

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



Лёд и Снег Ice and Snow



НАУКА
— 1727 —

ТОМ **64**
№4, 2024

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том **64**, № **4**, **2024**

Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 4, 2024

Экспресс-информация

Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2024 г.

*П. А. Торопов, И. И. Лаврентьев, А. Ю. Артамонов, Е. Д. Дроздов, Т. Д. Киселева,
А. А. Абрамов, И. М. Сушинцев, А. И. Дегтярев, А. Г. Хайрединова, Н. Э. Елагина* 480

Ледники и ледниковые покровы

Роль турбулентного теплообмена в структуре теплового баланса ледников центральной части о. Западный Шпицберген, на примере ледника Альдегонда

*У. В. Прохорова, К. В. Барсков, А. В. Терехов, Д. Г. Чечин, И. А. Репина, Б. В. Иванов,
М. И. Варенцов, А. Ю. Артамонов* 481

Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода

*Д. А. Ганюшкин, Д. В. Банцев, С. А. Грига, Е. С. Деркач, О. В. Останин,
Ю. А. Горбунова, В. А. Распутина, К. В. Чистяков* 497

Сокращение оледенения хребта Орулган (Верхоянский хребет) в 1951–2023 гг.

А. Я. Муравьев, Т. Е. Хромова 513

Моделирование селевого потока при прорыве оз. Башкара в 2017 г.

А. С. Солодова, Д. А. Петраков, К. А. Пуганов 527

Особенности сточных приледниковых озёр Шпицбергена

К. В. Ромашова, Р. А. Чернов 543

Исследование структуры и химического состава неглубокого ледяного керна вулкана Ушковский

*М. А. Воробьёв, С. С. Кутузов, М. М. Виноградова, А. Г. Хайрединова,
Ю. Н. Чижова, В. Н. Михаленко* 550

Баланс массы ледника ИГАН (Полярный Урал) в 2018–2023 гг.

*Г. А. Носенко, А. Я. Муравьев, А. Н. Шеин, М. Н. Иванов, И. И. Лаврентьев,
Я. К. Леопольд, А. И. Сеницкий, В. В. Токмаков* 567

Снежный покров и лавины

Результаты экспедиционных исследований снежных лавин на о. Кунашир

Д. А. Боброва 580

Состав взвеси в снежном покрове западного сектора Российской Арктики

Е. И. Котова, Д. П. Стародымова, А. С. Лохов, О. П. Нецветева 591

Морские, речные и озёрные льды

Состояние ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата

Е. У. Миронов, Е. С. Егорова, Н. А. Лис 602

Подземные льды и наледи

Пещера на ледниковом куполе Лунный, остров Земля Александры, Земля Франца-Иосифа <i>Б. Р. Мавлюдов</i>	620
---	-----

Палеогляциология

Позднеголоценовая история ледника Шхельда, Северный Кавказ, по данным дистанционного зондирования, дендрохронологии и космогенного (^{10}Be) датирования морен <i>О. Н. Соломина, И. С. Бушуева, В. Джомелли</i>	628
Изменения размеров ледникового купола Беллинсгаузена (остров Кинг-Джордж, Антарктика) в позднем голоцене <i>Б. Р. Мавлюдов</i>	643

Обзоры и хроника

История создания второй российской полярной станции “Сагастырь” в лицах и обстоятельствах <i>Е. В. Александров</i>	658
Содержание журнала за 2024 год [№ 1–4, том 64]	671
Алфавитный указатель [к тому 64 журнала «Лёд и Снег» за 2024 год]	673

CONTENTS

Vol. 64, No. 4, 2024

Express information

Glaciological studies of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences on Elbrus in 2024

*P. A. Toropov, I. I. Lavrentiev, A. Yu. Artamonov, E. D. Drozdov, T. D. Kiseleva,
A. A. Abramov, I. M. Sushintsev, A. I. Degtyarev, A. G. Khairedinova, N. E. Elagina* 480

Glaciers and Ice Sheets

Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of the central Spitsbergen:
the case of Aldegondabreen

*U. V. Prokhorova, K. V. Barskov, A. V. Terekhov, D. G. Chechin, I. A. Repina,
B. V. Ivanov, M. I. Varentsov, A. Yu. Artamonov* 481

Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age

*D. A. Ganyushkin, D. V. Bantsev, S. A. Griga, E. S. Derkach, O. V. Ostanin,
Yu. A. Gorbunova, V. A. Rasputina, K. V. Chistyakov* 497

Reduction of glaciers in the Orulgan Range (Verkhoyansk Range) from 1951 to 2023

A. Ya. Muraviev, T. E. Khromova 513

Numerical simulation of debris flow caused by Bashkara Glacier lake outburst flood in 2017

A. S. Solodova, D. A. Petrakov, K. A. Puganov 527

Features of the periglacial drainage lakes in Svalbard

K. V. Romashova, R. A. Chernov 543

Study of the structure and chemical composition of shallow ice core from the Ushkovsky volcano

*M. A. Vorobyev, S. S. Kutuzov, M. M. Vinogradova, A. G. Khairedinova,
Yu. N. Chizhova, V. N. Mikhalenko* 550

Mass balance of IGAN Glacier (the Polar Urals) in 2018–2023

*G. A. Nosenko, A. Ya. Muraviev, A. N. Shein, M. N. Ivanov, I. I. Lavrentiev,
J. K. Leopold, A. I. Sinitsky, V. V. Tokmakov* 567

Snow Cover and Avalanches

Results of field studies of snow avalanches on Kunashir Island

D. A. Bobrova 580

Distribution and composition of suspended solids in the snow cover of the western sector
of the Russian Arctic

E. I. Kotova, D. P. Starodymova, A. S. Lokhov, O. P. Netsvetaeva 591

Sea, River and Lake Ice

Lis State of the Greenland and Barents Sea ice cover in the context
of current climate change

Ye. U. Mironov, E. S. Egorova, N. A. Lis 602

Ground Ice and Icings

Cave on the Lunny ice cap, Alexandra Land Island, Franz Josef Land

B. R. Mavlyudov

620

Palaeoglaciology

Late Holocene history of the Shkhelda Glacier, Northern Caucasus, according to remote sensing, dendrochronology and cosmogenic (^{10}Be) dating of moraines

O. N. Solomina, I.S. Bushueva, V. Jomelli

628

Size variations of the Bellingshausen Ice Dome on King George Island (Antarctica) in the Late Holocene

B. R. Mavlyudov

643

Review and News

The history of the second Russian polar station “Sagastyr” in persons and circumstances

E. V. Aleksandrov

658

Contents of the Journal for 2024 [No. 1–4, Volume 64]

671

Alphabetical index [to the volume 64 of Ice and Snow 2024]

673

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ РАН НА ЭЛЬБРУСЕ В 2024 г.

© 2024 г. П. А. Торопов^{1,2}, И. И. Лаврентьев², А. Ю. Артамонов³, Е. Д. Дроздов^{1,2},
Т. Д. Киселева², А. А. Абрамов², И. М. Сушинцев¹, А. И. Дегтярев¹,
А. Г. Хайрединова², Н. Э. Елагина²

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*e-mail: tormet@inbox.ru

В течение полевого сезона 2024 года сотрудники отдела гляциологии ИГ РАН продолжили комплексные исследования на Эльбрусе, включая работы в кратере Восточной вершины (рис. 1, а). Ключевой особенностью экспедиции стала установка на ледниках Гарабаш (3900 м над ур. моря) и Микельчеран (3850 м над ур. моря) автономных стационарных автоматических метеостанций (АМС), оснащенных системами беспроводной передачи данных (см. рис. 1, б–в). На уровне 2 м установлены температурно-влажностные датчики Vaisala, анемометры Campbell и Hobo, радиометры HukseFlux (на Гарабаш) и Kipp & Zonnen (на Микельчеране), метелемеры FlowCapt FC4,

приборы SonicRanger (Campbell) для измерения слоя стаивания, и термокосы, забуренные в толщу ледника на глубину 2 м. Временная дискретность метеорологических измерений — 1 минута, слоя стаивания и температуры в толще ледника — 1 час.

Гляциологические работы в кратере вблизи Восточной вершины были нацелены на оценку пространственной изменчивости аккумуляции. Был заложен шурф глубиной 110 см, описана структура снежной и фирновой толщи, измерены плотность и температура через каждые 5 см. Ручным буром Kovacs пробурена скважина глубиной 6 м и получен ненарушенный керн, доставленный в замороженном состоянии в гляциохимическую лабораторию ИГ РАН для изотопных исследований. Также выполнена площадная высокочастотная радиолокационная съемка снежно-фирновой толщи вдоль профилей общей длиной 2000 м.

Отобраны пробы воздуха для оценки содержания метана, которые будут анализироваться методом хроматографии. Измерения выполнялись вдоль профиля в диапазоне высот 1600–5600 м над ур. моря с шагом 1000 м. Это исследование позволит определить высотный градиент метана на Кавказе, который до сих пор был не установлен, а также оценить дополнительный приток газа из фумарольных полей вблизи Восточной вершины.

В полном объеме выполнены ежегодные балансовые работы на ледниках Микельчеран и Гарабаш. Кроме обычных реечных измерений была произведена аэрофотосъемка ледников с помощью БПЛА Mavic 3 Enterprise, на основе которой составлены ортофотопланы и цифровые модели рельефа ледников, что позволит оценить изменения их геометрических параметров за последние годы и оценить корректность балансовых измерений. Результаты балансовых работ вскоре будут переданы в Международную службу мониторинга ледников.

Благодарности. Авторы благодарят коллектив МГТУ им. Н.Э. Баумана: инженеров К.А. Семенова и О.В. Сенюк, а также студентов Д.Д. Кузнецову, Д.А. Попенкову, и Ф.В. Дворкина за проектирование несущих конструкций и участие в монтаже АМС. Работа выполнена при поддержке РНФ в рамках проекта № 23-17-00247.

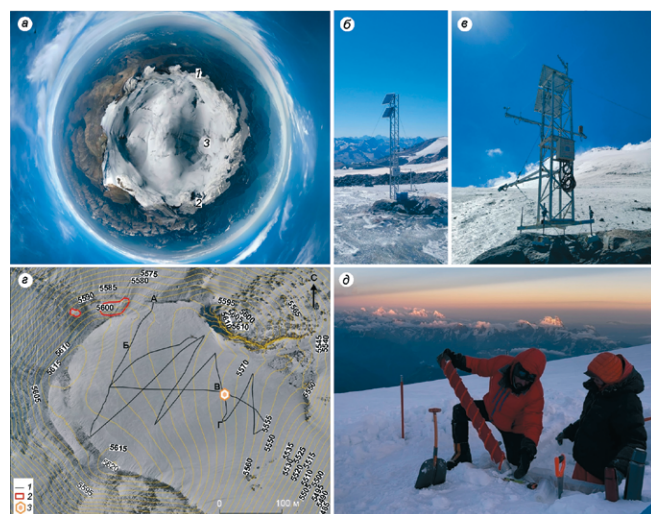


Рис. 1. Район работ: (а) общее изображение, полученное с помощью БПЛА Mavic 3 Enterprise, и расположение АМС: 1 — на леднике Микельчеран, 2 — на леднике Гарабаш, 3 — район работ в кратере вблизи Восточной вершины Эльбруса; (б) на леднике Гарабаш, фото АМС; (в) на леднике Микельчеран, фото АМС; (г) — исследования в кратере Восточной вершины Эльбруса: 1 — профили радиозондирования, 2 — фумарольные поля, 3 — шурф и скважина

Fig. 1. Study area: (a) general view from UAV, AWS sites indicated: 1 — on Mikelchiran Glacier, 2 — on Garabashi Glacier, 3 — study site in the crater near the Elbrus East Summit; (b) AWS on Garabashi Glacier; (c) AWS on Mikelchiran Glacier; (d) — studies in the crater of the East Elbrus Summit: 1 — RES profiles, 2 — fumarole fields, 3 — snow pit and drilling site

РОЛЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛООБМЕНА В СТРУКТУРЕ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН, НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА

© 2024 г. У. В. Прохорова^{1,*}, К. В. Барсков², А. В. Терехов¹, Д. Г. Чечин²,
И. А. Репина^{2,3}, Б. В. Иванов^{1,4}, М. И. Варенцов^{2,3}, А. Ю. Артамонов²

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

²Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

³Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Поступила 06.04.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Приведены результаты расчета величины турбулентного теплообмена поверхности ледника Альдегонда (Шпицберген) с атмосферой на основе данных натурных наблюдений. Оценена случайная и систематическая погрешность аэродинамического метода в сравнении с методом турбулентных пульсаций. Рассчитаны характерные значения турбулентных потоков, длинноволнового и коротковолнового балансов в сезон абляции ледника за период 1991–2020 гг.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, тепловой баланс, турбулентные потоки

DOI: 10.31857/S2076673424040011, EDN: HUGVVA

ВВЕДЕНИЕ

Современные изменения климата ярче всего проявляются в высоких широтах. В последние несколько десятилетий наибольшие темпы потепления наблюдаются в атлантическом секторе Арктики, где на архипелагах Северного Ледовитого океана расположены несколько крупных центров современного оледенения (Rantanen et al., 2022). Одним из основных следствий потепления климата является отрицательный тренд в балансе массы ледников этих архипелагов (Slater et al., 2021).

Для оценки физических механизмов абляции ледников, как правило, применяется теплобалансовый подход (Волошина, 2001). Соотношение компонентов теплового баланса, усредненное за сезон таяния, существенно меняется в зависимости от горно-ледникового района и даже отдельных ледников, однако основной вклад в большинстве случаев вносит радиационный баланс (Smith et al., 2020). На ледниках арктических архипелагов, расположенных в диапазоне высот 0–500 м над ур. моря, преобладает коротковолновый баланс (Прохорова и др., 2021). Однако даже в этом случае турбулентный теплообмен — существенный компонент баланса в летний период (Ivanov et al.,

2019). По расчетам, основанным на натурных измерениях на ледниках Шпицбергена, доля турбулентного теплообмена составляет на протяжении сезона абляции около 10% от приходной части теплового баланса (Arnold et al., 2006; Zou et al., 2014; Prokhorova et al., 2023). Одновременно с этим было показано, что в масштабе нескольких суток потоки явного и скрытого тепла могут значительно повышаться. Причинами этого могут быть, например, феновые ветры, прохождение глубоких циклонов или влияние волн тепла (Репина и др., 2009; Репина, 2018; Shestakova et al., 2022; Прохорова и др., 2023; Prokhorova et al., 2023).

Для оценки величины турбулентного теплообмена существует несколько методов: метод вихревых ковариаций или турбулентных пульсаций, градиентный метод, балансовый метод и аэродинамический метод (Репина, 2007; Репина и др., 2009; Репина, 2018; Ivanov и др., 2019). Метод турбулентных пульсаций, основанный на прямом измерении пульсаций трех компонент скорости ветра, температуры воздуха и удельной влажности в приземном слое воздуха с помощью высокочувствительных акустических анемометров и газоанализаторов, является одним из наиболее точных способов оценки

турбулентных потоков. Тем не менее, результаты, полученные методом турбулентных пульсаций, в любом случае требуют интер- и экстраполяции на всю поверхность ледника, поэтому другие расчетные методы по-прежнему остаются актуальными при изучении горного оледенения (Zhou et al., 2024).

Косвенные методы оценки турбулентного теплообмена, к числу которых относится и аэродинамический метод, полезны тем, что отличаются сравнительно меньшими требованиями к исходным данным (Hock, Holmgren, 2005; Wheler, Flowers, 2011; Prokhorova et al., 2021, 2023). Это прежде всего избавляет от необходимости установки дорогостоящего оборудования: для расчетов достаточно данных двухуровневой метеорологической станции, измеряющей основные метеовеличины у поверхности ледника и на высоте 2 м. Как следствие, такие методы позволяют рассчитать турбулентный теплообмен на ледниках ретроспективно даже в отсутствие специализированных наблюдений. В упомянутых выше работах продемонстрирована адекватность аэродинамического метода, результаты которого, однако, могут иметь погрешности, связанные с несовершенством эмпирических параметризаций коэффициента сопротивления или турбулентного обмена, и потому требуют верификации прямыми измерениями, которые на ледниках Шпицбергена ранее практически не проводились.

В статье приводятся результаты эксперимента, проведенного в сезон абляции в июле–августе 2022 г. на низкорасположенном (100–550 м над ур. моря) леднике Альдегонда площадью около 5.3 км² (10 км к юго-западу от поселка Баренцбург). Турбулентный теплообмен между поверхностью ледника Альдегонда и атмосферой был рассчитан параллельно двумя методами, аэродинамическим и пульсационным, после чего были проанализированы различия в результатах и возможные их источники.

Цель исследования – оценка турбулентного теплообмена на леднике Альдегонда во время абляции по данным метеоизмерений за прошлые годы, в период с 1991 по 2020 г., на основе аэродинамического метода. Для сравнения за аналогичный период были также рассчитаны все основные компоненты теплового баланса ледника.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Направление потоков тепла. Направление потоков тепла в этом исследовании определяется относительно поверхности ледника: положительными считаются компоненты теплового баланса, приносящие тепло к поверхности, и наоборот. Такой подход более распространен в современной гляциологии (см. Arnold et al., 2006; Wheler, Flowers, 2011; Prokhorova et al., 2023).

Пульсационный метод. Метод турбулентных пульсаций (ковариаций) или прямой метод измерения турбулентных потоков – наиболее популярный метод экспериментального изучения энергообмена атмосферы с подстилающей поверхностью благодаря строгой физической обоснованности и точности современной измерительной аппаратуры (Foken, 2017). Однако данный метод содержит в себе ряд допущений. В частности, он предполагает, что турбулентный поток стационарен во времени, так что справедливо осреднение по Рейнольдсу (Foken, Wichura, 1996), что не всегда выполняется в натуральных измерениях.

Предыдущие исследования (Barskov et al., 2017, 2019) над ледяной поверхностью озера, окруженного неоднородным ландшафтом, показали, что метод турбулентных пульсаций в целом хорошо согласуется с энергобалансовым методом и с аэродинамическим методом оценки потоков, однако могут существовать режимы течения, при которых аэродинамический метод значительно занижает значения турбулентных потоков по сравнению с измерениями пульсационным методом.

В этой части работы было проведено сравнение потоков, измеренных пульсационным методом с расчетами на основе аэродинамического метода. Измерения с использованием акустического анемометра проводились на леднике Альдегонда в период с 13 августа по 3 сентября 2022 г. Для измерений пульсаций трех компонент скорости ветра, а также температуры $u'v'w'T'$, на уровне 2 м от поверхности ледника был установлен акустический анемометр Gill Windmaster (производство Великобритании). Частота измерений составляла 10 Гц. Интервал осреднения составлял 30 минут, так чтобы моменты измерения потока аэродинамическим методом приходились ровно на середину интервала осреднения для пульсационного метода. Предварительная обработка данных включала в себя удаление пиков (в случае, если разница соседних точек измерений скорости ветра с частотой 10 Гц превышает 10 м/с) и пропусков, 2D-коррекции поворота осей (так, чтобы ось O_x была направлена вдоль средней скорости ветра, средняя скорость вдоль O_y и O_z равна нулю, при этом система O_xu_z была бы правой) и вычитание линейного тренда. Для каждого интервала осреднения был рассчитан критерий стационарности для вторых моментов, предложенный Foken and Wichura (1996), который показывает относительную разницу среднего значения ковариаций пульсаций температуры и вертикальной скорости, осредненных на пятиминутных интервалах, и на всем интервале осреднения:

$$FS = \frac{\overline{w'T'}_{5min} - \overline{w'T'}_{30min}}{\overline{w'T'}_{30min}}. \quad (1)$$

При $FS > 0.3$ поток нельзя считать стационарным, и разложение Рейнольдса не является справедливым, поэтому такие данные непригодны для дальнейшей обработки. Дальнейший расчет турбулентных потоков явного тепла H производился по методу ковариации турбулентных пульсаций:

$$H = -c_p \rho_a \overline{w'T'}, \quad (2)$$

где ρ_a — плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления, $c_p = 1010$ Дж/(кг·К) — удельная теплоемкость воздуха.

Аэродинамический метод. В работах (Прохорова и др., 2021; Prokhorova et al., 2023) турбулентные потоки явного (H) и скрытого (LE) тепла рассчитывались с использованием аэродинамического или балк метода, коэффициенты обмена определялись на основе теории подобия Монина—Обухова (Монин, Обухов, 1953; Munro, 1990). Схемы расчета потоков на основе аэродинамического подхода и теории Монина—Обухова широко применялись и применяются как в рамках оценки компонентов теплового баланса на основе инструментальных наблюдений (Волошина, 2001; Mölg et al., 2004; Торопов, 2018), так и в теплобалансовых блоках моделей горных ледников различной сложности (Hock, 2005; Wheler, Flowers, 2011; Торопов и др., 2023). Для оценки величин H , LE применяются формулы, в которые входят значения скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха на двух уровнях: вблизи поверхности ледника (s) и на некоторой высоте z :

$$H = C_h c_p \rho_a u_z (T_z - T_s), \quad (3)$$

$$LE = C_e L_V \rho_a u_z \left(\frac{0.622}{p} \right) (e_z - e_s), \quad (4)$$

где C_h и C_e — коэффициенты турбулентного теплообмена, ρ_a — плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления, $c_p = 1010$ Дж/(кг·К) — удельная теплоемкость воздуха, $L_V = 2.514 \cdot 10^6$ Дж/кг — скрытая теплота парообразования. Скорость ветра u_z , температура воздуха T_z и давление p измерены на высоте $z = 1.6$ м. T_s и e_s представляют собой температуру поверхности и упругость водяного пара вблизи нее, соответственно. Парциальное давление водяного пара на высоте z рассчитано по формуле Магнуса на основе измеренной относительной влажности воздуха. Согласно (2–3), поток тепла положительный, если направлен из атмосферы к поверхности ($T_z > T_s$).

Коэффициенты турбулентного теплообмена определялись по следующим формулам (Hock, Holmgren, 1996):

$$C_{h,e} = \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0h,0e}} \right) - \Psi_{h,e} \left(\frac{z}{L} \right) \right]}, \quad (5)$$

где $k = 0.4$ — постоянная Кармана, $z_{0m,0h,0e}$ — параметры шероховатости поверхности для потоков импульса, тепла и водяного пара, соответственно, $\Psi_{m,h,e}$ — интегральные универсальные функции, L — масштаб Обухова. Значения параметров шероховатости для ледника Альдегонда в период абляции были определены по данным пульсационных измерений (см. ниже): $z_{0m} = 0.85$ мм, $z_{0h,0e} = 0.1 z_{0m}$.

Значения функций $\Psi_{m,h,e}$ рассчитывались в зависимости от стратификации приземного слоя воздуха: для устойчивой стратификации атмосферы по формулам (6–7), для неустойчивой — по формулам (8–10) (Holtslag, de Bruin, 1988):

$$-\Psi_m = \frac{az}{L} + b \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp \left(-d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d}, \quad (6)$$

$$-\Psi_{h,e} = \left(1 + \frac{2az}{3L} \right)^{1.5} + b \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp \left(-d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d} - 1, \quad (7)$$

$$\Psi_m = 2 \ln \left[(1+x)/2 \right] + \ln \left[(1+x^2)/2 \right] - 2 \tan^{-1}(x) + \pi/2, \quad (8)$$

$$\Psi_{h,e} = 2 \ln \left[(1+x^2)/2 \right], \quad (9)$$

$$x = (1 - 16z/L)^{1/4}, \quad (10)$$

где a, b, c, d — эмпирические коэффициенты из работы Holtslag, de Bruin (1988), равные 0.7, 0.75, 5.0, 0.35, соответственно, а L — масштаб Обухова (Beljaars, Holtslag, 1991):

$$L = \frac{\rho c_p u_*^3 T_z}{kgH}, \quad (11)$$

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m(z/L) + \Psi_m(z_{0m}/L)}. \quad (12)$$

Метеорологические данные. Метеорологические данные, используемые для расчетов в формулах (3–4), были получены непосредственно на леднике Альдегонда. В нижней и в верхней частях ледника, на расстоянии менее 50 м от края ледника, на высотах 180 и 345 м над ур. моря, функционируют автоматические метеорологические станции

(далее АМС) производства фирмы OneSet НОВО, фиксируя с часовой дискретностью основные параметры атмосферы: температуру и относительную влажность воздуха на уровне 2 м, давление над уровнем моря, направление и скорость ветра, поток приходящей солнечной радиации (рис. 1). Для экстраполяции метеовеличин на поверхность ледника используются модель рельефа ArcticDEM и соответствующие высотные градиенты, рассчитанные на основе данных верхней и нижней АМС.

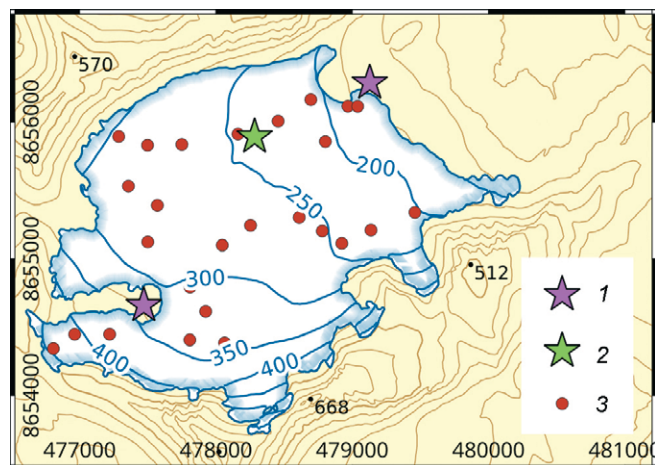


Рис. 1. Схема расположения оборудования на леднике Альдегонда: 1 – автоматические метеорологические станции OneSet Hobo, 2 – анемометр Gill Windmaster и термокоса GeoPrecision; 3 – типичное расположение точек маршрутной съемки альбедо

Fig. 1. Equipment location on the Aldegondabreen glacier: 1 – OneSet Hobo automatic weather stations, 2 – Gill Windmaster anemometer and GeoPrecision thermistor string; 3 – typical location of albedo route survey points

Анемометр Gill Windmaster, используемый для оценки турбулентных потоков пульсационным методом, был установлен в центральной части ледника, вместе с термокосой GeoPrecision (см. рис. 1). Данные термокосы использовались для инициализации расчетов температуры поверхности ледника, определяемой на каждый момент времени по полному тепловому балансу.

Постоянные съемки альбедо проводились на леднике Альдегонда в период с 2017 по 2023 г. в апреле, когда поверхность ледника полностью покрыта снегом, и с июля по сентябрь, когда поверхность свободна от снежного покрова. Периодичность съемок составляла один–два раза в неделю. Постоянный маршрут включал в себя от 25 до 30 точек измерений потоков приходящей и отраженной солнечной радиации и учитывал особенности подстилающей поверхности, охватывая всю площадь ледника (см. рис. 1). Для проведения съемки использовались параллельно два комплекта датчиков – пиранометры Янишевского–Савинова (диапазон 300–3000 нм) в кардановом подвесе и датчики Li-COR (диапазон 300–700 нм). Методика проведения съемок соответствует руководящим документам Росгидромета (Руководство..., 1971; Наставление..., 1996).

Данные метеостанции (далее – МС), расположенной в пос. Баренцбург, использованные для оценки величины компонентов теплового баланса за период климатической нормы с 1991 по 2020 г., были взяты с сайта мирового центра данных Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации (ВНИИГМИ – МЦД, meteo.ru). По данным АМС, расположенной на леднике Альдегонда, стало возможным оценить связь измеренных метеовеличин с наблюдениями в Баренцбурге. На основе полученных

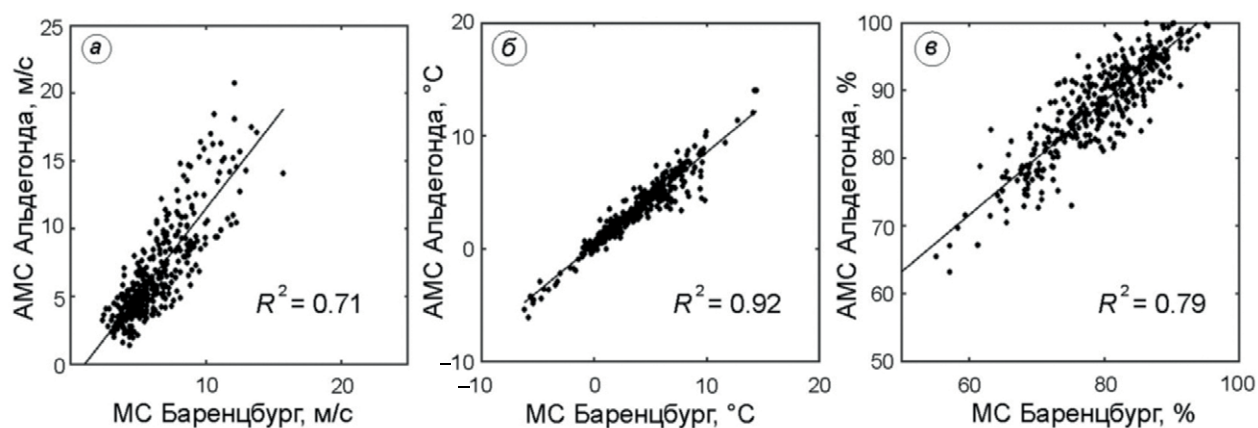


Рис. 2. Сравнение метеопараметров на метеостанции Баренцбург и автоматической метеостанции Альдегонда: скорость ветра (а); температура воздуха на уровне 2 м от поверхности (б); относительная влажность воздуха (в)

Fig. 2. Comparison of weather parameters at the Barentsburg weather station and an Aldegondabreen automatic weather station: wind speed (a); air temperature at a level of 2 m from the surface (b); relative air humidity (c)

регрессионных связей (рис. 2), данные МС Баренцбурга были приведены к уровню измерений на леднике, что с физической точки зрения эквивалентно пересчету на основе высотного градиента. Тем самым были получены тридцатилетние климатические нормы основных метеовеличин для ледника за 1991–2020 гг.

