdnyakova N.I., Vasiliev A.V. OSL Dating of the Sukor Earthquake-induced Rockslide in Gornyy Altai: Paleoseismological and Paleogeographic Implications. *Geologiya i geofizika*. Geology and geophysics. 2022, 63 (6): 898–912 [In Russian].
- Ermolov V.V. *Geneticheski odnorodnye poverhnosti v geomorfologicheskoy kartirovani*. Genetically homogeneous surfaces in geomorphological mapping. Novosibirsk: Nauka, 1964: 42 [In Russian].
- Zolnikov I.D. Glaciogenically conditioned super-floods of the Neopleistocene of the Altai Mountains and their connection with the history of sediment formation and relief of the West Siberian Plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 2009, 69: 58–70 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Kotler S.A., Deev E.V., Rusanov G.G., Nazarov D.V. New results of OSL dating of quaternary sediments in the Upper Katun' valley (Gornyy Altai) and adjacent *Geologiya i geofizika*. Geology and Geophysics. 2016, 57 (6): 1184–1197 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Vasiliev A.V., Pozdnyakova N.I., Turova I.V. Age of the Chibit glaciation in Gornyy Altai. *Doklady Akademii Nauk*. Doklady Earth Sciences. 2021b, 496 (2): 204–210 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. *Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni*. Quaternary sediments and relief of the Chuya and Katuni valleys. Novosibirsk: Parallel, 2008: 180 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Shpansky A.V., Mikharevich M.V. Problems of the quaternary stratigraphy of the Siberian region. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. Geology and mineral resources of Siberia. 2021a, 10: 3–6 [In Russian].
- Novikov I.S. The role of tectonics in the evolution of the relief of the Altai Mountains. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 1998, 1: 82–91 [In Russian].
- Novikov I.S., Dyadkov P.G., Kozlova M.P., Mammadov G.M., Mikheeva A.V., Cherkas O.V. Recent tectonics and seismicity of the western Altai-Sayan mountainous region, Junggar basin, and Chinese Tien Shan. *Geologiya i Geofizika*. Geology and Geophysics. 2014, 55 (12): 1802–1814 [In Russian].
- Novikov I.S., Mistryukov A.A., Trefua F. Geomorphological structure of the area of the Chui intermountain depression (Gornyy Altai). *Geologiya i Geofizika*. Geology and Geophysics. 1995, 36 (10): 64–74 [In Russian].
- Panin A.V., Ukraintsev V.Y., Sidorchuk A.Y. The contribution of glacial melt water to annual runoff of river Volga in the last glacial epoch. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2021, 48 (6): 656–663.
- Rudoj A.N. *Gigantskaya ryab'techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)*. Giant ripples of the flow (research history, diagnostics, paleogeographic significance). Tomsk: Publishing house of TSPU, 2005: 224 [In Russian].
- Rusanov G.G., Vazhov S.V. *Opornye razrezy chetvertichnykh otlozhenij Gornogo Altaya Bele, Kubadru, Chagan*. Reference sections of quaternary deposits of the Altai Mountains Bele, Kubadru, Chagan). Bijsk: FGBOU VPO "AGAO", 2014: 163 [In Russian].
- Stratigrafiya SSSR. Chetvertichnaya sistema. *Polutom 2*. Stratigraphy of the USSR. The quaternary system. Half volume 2. Moscow: Nedra, 1984: 556 [In Russian].
- Baker V.R. Megafloods and glaciations. In: Late Glacial and Postglacial environmental change. New-York: Oxford Univ. Press, Oxford, 1997: 98–108.
- Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. In: Martini, I.P., Baker, V.R., Garzon, G. (Eds.), Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. International Association of Sedimentologists Special Publication 32, 2002: 3–15.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gornyy Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quaternary Science Reviews*. 2019, 203: 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Gribenski N., Jansson K.N., Lukas S., Stroeve A.P., Harbor J.M., Blomdin R., Ivanov M.N., Heyman J., Petrakov D.A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N.A., Caffee M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 1149: 288–305.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.032>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Novikov I.S. Age of Glacial and Fluvio-glacial Deposits of the Chibit Glaciocomplex in Gornyy Altai. *Doklady Earth Sciences*. 2022, 507 (1): 23–28.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X22601481>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Semikolennykh D.V., Entin A.L., Deev Ye.V., Zolnikov I.D., Panin A.V. Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence. *Quaternary Geochronology*. 2022, 73: 101399.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА “ЛЁД И СНЕГ” ЗА 2023 ГОД