Однако, долгопериодные измерения приходящей солнечной радиации на МС Баренцбург отсутствуют. В исследовании (Pernov et al., 2024) приводятся результаты сравнения данных автоматических метеостанций архипелага Шпицберген с реанализом ERA5; и, хотя часть параметров (скорость ветра, влажность воздуха) реанализ воспроизводит посредственно, поток приходящей коротковолновой радиации (КВР) воспроизводится довольно точно ($r = 0.84$). Кроме того, поток приходящей солнечной радиации был верифицирован по доступному ряду прямых наблюдений на леднике Альдегонда за период с 2015 по 2023 г.; он показал хорошую согласованность рядов ($r = 0.89$). Поэтому, оценка климатической нормы КВР была получена на основе данных реанализа ERA5.

При оценке величины потоков по усредненным за тридцатилетний период данным, температура тающей ледниковой поверхности для сезона абляции принималась равной 0 °С. Основанием для этого служит обнаруженная в верхнем слое ледника Альдегонда в период абляции изотермия, толщина слоя которой составляет 40–50 см, а температура изотермического слоя соответствует температуре плавления льда (Священников, Рагулина, 2010).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчет параметров шероховатости. Для расчета параметров шероховатости в районе установки акустического анемометра были выбраны получасовые интервалы с нейтральной стратификацией, которые удовлетворяют критерию стационарности. На каждом интервале осреднения была рассчитана средняя скорость ветра u_z , средняя температура T_z , ковариация пульсаций вертикальной скорости ветра и температуры $w'T'$, а также динамическая скорость:

$$u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}. \quad (13)$$

Исходя из предположения о логарифмическом профиле скорости ветра при нейтральной стратификации, запишем связь u_z и u_* для фиксированного уровня измерений $z = 2$ м:

$$u_z = C_m u_*, \quad (14)$$

где $C_m = 1 / \kappa \ln(z / z_{0m})$. Таким образом, найдя из данных коэффициент пропорциональности C_m между u_z и u_* , можно найти z_{0m} .

В период проведения измерений акустическим анемометром температура подстилающей поверхности стабильно равна нулю, что приводит к упрощению балк-формулы (3):

$$\overline{w'T'} = C_h u_z T_z, \quad (15)$$

Коэффициент C_h зависит от параметра стратификации z/L . При стратификации, близкой к нейтральной, параметр $z/L \ll 1$, а универсальные функции $\Psi_{m,h}$ близки к 0. В этом случае для коэффициента C_h можно записать

$$C_h = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) \right]}. \quad (16)$$

Получив из данных C_h и зная параметр аэродинамической шероховатости z_{0m} , можно найти параметр шероховатости для потоков явного тепла z_{0h} . В результаты обработки данных анемометра значения коэффициентов турбулентного теплообмена (C_m , C_h) и параметров шероховатости (z_{0m} , z_{0h}) принимают следующие значения: $C_m = 19.5$, $z_{0m} = 0.8$ мм, $C_h = 0.0020$, $z_{0h} = 0.08$ мм. Коэффициент детерминации между рядами скорости ветра u_z и скорости трения u_* составляет $R^2 = 0.77$. Между рядами потока температуры $\overline{w'T'}$ и произведением $u_z T_z$ $R^2 = 0.88$. Хорошее согласование этих величин, а также тот факт, что параметр шероховатости z_{0m} близок к стандартному для ледово-снежного покрова, говорит о том, что свойства подстилающей поверхности можно считать универсальными.

Таким образом, параметр аэродинамической шероховатости, соответствующий окрестности места установки анемометра, равен $z_{0m} = 0.8$ мм, а параметр шероховатости для потока тепла $z_{0h} = 0.08$ мм.

Отметим, что из-за экспоненциального характера зависимости даже небольшие отклонения значений C_m и C_h приводят к существенному изменению параметров шероховатости. Разброс значений U и u_* позволяет утверждать, что C_m лежит в диапазоне $[19.5 \pm 1.5]$, и это приводит к тому, что диапазон значений параметра шероховатости $z_{0m} = [0.5 - 1.5]$ мм. Аналогично разброс значений C_h лежит в диапазоне $[2.0 \pm 0.2] \cdot 10^{-3}$, что дает диапазон значений параметра шероховатости $z_{0h} = [0.03 - 0.2]$ мм.

Далее в расчетах потоков аэродинамическим методом будут использованы параметры $z_{0m} = 0.8$ мм, $z_{0h} = z_{0m}/10 = 0.08$ мм.

*Сравнение потоков явного тепла,
полученных двумя методами*

Согласованность результатов. Для уменьшения случайного разброса данных временные ряды потоков явного тепла по двум методам были сглажены скользящим средним с окном осреднения 3, что соответствует временному интервалу 1.5 часа. Оба ряда измерений представлены на рис. 3. Ряды измерений в целом согласуются между собой, однако пиковые значения потоков, измеренные пульсационным методом, как правило, превышают пиковые значения потоков, рассчитанных

аэродинамическим методом. Ряды измерений в целом согласуются между собой, однако пиковые значения потоков, измеренные пульсационным методом, как правило, превышают пиковые значения потоков, рассчитанных аэродинамическим методом.

На рис. 4 представлена зависимость потоков, рассчитанных двумя методами, друг относительно друга. Для всех измерений коэффициент детерминации равен $R^2 = 0.7$. Линия тренда, проведенная по методу наименьших квадратов, указывает на систематическое занижение результатов аэродинамического метода по сравнению с прямым измере-

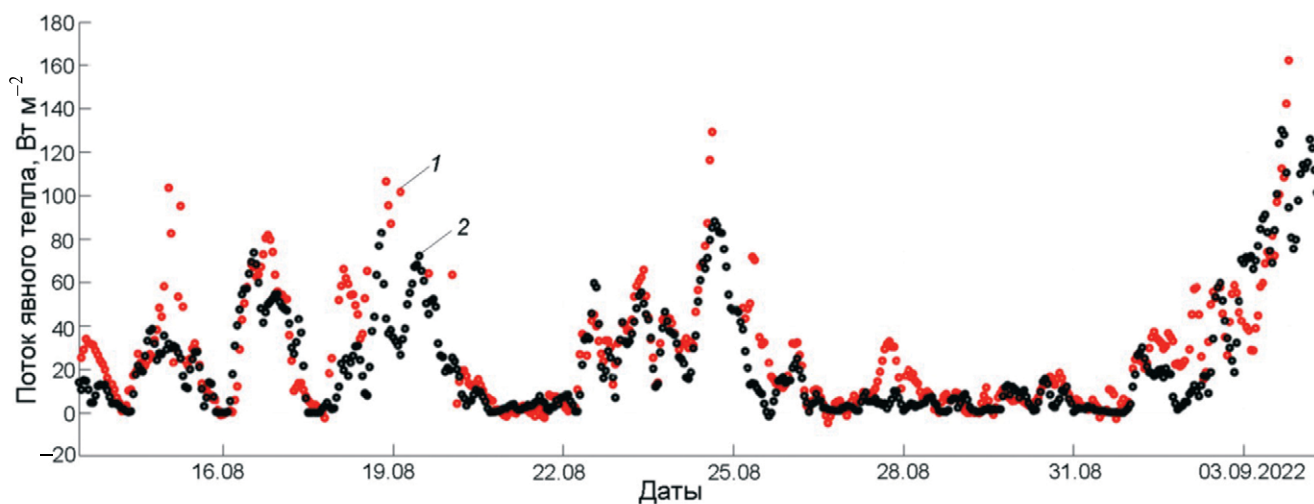


Рис. 3. Временные ряды потоков явного тепла, рассчитанных двумя методами

Fig. 3. Time series of sensible heat fluxes calculated by two methods

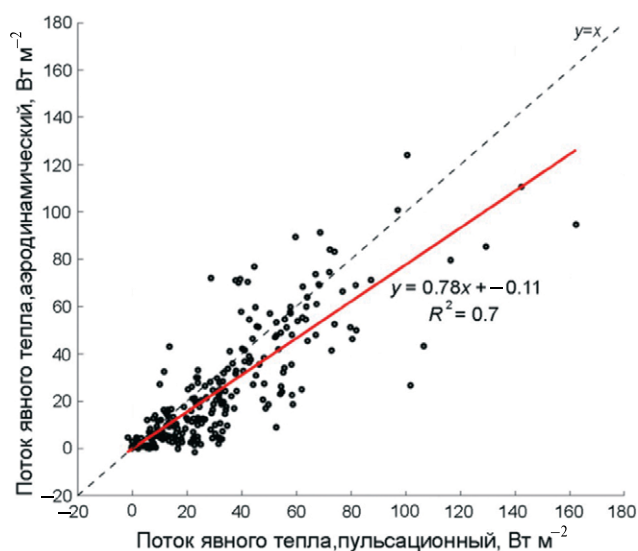


Рис. 4. Сравнение потоков явного тепла, рассчитанных двумя методами

Fig. 4. Comparison of sensible heat fluxes calculated by two methods

нием (см. рис. 4). Средняя величина потока явного тепла за три недели параллельных измерений в период 13.08.2022–03.09.2022, рассчитанная аэродинамическим методом, составляет 21.9 Вт м^{-2} , а пульсационным 25.6 Вт м^{-2} . Таким образом, среднее систематическое занижение модуля турбулентных потоков аэродинамическим методом составило 3.7 Вт м^{-2} , что составляет 14%.

Расхождение результатов двух методов может быть вызвано различными факторами: временной изменчивостью потока внутри интервала осреднения, пространственной неоднородностью поверхности ледника, а также неточностью в параметрах, взятых в основу аэродинамического метода.

Влияние параметров модели на согласованность двух методов. Параметр аэродинамической шероховатости z_{0m} по данным акустического анемометра оказался близок к используемому ранее для расчетов по теплобалансовой модели ледника Альдегонды — 1 мм (Prokhorova и др., 2023). Для анализа того, как влияют параметры шероховатости на согласованность двух методов, были рассчитаны потоки аэродинамическим методом при

Таблица. Оценка влияния параметра шероховатости (z_{0m}) на согласованность результатов аэродинамического и пульсационного метода: коэффициент пропорциональности — MBIAS и коэффициент детерминации — R^2

z_{0m} , мм	z_{0h} , мм	MBIAS	R^2
0.8	0.08	0.78	0.7
1	0.01	0.65	0.7

стандартно принятых параметрах шероховатости z_{0m} и z_{0h} , затем сравнивался коэффициент пропорциональности (MBIAS — “Мультипликативное смещение”, представляющее собой соотношение средних по модели и наблюдениям) между двумя методами, а также коэффициент детерминации. Результаты представлены в таблице).

Значение z_{0h} слабо влияет на коэффициент детерминации двух рядов, однако видно, что использование стандартного значения параметра шероховатости для потоков тепла $z_{0h} = 0.01 z_{0m}$ в среднем больше занижает оценку потоков, коэффициент пропорциональности уменьшается с 0.78 до 0.65.

Аэродинамические балк-формулы содержат также полуэмпирические универсальные функции (6–7), которые описывают влияние стратификации на коэффициент обмена. За рассматриваемый период в интервал $z/L > 1$ попало крайне мало случаев, а наиболее часто наблюдались значения $z/L \sim 0.1$, для которых различия между предложенными ранее универсальными функциями малы (Gryanik et al, 2020). Выполненные оценки C_h как функции z/L по данным акустического анемометра подтверждают адекватность используемых функций (6–7) в интервале наблюдавшихся значений z/L (здесь не показано).

Влияние внешних условий на согласованность двух методов. Для проверки влияния неоднородности ландшафта на сходимость двух методов выделены различные направления ветра, при которых свойства подстилающей поверхности могут существенно различаться, и рассчитаны потоки для этих направлений. По розе ветров за период измерения потоков ультразвуковым анемометром 13.08.2022–03.09.2022 можно выделить основное, наиболее часто наблюдаемое направление ветра 210–270°, что соответствует стоковому ветру, однако можно также выделить сектора с наибольшей повторяемостью — 90–150° и 30–90°. На рис. 5 представлено, как соотносятся потоки, полученные разными методами, при разных направлениях ветра.

Направление ветра слабо влияет на коэффициент детерминации для двух рядов (для направлений 30–90° и 90–150° $R^2 = 0.7$, а для направления 210–270° $R^2 = 0.6$), что свидетельствует о том, что разброс значений связан не только с влиянием неоднородности. Однако коэффициент пропорциональности между двумя рядами заметно отличается: при течении вдоль склона (стоковый ветер при направлении 210–270° и сектор 30–90°) аэродинамический метод систематически недооценивает потоки явного тепла и коэффициент пропорциональности между двумя рядами 0.67–0.70, однако при перпендикулярном направлении скорости ветра (90–150°) ряды согласуются значительно лучше, коэффициент пропорциональности между двумя рядами составляет 0.98.

Структура теплового баланса

Турбулентные потоки. Величина турбулентного теплообмена зависит от скорости ветра и температуры воздуха нелинейно (3–4), потому для определения климатической нормы были использованы

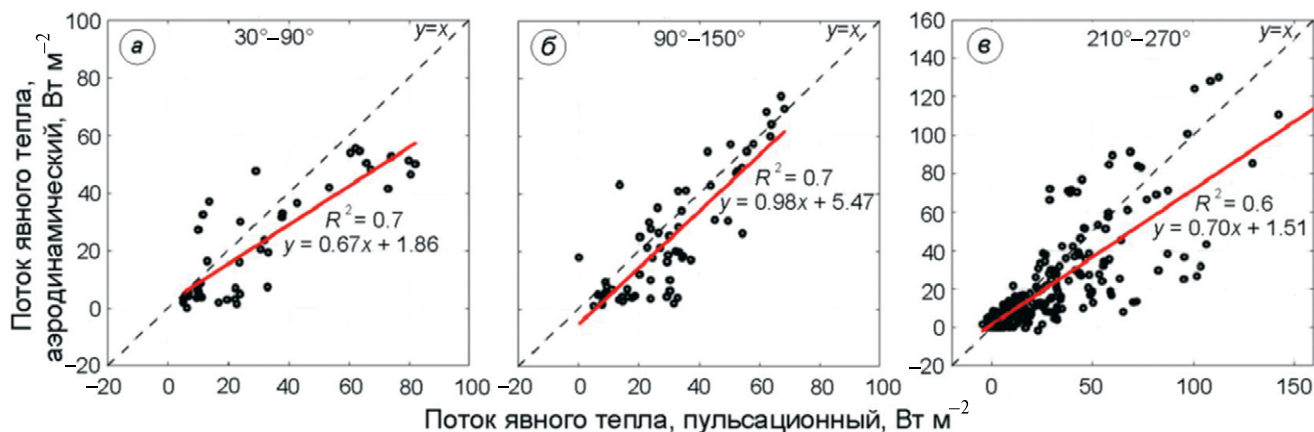


Рис. 5. Зависимость согласованности результатов по пульсационному и аэродинамическому методам в зависимости от направления ветра: сектор 30–90° (а); сектор 90–150° (б); сектор 210–270° (в)

Fig. 5. Dependence of the consistency of results from pulsation and aerodynamic methods from wind direction sector: 30–90° (a); sector 90–150° (b); sector 210–270° (c)

не усредненные значения метеовеличин, а ряды срочных значений за 1991–2020 гг., полученные пересчетом по данным метеостанции Баренбург. Период абляции был условно принят с 15 мая по 15 сентября. Исходные метеовеличины были экстраполированы по всей поверхности ледника, чтобы получить осредненные по площади потоки, а не их величину в конкретной точке. Для интерполяции использовалась ЦМР и усредненные вертикальные градиенты метеовеличин. Результат расчетов аэродинамическим методом следующий: $H_{1991-2020} = 20.5 \text{ Вт м}^{-2}$, $LE_{1991-2020} = -6.6 \text{ Вт м}^{-2}$. После введения поправки за систематическую ошибку аэродинамического метода, найденную по результатам сравнения с методом турбулентных пульсаций, оценка изменится следующим образом: $H_{1991-2020} = 23.4 \text{ Вт м}^{-2}$, $LE_{1991-2020} = -7.5 \text{ Вт м}^{-2}$.

Для сравнения, если использовать для оценки климатической нормы турбулентного теплообмена не ряд срочных значений целиком, а лишь типичные значения метеовеличин на леднике, т. е. модальную скорость ветра 2.5 м/с и среднюю температуру воздуха 4.1 °С, не искажая данные процедурами поиска приближенных значений (интерполяцией-экстраполяцией), то значение потока $H_{1991-2020}$ также окажется равно 20.5 Вт м⁻² (что, однако, является совпадением, а в общем случае полученный результат должен различаться с оценкой по срочным рядам), и $LE_{1991-2020} = -1.0 \text{ Вт м}^{-2}$. После введения аналогичной поправки на систематическое занижение значений аэродинамическим методом оценки составят 23.4 и 1.1 Вт м⁻², соответственно.

Длинноволновый баланс. Для оценки климатической нормы длинноволнового баланса мы воспользовались двумя уравнениями: Стефана–Больцмана для расчета восходящего потока длинноволновой радиации и эмпирической формулой, предложенной König-Langlo и Augstein (1994) для нисходящего потока:

$$I_a = -\varepsilon_a \sigma T^4, \quad (17)$$

где ε_a — излучательная способность атмосферы, являющаяся функцией количества облачности (n): $\varepsilon_a = 0.765 + 0.22n^3$; температура воздуха на уровне 2 м (T), К; A — постоянная Стефана–Больцмана, равная $5,669 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К}^4)$.

Поскольку в сезон абляции температура поверхности ледника мало отлична от нуля, восходящий поток длинноволновой радиации от тающей поверхности ледника, коэффициент излучения которой составляет 0.98, можно в первом приближении считать постоянным во времени и равным 312.5 Вт м⁻². Другая же составляющая длинноволнового баланса — нисходящее длинноволновое излучение атмосферы (I_a) зависит от температуры воздуха и

облачности. Итоговая зависимость длинноволнового баланса поверхности показана на рис. 6. Если балл облачности ниже семи, то при характерной для этого периода температуре воздуха длинноволновый баланс поверхности всегда отрицателен. При облачности 9–10 баллов длинноволновый баланс принимает положительные значения. Тем не менее, при средней температуре воздуха над ледником, равной 4.2 °С, и при наиболее часто наблюдаемой облачности 10 баллов величина длинноволнового баланса сравнительно невелика и составляет 14.5 Вт м⁻² (см. рис. 6). При снижении балла облачности всего на один балл, поток снижается на 20 Вт м⁻² и становится отрицательным. Если, как и в случае с оценкой турбулентного теплообмена, рассчитать по срочным данным с интерполяцией на всю поверхность ледника ряд длинноволнового баланса за 1991–2020 гг., то среднее значение за сезон таяния составит 5.3 Вт м⁻².

Коротковолновый баланс. Оценка климатической нормы для потока приходящей солнечной радиации осложняется отсутствием наблюдений за этим параметром на большинстве метеостанций архипелага Шпицберген, включая станцию Баренцбург. Поскольку реанализ ERA5 показал хорошую согласованность с доступным рядом прямых наблюдений на леднике Альдегонда за период с 2015 по 2023 г. ($R^2 = 0.80$), то, используя полученную регрессию, мы получили среднее значение потока приходящей коротковолновой радиации за период 1991–2020 гг., равное 161.6 Вт м⁻².

Оценка доли поглощенной ледником радиации осложняется тем, что поток приходящей КВР и альbedo поверхности имеют сезонный ход с максимумом ближе к началу сезона абляции и минимумом в конце. Для солнечной радиации такая изменчивость обусловлена прежде всего астрономическим фактором, но осложняется наличием и баллом облачности. Изменения альbedo поверхности ледника, в свою очередь, определяются прежде всего динамикой исчезновения снежного покрова в конкретный год, а также другими факторами. Поэтому оценка климатической нормы поглощенной КВР затруднена из-за отсутствия тридцатилетних данных о среднем за сезон альbedo ледника.

Однако даже в отсутствие подобных данных возможно провести оценку поглощенной коротковолновой радиации “сверху” и “снизу”, рассчитав среднее сезонное альbedo ледника по двум сценариям, соответственно: так, если бы поверхность была свободна от снега на протяжении всего сезона абляции, и, напротив, если бы вся поверхность ледника была покрыта свежим снегом. Для этого, помимо осредненного потока приходящей КВР, требуется знать отражающую способность снега и льда.

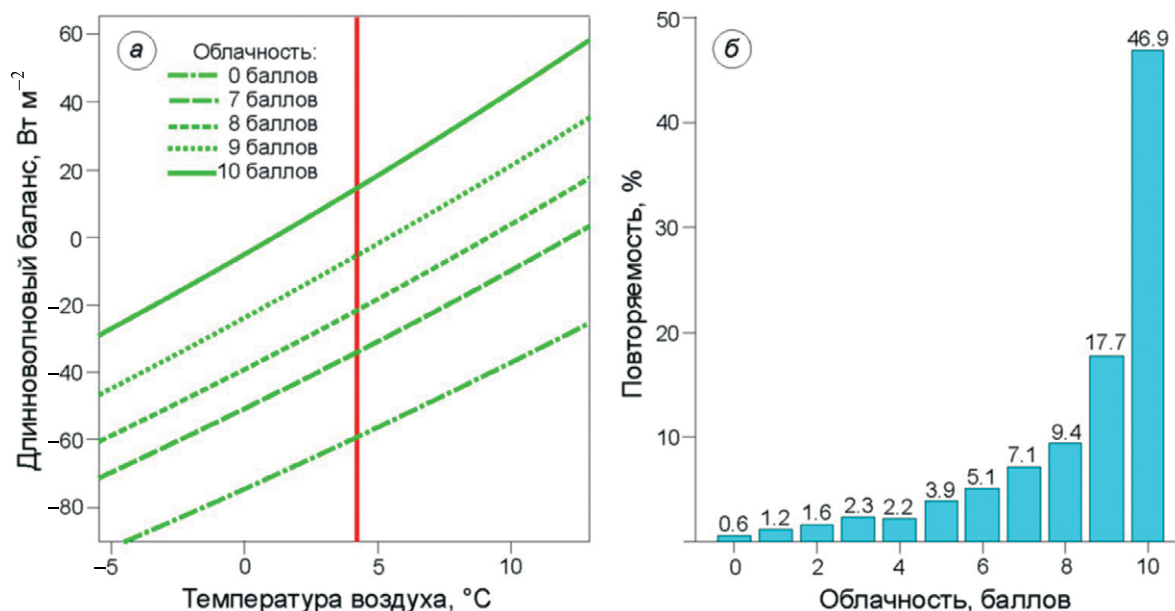


Рис. 6. Длинноволновый баланс тающей поверхности ледника (параметризация противоизлучения атмосферы по König-Langlo, Augstein (1994); красной вертикальной линией выделена средняя температура воздуха над ледником Альдегонда в период абляции (1991–2020 гг.) (а); повторяемость разных баллов облачности в период абляции (1991–2020 гг.) (б)

Fig. 6. Long-wave balance of the melting surface of the glacier (parameterization of atmospheric counter-radiation according to König-Langlo, Augstein (1994); the red vertical line indicates the average air temperature over the Aldegondabreen glacier during the ablation season (1991–2020) (a); recurrence of cloud cover during the ablation season (1991–2020) (b)

Натурные съемки альбедо на леднике Альдегонда проводились ежегодно в течение апреля и июля–сентября с 2017 по 2023 г. По результатам этих съемок, снег до начала таяния (в апреле) имел среднее по площади альбедо 0.78, лед в августе – 0.32. Эпизодические съемки на леднике Альдегонда проводились также и другими коллективами авторов и показали схожие оценки (Изучение метеорологического режима..., 2008; Иванов, Священников, 2015). Таким образом, предельные оценки поглощенной солнечной радиации составляют 36 и 110 Вт м⁻², и в этом случае коротковолновый баланс оказывается наибольшим из положительных компонентов теплового баланса. Отметим, что оба этих “крайних” сценария в настоящее время представляются мало реальными, и ни разу не наблюдались за период мониторинга, то есть, как минимум, с начала XXI века. На леднике Альдегонда снеготаяние обычно начинается конце мая – начале июня, а полное освобождение поверхности ледника отмечается в конце июля – начале августа. Переход к отрицательным отметкам температуры воздуха и установление устойчивого снежного покрова происходят в середине сентября; твердые осадки летом в отдельные годы наблюдались, но выпавший снег таял в течение 1–2 суток.

Для сравнения с граничными сценариями, приведем результат, полученный для ледника Альдегонда в 2021 г., когда временная динамика

альбедо поверхности была максимально подробно измерена на протяжении всего сезона абляции. Пространственное распределение величины отражающей способности было определено на девять моментов времени по космическим снимкам (Naegeli et al., 2017), и верифицировано натурными съемками, а для моментов времени в промежутках – интерполяцией, но с учетом продвижения снеговой линии вверх по леднику. Среднесуточный поток приходящей КВР менялся на протяжении сезона абляции 2021 г. от 25 до 366 Вт м⁻² со средним значением 188.7 Вт м⁻²; средний за сезон коротковолновый баланс поверхности составил 83.2 Вт м⁻², то есть был ближе к верхней границе представленного выше диапазона климатической нормы. Таким образом, среднее за сезон 2021 г. альбедо ледника Альдегонда составило 0.44.

Таким образом, по оценкам на основе климатической нормы в период современного потепления (1991–2020 гг.), именно поглощенная коротковолновая радиация вносит наибольший вклад в тепловой баланс поверхности ледника Альдегонда за сезон абляции (с мая по сентябрь). Даже если принять во внимание систематическую ошибку аэродинамического метода, средние значения коротковолнового баланса оказываются в 2–3 раза выше величины типичного турбулентного теплообмена. Схожий вывод был получен и для других ледников Шпицбергена по данным натурных измерений

(Arnold et al., 2006; Karner et al., 2013; Zou et al., 2021), а также на основе регионального моделирования (Lang et al., 2015), поэтому такой вывод, по-видимому, универсален для всех ледников архипелага, хотя для более высоко расположенных объектов доля турбулентного теплообмена несколько больше (van Pelt et al., 2012).

Репрезентативность результатов

Результаты количественной оценки компонентов теплового баланса, полученные в этом исследовании, невозможно распространить на все ледники архипелага Шпицберген без привлечения реанализа и методов моделирования. Однако можно провести оценку того, для какой части архипелага ледник Альдегонда типичен с точки зрения балансов тепла и массы.

Известно, что все факторы, влияющие на структуру теплового баланса ледников, закономерно зависят от высотных градиентов основных метеовеличин (Paterson, 1994). Поэтому прежде всего необходимо рассмотреть, насколько ледник Альдегонда характерен по интервалу занимаемому им высот для оледенения Шпицбергена. И с этой точки зрения изучаемый объект нельзя признать типичным для ледников архипелага в целом: обобщенная гипсометрическая кривая всех ледников региона имеет выраженный пик в районе 500 м над ур. моря (Noël et al., 2020), в то время как 99% площади Альдегонды находятся ниже этой отметки (Terekhov et al., 2023). Однако для центральной части острова Западный Шпицберген, земель Норденшельда и Натхорста, где рельеф относительно низменный и ледники имеют меньшие площади, сопоставимые с Альдегондой, подобное высотное распределение более характерно. Таким образом, выбранный объект исследований репрезентативен по крайней мере для центральной части острова. Кроме того, ниже усредненной высоты снеговой линии на архипелаге (совпадающей с пиком в гипсометрии, то есть около 500 м) в последнее десятилетие оказались более 60% оледенения Шпицбергена, и в перспективе текущего столетия область абляции будет расширяться (Geuman et al., 2022). Очевидно, ледник Альдегонда более репрезентативен для этой части оледенения, нежели для высоко расположенных ледниковых куполов, где еще сохраняется снегонакопление, а альbedo поверхности остается высоким на протяжении всего года (Möller, Möller, 2017).

Архипелаг Шпицберген — довольно крупный географический объект, занимающий площадь более 61 тыс. км² и расположенный в зоне арктического фронта и североатлантического циклогенеза, а также на современной границе морского льда в Арктике (Dahlke et al., 2020). Поэтому для района архипелага характера очень высокая

горизонтальная изменчивость метеорологических величин, основное направление которых юго-запад — северо-восток. Такое направление обусловлено постепенным ослаблением влияния более теплых воздушных масс северной Атлантики, а также затоков атлантических вод по мере удаления от юго-западного побережья (Schuler et al., 2020).

Из-за неоднородности распределения метеовеличин, на Шпицбергене выделяются три физико-географические области: южная, где и расположен исследуемый ледник Альдегонда, а также населенные пункты Баренцбург и Лонгйир (к ней относят область архипелага южнее залива Исфьорд); северо-западная и северо-восточная (либо просто “восточная”), разделенные заливом Вильдефьорд (Hanssen-Bauer et al., 2019). Климатические характеристики и тенденции их современных изменений в окрестностях Баренцбурга типичны для южной области — наиболее теплой и обладающей наименьшими контрастами между температурами лета и зимы (Isaksen et al., 2016).

Самые важные климатические особенности южной области Шпицбергена — наименьшее на архипелаге количество суток с отрицательными температурами воздуха на протяжении года и наименьшее количество дней со снежным покровом (Hanssen-Bauer et al., 2019). Вероятно, именно по причине низкого альbedo коротковолновая радиация играет ведущую роль в структуре теплового баланса местных ледников (Arnold et al., 2006; Zou et al., 2014; Prokhorova et al., 2023). С другой стороны, климат Шпицбергена во многом определяется ледовым режимом вокруг архипелага: наибольшие изменения площадей морского льда характерны для северо-восточной и северо-западной климатических областей, в то время как южная область в последние десятилетия была свободна от морского льда на протяжении всего сезона абляции ледников (Isaksen et al., 2016). Отсутствие морского льда влияет на все процессы взаимодействия в системе “океан—атмосфера”, но и оказывает определенное влияние на процессы взаимодействия в системе “атмосфера—криосфера” на сопредельных территориях суши (Moore et al., 2018). Именно поэтому измерения на леднике Альдегонда вряд ли могут быть репрезентативны для северных территорий Шпицбергена.