DOI: 10.31857/S2076673423040014, EDN: FRTJPR

Ледники и ледниковые покровы

Банцев Д.В., Овсепян А.А., Распутина В.А., Козачек А.В., Чихачев К.Б., Ганюшкин Д.А. Изотопно-гидрологические исследования в бассейне р. Талдура (Южно-Чуйский хребет, Центральный Алтай) – **4**, с. 513–524

Глазовский А.Ф., Кабанов Н.А., Мачерет Ю.Я., Солдатенко А.М. Условия на ложе и поверхности ледникового купола Вавилова (Северная Земля) во время его подвижки по данным аэrorадиозондирования – **2**, с. 174–187

Грига С.А., Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Николаев М.Р., Кашкевич М.П., Ибраев К.А. Толщина и объём ледников массива Монгун-Тайга на Алтае в 2021 г. по данным георадиолокации и моделирования – **4**, с. 489–512

Коваленко Н.В., Поповнин В.В., Губанов А.С., Полюхов А.А., Успенская Е.И. Малые ледники плато Путорана на фоне климатических перемен – **3**, с. 332–346

Коновалов В.Г. Расчёт и прогноз ледникового питания в речных бассейнах – **2**, с. 188–198

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 – **2**, с. 157–173

Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Шеин А.Н., Иванов М.Н., Леопольд Я.К. Толщина льда и снежного покрова ледника ИГАН (Полярный Урал) по данным наземного радиозондирования в 2019 и 2021 гг. – **1**, с. 5–16

Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Торопов П.А., Елагина Н.Э., Киселёва Т.Д., Дроздов Е.Д., Дегтярёв А.И. Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2023 г. – **4**, с. 553–557

Мавлюдов Б.Р. Высота границы питания на куполе Беллинсгаузен, Антарктика – **4**, с. 540–552

Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Миронов И.К., Двигало В.Н., Муравьев Я.Д. Баланс массы ледника Козельский на Камчатке за 1977–2022 гг. – **3**, с. 317–331

Муравьев А.Я., Чернов Р.А. Прорыв ледниково-подпрудного озера Спартаковское и изменения выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского в 2021 г. (Северная Земля) – **1**, с. 17–32

Останин О.В., Кобылин С.А., Дьякова Г.С., Бурым Р.Д., Патрушева А.Д., Рамазанова Н.Е. Дистанционное и радиолокационное исследование ледника Левый Ирбисту (Южно-Чуйский хребет, Республика Алтай) – **3**, с. 347–356

Прохорова У.В., Терехов А.В., Демидов В.Э., Веркулич С.Р., Иванов Б.В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) – **2**, с. 214–224

Терехов А.В., Василевич И.И., Прохорова У.В. Оценка погрешности измерений средней высоты снежного покрова на леднике Альдегонда (Шпицберген) – **3**, с. 357–368

Титкова Т.Б., Ананичева М.Д. Использование реанализа ERA5–Land и данных метеостанций в горных районах России для оценки изменения ледниковых систем Восточной Сибири и Дальнего Востока – **2**, с. 199–213

Чернов Р.А. Исследование характеристик поверхностного стока ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) – **1**, с. 48–59

Чернов Р.А., Ромашова К.В. Крупные приледниковые озёра архипелага Шпицберген: их состояние в 2008–2012 г. и динамика с 1991 по 2022 г. – **4**, с. 525–539

Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Шукуров К.А., Козачек А.В. Изотопные характеристики атмосферных осадков в Приэльбрусье – **1**, с. 33–47

Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Липенков В.Я., Козачек А.В. Причины неопределённости в палеоклиматических реконструкциях по изотопному составу кислорода ледникового льда Эльбруса (Западное плато) – **4**, с. 473–488

Снежный покров и снежные лавины

Быков Н.И., Шигимага А.А., Рыгалова Н.В. Снежный покров как фактор роста годовых колец деревьев в контрастных природных условиях Западно-Сибирской равнины – **2**, с. 243–256