Таким образом, полученные результаты будут некорректно обобщать на всю территорию архипелага. Однако низко расположенный ледник Альдегонда может быть репрезентативен по крайней мере для южной климатической области. В аналогичном интервале высот расположено до 60% современного наземного оледенения Шпицбергена. Количественные оценки распределения компонентов теплового баланса по ледникам архипелага, а также их будущей динамики, в дальнейшем могут быть сделаны на основе более сложных модельных

подходов; при этом любое математическое моделирование требует верификации заложенных в модель алгоритмов расчета, и проведенное авторами исследование является методическим с этой точки зрения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены результаты сравнения двух методов оценки величины турбулентных потоков на леднике Альдегонда в августе 2022 г.: пульсационного и аэродинамического. Показано, что величина турбулентного теплообмена, рассчитываемая аэродинамическим методом, может иметь погрешность порядка 14% относительно пульсационных измерений. Коэффициент детерминации составляет $R^2 = 0.7$. Аэродинамическому методу свойственно систематическое занижение потока явного тепла по сравнению с прямым измерением. Согласованность результатов двух методов зависит от направления ветра. При направлении ветра $30-90^\circ$ и $90-150^\circ$ коэффициент детерминации равен $R^2 = 0.7$, для направления $210-270^\circ$ $R^2 = 0.6$. Таким образом, при течении вдоль склона аэродинамический метод систематически недооценивает потоки явного тепла, коэффициент пропорциональности между двумя рядами $0.67-0.70$, при перпендикулярном направлении ветра ряды согласуются лучше, коэффициент пропорциональности составляет 0.98 .

Поскольку при высоких скоростях ветра аэродинамический метод хорошо согласуется с результатами прямых измерений, он пригоден для оценки экстремальных значений турбулентного теплообмена, возникающих во время таких погодных явлений как фены, волны тепла или при прохождении глубоких циклонов.

Аэродинамический метод позволил оценить среднюю величину турбулентного теплообмена и сравнить ее с другими основными компонентами баланса по усредненным данным за период с 1991 по 2020 г. Типичные величины потоков тепла на леднике Альдегонда таковы: длинноволновый баланс поверхности — 14.5 Вт м^{-2} , турбулентный потоки явного тепла — 23.4 и скрытого — -7.5 Вт м^{-2} . При этом поток приходящей коротковолновой радиации по данным реанализа ERA5 за период 1991–2019 гг. составил 161.6 Вт м^{-2} . Умножив это значение на характерные значения альбедо в среднем для поверхности ледника, покрытой снегом (0.78) и без него (0.32), получаем предельные оценки поглощенной солнечной радиации для гипотетических случаев, если бы ледник был все лето укрыт снегом, или, наоборот, снежный покров бы полностью отсутствовал — это дает диапазон значений от 36 до 110 Вт м^{-2} . Таким образом, даже при минимальной оценке вклад поглощенной солнечной радиации в тепловой баланс будет выше, чем

оцененный с учетом ошибки для турбулентных потоков.

Поскольку ледник Альдегонда по занимаемому им высотному диапазону типичен для оледенения в этой части Шпицбергена, отличающейся низким относительно остального архипелага рельефом, можно предположить, что результаты наших оценок репрезентативны по крайней мере для центральной части о. Западный Шпицберген — земель Норденшельда и Натхорста.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген сотрудникам АНИИ за помощь в организации и проведении полевых работ, а также сотрудникам ИФА РАН — А.Е. Мамонтову и Е.Д. Шишову. Оценка доли турбулентного теплообмена в структуре теплового баланса ледника Альдегонда выполнена в рамках темы 5.1 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей”.

Эксперимент по сравнению результатов пульсационного и аэродинамического методов и обработки данных выполнены в рамках темы госзадания РАН 1022032200002-2-1.5.10.

Acknowledgements. The authors are grateful to the Russian Arctic Expedition on Svalbard (Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia) for providing logistics, equipment and for helping to carry out the field studies. And to the staff of the IAP RAS — A.E. Mamontov, E.D. Shishov for their assistance in conducting research. Assessment of role of turbulent fluxes in the surface energy balance of the glaciers in the central part of Spitsbergen Island, on the example of Aldegondabreen was funded under Project 5.1, “Development of models, methods and technologies for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), processes of interaction of ice with natural objects and engineering structures for the Arctic and technologies for hydrometeorological provision of consumers”, within the Plan NITR of Roshydromet 2020–24.

An experiment comparing the results of the pulsation and aerodynamic methods and data processing were funded by the state task of the Russian Academy of Sciences 1022032200002-2-1.5.10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. Мировой

- центр данных // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/> Дата обращения: 06.04.2024.
- Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М.: Наука, 1966. 150 с.
- Волошина А.П. Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчёт о научно-исследовательской работе (итоговый отчет за 2008 год) // Отчёт о НИР, науч. рук. темы С.М. Прямыков. СПб., 2008. 191 с.
- Монин А.С., Обухов А.А. Безразмерные характеристики турбулентности в приземном слое // Доклады АН СССР. 1953. Т. 93. № 2. С. 223–226.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5. Ч. I. Актинометрические наблюдения на станциях. 1996.
- Прохорова У.В., Терехов А.В., Демидов В.Э., Веркулич С.Р., Иванов Б.В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) // Лед и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 214–224. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020138>
- Репина И.А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. М.: Ин-т космических исследований РАН, 2007. 36 с.
- Репина И.А. Взаимодействие морской поверхности и кататического потока во фьордах Шпицбергена // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 217–228.
- Репина И.А., Иванов Б.В., Кузнецов Р.Д. Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 180–187.
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лёд и Снег. 2011. № 4 (1). С. 24–31.
- Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 123 с.
- Священников П.Н., Рагулина Г.А. Оценка поверхностного таяния ледника Альдегонда, арх. Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. М.: Изд-во. ГЕОС, 2010. С. 469–474.
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 (Центральный Кавказ) // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54.
- Торопов П.А., Дебольский А.В., Полюхов 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. 524–537.
- Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2006. V. 111. № F2.
- Barskov K., Stepanenko V., Repina I., Artamonov A., Gavrikov A. Two regimes of turbulent fluxes above a frozen small lake surrounded by forest // Boundary-Layer Meteorology. 2019. V. 173. P. 311–320.
- Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V. Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing. 2017. V. 96. № 1. P. 012003.
- Dahlke S., Hughes N.E., Wagner P.M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover // Intern. Journ. of Climatology. 2020. V. 40. № 12. P. 5246–5265.
- Foken T., Wichura B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements // Agricultural and forest meteorology. 1996. V. 78. № 1–2. P. 83–105.
- Foken T. Micrometeorology. Heidelberg: Springer, 2017. 362 p.
- Geyman E.C., JJ van Pelt W., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J. Historical glacier change on Svalbard predicts doubling of mass loss by 2100 // Nature. 2022. V. 601. № 7893. P. 374–379.
- Gryanik V.M., Lüpkes C., Grachev A., Sidorenko D. New modified and extended stability functions for the stable boundary layer based on SHEBA and parametrizations of bulk transfer coefficients for climate models // Journ. of the Atmospheric Sciences. 2020. V. 77. № 8. P. 2687–2716.
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. Climate in Svalbard 2100. A knowledge base for climate adaptation, 2019. 470 p.
- Hock R. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 149. P. 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Hock R., Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 172. P. 25–36.
- Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean–Air Heat Exchange

- in the Late Summer // *Atmosphere*. 2019. V. 10. № 4. P. 184.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T.* Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2016. V. 121. № 20. P. 11913–11931. <https://doi.org/10.1002/2016JD025606>
- Karner F., Obleitner F., Krismer T., Kohler J., Greuell W.* A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2013. V. 118. P. 3986–4000. <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5 // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. № 3. P. 945–956.
- Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2004. V. 109. № D16.
- Möller M., Möller R.* Modeling glacier-surface albedo across Svalbard for the 1979–2015 period: The HiRSvC500- α data set // *Journ. of Advances in Modeling Earth Systems*. 2017. V. 9. № 1. P. 404–422.
- Moore G.W.K., Schweiger A., Zhang J., Steele M.* Collapse of the 2017 winter Beaufort High: A response to thinning sea ice? // *Geophys. Research Letters*. 2018. V. 45. № 6. P. 2860–2869. <https://doi.org/10.1002/2017GL076446>
- Munro D.S.* Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow // *Arctic and Alpine Research*. 1990. V. 22. № 2. P. 153–162.
- Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., van den Broeke M.R.* Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability // *Nature Communications*. 2020. V. 11. № 1. P. 4597.
- Paterson W.S.B.* Physics of glaciers. Butterworth-Heinemann, 1994. 488 p.
- Pernov J.B., Gros-Daillon J., Schmale J.* Comparison of selected surface level ERA5 variables against in-situ observations in the continental Arctic // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2024 (в печати).
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V.* Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023. V. 55. № 1. P. 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Laaksonen A.* The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // *Communications Earth & Environment*. 2022. V. 3. № 1. P. 168.
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Van Pelt W.J.* Reconciling Svalbard glacier mass balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 523648.
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M.* The foehn effect during easterly flow over Svalbard // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022. V. 22. № 2. P. 1529–1548.
- Slater T., Lawrence I.R., Ootosaka I.N., Shepherd A., Gourmelen N., Jakob L., Nienow P.* Earth's ice imbalance // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. № 1. P. 233–246.
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K.* Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability and sensitivity to climate change // *Annals of Glaciology*. 2023. P. 1–11.
- van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H., Pohjola V.A., Pettersson R., and van Angelen J.H.* Simulating melt, runoff and refreezing on Norden-skiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 641–659. <https://doi.org/10.5194/tc-6-641-2012>
- Wheler B.A., Flowers G.E.* Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada // *Journ. of Glaciology*. 2011. V. 57. № 201. P. 121–133.
- Zhou L.B., Zhu J.H., Kong L.L.* The observed near-surface energy exchange processes over Arctic glacier in summer // *Journ. of Meteorological Research*. 2024. V. 38. № 3. P. 1–8. <https://doi.org/10.1007/S13351-024-3158-2>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C.* The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // *Polar Research*. 2021. V. 40. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5318>

Citation: Prokhorova U.V., Barskov K.V., Terekhov A.V., Chechin D.G., Repina I.A., Ivanov B.V., Varentsov M.I., Artamonov A. Yu. Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of the central Spitsbergen: the case of Aldegondabreen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 481–496. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673424040011

Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of the central Spitsbergen: the case of Aldegondabreen

U. V. Prokhorova^{1, #}, K. V. Barskov², A. V. Terekhov¹, D. G. Chechin²,
I. A. Repina^{2, 3}, B. V. Ivanov^{1, 4}, M. I. Varentsov^{2, 3}, A. Yu. Artamonov²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia;

²Institute of Atmospheric Physics named after A.M. Obukhov, RAS, Moscow, Russia;

³Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

⁴Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

#e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Received April 6, 2024 / Revised July 7, 2024 / Accepted October 7, 2024

The results of verification of the aerodynamic method for calculating turbulent air heat fluxes between the glacier and the atmosphere using the eddy covariance method are presented. The experiment was conducted on Aldegondabreen, Svalbard, in August 2022. Comparison of the methods showed high agreement between the fluxes estimated by the two methods ($R^2 = 0.7$), but the aerodynamic method underestimated the flux (mean error 14%). The eddy covariance method allowed us to estimate the aerodynamic roughness length parameter for Aldegondabreen $z_{0m} = 0.8$ mm, and the thermal roughness length $z_{0h} = 0.08$ mm. The uncertainty analysis of the aerodynamic method revealed systematic errors related to the wind flow direction. The coefficient of proportionality was 0.67–0.70 for wind direction along the glacier slope and 0.98 for wind direction perpendicular to the glacier slope. Mean values of heat fluxes during the ablation season for the period 1991–2020 were calculated for Aldegondabreen: the short-wave balance is 72.6–113.8 $W \cdot m^{-2}$; the long-wave balance is 14.5 $W \cdot m^{-2}$; the turbulent fluxes of sensible and latent heat determined by the aerodynamic method are 20.5 and about 1 $W \cdot m^{-2}$, respectively. Thus, even allowing for a systematic method error of 14% ($\sim 3 W \cdot m^{-2}$), the total turbulent heat transfer value of 24.5 $W \cdot m^{-2}$ was lower than the mean estimates for the short-wave balance.

Keywords: Arctic, Svalbard, surface energy balance, turbulent flux

REFERENCES

- All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information World Data Center: <http://meteo.ru> (Meteo Publications. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/> (Last access: 06 April 2024).
- Voloshina A.P. Teplovoi balans poverhnosti visokogornikh lednikov v letnii period: na primere Elbrusa. Heat Balance of a Surface of High-mountain Glaciers During Summer Period: Case Study of Elbrus. Moscow: Nauka, 1966: 150 p. [In Russian].
- Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138.
- Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmenenij v rajone arhipelaga Shpicbergen: otchet o nauchno-issledovatel'skoj rabote (itogovyy otchyot za 2008 god). Study of the meteorological regime and climate changes in the area of the Spitsbergen archipelago: report on research work (final report for 2008). Research report. St. Petersburg, 2008: 191 p. [In Russian].
- Monin A.S., Obukhov A.M. Dimensionless characteristics of turbulence in the atmospheric surface layer. Doklady Akademii Nauk SSSR. Reports of the Academy of Sciences. 1953, 93 (2): 223–226 [In Russian].
- Nastavlenie gidrometeorologicheskimi stanciyam i postam. Instructions for hydrometeorological stations and posts. Vyp. 5, Ch. I. Aktinometricheskie nablyudeniya na stanciyah. 1996 [In Russian].
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Verkulich S.R., Ivanov B.V. Intra-Annual Variability of the Surface Ablation of the Aldegondabreen Glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 214–224 [In Russian].
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020138>
- Repina I.A. Metody opredeleniya turbulentnykh potokov nad morskoy poverhnost'yu. Methods for determining turbulent flows over the sea surface. Moscow: Space

- Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2007: 36 p. [In Russian].
- Repina I.A. The sea surface and the katabatic flow interaction in the fjords of Spitsbergen. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2018, 15 (5): 217–228. [In Russian].
- Repina I.A., Ivanov B.V., Kuznetsov R.D. Measurement of the katabatic wind turbulent structure in the Spitsbergen coastal zone. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2009, 6 (2): 180–187. [In Russian].
- Retz E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V. Modeling the melting of the surface of a mountain glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (4): 24–31. [In Russian].
- Rukovodstvo gidrometeorologicheskimi stanciyami po aktinometricheskimi nablyudeniyam. Management of hydrometeorological stations on actinometric observations Leningrad: Gidrometeoizdat. 1971: 123 p. [In Russian].
- Svyaschennikov P.N., Ragulina G.A. Estimation of surface ablation of Aldegonda glacier, Svalbard archipelago. *Priroda shelfov i arhipelagov evropeiskoi Arktiki*. Kompleksnie issledovaniya prirodi Shpitsbergen. Nature of shelves and archipelagos of the European Arctic. Comprehensive studies of Svalbard nature. Moscow: GEOS, 2010: 469–474. [in Russian].
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Assessment of the components of the heat balance of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus) during the ablation period in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2018, XXII (4): 42–54. [In Russian].
- Toropov P.A., Debol'skii A.V., Polyukhov A.A., Shestakova A.A., Popovnin V.V., Drozdov E.D. Oerlemans Minimal Model as a Possible Instrument for Describing Mountain Glaciation in Earth System Models. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2023, 50 (5): 524–537. [In Russian].
- Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2006, 111 (F2).
- Barskov K., Stepanenko V., Repina I., Artamonov A., Gavrikov A. Two regimes of turbulent fluxes above a frozen small lake surrounded by forest. *Boundary-Layer Meteorology*. 2019, 173: 311–320.
- Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V. Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. IOP Publishing. 2017, 96 (1): 012003.
- Dahlke S., Hughes N.E., Wagner P.M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover. *Intern. Journ. of Climatology*. 2020, 40 (12): 5246–5265.
- Foken T., Wichura B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and forest meteorology*. 1996, 78 (1–2): 83–105.
- Foken T. *Micrometeorology*, Springer, Heidelberg, 2017: 362 p.
- Geyman E.C., JJ van Pelt W., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J. Historical glacier change on Svalbard predicts doubling of mass loss by 2100. *Nature*. 2022, 601 (7893): 374–379.
- Gryanik V.M., Lüpkes C., Grachev A., Sidorenko D. New modified and extended stability functions for the stable boundary layer based on SHEBA and parametrizations of bulk transfer coefficients for climate models. *Journ. of the Atmospheric Sciences*. 2020, 77 (8): 2687–2716.
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. Climate in Svalbard 2100, A knowledge base for climate adaptation, 2019: 470 p.
- Hock R. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journ. of glaciology*. 1999, 45 (149): 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Hock R., Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*. 2005, 51 (172): 25–36.
- Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean. *Air Heat Exchange in the Late Summer*. *Atmosphere*. 2019, 10 (4): 184.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen. Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016, 121 (20): 11913–11931. <https://doi.org/10.1002/2016JD025606>
- Karner F.F., Obleitner T., Krismer J., Kohler, Greuell W. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013, 118: 3986–4000. <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>
- Lang C., Fettweis X., Ericum M. Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5. *The Cryosphere*. 2015, 9 (3): 945–956.
- Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004, 109 (D16).
- Möller M., Möller R. Modeling glacier-surface albedo across Svalbard for the 1979–2015 period: The HiRSvC500- α data set. *Journ. of Advances in Modeling Earth Systems*. 2017, 9 (1): 404–422.

- Moore G.W.K., Schweiger A., Zhang J., Steele M. Collapse of the 2017 winter Beaufort High: A response to thinning sea ice? *Geophys. Research Letters*. 2018, 45 (6): 2860–2869.
- Munro D.S. Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. *Arctic and Alpine Research*. 1990, 22 (2): 153–162.
- Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt, W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., van den Broeke M.R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. *Nature Communications*. 2020, 11 (1): 4597.
- Paterson W.S.B. *Physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann, 1994: 488 p.
- Pernov J.B., Gros-Daillon J., Schmale J. Comparison of selected surface level ERA5 variables against in-situ observations in the continental Arctic // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2024 (in print).
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023, 55 (1): 2190057.
<https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*. 2022, 3 (1): 168.
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 523648.
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M. The foehn effect during easterly flow over Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022, 22 (2): 1529–1548.
- Slater T., Lawrence I. R., Otosaka I.N., Shepherd A., Gourmelen N., Jakob L., Nienow P. Earth's ice imbalance // *The Cryosphere*. 2021, 15 (1): 233–246.
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability and sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology*. 2023, 1–11.
- van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H., Pohjola V.A., Pettersson R., van Angelen J.H. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model. *The Cryosphere*. 2012, 6: 641–659.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-641-2012>
- Wheler B.A., Flowers G.E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (201): 121–133.
- Zhou L.B., Zhu J.H., Kong L.L. The observed near-surface energy exchange processes over Arctic glacier in summer. *Journ. of Meteorological Research*. 2024, 38 (3), 1–8.
<https://doi.org/10.1007/S13351-024-3158-2>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 2021, 40.

СОКРАЩЕНИЕ ЛЕДНИКОВ ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (АЛТАЙ) С МАКСИМУМА МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

© 2024 г. Д. А. Ганюшкин^{1,*}, Д. В. Банцев¹, С. А. Грига¹, Е. С. Деркач¹,
О. В. Останин², Ю. А. Горбунова¹, В. А. Распутина¹, К. В. Чистяков¹

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

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

*e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Поступила 06.05.2024 г.

После доработки 21.06.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Реконструированы и каталогизированы ледники Южно-Чуйского хребта в малый ледниковый период, в 1962, 2000 и 2021 гг. С максимума МЛП по 2021 г. суммарная площадь ледников сократилась на 61% и объём на 59–64%. Нижний предел распространения ледников поднялся на 300 м, максимум распределения льда по высоте — на 100 м. Сокращение площади ледников в 2000–2021 гг. ускорилось до 1.5% в год от площади на начало этапа.

Ключевые слова: Алтай, реконструкция оледенения, малый ледниковый период, динамика ледников

DOI: 10.31857/S2076673424040024, EDN: HTXSDL

ВВЕДЕНИЕ

Ледники — индикаторы климатических изменений, особенно в горных районах, где сеть метеостанций разрежена. Современное глобальное сокращение ледников началось с завершения похолодания малого ледникового периода (далее — МЛП). В последние десятилетия отступление ледников ускоряется (Hugonnet et al., 2021). На Алтае максимум наступания ледников в МЛП не был зафиксирован наблюдениями: Катунский ледник достиг кульминации между 1835 и 1880 гг., вероятно около 1850 г. (Тронов, 1949; Окишев, 2011). Для прочих ледников Алтая время максимума трактуется по-разному: в XVII столетии (Ивановский, 1978), в начале (Назаров и др., 2016) или в середине XIX столетия (Адаменко, Сюбаев, 1977; Ganiushkin et al., 2015). Большинство исследователей относит максимум МЛП на Алтае к стадии XVII–XIX столетий (Окишев, 2011; Назаров и др., 2022), во время нее имело место двукратное наступание примерно одинакового масштаба в начале XVII и в середине XIX столетий (Окишев, 2011). В нашей работе мы принимаем 1850 год за условный момент максимума МЛП.

Южно-Чуйский хребет находится на юго-востоке Русского Алтая. На западе он граничит с Катунским хребтом, на северо-западе и севере с Северо-Чуйским хребтом, на северо-востоке

примыкает к Чуйской котловине, на юге соседствует с плоскогорьем Укок, а на юго-востоке — с хребтом Сайлюгем. Хребет протягивается на восток-юго-восток на протяжении 100 км (в интервале 87°10′ и 88°29′ в.д., 49°58′ и 49°37′ с.ш.). В центральной части хребет расширяется примерно до 40 км за счет отрогов, отходящих на северо-северо-восток. Один из них, водораздел бассейнов рек Карагем и Талдура, к северу от перевала Карагем (2837 м) продолжается уже как южный отрог Северо-Чуйского хребта. Высшая точка хребта — гора Ирбисту (3968 м) расположена в восточной части хребта, ряд вершин превышает 3900 м: Джаниикту (3922 м), Иикту (3936 м).

Склоны хребта относятся к бассейнам притоков Катунки — Чуи (северо-восточный макросклон) и Аргута (юго-западный и северо-западный макросклоны). Северо-восточный макросклон более пологий и длинный, чем юго-западный и северо-западный, что подчеркивается разной протяженностью расчленяющих их долин: 5–15 км на юго-западе и северо-западе, и до 40 км и более на северо-востоке хребта.

Ледники Южно-Чуйского хребта были обнаружены В.В. Сапожниковым: в 1897 г. он открыл Большой Талдуриный ледник, а в 1898 г. — ледники в бассейнах рек Аккол, Елангаш, Кара-Оюк, Ирбисту (Сапожников, 1901), всего 11 ледников суммарной площадью примерно 45 км².

В последующем эти оценки неоднократно уточнялись и обновлялись (Тронов, 1949; Ревякин, 1966; Нарожный, Окишев, 1999; Никитин, 2009; Торопов и др., 2020; Котляков и др., 2023).

Имеющиеся данные о динамике ледников хребта после максимума МЛП все еще отличаются неполнотой и разнородностью: оценки оледенения в XX веке построены на сочетании полевых данных по одним ледникам, дешифрированию аэрофотоснимков и космических снимков по другим, использованию топографических карт по третьим (Тронов, 1949; Ревякин, 1966; Нарожный, Окишев, 1999). Оценки, полученные в XXI веке (Торопов и др., 2020; Котляков и др., 2023), опираются на дистанционные материалы, но при этом отсутствует анализ морфологической структуры современного оледенения Южно-Чуйского хребта, его распределения по высотам, экспозициям. Кроме того, в условиях современного ускоренного сокращения ледников информация об их состоянии быстро устаревает.

Цель работы – анализ динамики оледенения Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП до

современности по нескольким временным этапам. Решались следующие задачи: оценка масштабов оледенения в МЛП, получение информации на временные срезы прошлого, для которых доступны космические снимки (1962 и 2000 гг.), оценка новейшего состояния оледенения (2021 г.), анализ морфологической структуры оледенения, высотного и экспозиционного распределения ледников для каждого из временных срезов и выявление их изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для каталогизации современных ледников использовались снимки WorldView-3 от 25.08.2021 с разрешением 0.31 м, WorldView-2 от 05.09.2021 с разрешением 1.8 м и Sentinel-2 от 24.08.2021 с разрешением 10 м (последнему снимку отводилась вспомогательная роль для уточнения контуров ледника на неясных участках). Для снимков Sentinel-2 использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета). Дешифрирование проводилось в ручном режиме в среде ArcGIS 10.4.1. Минимальный размер ледников, включенных в каталог,

Таблица 1. Возможные ошибки дешифрирования контуров ледников

Описание вероятной ошибки	Способы избегания ошибки
Забронированные мореной края ледников принимаются за морены МЛП или мертвый лед	Индикаторы активного льда: «гладкая» поверхность, покрытая мореной, линейная вытянутость форм, подчеркнутая краевыми водными потоками (Loibl et al., 2014), слияние таких потоков обычно происходит у нижней точки ледника (Ganyushkin et al., 2022); наличие трещин на забронированных участках ледника показывает их движение
Участки забронированного мертвого льда принимаются за часть ледника	Индикаторы мертвого льда: наличие термокарстовых форм (Kääb, 1997), неровная поверхность, поверхностные озера, не сходящиеся водотоки, пионерная растительность (Loibl et al., 2014), уход водных потоков в тоннели и их выход на внешней стороне морены (Ganyushkin et al., 2022)
Срединная морена на поверхности ледника принимается за скальные выходы	Поиск участков с осыпанием морены и обнажением ледяного ядра
Участки сезонного снежного покрова, принимаются за часть ледника	Использование дополнительных снимков с менее развитым снежным покровом
Многолетние снежники принимаются за части ледника или самостоятельные маленькие ледники	Ледники имеют цельный контур, а снежники часто имеют ажурную конфигурацию; наличие у ледников бергшруднов и трещин, областей аккумуляции и абляции
Затенение части ледника и прилегающей неледниковой поверхности	Использование снимков с другой датой и углом освещения; регулировка в настройках изображения яркости и контрастности; использование других комбинаций каналов
Замерзшие озера принимаются за часть ледникового языка	Использование снимков с датой, когда лед на озере уже растаял; использование ЦМР, на которых эти участки выглядят как плоские участки, контрастирующие с наклонными участками, соответствующими ледникам
Наледи принимаются за часть ледника	Лед наледей обычно светлее, чем ледниковый лед благодаря своей чистоте; такие участки на ЦМР выглядят плоскими

составил 0.01 км². Основные подходы к решению проблем дешифрирования снимков указаны в табл. 1.

Для реконструкции оледенения по состоянию на 2000 г. использовались снимки Landsat-7 от 07.08.2000 комбинации каналов «естественные цвета» (3–2–1) и искусственные цвета (5–4–3, 7–4–2). Для увеличения разрешения до 15 м применялась процедура панхроматического слияния с каналом 8.

Для реконструкции размеров оледенения в 1962 г. проводилось дешифрирование снимков Corona с разрешением 7.6 м. Привязка производилась по более чем 800 характерным точкам (WGS 84, UTM Zone 45 N). Систематическая ошибка была определена как ± 1 пиксель (0.31 м для World-View-3, 1.8 для World-View-2, 7.6 м для снимков Corona, 10 м для снимков Sentinel-2, 15 м для Landsat-7). Ошибка определения площади A_{er} рассчитывалась по формуле:

$$A_{er} = n \cdot m, \quad (1)$$

где n — число пикселей по периметру контура ледника, m — площадь пикселя, зависящая от разрешения снимка.

Реконструкция ледников МЛП проводилась геоморфологическими методами. Морены МЛП картировались с использованием спутниковых снимков, а также результатов полевых наблюдений (ледники в бассейнах рек Аккол и Талдура неоднократно посещались авторами в 1999–2024 гг.), GPS-маркирования морен в бассейнах рек Талдура и Аккол в 2022 и 2023 гг. Для диагностики морен МЛП применялись разработанные нами для расположенного восточнее массива Монгун-Тайга эталоны дешифрирования морен (Ганюшкин и др., 2018).

Для морен МЛП в регионе характерны незадернованность, четкость в плане, большая крутизна по внешнему периметру и мощность относительно более древних морен, малая степень перемытости, наличие ядра погребенных льдов и связанных с ним термокарстовых форм. Также в определении внешних границ палеоледников использовались сухие ложбины, соответствующие бывшим маргинальным каналам стока.

Сходство морен МЛП с каменными глетчерами может приводить к переоценке площади ледников. Осыпные каменные глетчеры (Barsch, 1996) располагаются ниже осыпных склонов, лишенных следов свежей ледниковой экзарации и таких форм как кары и цирки. Обломочные каменные глетчеры развиты ниже морен МЛП или перекрывают их. В последних случаях мы старались проследить береговые морены до участков их перекрытия и

проводили реконструированные фронты ледников между этими участками.

Помимо дешифрирования морен мы использовали отчетливые границы между невыветрелыми, со следами свежей ледниковой эрозии, и выветрелыми, частично задернованными участками. Для реконструкции висячих ледников мы применяли кулуары с четкими очертаниями, маркирующими положение недавно исчезнувших ледников, как правило, с остаточными многолетними снежниками.

Для получения гипсометрических данных и экспозиций ледников использовалась глобальная ЦМР SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) (Rodríguez et al, 2006). Она получена по состоянию на 2000 г., больше соответствуя реконструируемым прошлым временным срезам. Для верификации результатов дешифрирования мы применяли полевые материалы за 2022 и 2023 г. (GPS маркирование краев ледников в бассейнах рек Талдура и Аккол). Высота фирновой границы для ледников максимума МЛП и 1962 г., а также для тех ледников, где фирновая граница не определялась на снимках 2000 и 2021 гг., рассчитывалась методом Куровского, согласно которому высота фирновой границы соответствует средневзвешенной по площади высоте ледника (Kurowsky, 1891).