Виноградова В.В., Титкова Т.Б. Изменения климата и снежного покрова с точки зрения функционирования горнолыжных курортов России в начале XXI века – **3**, с. 369–382

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 – **2**, с. 225–242

Захарченко А.В., Тигеев А.А. Микроэлементы в пыли снежного покрова на примере городов Тюмень и Тобольск – **3**, с. 397–409

Котова Е.И., Топчая В.Ю., Новикова Ю.В. Геобиохимические характеристики снежного покрова побережья Белого моря в 2021 и 2022 гг. – **1**, с. 60–70

Крючков А.Д., Калинин Н.А., Сидоров И.А. Качество характеристик снежного покрова, полученных на основе реанализа ERA 5-Land для территории Пермского края – **3**, с. 383–396

Сократов С.А., Комаров А.Ю., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Фролов Д.М. Пространственно-временная неоднородность значений $\delta^{18}\text{O}$ и структуры снежной толщи на территории метеообсерватории МГУ – **4**, с. 569–582

Сосновский А.В., Осокин Н.И. Высота снежного покрова в лесу и поле на равнинной территории России при современном климате – **4**, с. 558–568

Шихов А.Н., Черных В.Н., Аюржанаев А.А., Пьянков С.В., Абдуллин Р.К. Оценка снегозапасов в засушливой зоне по данным глобальных численных моделей ICON и GFS/NCEP (на примере бассейна реки Селенга) – **2**, с. 257–270

Морские, речные и озёрные льды

Богородский П.В., Борисик А.Л., Кустов В.Ю., Марченко А.В., Мовчан В.В., Новиков А.Л., Ромашова К.В., Рыжов И.В., Сидорова О.Р., Фильчук К.В., Хаустов В.А. Лёд и снег озера Стемме (о. Западный Шпицберген) зимой 2019/20 г. – **3**, с. 441–453

Воробьева И.Б., Власова Н.В., Белозерцева И.А. Химический состав гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода озера Байкал – **1**, с. 104–115

Дымент Л.Н., Ершова А.А., Порубаев В.С., Чиркова А.А. Расчёт преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых по данным дрейфа льда – **3**, с. 454–468

Калинин В.Г., Чичагов В.В. Изменения характеристик ледового режима рек водосбора Воткинского водохранилища за период с 1936 по 2018 г. – **2**, с. 283–295

Каретников С.Г. О зависимости процесса ледообразования в Ладожском озере от температуры воздуха – **2**, с. 296–301

Клячкин С.В. Оценка статистической связи между полями экстремальных сжатий морского льда с разной пространственной детализацией – **1**, с. 116–129

Львова Е.В., Заболотских Е.В. Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и её корреляция с температурой поверхности Баренцева моря по данным спутниковых наблюдений и реанализа – **4**, с. 625–638

Подземные льды и наледи

Генсиоровский Ю.В., Лобкина В.А., Музыченко А.А., Музыченко Л.Е., Михалев М.В., Ухова Н.Н. Влияние климатических изменений на условия формирования селей в районах распространения многолетнемерзлых пород на примере Чукотки – **2**, с. 271–282

Дьякова Г.С., Горевячева А.А., Шеин А.Н., Потапов В.В., Бурый Р.Д., Останин О.В., Оленченко В.В. Геоэлектрические модели гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая – **4**, с. 583–596

Землянкова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) – **1**, с. 71–84

Казанцева А.С., Красиков А.В. Антропогенное влияние на микроклимат и оледенение Кунгурской Ледяной пещеры в период максимальной туристической нагрузки – **4**, с. 612–624

Попов С.В., Боронина А.С., Лебедева Л.С. Основные факторы формирования субэзральных таликов в рамках одномерной математической модели на примере района реки Шестаковка, Центральная Якутия – **4**, с. 597–611

Чижова Ю.Н., Трофимова Е.В., Дубинина Е.О., Коссова С.А. Изотопные исследования льда пещер Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал) – **1**, с. 85–92

Палеогляциология

Буданцева Н.А., Маслаков А.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Кузякин Л.П. Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в раннем голоцене на восточном побережье Чукотки – **1**, с. 93–103

Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В., Панин А.В., Курбанов Р.Н. Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озёра в юго-восточной части Горного Алтая – **4**, с. 639–651

Мещеряков Н.И., Кокин О.В., Усягина И.С., Касаткина Н.Е. Приледниковое озеро Бретъёрна (Западный Шпицберген): история формирования и современное осадконакопление – **3**, с. 426–440

Соломина О.Н., Джомелли В., Бушуева И.С. Первые 10Be датировки позднеголоценовых морен ледников Кашкаташ и Ирик, Северный Кавказ – **3**, с. 410–425

Прикладные проблемы

Игнатъев С.А., Васильев Д.А., Большунов А.В., Васильева М.А., Ожигин А.Ю. Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи – **1**, с. 141–152

Попов С.В. Решение одномерной задачи Стефана с двумя фазовыми границами на примере моделирования замерзания воды в ледниковой трещине – **1**, с. 130–140

Обзорные статьи

Сазонов К.Е. Исследования тёртого льда (обзор) – **2**, с. 302–312

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА “ЛЁД И СНЕГ” ЗА 2023 ГОД

DOI: 10.31857/S2076673423040026, EDN: HCLQTV

Абдуллин Р.К.	2, с. 257	Дьякова Г.С.	3, с. 347; 4, с. 583
Алексеев В.Р.	1, с. 71	Елагина Н.Э.	4, с. 553
Ананичева М.Д.	2, с. 199	Ершова А.А.	3, с. 454
Артамонов А.Ю.	2, с. 225	Заболотских Е.В.	4, с. 625
Аюржанаев А.А.	2, с. 257	Захарченко А.В.	3, с. 397
Банцев Д.В.	4, с. 489; 4, с. 513	Землянскова А.А.	1, с. 71
Белозерцева И.А.	1, с. 104	Зольников И.Д.	4, с. 639
Богородский П.В.	3, с. 441	Ибраев К.А.	4, с. 489
Большунов А.В.	1, с. 141	Иванов Б.В.	2, с. 214
Борисик А.Л.	3, с. 441	Иванов М.Н.	1, с. 5
Буданцева Н.А.	1, с. 93; 4, с. 569	Игнатьев С.А.	1, с. 141
Бурим Р.Д.	3, с. 347; 4, с. 583	Кабанов Н.А.	2, с. 174
Бушуева И.С.	3, с. 410	Казанцева А.С.	4, с. 612
Быков Н.И.	2, с. 243	Калинин В.Г.	2, с. 283
Василевич И.И.	3, с. 357	Калинин Н.А.	3, с. 383
Васильев Д.А.	1, с. 141	Каретников С.Г.	2, с. 296
Васильева М.А.	1, с. 141	Касаткина Н.Е.	3, с. 426
Васильчук А.К.	1, с. 93	Кашкевич М.П.	4, с. 489
Васильчук Дж.Ю.	4, с. 569	Киселёва Т.Д.	4, с. 553
Васильчук Ю.К.	1, с. 93; 4, с. 569	Клячкин С.В.	1, с. 116
Веркулич С.Р.	2, с. 214	Кобылин С.А.	3, с. 347
Виноградова В.В.	3, с. 369	Коваленко Н.В.	3, с. 332
Власова Н.В.	1, с. 104	Козачек А.В.	1, с. 33; 4, с. 473; 4, с. 513
Воробьева И.Б.	1, с. 104	Кокин О.В.	3, с. 426
Ганюшкин Д.А.	4, с. 489; 4, с. 513	Комаров А.Ю.	4, с. 569
Генсиоровский Ю.В.	1, с. 5; 2, с. 271; 2, с. 174; 3, с. 316	Коновалов В.Г.	2, с. 188
Горевячева А. А.	4, с. 583	Коссова С.А.	1, с. 85
Грига С.А.	4, с. 489	Котляков В.М.	2, с. 156; 2, с. 157
Гребенников П. Б.	4, с. 569	Котова Е.И.	1, с. 60
Губанов А.С.	3, с. 332	Красиков А.В.	4, с. 612
Двигало В.Н.	3, с. 317	Крючков А.Д.	3, с. 383
Дегтярёв А.И.	4, с. 553	Кузякин Л.П.	1, с. 93
Деев Е.В.	4, с. 639	Курбанов Р.Н.	4, с. 639
Демидов В.Э.	2, с. 214	Кустов В.Ю.	1, с. 33; 3, с. 441
Джомелли В.	3, с. 410	Лаврентьев И.И.	1, с. 5; 4, с. 473; 4, с. 553
Дроздов Е.Д.	2, с. 225; 4, с. 553	Лебедева Л.С.	4, с. 597
Дубинина Е.О.	1, с. 85	Леопольд Я.К.	1, с. 5
Дымент Л.Н.	3, с. 454	Липенков В.Я.	4, с. 473