Наши исследования применения метода Куровского (Ганюшкин и др., 2021) дают основание говорить о его высокой точности для малых ледников Алтая. В то же время наши исследования оледенения Северо-Чуйского хребта (Ganyushkin et al., 2023) выявили, что для долинных ледников этот метод преимущественно завышает положение фирновой границы. Сопоставление реального и расчетного положения фирновой границы ледников позволило получить зависимость между вертикальным диапазоном ледника ΔZ (м) и завышением положения фирновой границы ΔELA :

$$\Delta ELA = 0.2945 \cdot \Delta Z - 168. \quad (2)$$

Мы применяли уравнение (2) для внесения поправок в расчеты положения фирновой границы для долинных ледников максимума МЛП и 1962 г. Для количественной оценки степени экспозиционной контрастности был использован соответствующий коэффициент:

$$K = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (S_i - S_0)^2}{(m^2 - m) S_0^2}}, \quad (3)$$

где K — коэффициент экспозиционной контрастности; S_i — конкретное значение параметров оледенения; S_0 — среднее значение параметров оледенения при равномерном распределении по всем экспозициям; m — количество румбов.

Для оценки высотного распределения площади ледников использовались коэффициенты эксцесса (E_k) и асимметрии (A_s). Автоматизированные вычисления производились в MS Excel.

$$E_k = \frac{\frac{\sum (x_i - \bar{X})^4}{n-1}}{\left(\sqrt{\frac{\sum (x - \bar{X})^2}{n-1}} \right)^4} - 3, \quad (4)$$

$$A_s = \frac{\frac{\sum (x_i - \bar{X})^3}{n-1}}{\left(\sqrt{\frac{\sum (x - \bar{X})^2}{n-1}} \right)^3}, \quad (5)$$

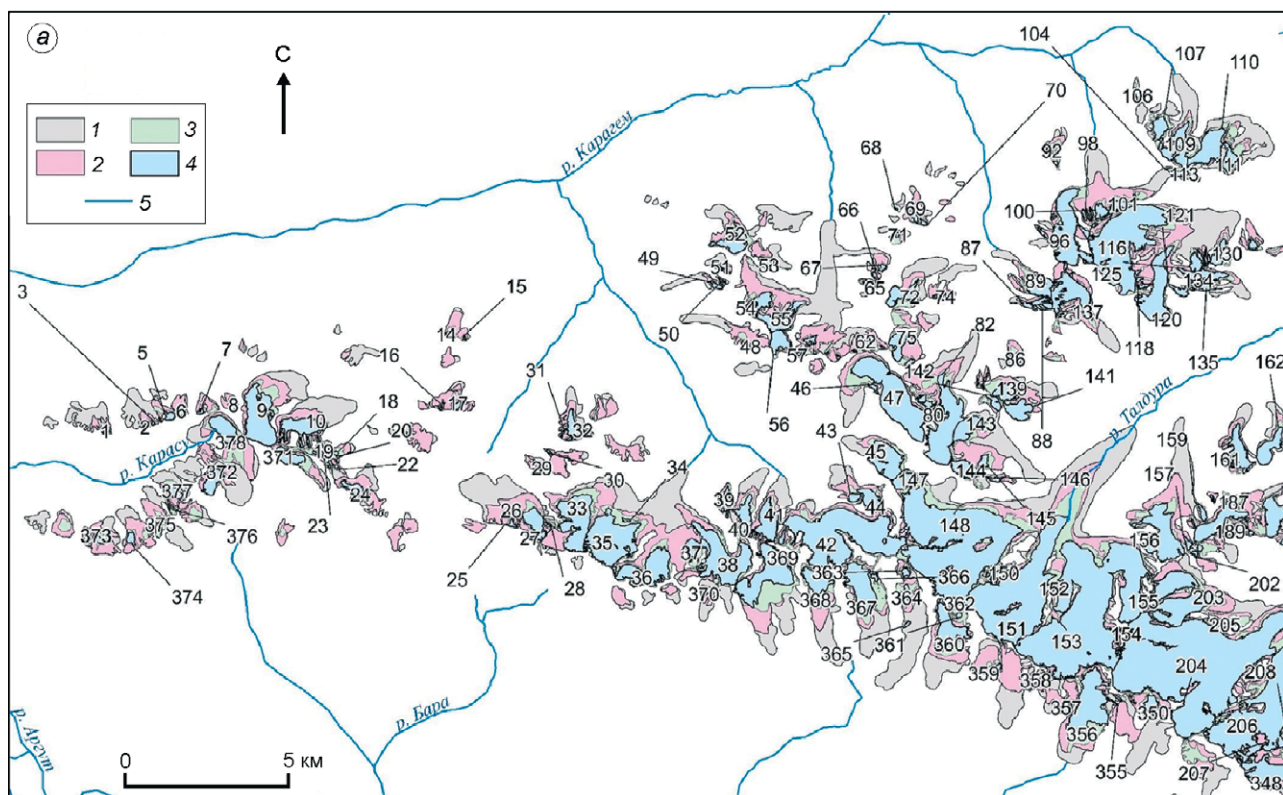
где x_i — площадь ледников в i -м 20-метровом высотном диапазоне, $\bar{X}$ — среднее значение площади в высотных диапазонах, n — число высотных диапазонов.

При расчетах объема ледников применялась модель GlabTop2 (Frey et al., 2014), при этом использовалась глобальная ЦМР SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) (Rodríguez et al, 2006), а также региональные эмпирические коэффициенты в степенном отношении площади и объема ледника (метод VAS – Volume-Area scaling) (Никитин, 2009; Мачерет и др., 2013).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для времени максимума МЛП мы выделили 384 ледника суммарной площадью 313.19 ± 0.47 км² (рис. 1), нижний предел распространения ледников составлял 2260 м (бассейн р. Карагем). Три крупнейших ледника имели площадь более 10 км²: Большой Талдуриинский (30.47 ± 0.02 км²), Софийский (25.67 ± 0.02 км²) и Оштуайры (12.59 ± 0.01 км²). 65 ледников имели площадь в интервале от 10 до 1 км². Расчётная высота границы питания составила 2987 м.

На 1962 г. мы положили на карту 332 ледника суммарной площадью 232.72 ± 9.57 км². Площадь оледенения с 1850 г сократилась на 25.7%. С максимума МЛП полностью исчезли 96 ледников, что частично компенсировалось распадом некоторых крупных ледников и разделением их на несколько малых. Ледники Большой Талдуриинский, Софийский и Оштуайры по площади превышали 10 км² (26.83 ± 0.41 км², 17.25 ± 0.36 км²,



$10.34 \pm 0.27 \text{ км}^2$, соответственно). Еще 30 ледников имели площадь более 1 км^2 . Нижний предел распространения ледников поднялся до 2442 м (Большой Талдури́нский ледник). Расчётная средневзвешенная по площади высота границы питания поднялась до 3075 м.

К 2000 г. площадь оледенения сократилась до $159.22 \pm 16.12 \text{ км}^2$, т.е. на 31.6% за 38 лет, число ледников мало изменилось (возросло до 336 за счет распада крупных ледников). Крупнейшими ледниками были Большой Талдури́нский ($24.07 \pm 1.00 \text{ км}^2$), Софийский ($16.29 \pm 0.81 \text{ км}^2$) и

Кара-Оюк ($6.18 \pm 0.46 \text{ км}^2$). Нижняя граница распространения ледников поднялась до 2461 м (р. Талдура). Средневзвешенная по площади высота границы питания составила 3137 м.

В 2021 г. площадь ледников составила $122.62 \pm 0.26 \text{ км}^2$ (сокращение на 23% за 21 год), исчез 31 ледник. Крупнейшим ледником Южно-Чуйского хребта стал Софийский ледник ($10.73 \pm 0.01 \text{ км}^2$), второй и третий по величине ледники (№ 153, $8.59 \pm 0.01 \text{ км}^2$; № 148 $6.86 \pm 0.01 \text{ км}^2$) образовались после распада Большого Талдури́нского ледника. Ещё 27

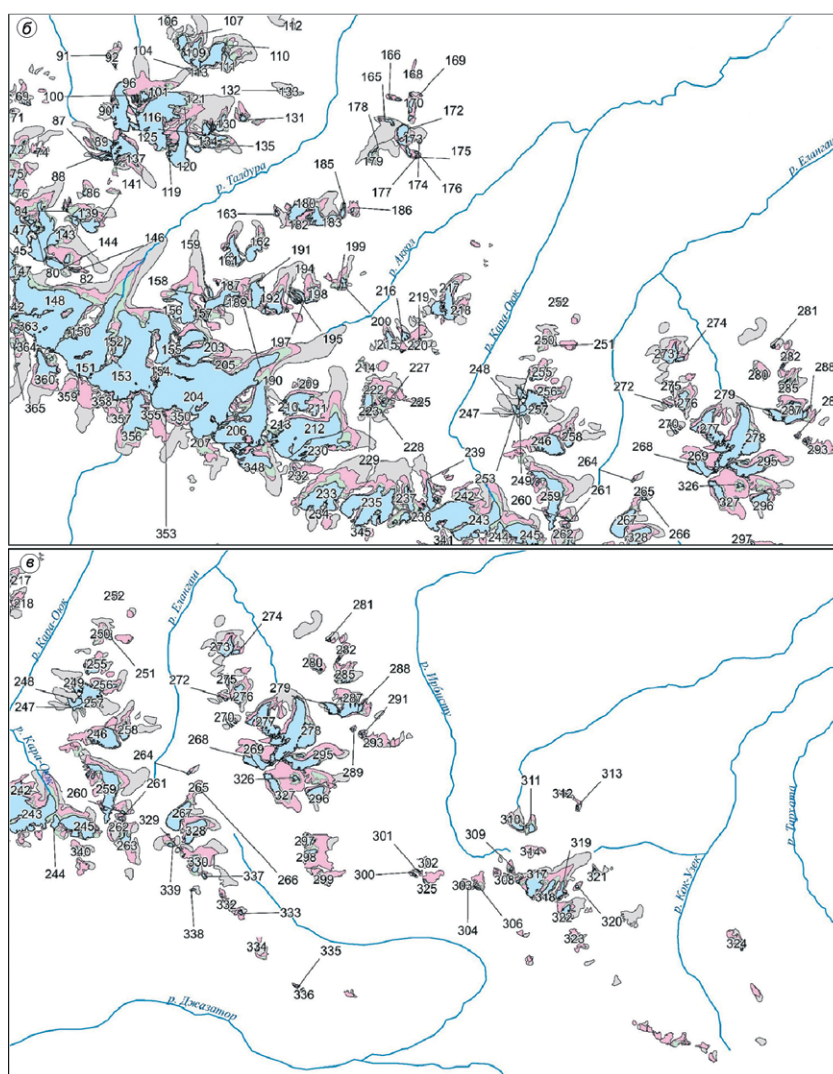


Рис. 1. Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г.: западная часть хребта (а); центральная часть хребта (б); восточная часть хребта (е).

Условные обозначения: сокращение ледников (б): 1 – с максимума МЛП по 1962 г., 2 – с 1962 по 2000 г, 3 – с 2000 по 2021 г.; 4 – ледники в 2021 г., 5 – реки

Fig. 1. Reduction of glaciers of the South Chuya Range from the LIA maximum to 2021: Western part (а); Central part (б); Eastern part (е). Legend: reduction of glaciers (б): 1 – from the LIA maximum to 1962, 2 – from 1962 to 2000, 3 – from 2000 to 2021; 4 – glaciers in 2021, 5 – rivers

Таблица 2. Относительное сокращение площади ледников Южно-Чуйского хребта по бассейнам рек

А*	Бассейн	Н _{max} , м	Площадь ледников в 1850 г. км ²		Период времени, годы			Площадь ледников в 2021 г., км ²	
					1850— 1962	1962— 2000	2000— 2021		
			Суммарная	Средняя	Среднее относительное сокращение, %/год			Суммарная	Средняя
ССЗ	Карагем	3936	72.96	0.70	0.25	0.93	1.24	25.04	0.23
СВ	Талдура	3936	61.12	2.03	0.19	0.51	0.86	32.12	0.54
	Аккол	3868	49.36	1.33	0.20	0.59	0.81	25.92	0.54
ССВ	Кара-Оюк	3922	35,41	0.91	0.19	0.82	1.10	15.07	0.42
	Елангаш	3967	25.23	0.60	0.28	0.91	0.81	9.49	0.34
	Ирбисту	3967	10.38	0.36	0.05	1.46	1.48	3.01	0.10
СВ	Кок-Узек	3521	8.22	0.36	0.30	1.24	1.52	1.97	0.13
В	Тархата	3345	0.11	0.11	0.01	0.26	4.76	0	0
ЮЗ	Джазатор	3936	40.33	0.65	0.30	1.47	1.81	8.73	0.19
	Бара	3345	3.98	0.43	0.35	1.61	2.75	0.53	0.27
СЗ	Карасу	3328	5.09	0.64	0.28	1.78	2.43	0.74	0.12
Среднее, %/год					0.23	0.83	1.52		

*А – экспозиция.

ледников имели площадь более 1 км². Нижний предел распространения ледников поднялся до 2566 м. Высота фирновой границы возросла до 3176 м.

С максимума МЛП по 1962 г. темпы сокращения ледников были низкими, мало различались для разных макроэкспозиций и разных по размерам ледников (табл. 2). После 1962 г. скорости сокращения во всех долинах возросли в 3–5 раз, в 2000–2021 г. тенденция к ускорению сокращения ледников сохранилась, за исключением бассейна р. Елангаш, где она незначительно снизилась. Сокращение оледенения в бассейнах рек с преобладанием малых ледников (Тархата, Бара, Ирбисту, Кок-Узек) шло быстрее, наименьшие относительные скорости сокращения имели место в бассейнах рек с наиболее крупными ледниками (Талдура, Аккол). При схожих площадях и высотах ледников в долинах северных экспозиций (Карагем, Елангаш) ледники сокращались медленнее, чем на юго-западном склоне (притоки р. Джазатор), что демонстрирует общую тенденцию к росту экспозиционной контрастности в распределении ледников.

Для всех рассмотренных временных срезов максимум распределения ледников по высоте располагался выше максимумов высотного распределения рельефа (которые расположены на высотах около 2300 и 2750 м, см. рис. 2, а), что говорит о преимущественном развитии ледников на склонах и смещении их в высокогорье.

Мы выделили на территории хребта 283 кара и цирка и определили их площади и высоты. В МЛП максимум распределение ледников по высоте совпадал с максимумом высотного распределения цирков (см. рис. 2, б) в интервале примерно 3000–3150 м. Размытость пика распределения оледенения по высоте характеризуется низким значением коэффициента эксцесса (–1.30). Таким образом, ледники в целом находились в соответствии с ледниковыми формами рельефа, что обеспечивало им относительную устойчивость. Отмечалась правосторонняя асимметрия (скошенность) распределения (коэффициент асимметрии 0.49), вызванная резким сокращением абсолютной площади оледенения в верхней части хребта в связи с общим уменьшением площади высотных интервалов с высотой, а также тем, что языки крупнейших долинных ледников занимали днища трогов на высотах 2260–2900 м.

В период с максимума МЛП по 1962 г. сокращение ледниковых языков шло сравнительно медленно (так, с 1850 по 1962 г. Большой Талдуринский ледник отступал со средней скоростью 15.6 м/год, а в 1962–2023 гг. – со средней скоростью 37.8 м/год), в то же время цирки уже начали освобождаться от оледенения (в основном за счет разделения смежных ледниковых потоков (например, у Большого Талдуринского ледника), что вызвало смещение максимума высотного распределения льда и способствовало росту асимметрии (0.58). Сокращение ледников в нижней части цирков привело также к

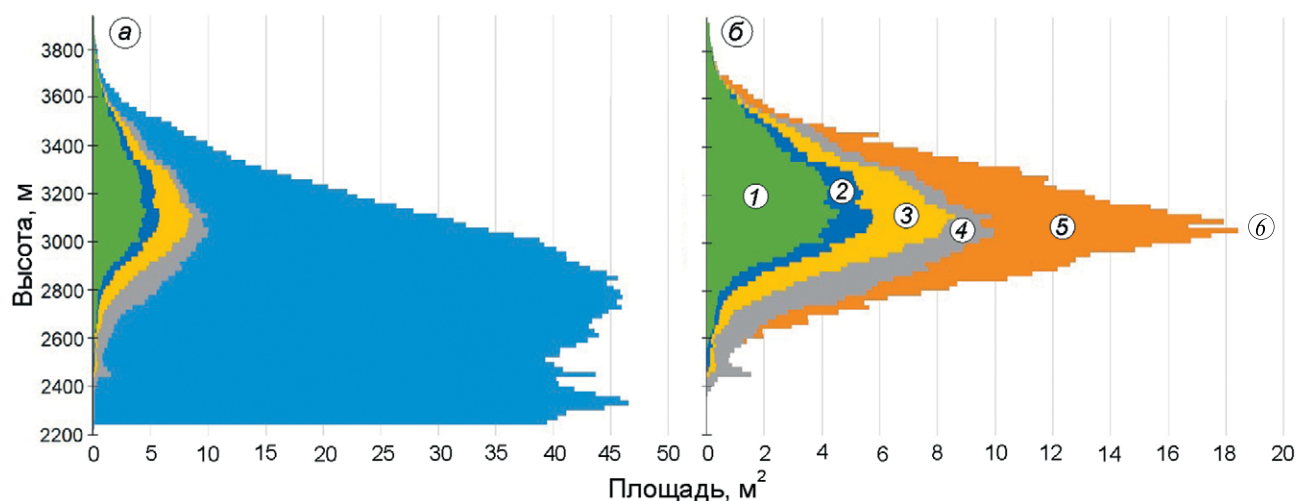


Рис. 2. *а* – Распределение площади ледников по высоте для разных временных срезов в сравнении с общей площадью соответствующих высотных интервалов; *б* – то же относительно распределения суммарной площади цирков по высоте. 1 – ледники в 2021 г., 2 – ледники в 2000 г., 3 – ледники в 1962 г., 4 – ледники в максимум МЛП, 5 – вся территория, включая ледники, 6 – цирки

Fig. 2. *a* – distribution of the area of glaciers by height for different time points in comparison with the total land area of the corresponding altitude intervals; *b* – the same regarding the distribution of the total area of cirques by height. 1 – glaciers in 2021, 2 – glaciers in 2000, 3 – glaciers in 1962, 4 – glaciers at the LIA maximum, 5 – the entire territory, including glaciers, 6 – cirques

большей выраженности основного максимума распределения (к 1962 г., коэффициент эксцесса составил -1.20).

После 1962 года распад крупных долинных ледников (например, Большого Талдурина) и ускорение деградации ледниковых языков привело к некоторому снижению асимметрии (коэффициент асимметрии составлял 0.57 в 2000 г. и 0.53 – в 2021 г.). Поскольку выше основного пика распределения цирков абсолютные площади рельефа резко снижались, дальнейшего смещения пика распределения льда вверх не произошло, но продолжившаяся деградация ледников в цирках привела к сглаживанию пика распределения ледников по высоте (коэффициент эксцесса уменьшился до -1.26 в 2000 г. и до -1.34 к 2021 г.).

С максимума МЛП по 2021 г. произошло существенное изменение высотного распределения ледников. Нижний предел распространения ледников поднялся на 300 м. Максимум распределения льда также сместился на 100 м выше, достигнув высоты около 3200 м. В настоящее время на высотах 3000 – 3200 м располагается 38% общей площади ледников.

Сокращение суммарного объема ледников Южно-Чуйского хребта в период с максимума МЛП по 2021 г. (рис. 3) составило, по нашим оценкам, 59 – 64% , что близко к нашей прежней оценке сокращения площади оледенения (61%). Скорости сокращения объема ледников хребта возросли: в период 1850 – 1962 гг. средняя скорость составляла

0.052 км³/год, в 1962 – 2000 гг. – 0.114 – 0.105 км³/год, в 2000 – 2021 гг. – 0.128 – 0.139 км³/год.

Изменение экспозиционной приуроченности ледников (табл. 3) заключалось в наибольшем относительном сокращении площади ледников на склонах южных экспозиций, за счет чего возросли экспозиционные контрасты в их распределении. Коэффициент экспозиционной контрастности вырос: 0.42 в максимум МЛП, 0.37 в 1962 г., 0.47 в 2000 г., 0.48 в 2021 г.

Аналогично происходило перераспределение площади ледников на северо-восточных, восточных и северных склонах: в период с 2000 по 2021 г. резко сократилось оледенение северо-восточных склонов, при неизменной площади оледенения северных склонов. Причиной этого служит распад ряда крупных ледников, имевших общую северо-восточную экспозицию, но включавших также потоки северной и восточной экспозиций. Например, при распаде Большого Талдурина к 2021 г. произошло обособление ледника № 153 площадью 8.57 км², имеющего северную экспозицию, что в общей статистике дало видимый эффект уменьшения оледенения северо-восточных склонов и отсутствие сокращения оледенения северных склонов, что не отражает реальную картину деградации оледенения. Аналогично, временное увеличение суммарной площади ледников восточных экспозиций в 1962 г связано с распадом сложных долинных ледников в бассейне р. Карагем.

Изменение распределения ледников по морфологическим типам (табл. 4) преимущественно

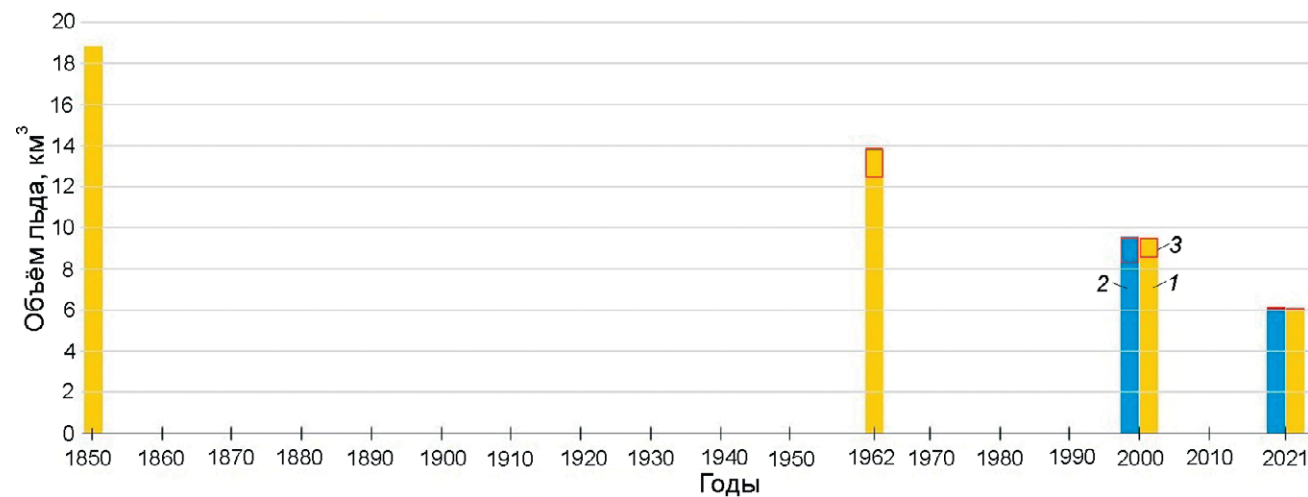


Рис. 3. Сокращение объема ледников Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. 1 – метод Volume-Area scaling, 2 – модель GlabTop2, 3 – область неопределенности

Fig. 3. Reduction in the volume of glaciers in the South Chuya Range from the LIA maximum to 2021. 1 – Volume-Area scaling method, 2 – GlabTop2 model, 3 – area of uncertainty

Таблица 3. Изменение распределение суммарных площадей ледников (км²) по экспозициям

Экспозиция	Время			
	МЛП	1962	2000	2021
С	80.05	58.55	43.42	44.08
СВ	138.41	84.98	76.73	52.79
В	14.71	43.65	6.89	6.02
ЮВ	15.86	11.44	5.93	3.01
Ю	27.90	14.21	5.29	4.68
ЮЗ	4.26	1.09	2.60	0.11
З	5.68	2.71	3.04	0.61
СЗ	26.32	16.09	15.32	11.33

Таблица 4. Изменение распределения площади ледников (%) по разными морфологическим типам ледников

Морфологический тип	1850	1962	2000	2021
Долинные	72.2	67.5	61.8	60.6
Карово-долинные	11.0	13.2	17.0	20.1
Каровые	9.5	11.9	10.0	7.6
Карово-висячие	1.9	0.7	1.5	2.2
Висячие	3.5	3.8	4.6	5.1
Присклоновые	0.2	0.5	0.9	0.9
Склоновые	2.6	2.4	4.0	3.4
Плоской вершины	0.1	0.2	0.2	0.2

состояло в сокращении доли долинных ледников в суммарной площади оледенения с одновременным ростом доли карово-долинных ледников. Эта тенденция отражает процесс интенсивного распада долинных ледников, лучше всего выраженный в долинах рек Талдура и Аккол, и начало сокращения ледников внутри цирков. Суммарная доля долинных и карово-долинных ледников в общей площади оледенения уменьшилась мало.

Причины сокращения оледенения можно выявить на основе анализа данных ближайших к Южно-Чуйскому хребту метеорологических станций Кош-Агач (примерно в 45 км восточнее) и Кара-Тюрек (примерно в 60 км западнее). Первая располагается в орографической тени хребта в котловине на высоте 1758 м, тогда как вторая находится на высоте 2600 м, соответствуя в большей степени климатическим условиям ледникового высотного пояса Южно-Чуйского хребта. Обе метеостанции располагают данными лишь начиная с середины XX века. В публикации (Ganyushkin et al., 2023) мы установили наличие тесной корреляции между рядами температур ближайшей длиннорядной метеостанции Барнаул и метеостанции Кара-Тюрек, что позволило продлить ряды температур последней до 1838 г. (рис. 4).

Исходя из проведенной реконструкции температур, можно выделить общий тренд к потеплению примерно до 1920 г., выразившийся в росте средних летних температур примерно на 0.7–0.8 °С. Далее вплоть до 1970 г. имела место стабилизация или даже снижение летних температур на 0.1–0.2 °С.

Таким образом, наша реконструкция оледенения по состоянию на 1962 г. относится к моменту, когда климатические условия были относительно

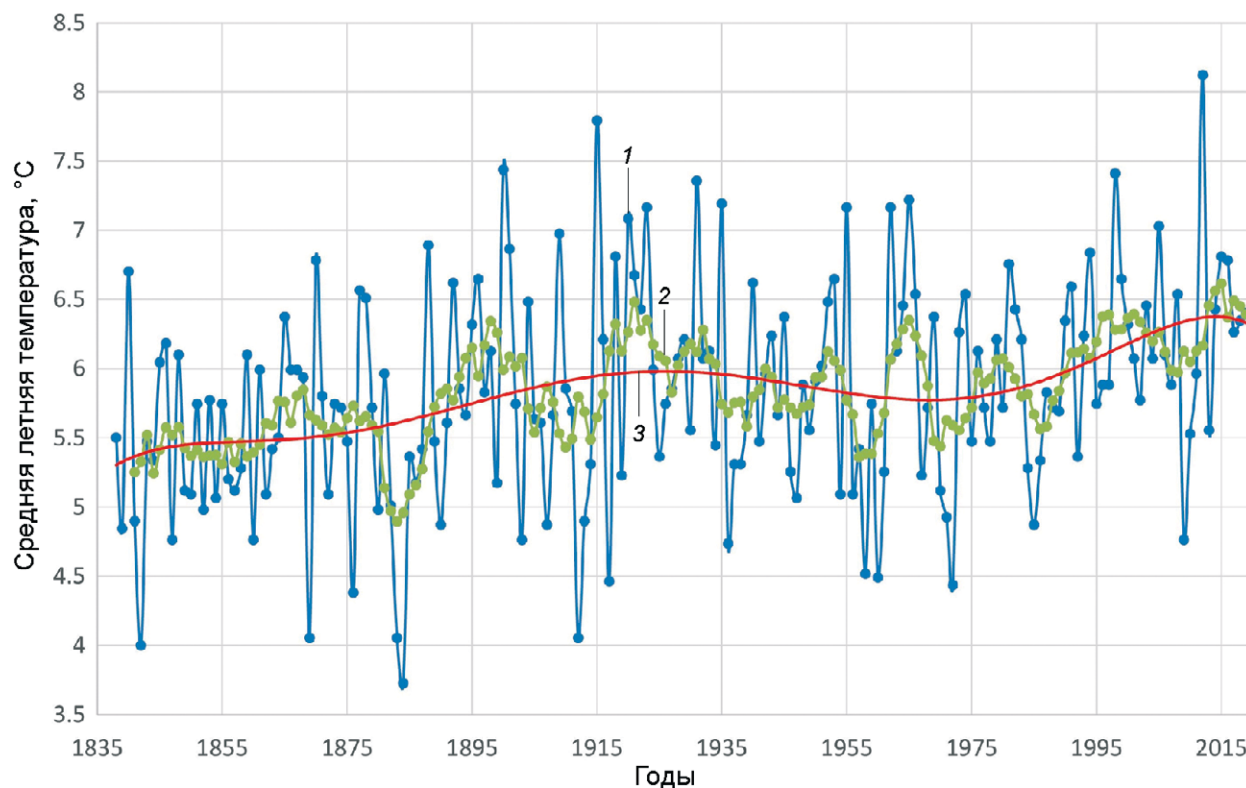


Рис. 4. Продленный до 1838 г. ряд средних летних температур по данным метеостанции Кара-Тюрек. 1 – средние летние температуры, 2 – пятилетнее сглаживание, 3 – полиномиальная аппроксимация

Fig. 4. The series of average summer temperatures at the Kara-Turek weather station extended until 1838. 1 – average summer temperatures, 2 – 5-year smoothing, 3 – polynomial approximation

стабильны, а ледники, вероятно, приближались к стационарному состоянию. Так, согласно (Галахов и др., 2015) стабилизация ледника Малый Актру, происходила около 1965–1970 гг. С другой стороны, исследования колебания ряда долинных ледников Алтая (Окишев, 2011) привели к выводу, что при текущем уровне информации нет возможности выделять этапы синхронных колебаний этих ледников.

В 1990-е годы произошел резкий подъем летней температуры (приблизительно на 2 °С), отчетливо прослеживающийся по данным метеостанций Кара-Тюрек и Кош-Агач (рис. 5). Соответственно, 2000 году предшествовало интенсивное потепление, ледники активно деградировали, что нашло отражение в выявленном ускорении сокращения ледников в интервале 1962–2000 гг.

После 2000 г. температура стабилизировалась на высоком уровне, но по данным метеостанции Кара-Тюрек, количество осадков в высокогорье существенно сократилось. Следовательно, дальнейшее ускорение сокращения ледников может быть связано как с кумулятивным эффектом от длительного теплого периода, так и с прогрессирующим

уменьшением баланса массы, связанным с дефицитом осадков.

Уменьшение количества осадков также означает уменьшение облачности и, соответственно, рост притока радиации. Последнее было установлено на Алтае (Торопов и др., 2020): в 2008–2017 гг. радиационный баланс теплого полугодия в высокогорьях Алтая вырос в среднем на 15 Вт/м² по сравнению с 1980–1990 гг. Это внесло вклад в деградацию оледенения, косвенным подтверждением чего служит установленный нами рост экспозиционной контрастности распределения ледников (увеличение прихода радиации, в первую очередь, воздействовало на ледники южных экспозиций).

ДИСКУССИЯ

Оценки масштабов оледенения в МЛП. Единственная реконструкция оледенения Южно-Чуйского хребта на максимум МЛП (Нарожный, Окишев, 1999) была создана путём использования аэрофотоснимков 1952 года и крупномасштабных топокарт (1:25000 и 1:50000) издания 1962 г. Для реконструкции проводилось дешифрирование морен и не реконструировались ледники, исчезнувшие до 1952 г. Суммарная площадь реконструированных

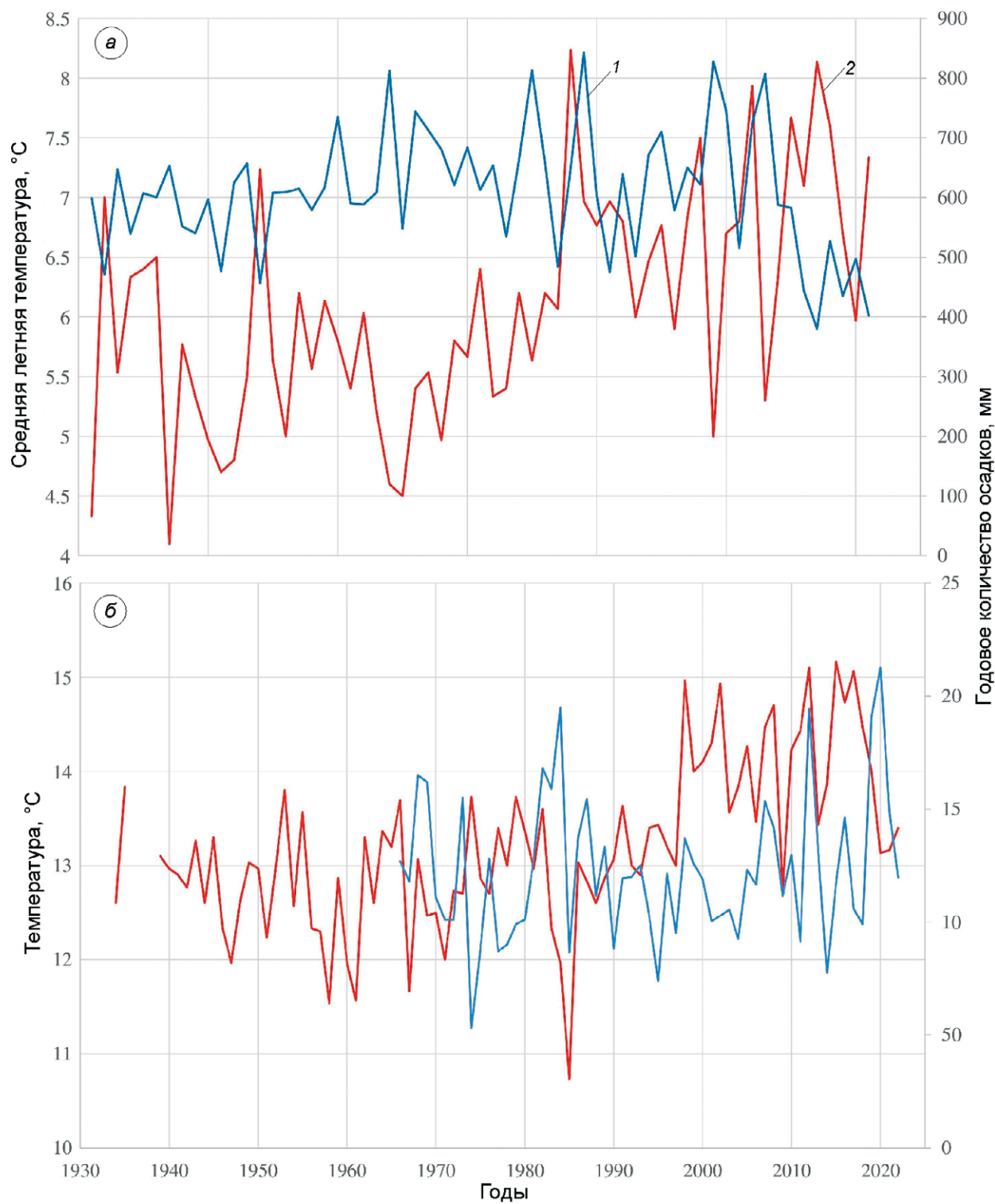


Рис. 5. Изменение средней летней температуры (1) и годового количества осадков (2) по данным метеостанций Кара-Тюрек (а) и Кош-Агач (б)

Fig. 5. Changes in mean summer temperature (1) and annual precipitation (2), Kara-Turek weather station (a) and Kosh-Agach weather station (b)

ледников составила 255.69 км². Это существенно меньше, чем по нашим данным (313.19 км²). К сожалению, и в указанной выше работе, и в последующих (Окишев, 2011), не приводятся контуры реконструированных ледников, что препятствует прямому сопоставлению результатов. Вероятно, основные различия связаны с недоучётом в работе (Нарожный, Окишев, 1999) площади исчезнувших ледников, деградировавших ледниковых притоков крупных ледников и ледников площадью менее 0.1 км².

Оценки площади оледенения в 1950–60-х годах. По данным Каталога ледников СССР (полевые данные 1963–1964 гг. и дешифрирования АФС 1955 г.) оледенение хребта было представлено 219 ледниками суммарной площадью 221.3 км². В работе (Торопов и др., 2020) на основе дешифрирования снимков Corona за 1968 г. площадь ледников хребта оценена величиной 165 км². Наши данные, полученные по результатам дешифрирования космических снимков Corona 1962 года (332 ледника суммарной площадью 232.72±9.57 км²), оказались относительно близки к данным Каталога Ледников СССР, и мы получили более полную картину оледенения за счет выделения большого количества ранее не отмеченных в каталоге малых ледников (наиболее крупный — площадью 0.61 км², также 14 ледников в интервале от 0.2 до 0.6 км², остальные — площадью менее 0.2 км²). Сопоставить наши результаты с сильно отличающейся от них оценкой площади ледников по состоянию на 1968 г. в работе (Торопов и др., 2020) затруднительно, так как в указанной статье не приводятся контуры дешифрированных ледников.

Оценка площади оледенения в 2000 г. В работе (Нарожный, Окишев, 1999) площади ледников оценены по состоянию на 1995 г. (202.06 км²) на основе анализа аэрофотоснимков 1952 г. и результатов наземных наблюдений, однако контуры ледников не приведены. В работах (Никитин, 2009; Котляков и др., 2023) путём коррекции данных 1952 г. с учетом темпов деградации оледенения и данных дистанционного зондирования для отдельных ледников по состоянию на 2003 г. получена величина 201.8 км². Наша оценка для 2000 г. (159.22±16.12 км²), с одной стороны, учитывает изменения, произошедшие с 1995 года, с другой стороны, получена на основе однородного во времени отношения материала.

Оценка площади современного оледенения. Самая современная оценка площади оледенения Южно-Чуйского хребта получена в рамках проекта «Каталог ледников России» на 15 августа 2017 г. (Sentinel-2) величина 118.0 км² (Торопов и др., 2020). В более поздней статье почти это же значение (118.1 км²) указано для 2018 г. (Котляков и др., 2023). Согласно нашим данным, для 2021 г. получена несколько большая величина:

122.62 км². Сопоставление контуров ледников обоих каталогов показало близкую картину для крупных ледников, причем отличия в положении границ ледников отражают объективно происходящее сокращение ледников. В то же время использование снимков более высокого разрешения позволило нам выделить большое количество малых ледников (72 ледника с площадями в интервале 0.1–0.01 км²), не отмеченных в Каталоге ледников России. Отличаются и подходы к выделению границ между смежными ледниками: например, в Каталоге ледников России Большой Талдуринский ледник все еще указывается как единый ледник, хотя уже около 2000 г. разные потоки ледника обособились и имеют в настоящее время контакт только в верхней части области питания. Соответственно, в нашем каталоге это не единый ледник, а несколько ледников.

В качестве примера упомянутых различий мы приводим фрагмент космического снимка в верховьях рек Аккол и Верхний Тураюк (рис. 6). Софийский ледник, бывший единым еще в 2017 г., в 2021 г. распался на ледники № 204 и 206, что нашло отражение в изменении контуров в нижней части рисунка. В верхней части рисунка видны ледники № 188, 190, 193, 194, 195, 196, 197, не отмеченные в Каталоге ледников России, но указанные в нашем каталоге 2021 года.

Оценка скорости сокращения ледников Южно-Чуйского хребта. Согласно (Нарожный, Окишев, 1999), сокращение ледников со времени максимума МЛП по 1995 год составило 21%, т.е. в среднем 0.15% в год. Согласно нашей реконструкции, за близкий по продолжительности интервал времени с максимума МЛП по 2000 г. скорость сокращения ледников была выше более чем вдвое и составила 49.2 %, т.е. в среднем 0.33% в год. Это связано как с большей площадью ледников в максимум МЛП, так и с меньшей площадью ледников в 2000 г.

Для более поздних этапов деградации оледенения согласно (Торопов и др., 2020) средняя скорость сокращения ледников составляла 0.52% в год за 1968–2008 гг., 0.58% за 1968–2017 гг. и 0.87% за 2008–2017 гг. Для интервала 1962–2021 гг. мы определили существенно большую среднюю скорость сокращения: 0.80% в год, что связано, как показано выше, со значительно большими площадями оледенения, реконструированными нами для 1962 г. по сравнению с оценками (Торопов и др., 2020) для 1968 г.

Сопоставление с оценками деградации оледенения в соседних районах Алтая и других горных регионах. Согласно нашей оценке (Ganyushkin et al., 2023), площадь ледников ближайшего и наиболее схожего по параметрам оледенения и климату Северо-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. сократилась на 61%, что очень близко к установленной

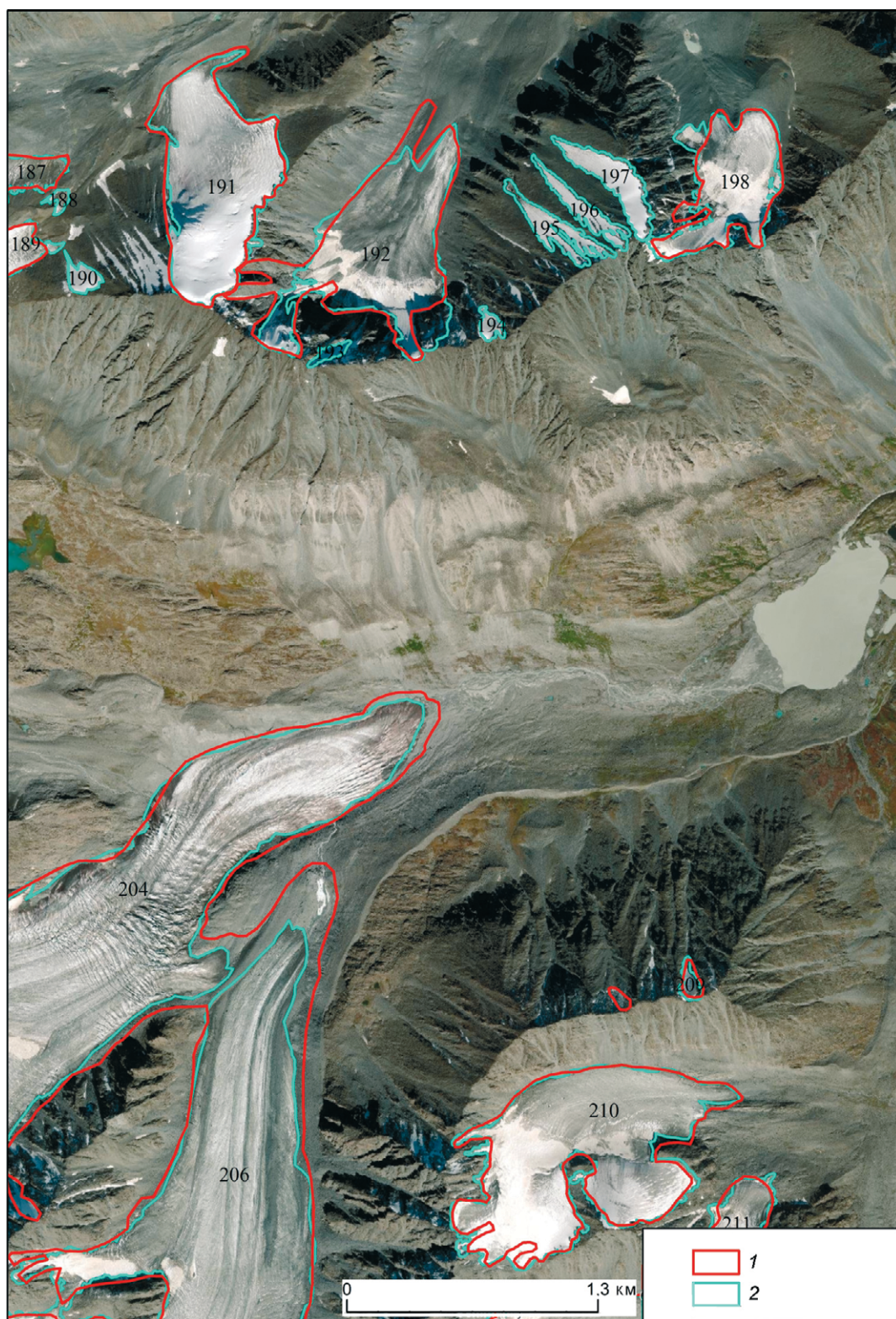


Рис. 6. Сравнение контуров ледников в Каталоге ледников России и нашем каталоге. Условные обозначения: 1 – контуры ледников в 2017 г. согласно Каталогу ледников России, 2 – контуры ледников в 2021 г. согласно нашему каталогу

Fig. 6. Comparison of the contours of glaciers in the Catalog of Russian Glaciers and our catalogue. Legend: 1 – contours of glaciers according to the Catalog of Russian Glaciers, 2 – contours of glaciers for 2021 according to our catalog

нами величине сокращения оледенения Южно-Чуйского хребта за тот же период (60.8 %). Это близко и к среднему сокращению ледников после максимума МЛП для юга Алтая (59%) (Ganyushkin et al., 2022).

Массив Таван-Богдо-Ола, расположенный примерно в 55 км южнее, с максимума МЛП по 2021 г. потерял 45.6% своей площади (Ganyushkin et al., 2022); меньшее сокращение можно объяснить большей абсолютной высотой массива (до 4374 м) и более крупными ледниками (суммарная площадь оледенения в МЛП 353.4 ± 15.33 км²), что обеспечило большую устойчивость ледников.

В европейских Альпах общая площадь ледников за период 1850–2000 гг. сократилась на 54.5% (Zemp et al., 2008), что близко к нашей оценке по Южно-Чуйскому хребту для аналогичного периода (49.2%). Это связано с положением обеих территорий примерно на одной широте и близкой абсолютной высоте.

О сокращении ледников после максимума МЛП в других горных странах известно существенно меньше, исследованы, как правило, отдельные ледниковые центры. В Центральных и Западных Гималаях длина и площадь 220 ледников с максимума МЛП по 2005–2015 гг. сократилась на 35 и 31%, соответственно, средний подъём границы питания с максимума МЛП к первой декаде XXI столетия составил 123 м (Qiao, Yi, 2017). В юго-восточном Тибете с максимума МЛП длины ледников в среднем уменьшились примерно на 27%, а граница питания поднялась на 136 м (Loibl et al., 2014). Меньшие сокращения ледников высочайших хребтов Центральной Азии связаны с большими размерами ледников и их вертикальным диапазоном, что обеспечивает их относительную устойчивость.

Ускорение отступления ледников в последние десятилетия, отмеченное нами для Южно-Чуйского хребта, совпадает с общим современным трендом (Hugonnet et al., 2021).

ВЫВОДЫ

В результате нашей работы реконструировано оледенение Южно-Чуйского хребта в максимум малого ледникового периода; выявлен больший, по сравнению с Каталогом ледников СССР, масштаб оледенения по состоянию на 1962 г., реконструировано оледенение по состоянию на 2000 г.; создан наиболее современный каталог ледников по состоянию на 2021 г., получена картина поэтапного сокращения ледников с малого ледникового периода по 2021 г.

По результатам исследования рассчитаны более высокие скорости сокращения ледников после максимума МЛП (61% площади и 59–64% объема),

чем те, что содержатся в более ранних оценках других авторов.

Установлены следующие особенности изменений ледниковой системы хребта: подъем нижнего предела распространения ледников на 300 м (до высоты 2566 м, что выше максимума высотного распределения цирков); подъем максимума распределения льда на 100 м до высоты 3200 м; ускорение отступления ледников на каждом последующем этапе с достижением в период 2000–2021 гг. средней скорости около 1.5% в год; увеличение после 1962 г. экспозиционного контраста в распределении ледников, что, вероятно, связано с увеличением притока солнечной радиации в летнее время; ускорение деградации ледниковых языков после 2000 г., распад сложных долинных ледников на простые долинные и карово-долинные (например, Большой Талдуринский, Софийский).

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке РНФ, проект № 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”.

Acknowledgements. The study was supported by Russian National Science Foundation, 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

- Адаменко М.Ф., Сюбаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV–XX веках по данным дендрохронологии. Томск: Изд-во ТГУ, 1977. С. 196–202.
- Галахов В.П., Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т. Колебания ледника Малый Актру (Русский Алтай) за период инструментальных наблюдений с 1952 по 2013 год // Криосфера Земли. 2015. № 2 (19). С. 81–86.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Дешифрирование гляциогенных комплексов по космическим снимкам горного массива Монгун-Тайга // География и природные ресурсы. 2018. № 1 (1). С. 167–177.
- 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. № 4 (61). С. 500–520.
- Ивановский Л.Н., Паньчев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников АК-Туру на

- Алтае Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока АН СССР. 1978. С. 127–138.
- Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А. Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // *Лёд и Снег*. 2023. № 2 (63). С. 157–173. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объема льда горных ледников // *Лёд и Снег*. 2013. Т. 53. № 1. С. 5–15. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>
- Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период // *Лёд и Снег*. 2016. № 1 (56). С. 103–118. <https://doi.org/10.15356/20766734-2016-1-103-118>
- Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и историческая стадия ледников Центрального Алтая по данным лихенометрии и дендрохронологии // *Лёд и Снег*. 2022. № 3 (62). С. 387–409. <https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
- Нарожный Ю.К., Окишев П.А. Динамика ледников Алтая в регрессивную фазу малого ледникового периода // *Материалы гляциологических исследований*. 1999. № 87. С. 119–123.
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *Материалы гляциологических исследований*. 2009. № 107. С. 87–96.
- Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 2011. 382 с.
- Ревакин В.С. Оледенение Южно-Чуйского хребта на Алтае // *Материалы гляциологических исследований*. 1966. № 12. С. 194–199.
- Сапожников В.В. Катунь и её истоки: путешествия 1897–1899 годов. Томск: Паровая типо-литография П.И. Макушина, 1901. 271 с.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 5. С. 118–130.
- Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
- Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 331 p.
- 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>
- 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. № 3 (74). P. 1883–1904. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- 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. № 6 (14). 1508 p. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- 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, Altai // *Remote Sensing*. 2023. № 8 (15). 2186 p.
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // *Nature*. 2021. № 7856 (592). P. 726–731.
- Kääb A., Haeberli W., Gudmundsson G. Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. № 8. P. 409–426.
- Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe // *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891. № 5. P. 119–160 (In German).
- Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // *Geomorphology*. 2014. № 214. P. 22–39.
- Qiao B., Yi C. Reconstruction of Little Ice Age glacier area and equilibrium line attitudes in the central and western Himalaya // *Quaternary International*. 2017. № 444. P. 65–75.
- Rodríguez E., Morris C.S., Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 2006. № 3 (72). P. 249–260.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove, E. Wiegandt, B.H. Luckman (Eds.). *Darkening Peaks: Glacial Retreat*, Science and Society. University of California Press, 2008. P. 152–167.

Citation: Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova Yu.A., Rasputina V.A., Chistyakov K.V. Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 497–512. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040024

Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age

D. A. Ganyushkin^{1, #}, D. V. Bantsev¹, S. A. Griga¹, E. S. Derkach¹,
O. V. Ostanin², Yu. A. Gorbunova¹, V. A. Rasputina¹, K. V. Chistyakov¹

¹Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, Saint Petersburg, Russia;

²Altai State University, Barnaul, Russia

#e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Received May 6, 2024 / Revised June 21, 2024 / Accepted October 7, 2024

The extent of glaciation of the South Chuya Range in the LIA and the analysis of its subsequent gradual reduction were assessed. Based on interpretation of Corona, Landsat-7, Sentinel-2, World View-3 satellite images and analysis of field data, the reconstruction and cataloging of glaciers for the LIA maximum, for 1962 and 2000/21 were carried out. For each time slice, the morphology of glaciers, their altitudinal and aspect distribution were analyzed, and the changes that occurred in the glaciation pattern were revealed. The range area covered by glaciers at LIA maximum is estimated as 313.19 km². The estimate of the glacier area for 1962 is approximately 11 km² higher than given in the USSR Glacier Inventory. Higher rates of glacier shrinkage after the LIA maximum were identified (61% of area and 59–64% of volume) than in earlier estimates by other authors (21%). The lower limit of glacier extent shifted upward by 300 m, and the altitudinal maximum of ice distribution – by 100 m. Glacier retreat accelerated at each successive stage, reaching in 2000/21 an average rate of about 1.5% per year of their area at the beginning of this last stage. Differences in the distribution of glaciers by their aspect have increased. At the last stages of glacier retreat there was an accelerated degradation of glacier tongues and disintegration of complex valley glaciers into simple valley and cirque-valley glaciers (Bolshoi Taldurinsky, Sofiysky glaciers).

Keywords: Altai, Glacier reconstruction, Little Ice Age, Glacier dynamics

REFERENCES

- Adamenko M.F., Syubaev A.A. *Dinamika klimata na territorii Gornogo Altaya v XV – XX vekah po dannym dendrokhronologii*. Climate dynamics in the territory of the Altai Mountains in the XV – XX centuries according to dendrochronology. Tomsk: Tomsk State University, 1977: 196–202. [In Russian].
- Galaxov V.P., Samoilova S.Yu., Shevchenko A.A., Sheremetov R.T. Fluctuation of Maly Aktru glacier (Russian Altai) for the period of instrumental observations from 1952 to 2013. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 2 (19): 81–86.
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Interpretation of glaciogenic complexes from satellite image of the Mongun-Taiga mountain range. *Geografiya i Prirodny'e Resursy* Geography and Natural Resources. 2018. 1 (1): 167–177.
- 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*. 2021b, 61 (4): 500–520.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>. [In Russian].
- Ivanovskiy L.N., Panychev V.A. Development and age of the terminal moraines of the XVII–XIX centuries. Ak-Turu glaciers in Altai. *Processy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri*. Processes of modern relief formation in Siberia. Irkutsk: V. B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1978: 127–138. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A. Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 157–173.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>. [In Russian].
- 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>
[In Russian].
- Nazarov A.N., Myglan V.S., Orlova V.A., Ovchinnikov I.Yu. Activity of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai) and changes in the forest boundary in the Aktru basin for the historical period. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 1 (56): 103–118.
<https://doi.org/10.15356/20766734-2016-1-103-118>
[In Russian].
- Nazarov A.N., Solomina O.N., Myglan V.S. Absolute and relative age of moraines of the Aktru and Historical stages of glaciers of Central Altai based on lichenometry and dendrochronology. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 387–409.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
[In Russian].
- Narozhny Yu.K., Okishev P.A. Dynamics of Altay glaciers in regression phase of Little Ice Age. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1999, 87: 119–123. [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].
- Okishev P.A. *Reljef i oledenenie Russkogo Altaia*. Relief and glaciation of the Russian Altai. Tomsk: Tomsk University Press, 2011: 382 p. [In Russian].
- Revyakin V.S. Glaciation of the Uzhno-Chuiskiy range on Altai. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 194–199.
- Sapozhnikov V.V. Katun' i eyo istoki : puteshestviya 1897–1899 godov. Katun and its sources: travels of 1897–1899. Tomsk: Steam typo-lithography by P.I. Makushin, 1901: 271 p. [In Russian].
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern degradation of mountain glaciation of Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologia i Gidrologia*. Meteorology and Hydrology. 2020, 5: 118–130. [In Russian].
- Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian].
- Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996: 331 p.
- 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>
- 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, 3 (74): 1883–1904.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- 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, 6 (14): 1508.
<https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Ne-pop 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, 8 (15): 2186. <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*. 2021, 7856 (592): 726–731.
- Kääb A., Haeberli W., Gudmundsson G. Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997, 8: 409–426.
- Kurowsky L. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 119–160.
- 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>
- Qiao B., Yi C. Reconstruction of Little Ice Age glacier area and equilibrium line attitudes in the central and western Himalaya. *Quaternary International*. 2017, 444: 65–75.
- Rodríguez E., Morris C.S., Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 2006, 3 (72): 249–260.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove, E. Wiegandt, B.H. Luckman. *Darkening Peaks: Glacial Retreat, Science and Society*. University of California Press, 2008: 152–167.

СОКРАЩЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ОРУЛГАН (ВЕРХОЯНСКИЙ ХРЕБЕТ) В 1951–2023 гг.

© 2024 г. А. Я. Муравьев*, Т. Е. Хромова

Институт географии РАН, Москва, Россия

**e-mail: anton-yar@rambler.ru*

Поступила 06.04.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Представлены новые данные о площади и высотных характеристиках оледенения хребта Орулган в 2013–2023 гг. Оценены изменения оледенения за следующие временные периоды: с 1951–1967 по 2013 г., 2013–2018 и 2018–2023 гг. Выявлено существенное ускорение сокращения площади ледников в 2018–2023 гг. (4.06%/год), по сравнению с 2013–2018 гг. (2.17%/год) и периодом с 1951–1967 по 2013 г. (0.61%/год).

Ключевые слова: горные ледники, хребет Орулган, Верхоянский хребет, сокращение площади ледников, морфологические типы, высотное распределение, спутниковые съёмки, цифровая модель рельефа

DOI: 10.31857/S2076673424040036, EDN: HTXBJW

ВВЕДЕНИЕ

Оледенение хребта Орулган — это один из 18 современных горно-ледниковых районов на территории России. Он входит в группу из 9 ледниковых систем, расположенных в субарктической зоне и, наряду с Колымским нагорьем, характеризуется небольшой (менее 10 км²) площадью оледенения (Хромова и др., 2021). Небольшие по площади ледниковые системы представляют особый интерес для исследования, так как продолжают существовать в неблагоприятных климатических условиях, находясь почти на грани исчезновения.

Хребет Орулган образует центральную, самую высокую (максимальная высота 2283 м) часть северной ветви Верхоянского хребта (рис. 1). Он вытянут примерно на 400 км в меридиональном направлении. Наибольшая высота горных вершин (2000–2300 м) характерна для узкой полосы вдоль главного водораздела, отделяющего бассейны реки Лена с запада от бассейнов рек Яна и Омолой с востока. Здесь и располагаются современные ледники. К северу и югу высоты хребта понижаются, уменьшая возможности для существования ледников. Ширина западного и восточного макросклонов хребта Орулган практически равны, однако их рельеф существенно различается (Каталог..., 1972). В осевой зоне хребта и на его западном макросклоне широко распространены альпийские формы

рельефа, которые на восточном макросклоне характерны только для наиболее приподнятых участков. Западный макросклон характеризуется интенсивным расчленением рельефа с относительными превышениями 800–1300 м. Долины крупнейших рек на нём глубокие, вытянуты в широтном направлении. Восточный макросклон характеризуется гораздо меньшим расчленением рельефа и относительными превышениями до 800 м.