Лобкина В.А.	2, с. 271	Рамазанова Н.Е.	3, с. 347
Львова Е.В.	4, с. 625	Распутина В.А.	4, с. 513
Мавлюдов Б.Р.	4, с. 540	Ромашова К.В.	3, с. 441; 4, с. 525
Макарьева О.М.	1, с. 71	Рыгалова Н.В.	2, с. 243
Марченко А.В.	3, с. 441	Рыжов И.В.	3, с. 441
Маслаков А.А.	1, с. 93	Сазонов К.Е.	2, с. 302
Мачерет Ю.Я.	2, с. 174	Селиверстов Ю.Г.	4, с. 569
Мещеряков Н.И.	3, с. 426	Сидоров И.А.	3, с. 383
Миронов И.К.	3, с. 317	Сидорова О.Р.	3, с. 441
Михалев М.В.	2, с. 271	Смирнов А.М.	4, с. 553
Михаленко В.Н.	1, с. 33; 4, с. 473	Сократов С.А.	4, с. 569
Мовчан В.В.	3, с. 441	Солдатенко А.М.	2, с. 174
Музыченко А.А.	2, с. 271	Соломина О.Н.	3, с. 410
Музыченко Л.Е.	2, с. 271	Сосновский А.В.	4, с. 558
Муравьев А.Я.	1, с. 17; 2, с. 157; 3, с. 317	Терехов А.В.	2, с. 214; 3, с. 357
Муравьев Я.Д.	3, с. 317	Тигеев А.А.	3, с. 397
Нестерова Н.В.	1, с. 71	Титкова Т.Б.	2, с. 199; 3, с. 369
Никитин С.А.	2, с. 157	Топчая В.Ю.	1, с. 60
Николаев М.Р.	4, с. 489	Торопов П.А.	2, с. 225; 4, с. 553
Новиков А.Л.	3, с. 441	Трофимова Е.В.	1, с. 85
Новиков И.С.	4, с. 639	Турков Д.В.	2, с. 225
Новикова Ю.В.	1, с. 60	Успенская Е.И.	3, с. 332
Носенко Г.А.	1, с. 5; 2, с. 157; 3, с. 317	Усягина И.С.	3, с. 426
Овсебян А.А.	4, с. 513	Ухова Н.Н.	2, с. 271
Ожигин А.Ю.	1, с. 141	Фильчук К.В.	3, с. 441
Оленченко В.В.	4, с. 583	Фролов Д.М.	4, с. 569
Осокин Н.И.	4, с. 558	Хаустов В.А.	3, с. 441
Останин О.В.	3, с. 347; 4, с. 583	Хромова Т.Е.	2, с. 157
Осташов А.А.	1, с. 71	Чернов Р.А.	1, с. 17; 1, с. 48; 4, с. 525
Панин А.В.	4, с. 639	Черных В.Н.	2, с. 257
Патрушева А.Д.	3, с. 347	Чижова Ю.Н.	1, с. 33; 1, с. 85; 4, с. 473
Полюхов А.А.	3, с. 332	Чиркова А.А.	3, с. 454
Попов С.В.	1, с. 130; 4, с. 597	Чихачев К.Б.	4, с. 513
Поповнин В.В.	3, с. 332	Чичагов В.В.	2, с. 283
Порубаев В.С.	3, с. 454	Шеин А.Н.	1, с. 5; 4, с. 583
Потапов В.В.	4, с. 583	Шигимага А.А.	2, с. 243
Прохорова У.В.	2, с. 214; 3, с. 357	Шихов А.Н.	1, с. 71; 2, с. 257
Пьянков С.В.	2, с. 257	Шукуров К.А.	1, с. 33