Климат хребта Орулган как части Верхояно-Колымской области характеризуется высокой степенью континентальности (Корейша, 1991). Хребет Орулган, находясь на сравнительно небольшом удалении от моря Лаптевых, подвержен влиянию арктических воздушных масс. В то же время, расположение на пути господствующего западного переноса приводит к значительному уменьшению количества осадков, выпадающих на восточном макросклоне хребта, по сравнению с западным. В 1960-х годах метеостанции на западном склоне хребта Орулган фиксировали сумму годовых осадков около 350 мм, а на восточном — 200 мм (Башлавин, 1970). Все метеостанции расположены на высотах, не превышающих 500 м над ур. моря. Очевидно, что абсолютные значения количества выпадающих осадков растут с высотой и на высотах, где расположены ледники, эти значения будут существенно больше. Западные и северо-западные ветра могут перераспределять снег на

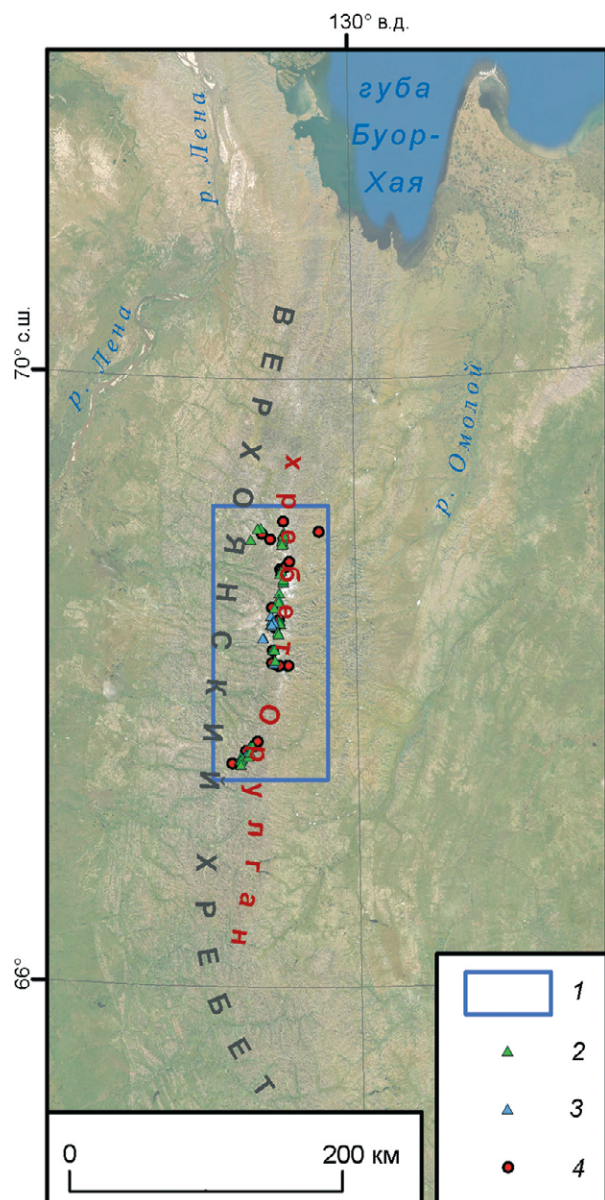


Рис. 1. Район исследований: 1 – район современной оледенения на хребте Орулган; метки ледников по состоянию на 2018 г., информация о которых в Каталоге (Каталог..., 1972) была получена в результате обработки АФС 1951 (2) и 1967 (3) гг.; 4 – ледники Каталога (Каталог..., 1972), исчезнувшие к 2023 г.

Fig. 1. Study area: 1 – The area of modern glaciation in Orulgan Range; tags of glaciers as of 2018, information about which in the Catalog (Katalog..., 1972) was obtained as a result of aerial photo 1951 (2) and 1967 (3) processing; 4 – Catalog (Katalog..., 1972) glaciers that disappeared by 2023

подветренный восточный макросклон, улучшая на нём условия существования ледников. Холодный период продолжается в районе исследований с сентября по май, когда выпадает основное количество осадков.

Особенности рельефа и климата накладывают свой отпечаток на расположение и экспозицию ледников. По данным Каталога ледников СССР (Каталог..., 1972) основное количество ледников хребта Орулган ориентировано на север и северо-восток, отражая наиболее благоприятные условия для существования ледников: интенсивный перенос и концентрация снега на подветренных склонах, накопление снега за счёт горно-долинной циркуляции, поступление снега со стен каров в виде лавин, расположение в глубоких карах, защищающее ледники от действия прямой солнечной радиации. В короткий тёплый период (июнь–август) на высотах, где расположены ледники, температуры воздуха часто уходят в минус, что приводит к выпадению осадков в твёрдом виде и сокращению тёплого периода. В 1970-е годы средняя температура тёплого периода на уровне нижних границ ледников составляла не более 2.5 °С. Температура в июле (самый тёплый месяц) не превышала 5 °С. Склоны освобождались от снега, как правило, только к середине июля. Все это сокращало период абляции до 2–2.5 месяцев.

Высота границы питания ледников хребта Орулган повышается в направлении с севера на юг (Корейша, 1991). Согласно карте № 213 Атласа (Атлас..., 1997) её высота в конце XX в. составляла около 1800 м у северной оконечности хребта и превышала 2000 м в его центральной, наиболее высокой части. Расчётная величина аккумуляции–абляции на высоте границы питания ледников находилась в диапазоне 750–1250 мм в.э. в год. Области питания ледников района образованы ледяной и фирново-ледяной зонами льдообразования (Каталог..., 1972; Корейша, 1991), характерными для резко континентального климата.

Хребет Орулган долгое время оставался одним из наименее изученных районов северо-востока Сибири. Первое описание ледника в этом районе было сделано в 1952 г. Л.П. Персиковым. Ледник был назван в честь известного исследователя северо-востока Д.М. Колосова. В разные годы отдельные ледники были описаны Ю.С. Бушканцом и Г.Д. Беляковым (1955 г.), Ю.Г. Сухоруковым и И.М. Осташкиным (1957 г.). Данные о ледниках в этом районе были впервые опубликованы А.П. Васильковским в его сводке о ледниках Северо-востока СССР (Васильковский, 1955). На основе аэрофотосъёмки 1951 г. он обнаружил 54 ледника и снежника общей площадью 20 км². Но, как отмечает Башлавин (Башлавин, 1970), съёмка 1951 г. выполнена в период, когда район был покрыт свежесвалившимся снегом, что могло привести к неточностям в дешифрировании границ ледников.

Первое обстоятельное исследование ледников хребта Орулган было проведено Д.К. Башлавиным (Башлавин, 1970). В результате нескольких полевых сезонов (1952–1968 гг.) и анализа

аэрофотоснимков (1951 и 1967 гг.) было выделено два участка оледенения. Один из них расположен в южной части района в верховьях р. Собопол, другой в северной части между верховьями рек Сынча и Джарджан. Всего было обнаружено 47 ледников общей площадью 18,38 км² и много перелетовывающих снежников. При этом отмечалось, что площадь ледников, вероятно, может быть больше, так как отнесение к ледникам обнаруженных 20 крупных снежно-ледовых образований затруднительно без полевых наблюдений. Преобладали ледники площадью 0,1–0,3 км². Основным морфологическим типом были каровые ледники, но обнаружено и несколько висячих ледников, один присклонно-долинный и один перемётно-долинный.

Д.К. Башлавин отметил, что высотное положение ледников снижается от 1890 м на юге до 1630 м на севере (Башлавин, 1970). Положение концов ледников на восточной половине хребта выше, чем на западной. Большая часть ледников имеет северную и северо-восточную ориентацию, они равномерно распределены между западным и восточным макросклонами. По оценке Башлавина, основанной на анализе аэрофотосъёмки 1951 и 1967 гг., ледники мало изменились за этот период. Результаты этих исследований стали основой для подготовки каталога ледников хребта Орулган (Каталог..., 1972).

Ледники, не вошедшие в Каталог ледников СССР, обнаружил в 1991 г. Р.В. Седов во время полевых работ в Хараулахских горах и северной части хребта Орулган. Было обнаружено много снежников и восемь ледников общей площадью 0,5 км² (Седов, 1997). Все ледники расположены в бассейне реки Лена, относятся к малым ледникам площадью менее 0,1 км². Существование ледников на севере хребта было предсказано Д.К. Башлавиным (Башлавин, 1970). По его расчётам, высота нижнего края каровых ледников понижается с юга на север в среднем на 1,25 м/км. К югу от южного участка оледенения на протяжении 100 км горы повсюду значительно ниже нижнего предела возможного существования ледников. К северу от северного участка горы поднимаются до расчётных высот, и ледники могут встречаться до 69° с.ш.

Ледники хребта Орулган вновь попали в круг интересов гляциологов, когда стали широко доступны материалы космической съёмки и развернулись масштабные работы по исследованию ледников с использованием данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Состояние ледников хребта было исследовано по снимку ASTER 2008 г. (Ananicheva, Karpachevsky, 2015). Авторы этой работы обнаружили 70% процентов ледников, описанных в Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1972), и оценили сокращение площади ледников района в 60% за период, прошедший со времени составления Каталога ледников СССР по 2008 г. Был сделан

прогноз о полном исчезновении ледников района к середине XXI века, но, по их собственным оценкам, точность проведённых исследований вносит некоторую неопределённость в полученные результаты.

В международном каталоге Randolph Glacier Inventory (RGI) версии 6.0 (RGI..., 2017) и базе данных GLIMS (<https://www.glims.org/>) представлены данные о ледниках хребта Орулган, полученные в результате обработки спутникового снимка Landsat-8 от 05.08.2013. Эти базы данных содержат сведения о 30 ледниках общей площадью 8,05 км². При этом дешифрирование границ ледников на спутниковом снимке проводилось с применением автоматических алгоритмов, которые, как правило, без последующей редакции приводят к большому проценту неопределённости: не учитывают лёд, расположенный под мореной, и завышают размеры ледников за счёт снега на склонах в области питания и снежников.

В рамках формирования Каталога ледников России (Хромова и др., 2021; <https://www.glacru.ru/>) на спутниковых снимках Sentinel-2 от 27.08.2018 было идентифицировано 66 ледников хребта Орулган общей площадью 9,4 км². 60 из них идентифицированы в Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1972). По данным каталога, в этом районе преобладают каровые ледники северо-восточной экспозиции. Ледники находятся в высотном диапазоне 1500–2300 м.

В последние десятилетия в горных районах Северной Евразии наблюдается ускорение сокращения размеров ледников (Khromova et al., 2019; Муравьев, Носенко, 2022). Исследование этого процесса требует сокращения временных интервалов между наблюдениями за состоянием ледников. Решить подобную задачу можно путем обработки и анализа современных данных ДЗЗ – находящихся в открытом доступе спутниковых снимков Sentinel-2, Landsat-8 и 9, а также цифровых моделей рельефа (далее –ЦМР).

Цель работы – исследовать изменения оледенения хребта Орулган с середины XX века по 2023 г. Дополнительными задачами стали: оценка динамики изменения ледников района в промежуточные периоды XXI века; сравнение динамики изменений оледенения хребта Орулган с другими горно-ледниковыми районами северо-востока России.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Исследование выполнено путем анализа и интерпретации современных данных ДЗЗ, а также исторических данных о ледниках хребта Орулган. В работе использовались: 1) три спутниковых снимка Sentinel-2 уровня обработки L2A от 19.08.2023 и 10.08.2023 (табл. 1); 2) спутниковые снимки

Таблица 1. Спутниковые снимки, использованные в работе

Спутник	Дата съемки	Идентификатор снимка (ID)
Sentinel-2	19.08.2023	S2B_MSIL2A_20230819T033539_N0509_R061_T52WDA_20230819T070235
	19.08.2023	S2B_MSIL2A_20230819T033539_N0509_R061_T52WDB_20230819T070235
	10.08.2023	S2B_MSIL2A_20230810T030529_N0509_R075_T52WDV_20230810T055515
Landsat-8	10.08.2023	LC08_L1TP_125012_20230810_20230812_02_T1
	05.08.2013	LC08_L1TP_126012_20130805_20200912_02_T1

Landsat-8 уровня обработки L1TP от 10.08.2023 и 05.08.2013; 3) Каталог ледников России на район исследований с данными на 27.08.2018 (Хромова и др., 2021; <https://www.glasru.ru/>); 4) мозаика ЦМР ArcticDEM v4.1 с пространственным разрешением 2 м (Porter et al., 2023); 5) Каталог ледников СССР (Каталог..., 1972); 6) данные реанализа метеопараметров ECMWF ERA5 с разрешением $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (<https://climatoreanalyzer.org/>; <https://www.ecmwf.int/>); 7) данные CRU TS v4 с разрешением $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (CRU TS v4; Harris et al., 2020).

Информация о пространственном положении границ ледников в 2023 и 2013 гг. получена путём их дешифрирования вручную, на спутниковых снимках Sentinel-2 и Landsat-8, в соответствии с методикой международного проекта GLIMS (Raup, Khalsa, 2010). Снимки с минимальной облачностью подбирались на конец периода абляции — август (до первых снегопадов) — для минимизации влияния на результаты дешифрирования остатков сезонного снежного покрова и снежников. Снимок Landsat-8 от 10.08.2023 использовался для дешифрирования границ трех ледников, закрытых облачностью на снимках Sentinel-2 2023 г. Снимки Landsat-8 проходили предварительную подготовку: синтезированные из каналов B2, B3 и B4 изображения с пространственным разрешением 30 м подвергались повышению детализации (паншарпенинг) данными каналов B8 с пространственным разрешением 15 м. Точность определения границ ледников по результатам обработки современных спутниковых снимков составляла 0.01 км^2 , как и минимальный размер учитываемых ледников. Погрешность определения площади ледников в результате дешифрирования их границ на современных спутниковых снимках оценена как произведение протяжённости границ ледников на разрешающую способность данных снимков — 10 м для Sentinel-2 и 15 м для Landsat-8 (разрешение панхроматического канала).

Сведения о пространственном положении границ ледников в 2018 г. получены из Каталога ледников России (Хромова и др., 2021; <https://www.glasru.ru/>). Этот набор данных сформирован в результате дешифрирования границ ледников на спутниковых снимках Sentinel-2 от 27.08.2018 и содержит информацию о 66 ледниках общей

площадью 9.4 км^2 , два из которых не были зарегистрированы в Каталоге ледников СССР.

Ледораздел ледников № 21 и 53 (по Каталогу (Каталог..., 1972) на 2013 и 2023 гг. в пределах границ ледника 2018 г. идентичен с данными Каталога (Хромова и др., 2021), но, вероятно, существенно отличается от его местоположения в Каталоге (Каталог..., 1972). Также он не совпадает с данными RGI 6.0 (RGI..., 2017). Подобрать спутниковые снимки подходящего качества для получения временного среза в 2000-х годах не удалось.

Сведения о морфометрических характеристиках ледников, приведённые в Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1972), получены на основе обработки данных дешифрирования аэрофотосъёмок 1951 и 1967 гг., местами уточнённых по результатам полевых работ 1967 и 1969 гг. По данным аэрофотосъёмки 1967 г. определены характеристики ледников с номерами 20–22 и 48–57, включая крупнейшие ледники района — перемётно-долинные ледники № 21 и 53 (Колосова). В Каталоге ледников СССР на территорию хребта Орулган регистрировались ледники площадью не менее 0.03 км^2 , при точности измерения площади 0.01 км^2 . Исходные материалы аэрофотосъёмок на район исследований недоступны, поэтому оценить точность данных Каталога (Каталог..., 1972) не представляется возможным.

ЦМР ArcticDEM v4.1 (Porter et al., 2023) использовалась для проведения ледораздела ледников № 21 и 53, а также для расчета долей площади оледенения, ориентированных по восьми румбам. Для этого из мозаики этой ЦМР с пространственным разрешением 2 м было построено растровое изображение экспозиции её ячеек, которое, в свою очередь, статистически анализировалось в границах ледников 2013, 2018 и 2023 гг.

Для анализа изменений ледников в зависимости от их размеров все ледники были разбиты на группы, исходя из их площади по Каталогу ледников России (Хромова и др., 2021; <https://www.glasru.ru/>) в 2018 г. В случае распада ледников, зарегистрированных в Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1972), учитывались изменения суммарной площади всех фрагментов. Используемые в исследовании спутниковые снимки и ЦМР были зарегистрированы в проекции UTM

(зона 52N) на эллипсоиде WGS 1984. Обработка данных ДЗЗ производилась в программных пакетах ESRI ArcGIS и QGIS. Статистическая обработка велась в LibreOffice Calc.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно данным Каталога ледников России (Хромова и др., 2021; <https://www.glacru.ru/>), в 2018 г. на хребте Орулган находилось 66 ледников общей площадью 9.4 ± 1.0 км². В количественном отношении в районе исследований преобладают каровые и карово-долинные ледники, формирующие более 83% от общего числа ледников (табл. 2). По площади преобладают характеризующиеся наибольшими средними размерами перемётно-долинные и карово-долинные ледники. Средняя площадь ледников района невелика — всего 0.14 км². Это существенно меньше среднего размера ледников в 2018 г. в таких районах оледенения северо-восточной части России, как хребет Улахан-Чистай (0.60 км²) (Муравьев, Носенко, 2022) и гор Сунтар-Хаята (0.53 км²) (Муравьев и др., 2021).

В результате обработки и анализа спутниковых снимков Sentinel-2 2023 г. (см. табл. 1) на хребте Орулган было обнаружено 58 ледников общей площадью 7.47 ± 0.85 км² (табл. 3). Шесть ледников, зарегистрированных в Каталоге (Хромова и др., 2021) на 2018 г., исчезли в 2018–2023 гг. Не были обнаружены 20 зарегистрированных в Каталоге (Каталог..., 1972) ледников суммарной площадью 1.97 км² (их размеры от 0.03 до 0.18 км²) в 1951–1967 гг. Семь ледников, зарегистрированных в Каталоге (Каталог..., 1972), распались на 17 фрагментов.

Дешифрирование границ ледников на спутниковом снимке Landsat-8 от 05.08.2013 выявило 65 ледников общей площадью 10.57 ± 1.68 км². Из них два ледника площадью около 0.01 км², не регистрировавшиеся в Каталоге (Каталог..., 1972), исчезли в период 2013–2018 гг.

Следует отметить, что площадные категории ">2" и "1–2" км² (см. табл. 3), включают в себя только по одному перемётно-долинному леднику (№ 21 и 53 соответственно), которые образуют единый перемётный комплекс (рис. 2). Сведений о том, где проводился ледораздел между ними при составлении Каталога (Каталог..., 1972), нет. Можно предположить, что пространственное положение линии ледораздела между этими ледниками в Каталоге (Каталог..., 1972) может существенно отличаться от её положения в Каталоге (Хромова и др., 2021) и, следовательно, в данных на 2013 и 2023 гг. Поэтому, вероятно, более корректно при анализе изменения их площади в период 1967–2013 гг. рассматривать их как единый ледник.

В целом оледенение хребта Орулган сократилось с середины XX в. по 2023 г. почти вдвое — с 16.4 до 8.9 км² (см. табл. 3). При этом сокращение площади ледников было неравномерным как во времени, так и по площадным группам ледников и их экспозиции. В период с 1951–1967 по 2023 г. сокращение ледников было обратно пропорционально их размеру (см. табл. 3). Наибольшее сокращение размеров наблюдается у самых мелких ледников площадью менее 0.1 и 0.1–0.5 км². Эта закономерность прослеживается и в промежуточные периоды (с 1951–1967 по 2013 и 2018 гг., 2013–2018, 2013–2023, 2018–2023 гг.). Исключение составляет площадная группа ледников 0.5–1.0 км², размеры которой в Каталоге (Каталог..., 1972) и 2013 г. оказались близки друг к другу, а после 2013 г. она сокращалась существенно быстрее ледников группы 0.1–0.5 км². Причины этой аномалии не ясны.

Оледенение хребта Орулган крайне неравномерно распределено по его макросклонам. В 2018 г. на западном макросклоне хребта находилось 13 ледников общей площадью 1.74 ± 0.18 км², на восточном — 53 ледника общей площадью 7.66 ± 0.83 км². При этом разница в изменениях площади ледников на разных макросклонах в 2013–2023 гг. невелика и находится в пределах погрешности измерений. Так, площадь ледников западного макросклона за

Таблица 2. Морфологические типы ледников хребта Орулган в 2018 г.

Морфологический тип ледников	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Средний размер ледника, км ²	Доля ледников данного морфологического типа в общем числе ледников/в общей площади, %
Перемётно-долинный	2	3.46 ± 0.15	1.73	3.0/36.8
Карово-долинный	18	3.39 ± 0.40	0.19	27.3/36.1
Каровый	37	2.16 ± 0.38	0.06	56.1/23.0
Карово-висячий	4	0.18 ± 0.03	0.05	6.1/1.9
Висячий	4	0.11 ± 0.03	0.03	6.1/1.2
Присклоновый	1	0.10 ± 0.02	0.10	1.5/1.1
Всего	66	9.40 ± 1.01	0.14	100/100

Таблица 3. Изменение площади ледников хребта Орулган, зарегистрированных в Каталоге (Каталог..., 1972) и идентифицированных в Каталоге (Хромова и др., 2021)

Размер ледников в 2018 г., км ²	Кол-во ледников в 2018 г.	Площадь ледников, км ²				Изменение площади ледников, км ² /%					
		1951/1967	2013	2018	2023	с 1951/1967 по			2013– 2018	2013– 2023	2018– 2023
						2013	2018	2023			
>2	1	2.80	2.72±0.15	2.59±0.10	2.44±0.10	–0.08/ –2.9	–0.21/ –7.5	–0.36/ –12.9	–0.13/ –4.8	–0.28/ –10.3	–0.15/ –5.8
1–2	1*	1.42	1.18±0.12	1.11±0.08	1.00±0.07	–0.24/ –16.9	–0.31/ –21.8	–0.42/ –29.6	–0.07/ –5.9	–0.18/ –15.3	–0.11/ 9.9
0.5–1	2	1.47	1.43±0.19	1.29±0.12	0.76±0.06	–0.04/ –2.7	–0.18/ –12.2	–0.71/ –48.3	–0.14/ –9.8	–0.67/ –46.9	–0.53/ –41.1
0.1–0.5	20	5.24	3.44±0.62	3.04±0.39	2.43±0.36	–1.80/ –34.4	–2.20/ –42.0	–2.81/ –53.6	–0.40/ –11.6	–1.01/ –29.4	–0.61/ –20.1
<0.1	39	5.48	1.74±0.56	1.34±0.32	0.84±0.26	–3.74/ –68.2	–4.14/ –75.5	–4.64/ –84.7	–0.40/ –23.0	–0.90/ –51.7	–0.50/ –37.3
Всего	63	16.41	10.51±1.64	9.37±1.01	7.47±0.85	–5.90/ –36.0	–7.04/ –42.9	–8.94/ –54.5	–1.14/ –10.8	–3.04/ –28.9	–1.90/ –20.3

*Ледник №53 по Каталогу (Каталог..., 1972) распался на два фрагмента в период 2013–2018 гг.

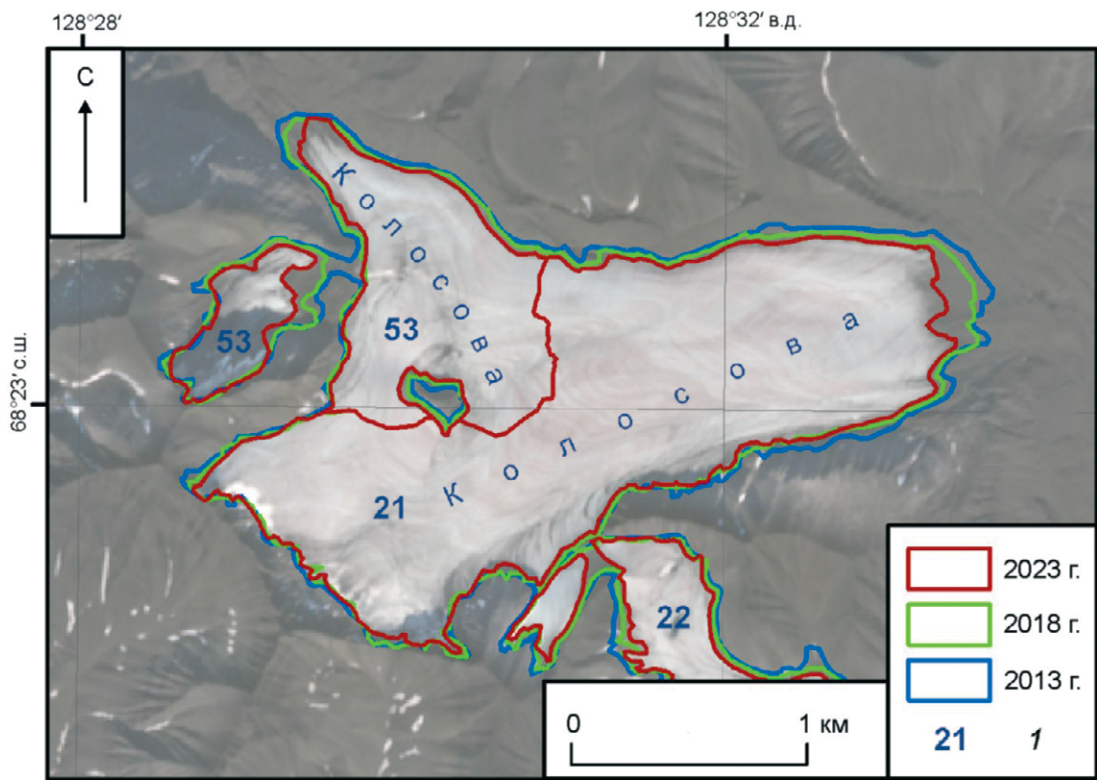


Рис. 2. Отступление границ крупнейших ледников хребта Орулган в 2013–2023 гг.

l – номера ледников по Каталогу (Каталог..., 1972)

Fig. 2. Retreat of the largest glaciers boundaries in Orulgan Range in 2013–2023.

l – numbers of glaciers according to the Catalog (Katalog..., 1972)

2013–2023 гг. сократилась на 26.8%, восточного — на 29.7%. В 2013–2018 гг. сокращение площади составило 8.4 и 11.4%, а в 2018–2023 гг. — 20.1 и 20.6%, соответственно.

Площадь представленных в табл. 3 (см. табл. 3) ледников по Каталогу (Каталог..., 1972) составляла 6.43 км² для дешифрованных по АФС 1967 г. и 10.07 км² для дешифрованных по АФС 1951 г. Исходя из этого соотношения, средняя скорость сокращения площади ледников хребта Орулган с 1951–1967 по 2023 г. составила 0.13 км² или 0.81%/год, а с 1951–1967 по 2013 г. — на 0.10 км² или 0.61%/год. Полученные результаты указывают на существенное ускорение сокращения площади ледников в этом районе в последнее десятилетие. Так в 2013–2018 гг. средняя скорость сокращения площади ледников составляла 0.23 км² или 2.17%/год, а в 2018–2023 гг. она возросла до 0.38 км² или 4.06%/год. В период 2013–2023 гг. она составляла в среднем 2.89%/год.

Изменения площади ледников хребта Орулган, в зависимости от их экспозиции по Каталогу (Каталог..., 1972), отображено на рис. 3, а. Ледников южной и юго-западной экспозиции в районе исследований нет. Во все исследованные периоды основная площадь оледенения района была сосредоточена в пределах ледников, ориентированных на северо-восток и восток. Наибольшее относительное сокращение площади с середины XX в. по 2023 г. претерпели малые ледники западной (91.7%) и

юго-восточной (70.6%) экспозиций, а также ледники, ориентированные на север (70.6%). Следует отметить, что средние размеры ледников этих экспозиций в Каталоге (Каталог..., 1972) находились в диапазоне 0.1–0.2 км², то есть это малые ледники, для которых свойственны наибольшие скорости сокращения площади (см. табл. 3). Подобная закономерность прослеживается и в промежуточные периоды — с 1951–1967 по 2013 г., 2013–2023 и в 2018–2023 гг. Наименьшее относительное сокращение площади с середины XX в. по 2023 г. претерпели ледники восточной (34.7%) и северо-западной (38.0%) экспозиций. В 1951–1967 гг. их средние размеры по Каталогу (Каталог..., 1972) составляли чуть более 1.0 и 0.4 км², соответственно.

Анализ суммарного распределения экспозиций отдельных ячеек ЦМР в границах ледников дает другую картину ориентации ледниковых поверхностей хребта Орулган (см. рис. 3, б). В периоды 2013–2023 и 2018–2023 гг. основная площадь оледенения района формировалась поверхностями, ориентированными на север (от 32.4% в 2018 г. до 30.7% в 2023 г.) и северо-восток (от 36.7% в 2013 г. до 37.9% в 2023 г.). На восток в 2013–2023 гг. была ориентирована существенно меньшая площадь оледенения — от 17.3% в 2013 г. до 18.8% в 2023 г. Доли площади оледенения, ориентированные на юг и юго-запад, в 2013–2023 гг. были пренебрежимо малы (0.6–0.7%). Наибольшее относительное сокращение площади за 2013–2023 гг. претерпели ледниковые поверхности, ориентированные на

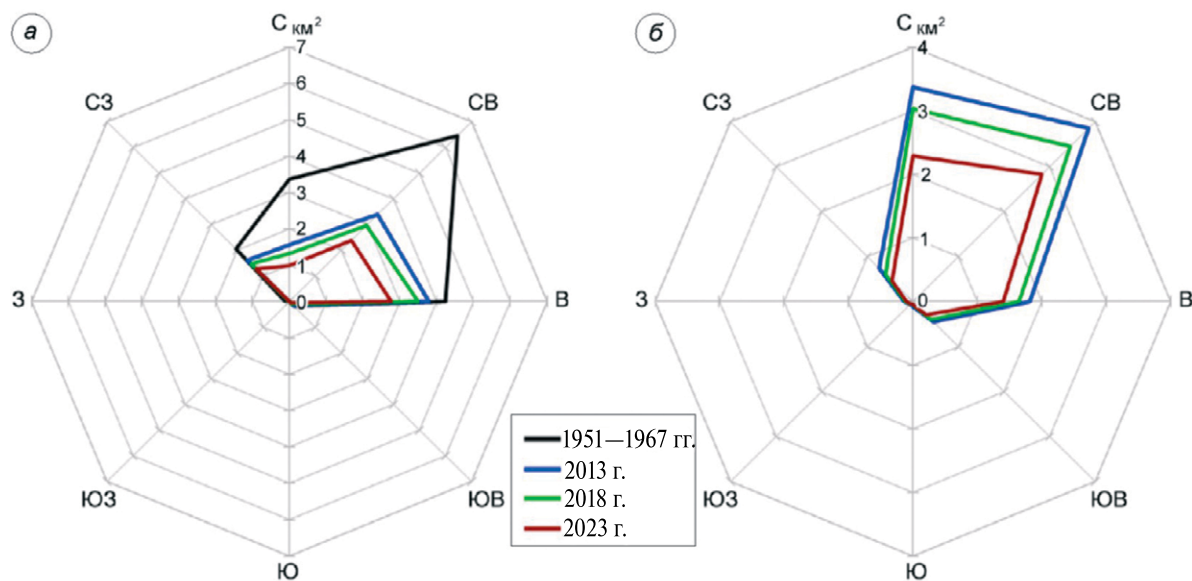


Рис. 3. Распределение по экспозициям, изменение площади: ледников хребта Орулган, зарегистрированных в Каталогах (Каталог..., 1972; Хромова и др., 2021), в зависимости от их экспозиции по Каталогу (Каталог..., 1972) (а); оледенения хребта Орулган в целом, в зависимости от экспозиций элементов поверхности ледников (б)

Fig. 3. Exposure allocation, change in area: glaciers of the Orulgan Range registered in the Catalogs (Katalog..., 1972) and (Khromova et al., 2021) depending on their exposure in the Catalog (Katalog..., 1972) (a); glaciation of the Orulgan Range as a whole depending on the exposure of glacier surface elements (b)

северо-запад (38.3%) и юг (37.2%), наименьшее — на восток (22.8%).

Разница отображённых на разных частях рис. 3 данных по экспозициям имеет, прежде всего, методическую природу. Экспозицию ледника в Каталоге (Каталог..., 1972) определяли согласно методике (Руководство..., 1966) как «сторону света, к которой обращена его поверхность». Очевидно, что даже с учётом всех методических уточнений, процесс определения экспозиции ледников в Каталоге (Каталог..., 1972) отличался субъективностью. Поверхность ледников сложна, отдельные её элементы могут быть обращены в разные стороны. Поэтому методика (Руководство..., 1966) определяла, скорее, не интегральную характеристику экспозиции его поверхности, а направление движения основного потока льда. Определение экспозиции отдельных ледников в современном Каталоге (Хромова и др., 2021; <https://www.glasgu.ru/>) или анализ распределения по экспозициям ледниковой поверхности района исследований (см. рис. 3, б) опирается на автоматизированный статистический анализ ЦМР, лишённый субъективности.

В 2013 г. ледники хребта Орулган спускались до высоты примерно 1350 м, в 2023 г. — до 1370 м. Высота нижней точки ледника № 21 (Колосова) — крупнейшего ледника района (см. рис. 2) — за 2013–2023 гг. поднялась на 40 м — с 1550 м в 2013 г. до 1590 м в 2023 г. — при отступании фронта ледника на 140–200 м (см. рис. 2). Средняя взвешенная по площади высота оледенения хребта Орулган в 2013–2023 гг. составляла 1840–1845 м без значимых

изменений (вероятно, ограничения имеющихся ЦМР).

Основная часть оледенения района (от 69.6% в 2013 г. до 71.8% в 2023 г.) сосредоточена в высотном диапазоне 1700–2000 м (рис. 4). Доля площади оледенения, расположенного ниже 1500 м, пренебрежимо мала. Она сократилась с 0.4% в 2013 г. до 0.2% в 2023 г. Больше всего сократилось оледенение на относительно низких гипсометрических уровнях. Наибольшее сокращение зафиксировано на высотах 1500–1600 м, где за 2013–2023 гг. площадь ледников уменьшилась втрое (с 0.24 до 0.08 км²), а его доля понизилась с 2.3 до 1.0%.

Средняя вертикальная протяжённость ледников хребта Орулган (разница высоты высшей и низшей точек) в 2013–2023 гг. сокращалась — в 2013 г. она составляла около 215 м, в 2018 г. — 195 м, в 2023 г. — 170 м. Наибольшей вертикальной протяжённостью характеризуется крупнейший ледник района — № 21 (Колосова). С 2013 по 2023 г. его вертикальная протяжённость сократилась примерно на 50 м — с 615 до 565 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для объяснения, выявленного сокращения ледников хребта Орулган были проанализированы климатические изменения, произошедшие в период исследования в этом районе. Использованы данные наблюдений ближайших метеостанций и реанализа ERA5 с разрешением 0.5° × 0.5° (<https://climatareanalyzer.org/>; <https://www.ecmwf.int/>), представляющего собой синтез фактических данных наблюдений и результатов моделирования. Возможности использования реанализа ERA5 для оценки трендов температур воздуха и осадков в районах оледенения на северо-востоке России исследовались в работе (Титкова, Ананичева, 2023). Для Верхоянского хребта наибольшие относительные ошибки реанализа ERA5, в сравнении с данными метеостанций, относятся к весеннему периоду (–10% для температур и 82% для осадков). Наименьшие ошибки в определении температур наблюдаются в летний период (–2%), осадков — в зимний (20%). В целом данные реанализа ERA5 занижают температуры и завышают количество осадков. Тем не менее, эти данные хорошо воспроизводят тренды изменений основных климатических параметров. Также в исследовании были использованы данные CRU TS v4 (временные ряды с координатной сеткой Отдела климатических исследований Университета восточной Англии) с сеткой 0.5° × 0.5° (CRU TS v4; Harris et al., 2020).

Тенденция к потеплению с середины 1970-х годов прослеживается в ходе температуры как для Земного шара в целом, так и в среднем по территории России. Наблюдавшееся в первой половине XX века потепление, как и последовавшее затем до

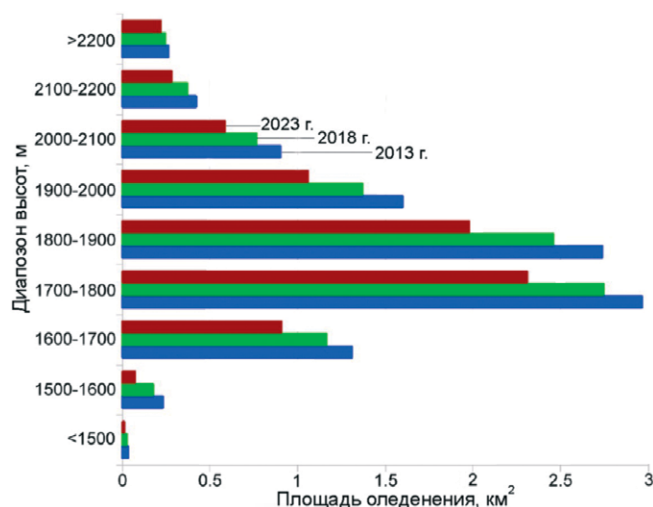


Рис. 4. Высотное распределение площади ледников хребта Орулган, зарегистрированных в Каталогах (Каталог..., 1972) и (Хромова и др., 2021), в 2013, 2018 и 2023 гг.

Fig. 4. Altitude distribution of glaciers area in the Orulgan Range, by Inventory data (Katalog..., 1972) and (Khromova et al., 2021), in 2013, 2018 and 2023

1970-х годов похолодание, климатологи связывают в основном с естественными причинами. Период с середины 1970-х годов обозначен в климатической литературе как период современного потепления, а 1976 г. условно принимается за его начало (Третий оценочный доклад..., 2022). В целом локальные тренды температуры воздуха за 1976–2020 гг. по всей территории России положительны. К 2020 г. область потепления $+0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет вдоль северного побережья России (от Ямала до Чукотки) распространилась на юг до 60-й параллели. Если на карте трендов 1976–2012 гг. хребет Орулган находился в зоне потепления $+0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, то в 1976–2020 — $+0.7\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Ход температуры воздуха (среднегодовой и за тёплый период) на станциях, расположенных в радиусе 200–300 км от ледниковой системы хребта Орулган, в целом повторяет общие для территории северо-востока России закономерности. В расчётах CRU TS v4 для района исследований использовались материалы наблюдений следующих метеостанций: Кюсюр ($70^{\circ}35'59''$ с.ш. $127^{\circ}24'00''$ в.д., высота 30 м), Джарджан ($68^{\circ}42'00''$ с.ш. $124^{\circ}00'00''$ в.д., высота 38 м), Верхоянск ($67^{\circ}35'59''$ с.ш. $133^{\circ}24'00''$ в.д., высота 136 м), Жиганск ($66^{\circ}47'59''$ с.ш. $123^{\circ}24'00''$ в.д., высота 86 м). Осреднённые по станциям ежегодные данные (CRU TS v4) для местоположения современных ледников Орулгана (ячейки 67.75/128.25 — 68.75/128.75) демонстрируют (рис. 5, а), что похолодание с 1940-х годов и относительно холодный период примерно с 1950-х до 1970-х годов улучшили условия существования ледников. В этот период (1951–1967) по данным работы (Башлавин, 1970) ледники почти не изменились. С середины 1970-х годов начинается потепление, постепенно усилившееся в 2000-х годах и резко ускорившееся после 2015 г. Среднегодовая температура возросла с 1975 по 2000 г. на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($0.03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$), а за 2000–2015 гг. еще на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($0.06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$), то есть средняя скорость повышения температуры увеличилась вдвое. За период 2015–2020 гг. скорость потепления составила $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (см. рис. 5, а). Ход температур тёплого периода (июнь–август) по данным ERA5 демонстрирует усиление потепления, начиная с 2000 г. с локальным понижением температуры в 2003 и 2016 гг. (см. рис. 5, б). Летние сезоны 2018–2023 гг. были аномально тёплыми. Такой температурный режим сформировал условия для устойчивого сокращения площади ледников, с усилением этого процесса в последние пять лет.

Если температуры тёплого периода ответственные за условия таяния ледников, то осадки холодного периода контролируют условия аккумуляции на ледниках. Как отмечается в (Башлавин, 1970), тёплый период для ледников Орулгана начинается в начале–середине июня

и продолжается 2–2.5 месяца. Летние снегопады при вторжении западных воздушных масс иногда приводят к его сокращению. Холодный период начинается в конце августа — начале сентября и продолжается до начала июня.

В течении 1976–2020 гг. тренд годового количества выпадающих осадков положителен во всех районах России. Причем, если в ряде областей тренд статистически не значим, то на Азиатской части России оценки уверенно подтверждают тенденцию к увеличению осадков. Хребет Орулган попадает в зону увеличения годовых сумм осадков со средними значениями 2% от нормы за 10 лет (Третий оценочный доклад..., 2022). При этом если в декабре–феврале район распространения ледников хребта Орулган находится в зоне нулевого изменения сумм осадков, то в марте–мае и сентябре–ноябре эти изменения уже носят более существенных характер и достигают 4–5 % от нормы. Значения трендов изменения сумм осадков в тёплый период (июнь–август), так же, как и декабре–мае, близки к нулю. Таким образом, незначительное фоновое увеличение сумм осадков в этом районе происходит за счёт весны и осени.

Данные CRU TS v4 (CRU TS v4) для ледниковой системы хребта Орулган демонстрируют увеличение годовых сумм осадков с начала 1980-х годов до конца первой декады XXI века примерно на 50 мм (см. рис. 5, в). Затем намечается тенденция к уменьшению осадков, значимый минимум которых фиксируется в 2018 г. Результаты реанализа ERA5 для сумм осадков за октябрь–апрель показывают похожие тенденции: уменьшение осадков в 1990-е годы, затем увеличение с начала 2000-х годов с локальным минимумом в 2013 г. и максимумом в 2014 г., и тенденцию к снижению количества осадков, наметившуюся в 2020 г. (см. рис. 5, в). Сокращение повторяемости (в процентах от общего числа наблюдений за год) сплошной облачности, начавшееся в 2004 г. с локальными максимумами в 2015 и 2022 гг. (см. рис. 5, д), также могло повлиять на ускорение процесса таяния ледников путём увеличения количества приходящей прямой радиации.

Таким образом, в ситуации отсутствия метеонаблюдений в непосредственной близости к ледникам, оценить изменение основных климатических параметров возможно по фоновым значениям, рассчитанным с учётом данных наблюдений на ближайших к району исследований метеостанциях и полученных в результате моделирования. Эти данные свидетельствуют об ухудшении условий существования ледников, показывая устойчивый тренд повышения среднегодовой температуры воздуха с ускорением этого процесса в последнее десятилетие. При этом осадки холодного периода, ответственные за условия питания ледников, испытывают колебания, в целом не играющие

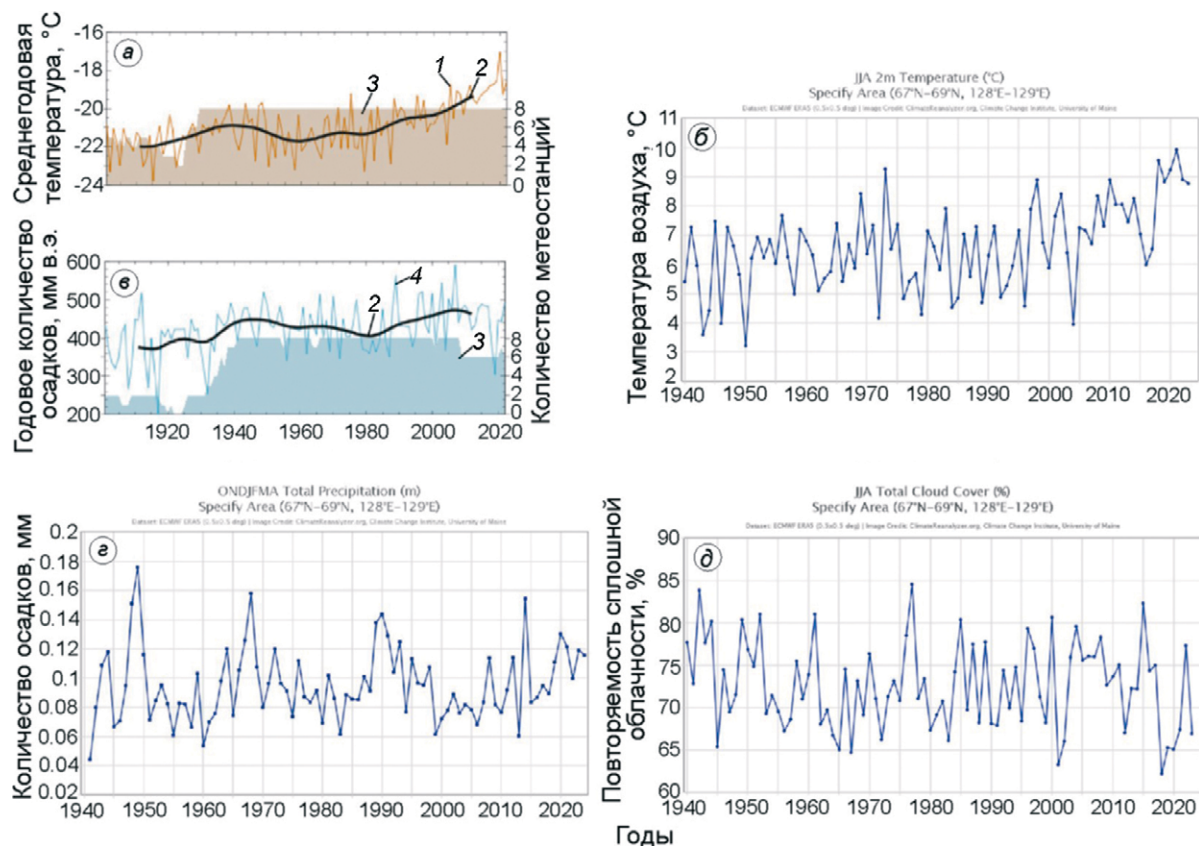


Рис. 5. Изменения в районе расположения ледников хребта Орулган: среднегодовых температур воздуха (а), по данным (CRU TS v4); средних летних (июнь–август) температур воздуха (б), по данным реанализа ECMWF ERA5 (<https://climateranalyzer.org>); годового количества осадков (в), по данным (CRU TS v4); количества зимних осадков (октябрь–апрель) (г), по данным реанализа ECMWF ERA5 (<https://climateranalyzer.org>); повторяемости сплошного облачного покрова в летний период (июнь–август) (д), по данным реанализа ECMWF ERA5 (<https://climateranalyzer.org>).

1 – среднегодовая температура воздуха; 2 – сглаженные значения; 3 – количество метеостанций, используемых для расчетов CRU TS v4; 4 – годовое количество осадков

Fig. 5. Changes in the glaciers location area of the Orulgan Range: of annual air temperatures (a), according to (CRU TS v4); of average summer air temperatures (June–August) (б), according to ECMWF ERA5 reanalysis (<https://climateranalyzer.org>); of annual precipitation (в), according to (CRU TS v4); of total winter precipitation (October–April) (г), according to ECMWF ERA5 reanalysis (<https://climateranalyzer.org>); frequency of total cloud cover in summer (June–August) (д), according to ECMWF ERA5 reanalysis (<https://climateranalyzer.org>).

1 – annual air temperatures; 2 – smoothed values; 3 – number of weather stations used for CRU TS v4 calculations; 4 – annual precipitation

существенно роли для компенсации повышения температуры воздуха. На этом фоне существуют локальные эпизоды похолодания и увеличения количества осадков, что может служить причиной некоторого непродолжительного замедления сокращения площади ледников.

Проведение прямого сравнения скорости сокращения оледенения хребта Орулган с другими районами горного оледенения российской Арктики и Субарктики затруднено из-за дефицита в научной литературе данных за сопоставимые временные интервалы. Подобные данные есть для хребта Улахан-Чистай (горы Черского), расположенного

примерно в 800 км к востоку-юго-востоку от района исследований. В 2012–2018 гг. оледенение хребта Улахан-Чистай сокращалось со средней скоростью 2.04% площади в год (Муравьев, Носенко, 2022), что близко к наблюдаемым на хребте Орулган 2.17%/год в сопоставимый период 2013–2018 гг.

Для более корректного сравнения имеет смысл сопоставить изменение размеров ледников отдельных площадных групп (см. табл. 3). Так, ледники хребта Орулган площадью 0.1–0.5 км² и 0.5–1.0 км² на 2018 г. за 2013–2018 гг. сократились на 11.6% и 9.8%, соответственно, что составляет в среднем 2.32 и 1.96% в год. Площадь расположенных на

хребте Улахан-Чистай ледников подобных размеров за 2012–2018 гг. сократились на 17.8 и 14.2% (Муравьев, Носенко, 2022), что составляет в среднем 2.97 и 2.37%/год, соответственно. То есть, скорость сокращения ледников хребта Орулган в 2013–2018 гг. была ниже, чем на расположенном южнее хребте Улахан-Чистай.

В период с 1951–1967 по 2018 г. средняя скорость сокращения площади оледенения хребта Орулган составляла 0.14 км² или 0.84%/год. В сопоставимый период с 1944–1947 по 2018 г. площадь оледенения гор Сунтар-Хаята сокращалась со средней скоростью 0.46%/год (Муравьев и др., 2021). То есть, средние темпы сокращения площади оледенения этих районов в период с середины XX в. по 2018 г. были близки. Изложенное выше позволяет говорить о том, что реакция оледенения хребта Орулган на современные климатические изменения не противоречит динамике оледенения основных горно-ледниковых районов Северо-востока России. Рост скорости сокращения площади ледников района в последнее десятилетие согласуется с тенденцией интенсификации этого процесса в других районах горного оледенения Северной Евразии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оледенение хребта Орулган в 2023 г. насчитывало 58 ледников общей площадью 7.47±0.85 км². В количественном отношении в этом районе преобладают каровые и карово-долинные ледники, по площади – перемётно-долинные и карово-долинные. Основная часть площади (71.8%) ледников района сосредоточена в высотном диапазоне 1700–2000 м. В целом, распределение площади оледенения района по высотным интервалам в 2013, 2018 и 2023 гг. существенно не менялось.

С середины XX в. по 2023 г. площадь оледенения хребта Орулган сократилась на 54.5%. Сокращение площади ледников в этот период оказалось обратно пропорционально их размерам – наибольшее (84.7%) сокращение претерпели ледники площадью менее 0.1 км², наименьшее (12.9%) – крупнейший ледник района (Колосова) площадью более 2 км². Наибольшее относительное сокращение площади с середины XX в. по 2023 г. претерпели малые ледники западной экспозиции (91.7%), наименьшее – ледники восточной экспозиции (34.7%).

В последнее десятилетие сокращение оледенения хребта Орулган существенно ускорилось. Так, средняя скорость сокращения площади ледников, составлявшая в период с 1951–1967 по 2013 г. 0.61%/год, возросла до 2.17%/год в 2013–2018 гг. и до 4.06%/год в период 2018–2023 гг., т.е. в последнюю пятилетку она практически удвоилась по сравнению с предыдущей.

Эти тенденции хорошо иллюстрируют изменения температуры воздуха в регионе, что подтверждает индикационную роль ледников. Относительно холодный период 1950–1970 гг. сменяется потеплением, которое постепенно возрастает с начала 2000-х годов, усиливаясь к концу второй декады XXI века. При этом незначительные колебания сумм осадков холодного периода не формируют благоприятных условий накопления в периоды повышения температур воздуха. Определенный вклад в процесс ухудшения условий существования ледников вносит и усиление прихода коротковолновой радиации на фоне сокращения повторяемости сплошной облачности.

Скорость происходящих с ледниками изменений требуют продолжения наблюдений, особенно за небольшими ледниковыми системами, для которых некоторые исследователи прогнозируют полное исчезновение к середине XXI века. Регулярный анализ позволит проверить такие прогнозы и определить фатальные значения климатических параметров для ледников, находящихся в разных географических и орографических условиях.

Благодарности. Исследование изменений площади ледников хребта Орулган выполнено в рамках темы Государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0004. Анализ изменений высотного распределения оледенения и климатических изменений выполнен при поддержке гранта РНФ № 23-17-00247.

Acknowledgements. The study of the glacier area changes in the Orulgan Range was carried out within the framework of the research project FMWS-2024-0004 of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. Analysis of changes in the altitudinal distribution of glaciation and climate change was implemented with the support from Russian Science Foundation grant 23-17-00247.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1. М.: РАН, 1997. 392 с.
- Башлашин Д.К. Современные ледники хребта Орулган // МГИ. 1970. Вып. 16. С. 174–178.
- Васьковский А.П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР // Колыма. 1955. № 10. С. 42–45.
- Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 5. Ч. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 44 с.
- Корейша М.М. Оледенение Верхояно-Колымской области. М.: Изд-во РАН, 1991. 143 с.
- Муравьев А.Я., Носенко Г.А. Сокращение оледенения хребта Улахан-Чистай (горы Черского) в 1970–2018 гг. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 179–192. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020124>

- Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Никитин С.А. Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 4. С. 485–499.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040103>
- Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
- Седов Р.В. Снежно-ледяные образования Южного Хараулаха и Северного Орулгана // МГИ. 1997. Вып. 83. С. 172–176.
- 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 // *Лёд и Снег*. 2023. Т. 63. № 2. С. 199–213.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020163>
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Ред. В.М. Катцов. Росгидромет. СПб.: Научные технологии, 2022. 676 с.
- 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>
- Ananicheva M.D., Karpachevsky A. Glaciers of the Orulgan Range: assessment of the current state and possible development for the middle of the 21st century // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. Is. 3. P. 1985–1995.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4605-2>
- CRU TS v4. <https://www.uea.ac.uk/web/groups-and-centres/climatic-research-unit/data>
Дата обращения: 03.06.2024.
- Harris I., Osborn T.J., Jones P., Lister D. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset // *Scientific Data*. 2020. V. 7. № 109.
<https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Climate Reanalyzer // Электронный ресурс.
https://climatreanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/
Дата обращения: 03.06.2024.
- ECMWF // Электронный ресурс.
<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>
Дата обращения: 03.06.2024.
- Catalog of glaciers in Russia // Электронный ресурс.
<https://www.glacru.ru/ледниковые-районы/хребет-орулган/>
Архив данных от 03.06.2024. Дата обращения: 03.06.2024.
- Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // *Regional Environmental Change*. 2019. V. 19. № 5. P. 1229–1247.
<https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
- Porter C., Howat I., Noh M.-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadvav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. 2023. “ArcticDEM, Version 4.1”. Harvard Dataverse, V1.
<https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W>
Архив данных от 28.06.2023.
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p.
http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf
- RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media.
<https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>

Citation: Muraviev A. Ya., Khromova T. E. Reduction of glaciers in the Orulgan Range (Verkhoyansk Range) from 1951 to 2023. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 513–526. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673424040036

Reduction of glaciers in the Orulgan Range (Verkhoyansk Range) from 1951 to 2023

A. Ya. Muraviev[#], T. E. Khromova

Институт географии РАН, Москва, Россия

[#]e-mail: anton-yar@rambler.ru

Received April 6, 2024 / Revised July 7, 2024 / Accepted October 7, 2024

New data on glaciation of the Orulgan Range in 2013, 2018 and 2023 are presented. By analyzing multi-temporal satellite imagery and historical data, changes in glacier area were estimated from the mid-20th century through 2013, 2018, and 2023, and for the periods 2013–2018, 2018–2023, and 2013–2023. In 2023, the glaciation of the Orulgan Ridge consisted of 58 glaciers with a total area of $7.47 \pm 0.85 \text{ km}^2$. Among the morphological types, corrie glaciers and corrie-valley glaciers predominate. The largest areas are occupied by transfluent-valley and corrie-valley glaciers. The main part (71.8%) of the total area of glaciation in the region is concentrated in the altitudinal range of 1700–2000 m. From the middle of the 20th century to 2023, the area of glaciers registered in the USSR Glacier Inventory and identified in the Russian Glacier Catalog decreased from 16.41 to $7.47 \pm 0.85 \text{ km}^2$, i.e. by 8.94 km^2 (54.5%). Of these, 5.90 km^2 were lost from 1951–1967 to 2013, 1.14 km^2 between 2013–2018, and 1.90 km^2 between 2018–2023. By 2023, small glaciers with area less than 0.1 km^2 (84.7%) were the most reduced and largest glacier with area more than 2 km^2 (12.9%) was the least reduced. The small glaciers of the western aspect decreased most significantly (91.7%). We found a significant increase in the average rate of glacier area reduction in the last 10 years compared to the period from the mid-20th century to 2013: 0.61%/year from 1951–1967 to 2013 to 2.17%/year in 2013–2018, and 4.06%/year in 2018–2023. These changes occurred at the background of a stable positive trend of mean annual air temperature, the magnitude of which is especially large, with acceleration of this process in the last decade.

Keywords: mountain glaciers, Orulgan Range, Verkhoyansk Range, glaciers area reduction, morphological types, altitude distribution, satellite imagery, digital elevation model

REFERENCES

- World atlas of snow and ice resources. V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.
- Bashlavin D. K. Present glaciers of the Orulgan Range. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1970, 16: 174–178. [In Russian].
- Vas'kovsky A. P. *Razmeri sovremennogo oledeneniya na Severo-Vostoke SSSR*. The extent of modern glaciation in the North-East of the USSR. Kolyma. 1955, 10: 42–45. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 17. Is. 5. Pt. 2. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 44 p. [In Russian].
- Koreysha M. M. *Oledenenie Verkhoyansko-Kolimskoi oblasti*. Glaciation of the Verkhoyansk-Kolymaregion. Moscow: Academy of Sciences of the USSR Soviet Geophysical Committee, 1991: 143 p. [In Russian].
- Muraviev A. Y., Nosenko G. A. Reduction of glaciers in the Ulakhan-Chistay Range (Chersky Mountains) from 1970 to 2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 179–192.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422020124> [In Russian].
- Muraviev A. Y., Nosenko G. A., Nikitin S. A. Reduction of glaciation in the Suntar-Khayata Mountains from the mid 20th century to 2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 485–499.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040103> [In Russian].
- Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
- Sedov P. V. Snow-ice formations of the South Kharaulach and Northern Orulgan, Siberia // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1997, 83: 172–176. [In Russian].
- Titkova T. B., Ananicheva M. D. Using ERA5—Land Reanalysis and Data from Weather Stations in the Mountainous Regions of Russia to Assess Changes in the Glacial Systems of Eastern Siberia and the Far East. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 199–213.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020163> [In Russian].
- Tretiy otsenochnyy doklad po izmeneniyu klimata i yego posledstviyam na territorii Rossiyskoy Federatsii. Third assessment report on climate change and its consequences on the Russian Federation territory /

- Edited by V.M. Katsov. Rosgidromet. Saint Petersburg: Naukoyemkiye tekhnologii, 2022: 676 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. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian].
- Ananicheva M.D., Karpachevsky A.* Glaciers of the Orulgan Range: assessment of the current state and possible development for the middle of the 21st century. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 74 (3): 1985–1995. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4605-2>
- CRU TS v4. <https://www.uea.ac.uk/web/groups-and-centres/climatic-research-unit/data>. Last access: June 30, 2024.
- Harris I., Osborn T.J., Jones P., Lister D.* Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*. 2020, 7: 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Climate Reanalyzer. Retrieved from: https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/ Last access: June 30, 2024.
- ECMWF. Retrieved from: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5> Last access: June 30, 2024.
- Catalog of glaciers in Russia. Retrieved from: <https://www.glacru.ru/>. Archive data from 03.06.2024. Last access: June 30, 2024.
- Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyaeva V.* Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries. *Regional Environmental Change*. 2019, 19 (5): 1229–1247. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
- Porter C., Howat I., Noh M-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P.* 2023. “ArcticDEM, Version 4.1”. Harvard Dataverse, V1. <https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W> Archive data from 28.06.2023.
- Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf
- RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЛЕВОГО ПОТОКА ПРИ ПРОРЫВЕ ОЗ. БАШКАРА В 2017 г.

© 2024 г. А. С. Солодова*, Д. А. Петраков, К. А. Пуганов

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

*e-mail: annanasiy99@mail.ru

Поступила 19.05.2024 г.

После доработки 12.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

С помощью численного моделирования в программе g.avaflow оценена динамика и зона затопления паводка и водокаменного селевого потока при прорыве оз. Башкара 2017 г. Рассчитаны скорости, глубины потока, а также впервые получены расчётное давление и кинетическая энергия потока для различных участков русла, оценена величина эрозии и аккумуляции материала, изменение рельефа после прохождения прорывного паводка.

Ключевые слова: прорыв ледникового озёра, прорывной паводок, селевой поток, двумерное математическое моделирование, Северный Кавказ, Приэльбрусье

DOI: 10.31857/S2076673424040043, EDN: HTRDDK

ВВЕДЕНИЕ

Прорывы ледниковых озёр — одно из наиболее разрушительных стихийных бедствий в высокогорье (Harrison et al., 2014; Tielidze et al., 2018). Они провоцируют селевые потоки и прорывные паводки, которые распространяются на десятки километров вниз по долинам (Черноморец и др., 2007). В нивально-гляциальном поясе Центрального Кавказа из-за ускоряющихся темпов отступления ледников (Хромова и др., 2021) в настоящее время формируется ряд новых ледниковых озёр (Докукин и др., 2020), что наряду с нарастанием туристического потока приводит к увеличению опасности их возможных прорывов для населения и инфраструктуры. Согласно прогнозам, площадь потенциально прорывоопасных озёр Приэльбрусья будет возрастать (Лаврентьев и др., 2020). По этой причине необходима разработка новых и совершенствование уже имеющихся методик оценки селевой опасности. Кроме того, в отсутствие исторических прецедентов важно максимально точно оценить границы опасных зон, в чем может значительно помочь применение математического моделирования.

В качестве объекта исследований был выбран комплекс Башкаринских озёр в Приэльбрусье. Их известные прорывы наблюдались в 1958, 1959 и 1960 гг. (Дубинский, Снегур, 1961). Крупнейший из

них произошел 1 сентября 2017 г., когда моренный вал, удерживающий озеро последние десятилетия, начал разрушаться и пропускать воду (Петраков и др., 2017). В результате прорыва озеро было спущено почти на 2/3, а гляциальный сель, сформированный значительным количеством воды (примерно 800 тыс. м³) (Кидяева и др., 2018), нанес серьёзные повреждения в долинах рек Адылсу и Баксан.

Прорыв озера Башкара уже был прежде смоделирован. Если первые работы носили прогностический характер (Petrakov et al., 2012) и оценивали возможные последствия потенциального прорыва, то работы (Кидяева и др., 2018; Kornilova et al., 2021) базировались на фактических сведениях о прорыве и ставили целью оценить динамические характеристики сошедшего потока.

Цель работы — оценка динамики прорывного селя 2017 г. из оз. Башкара при помощи численного моделирования в программе g.avaflow, которая позволяет учитывать в потоке жидкую и крупнообломочную составляющие.

В результате работы были рассчитаны основные параметры сошедшего водокаменного потока: скорость течения, глубины, время добега до контрольных точек. Кроме того, впервые было рассчитано давление и кинетическая энергия потока для различных участков русла, и оценена величина эрозии и аккумуляции материала, изменение рельефа после прохождения прорывного паводка.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплекс Башкаринских озёр, включающий оз. Башкара и оз. Лапа, расположен в верховьях долины Адылсу на северном склоне Главного Кавказского хребта. Оз. Башкара — ледниково-запрудное и питается талыми водами одноименного горно-долинного ледника. Первые упоминания о нем появились в период международного геофизического года (далее — МГГ) (Дубинский, Снегур, 1961). В августе 1958–1960 гг. на озёре произошла серия прорывов, которые стали причиной образования гляциальных селей в бассейне р. Адылсу. Объем первоначального водного импульса селей 1958 и 1959 гг. оценивается в 60 тыс. м³, а объем селевых отложений, растянувшихся на 12 км ниже по долине — 2 млн м³ (Сейнова и др., 1997). После прорыва 1960 г. площадь озёра уменьшилась более чем вдвое, до 24 тыс. м², объем сброшенной воды из озёра мог составлять примерно 300 тыс. м³ (Докукин и др., 2020).

После формирования устойчивого подледного канала стока прорывы озёра прекратились, и вплоть до 1980-х годов уровень оз. Башкара оставался относительно стабильным. В последующие десятилетия вследствие формирования моренного вала и фильтрационных каналов стока в нем (Докукин и др., 2020) на озёре было зафиксировано резкое колебание уровней воды и незначительное разрастание озёра, которое продолжалось вплоть до лета 2017 г. В 2008 г. впервые был зафиксирован перелив воды через моренную дамбу. Вероятность прорыва тогда оценивалась как высокая, из-за чего местными волонтерами было решено сделать прокоп для снижения объема озёра. К 2016 г. объем озёра увеличился до 1 млн. м³ (Черноморец и др., 2018).

Четвёртый прорыв оз. Башкаринского произошёл 1 сентября 2017 г. В конце августа уровень воды в озёре был на 3 м выше среднееголетних значений конца лета. Триггером прорыва стали аномальные ливневые осадки: 30–31 августа выпало 45 мм, а в ночь на 31 августа — 1 сентября менее чем за 8 часов выпало еще 98 мм (Черноморец и др., 2018). Интенсивные осадки привели к прорыву озёра и формированию селевого потока, который начал свое движение вниз по поверхности ледника Башкара в сторону оз. Лапа.

После прорыва уровень озёра упал на 16.5 м. Объем жидкой фазы потока оценен как 1.1 млн м³, из которых 800 тыс. м³ были сброшены из озёра. Приток воды от аномального ливня мог составить в грубом приближении 200 тыс. м³, а оставшиеся 50–100 тыс. м³ воды были вовлечены из нижележащего оз. Лапа, где после прорыва уровень понизился на 1 м. Объем твёрдой фазы, вовлеченной в движение селем, оценивается как 350–500 тыс. м³ (Черноморец и др., 2018). Максимальные расходы

паводка в верхней части долины Адылсу составили около 500 м³/с, ближе к выходу в долину Баксана — 200–250 м³/с. Селевые заплески в районе моста через Адылсу были зафиксированы на высоте 7–8 м над руслом.

Селевой поток стал причиной гибели трех человек, разрушения 4 км автодорог и прекращения транспортного сообщения с Приэльбрусьем. В населенных пунктах верхней части Баксанской долины были нарушены телефонная связь, а также газо- и электроснабжение. Затраты на аварийно-спасательные работы составили примерно 160 млн руб., а затраты на восстановление пострадавших районов — еще 650 млн руб. (Черноморец и др., 2018). На сегодняшний день оз. Башкара находится в квазистационарном положении, но оно может продолжить рост за счет обрушений моренных склонов прорана и подъема уровня моренно-завальной плотины.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Обзор существующих моделей, применяемых для моделирования прорывных паводков. **STREAM-2D** (Беликов и др., 1992) и **FLO-2D** (O'Brien et al., 1993) — эти коммерческие двумерные гидродинамические модели были разработаны для проведения расчетов трансформации стока при паводках, определения зон затопления и мероприятий по предотвращению и минимизации последствий наводнений и паводков. Они основаны на численном решении системы уравнений Сен-Венана в приближении “мелкой воды” (Кюнж и др., 1985). При решении уравнения для расчета коэффициента Шези используется формула Маннинга, с учетом коэффициента шероховатости. В качестве граничных условий в программе **STREAM-2D** задаются расходы воды на верхней и уровни воды на нижней границе расчетного участка как функции времени, в качестве начальных условий выступают уровни водной поверхности в пределах расчетного участка на начало расчёта. Модель **STREAM-2D** ограничена своей способностью моделировать смешанные потоки, такие как сель или прорывы озёр, и больше подходит для моделирования паводков и для анализа транспорта мелких наносов. Тем не менее, синтез гидродинамической модели **STREAM_2D** и модели формирования стока **ECOMAG** показал хорошие результаты при использовании в долине Адылсу (Kornilova et al., 2022). Отличием **FLO-2D** служит наличие селевого блока, позволяющего рассчитывать параметры селевых потоков на основе уравнений движения неньютоновских жидкостей. Однако учитывая, что обе эти модели разработаны изначально для водных потоков на равнинах, они не могут полностью учитывать горные условия (Кидяева и др., 2018).

RAMMS: DEBRIS FLOW — это коммерческий программный пакет, основанный на методе конечных объемов. RAMMS: DEBRIS FLOW был разработан для имитации схода селевых потоков и паводков на сложном горном рельефе. Моделируемый объем материала представляется одной фазой и рассчитывается согласно модели трения Фельми (Voellmy, 1955). Сопротивление трению выражается через два параметра: безразмерный коэффициент сухого трения (μ) и коэффициент турбулентного трения (ξ) (Christen et al., 2010). Скорость частиц в RAMMS усредняется по нормали к склону, поэтому распределение характеристик потока по глубине не учитывается. Модель также не предполагает деформации сдвига. Входные параметры для модели: объем водного потока, заданный с помощью гидрографа, или с помощью зоны разделения, имеющей площадь и глубину; и параметры сопротивления. Результаты моделирования представляются в виде плановой картины распределения скоростей течения, уровней водной (селевой) поверхности и глубин в пределах расчетной области. В программе есть возможность учитывать инженерные сооружения, а также рассчитывать интенсивность эрозии, вызываемой моделируемым потоком. Для моделирования селевых потоков RAMMS подходит в большей степени, нежели описанные выше модели, так как изначально был разработан для горных регионов, и учитывает крутизну склонов, турбулентность и вязкость потока (Кидаева и др., 2018). Однако использование модели смеси не в полной мере подходит для симуляции несвязных водо-каменных селей.

FLOVI. Особенность данной программы заключается в объединении уравнений моделей прорыва озёра и транспортно-сдвигового селеобразования, каждая из которых представляет собой отдельный блок (Юдина и др., 2022). Решение уравнений выполняется методом последовательного приближения. Эта комбинация математических моделей позволяет FLOVI учитывать приращение материала в ходе формирования потока в очаге. Такого функционала в предыдущих моделях нет. В качестве входных данных используется водный гидрограф, на основе которого рассчитывают гидрограф селевой волны. Таким образом, гидрограф прорывного паводка, полученный по первому блоку уравнений, может быть использован во втором для расчета характеристик селя в зоне формирования. Помимо того, если в бассейне отсутствует озеро, в модели предусмотрен расчет отдельно селевого потока.

Моделирование прорывного паводка в данной работе производилось в программе **r.avaflow**. Инструмент включает в себя две различные модели: модель смеси (модель типа Voellmy) (Fischer et al., 2012) и многофазную модель (Pudasaini et al., 2019). Выбор модели зависит от сложности и типа моделируемого процесса. Модель смеси и однофазная

модель подходят для сценариев, где всю моделируемую массу можно представить однородной средой. Многофазную модель целесообразно использовать для более сложных процессов, например, когда процессы эрозии, или вовлечение нового материала приводят к заметному изменению характеристик потока. Многофазная модель может рассчитывать распространение и взаимодействие трёх различных компонентов (крупной твердой фракции, мелкодисперсной твердой фракции и вязкой жидкости), каждый из которых имеет определенное физическое поведение. Способность учитывать свойства сразу трёх компонентов как нельзя лучше подходит для моделирования несвязных селей или сложных каскадных процессов. Кроме того, программа представляет возможность рассчитывать изменения базальной поверхности, величину эрозии и аккумуляции, что служит неоспоримым преимуществом перед иными существующими моделями.

К недостаткам программы можно отнести трудоемкость подготовки входных данных, отсутствие пользовательского интерфейса, использование лишь одного ядра процессора, а также высокие требования к оперативной памяти. К примеру, расчеты по данной работе задействовали 16 ГБ оперативной памяти и длились более 40 часов.

Поскольку исследуемый прорывной паводок из оз. Башкара трансформировался в водокаменный селевой поток, не совсем корректно было бы моделировать его, учитывая лишь водную составляющую. Модель смеси, вроде той, что используется в RAMMS: DEBRIS FLOW, тоже не в полной мере может описать физическое поведение несвязного водокаменного селя. Она в большей степени подходит для симуляции связных грязевых или грязекаменных потоков, в которых жидкая компонента практически неотделима от твердой. В случае моделирования прорывных гляциальных паводков в долине р. Адылсу, несущих значительное количество грубообломочного материала, необходимо, чтобы в потоке были учтены две фазы: жидкая и твердая (грубообломочная). Таким образом, на данный момент **r.avaflow** — наиболее подходящее решение для подобного сценария.

Подтверждает эффективность модели множество удачных примеров ее использования для исследований прорывных гляциальных паводков в различных горных регионах (Mergili et al., 2018; Zheng et al., 2020; Sattar et al., 2023). Имеются как ретроспективные, так и прогнозные работы, однако все они выполнены иностранными исследователями для зарубежных горных систем. В отечественной науке этот инструмент остается неизвестным, и на территории Кавказа он прежде применен не был.

Математическое моделирование. Используемая модель – r.avaflow (версия 3), это программа, позволяющая осуществлять моделирование снежных лавин, селевых потоков и камнепадов, оползней и прочих русловых и склоновых процессов. Программа написана на языках Python и R, и, в отличие от большинства аналогов, имеет открытый исходный код. r.avaflow была разработана и протестирована на Ubuntu 20.04 (landslidemodels.org).

Программа производит вычисления и визуализирует результаты моделирования на базе GRASS GIS.

Логическая структура модели представлена на рис. 1. Модель требует на вход данные о рельефе, зонах и объемах вовлекаемого материала, а также физические параметры каждой из учитываемых фаз. Растры высвобождаемого и вовлеченного материала задаются для каждой фазы отдельно.

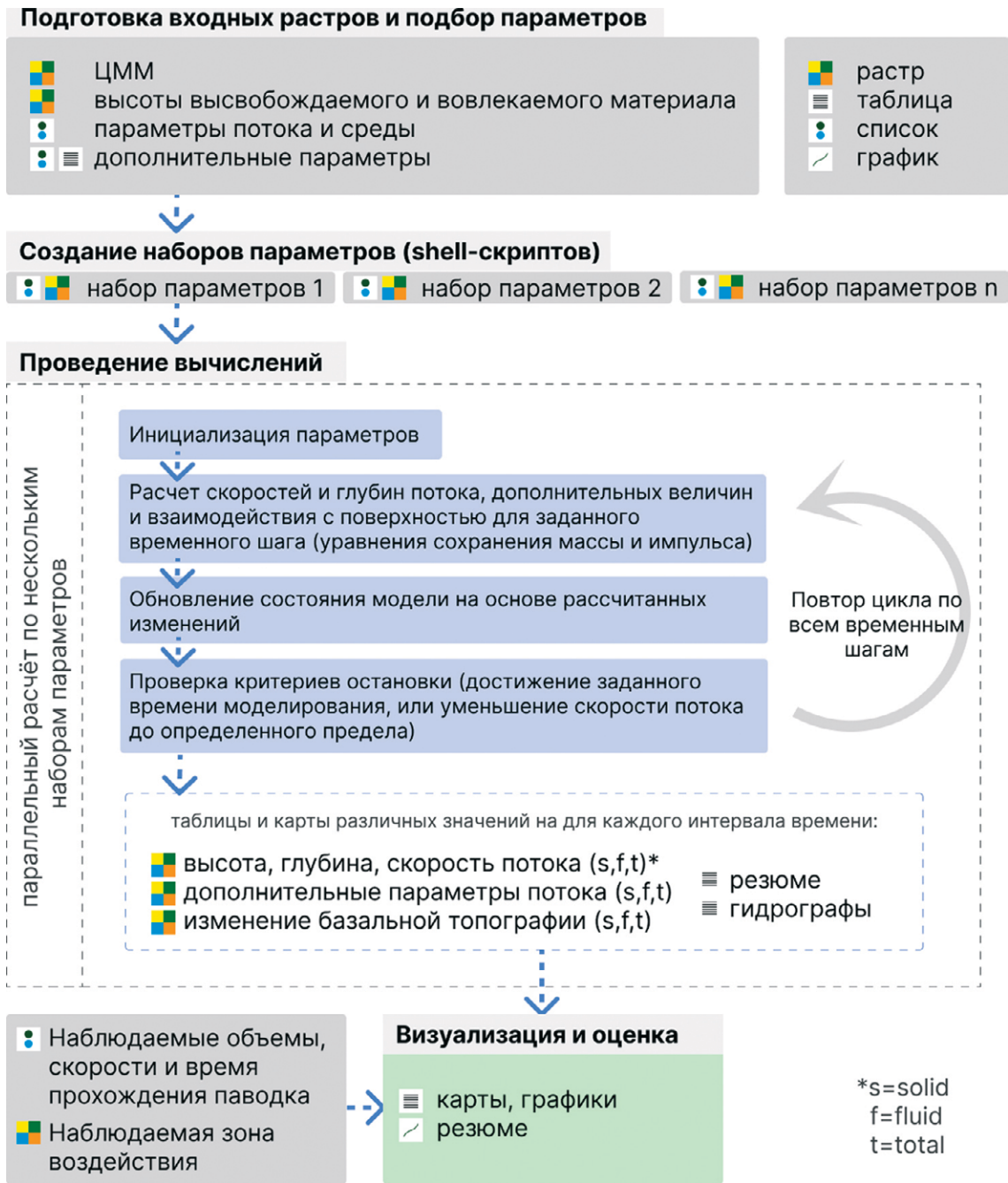


Рис. 1. Логическая структура модели r.avaflow
Fig. 1. Logical structure of r.avaflow

После загрузки предварительно обработанных растров необходимо подобрать параметры самого потока и окружающей среды (см. рис. 1). Все установленные пользователем параметры являются строковыми переменными и записываются в исполняемый файл — shell-скрипт, который запускается через командную строку. В одном шелл скрипте могут быть записаны сразу несколько сценариев.

При исполнении шелл-скрипта происходит импорт растров в среду GRASS GIS, затем g.avafLOW приступает к расчетам, последовательно решая уравнения состояния, сохранения массы и импульса в каждой точке сетки на протяжении заданного пользователем времени. После выполнения расчетов начинается процесс визуализации, в результате которого пользователь получает: набор ASCII растров, отражающих все рассчитанные характеристики потока; набор текстовых файлов, резюмирующих все вышеуказанные параметры за все время моделирования; набор GIF файлов, отражающих динамику потока и его основных характеристик; набор PNG файлов, фиксирующих состояние потока через указанный интервал времени, а также результирующий файл времени добегания потока.

Математическая основа многофазной модели. В общих чертах механические компоненты, учитываемые моделью, описаны ниже.

Жидкая фаза представляет собой смесь воды и тонких частиц (глины, ила и коллоидов) и может быть описана как вязкопластичный материал Гершеля-Бакли, зависящий от скорости сдвига (Coussot et al., 1998; von Boetticher et al., 2016). Как правило, при моделировании селевых потоков суспензия имеет скорее вязкие свойства при быстром движении, а в процессе аккумуляции селевой массы, при снижении скоростей движения приобретает все больше пластичных свойств.

Мелкодисперсная фаза состоит из песка и гравия. В модели она представлена как кулоновско-вязкопластичный материал, физическое поведение которого зависит от скорости сдвига и давления (жидкость Гершеля—Балкли или Бингамовская жидкость) (Domnik et al., 2013; von Boetticher et al., 2016). В ходе запущенного сценария эта фаза не учитывалась.

Твердая фаза представляет собой грубообломочный материал (валуны, галька, гравий), который описывается как кулоновское твердое тело по континууму Мора—Кулона, не зависящее от скорости сдвига (Iverson, Denlinger, 2001; Savage, Hutter, 1989). Крупные частицы не обладают вязкостью. Сила трения зависит от нормальной нагрузки и трения частиц.

Взаимодействия между фазами в модели Pudasaini представлены набором парциальных дифференциальных уравнений, которые описывают сохранение массы и импульса (уравнения

Навье—Стокса) для каждой фазы (Pudasaini et al., 2019). Использование уравнений Навье—Стокса вместо уравнений Сен-Венана, которые используются в программах — аналогах, является более предпочтительным для селевых потоков, поскольку последние предполагают, что давление в потоке распределяется гидростатически, а вертикальные ускорения незначительны (Mergili et al., 2017). Для селевых потоков со значительной крутизной русла это не вполне верно. Уравнения Навье—Стокса, в отличие от уравнений Сен-Венана, могут описать детали взаимодействия между фазами, такие как трение и столкновения частиц. Они также учитывают вертикальные ускорения и негидростатическое давление, что крайне важно для анализа селевых потоков с крутыми руслами и сложной динамикой. Таким образом, уравнения Навье—Стокса позволяют описывать: скорость потока, направление, изменения давления внутри потока, взаимодействие между твердыми и жидкими фазами, а также трение и столкновения частиц. Поэтому математическая основа исследуемой модели более детально описывает динамику селевых потоков.

Используемые материалы. В качестве исходных данных о рельефе долины Адылсу была использована цифровая модель местности (далее — ЦММ), полученная со спутника SPOT-6 с разрешением 3.2 м (дата съемки 01.08.2017). На основе данной ЦММ было произведено моделирование прорыва оз. Башкара 2017 г. Также была использована ЦММ, сгенерированная по стереопаре снимков Pleiades, с разрешением 1 м и датой съемки 03.09.2017. Сравнение ЦММ позволило примерно очертить зоны наиболее интенсивной эрозии и аккумуляции в русле. Для нанесения контуров озёр и зон вовлечения материала использовались базовые спутниковые покрытия ESRI ArcGIS Imagery и Яндекс.

Для верификации модели помимо фактических данных о прорыве (Черноморец и др., 2018) были использованы и собственные данные одного из авторов, полученные в ходе полевых обследований долины Адылсу 20–21 июля 2022 г.: фотографии озёрной котловины и русла Адылсу, ортофотоплан, выполненный при помощи БПЛА, ЦММ с разрешением 0.3 м, поперечный профиль прорыва, схема преобладающих на разных участках долины русловых процессов.

Все входные растры предварительно обрабатывались в ArcGIS Pro. Растры обрезаны по единому экстенду, имеют одинаковое пространственное разрешение и пространственную привязку к метрической системе координат UTM WGS-84 зона 38N.

Реализация сценария прорыва оз. Башкара 2017 г. В ходе работы было запущено моделирование водокаменного селя, учитывающее жидкую

Таблица 1. Релизация сценария прорыва оз. Башкара 2017 г.

Переменная	Определение	Источник/значение
elev	ЦМР	ЦММ SPOT-6 с разрешением 3 м, от 1.08.2017
hrelease1	растр высот высвобождаемого твёрдого (1) и жидкого (3) материала	Материал размытой подпруживающей дамбы (33 тыс. м ³). Объём оценен на основе сравнения ЦМР SPOT-6 и Pleiades
hrelease3		800 тыс. м ³ воды из оз. Башкара, 50 тыс. м ³ — из оз. Лапа (Черноморец и др., 2018)
hentrmx1	растр высот вовлекаемого твёрдого (1) и жидкого (3) материала	250 тыс. м ³ у альплагеря “Шхельда”, еще 130 тыс. м ³ — ниже УСБ “Джан-Туган”, и по 20 тыс. м ³ — из морены МЛП и озёрной перемычки оз. Лапа (Черноморец и др., 2018)
hentrmx3		50 тыс. м ³ воды, поступившей из русловых запасов воды
density	плотность фаз	Плотность твердой фазы 2600 кг/м ³ , жидкой — 1000 кг/м ³
friction	вязкость фаз	Угол внутреннего трения твердой фазы составил 35°, угол базального трения — 20°, турбулентное трение — lg3. Коэффициент трения жидкости 0.05
cellsize	размер ячейки для расчётов	5 м
entrainment control	контроль вовлечения	Потоку разрешается вовлекать материал с поверхности течения. Величина вовлечения равна коэффициенту эрозии (entrainment coefficient), умноженному на импульс потока
basal	взаимодействие с базальной поверхностью	Entrainment coefficient — 7; Stopping criterion = 0 (остановка потока до достижения времени моделирования отключена)

и грубообломочную компоненты. Параметры, заданные для каждой фазы, приведены в табл. 1.

Высвобождаемым твердым материалом послужила размытая морена ледника Башкара. Границы зон эрозии определялись при помощи сравнения космических снимков и ЦММ, выполненных до и после прорыва. Анализ разностей ЦММ (Spot-6 от 01.08.17 и Pleiades от 03.09.17) показал, что из озёрной перемычки было вовлечено около 33 тыс. м³ материала, эта величина и была использована при моделировании.

С учетом объемов каждой из фаз (см. табл. 1) итоговая плотность селевого потока составляет порядка 1400 кг/м³, что соответствует водокаменному селю (Виноградов, 1977). Угол внутреннего трения твердой фазы составил 35°, угол базального трения — 20°, турбулентное трение — lg3. Для жидкой фазы задается только один параметр — коэффициент трения жидкости, равный 0.05. Эти параметры были калибровочными.

Время моделирования было ограничено 50 мин., так как за это время модельный поток достигает впадения в р. Баксан. Реальный же селевый поток достиг устья примерно за то же время, после чего он был разбавлен водами Баксана и трансформировался в паводок, прошедший далеко вниз по долине (Kornilova et al., 2021), и размывший запруды

селевого потока из р. Герхожансу в г. Тырнауз. Динамика и вещественный состав паводка существенно отличаются от водокаменного селя, поэтому моделирование селевого потока было ограничено устьем р. Адылсу.

В отличие от предыдущего моделирования, реализация сценария была начата с момента размывания озёрной перемычки Башкаринского озёра, в то время как в исследовании 2018 г. начальный створ был расположен ниже оз. Лапа, где поток набрал весь основной объем (Кидяева и др., 2018). Такое решение помогло смоделировать в том числе выпуск воды из озёрной котловины, и поставить его в зависимость только от морфометрии прорана и гидродинамического напора воды, а не от рассчитанного входного гидрографа, как сделано в более раннем исследовании.

Модернизация программы. Для упрощения установки и запуска g.avafLOW авторами был разработан Docker контейнер, который легко устанавливается и дает возможность программе работать в любой операционной системе (github.com). Оригинальная версия g.avafLOW работает только в Linux и требует от пользователя базовых навыков программирования и работы с терминалом.

Кроме того, была инициирована разработка графического интерфейса. Он существенно облегчит

использование программы и снизит когнитивную нагрузку на пользователя. В оригинальной версии пользователь взаимодействует с терминалом, а текстовые скрипты не проверяются на корректность вводимых данных.

Эти улучшения значительно упрощают процесс работы с g.avaflow, делают его доступным более широкому кругу пользователей. Следующим потенциальным улучшением программы может стать использование всех ядер процессора, что приведет к уменьшению времени моделирования и требуемого объема оперативной памяти.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате моделирования был сформирован водокаменный селевой поток с объемом жидкой компоненты – 830 тыс. м³, и твердой – 310 тыс. м³. За 50 мин. моделируемый поток прошел более 8.5 км по долине Адылсу, немного не дойдя до впадения в р. Баксан. От прорана до УСБ “Джан-Туган” фронт волны паводка добежит за ~1100 сек, или за 18 мин, что соответствует средней скорости 2.3 м/с. Для сравнения, в другом исследовании (Кидяева и др., 2018) фронт волны паводка добежит до УСБ «Джан-Тугана за 15–20 мин, что соответствует скорости 2–2.5 м/с. Согласно (Petrakov et al., 2012) время добегания селевого потока до УСБ “Джан-Туган” составляет примерно 15 мин., а до устья – 30 минут (табл. 2).

Максимальная скорость потока составляет 27 м/с и наблюдается на участке от ледникового грота до впадения потока в оз. Лапа, где поток движется по крутому языку ледника. На протяжении остального пути скорости не превышают 14–18 м/с

(рис. 2). Осреднённая максимальная скорость потока на всем участке пути составляет 6 м/с. Замедление потока наблюдается на наиболее пологих и широких участках русла, например, перед альплагером УСБ “Джан-Туган”, где скорость потока в среднем составляет всего 2–3 м/с. При сужении русла скорости потока и его эродирующая способность значительно возрастают, как, например, чуть ниже УСБ “Джан-Туган” (максимальная скорость до 15 м/с) или у альплагеря “Шхельда”, ниже моста через р. Адылсу (17 м/с). Распределение максимальных скоростей совпадает с зонами интенсивной боковой и донной эрозии.

Для сравнения, в предыдущем исследовании (Кидяева и др., 2018) максимальная скорость потока возле УСБ “Джан-Туган” составляла 9 м/с, а перед мостом – 6 м/с. В работе (Kornilova et al, 2022) максимальные скорости течения у альплагеря “Шхельда” составили 11–15 м/с, в районе морены малого ледникового периода (12 м/с). Данные скорости хорошо соотносятся со значениями, рассчитанными в ходе данной работы (см. табл. 2). Согласно (Petrakov et al., 2012), максимальная скорость движения селевого потока составляла около 13 м/с. Некоторое превышение полученных автором скоростей над значениями прежнего моделирования можно, вероятно, объяснить более низкой плотностью потока (общая плотность 1400 против 1800 кг/м³) (Petrakov et al., 2012). Крайне высокие рассчитанные скорости течения в районе прорана можно объяснить возникновением на озёре селевой волны от прорывного импульса с ледника, как отмечено в статье (Докукин и др., 2020).

На выположенной широкой поверхности русла перед УСБ “Джан-Туган” глубина потока в среднем составляет 2–3 м, но в месте сужения русла

Таблица 2. Сравнение рассчитанных характеристик потока с результатами предыдущих модельных оценок

		Данная работа	(Кидяева и др., 2018)	(Petrakov et al., 2012)	(Kornilova et al., 2022)	(Черноморец и др., 2018)
		r.avaflow	RAMMS Debrisflow	FLO-2D	STREAM 2D + ECOMAG	Фактические сведения
Время добегания до контрольной точки (мин)	УСБ “Джан-Туган”	18	15–20	15	–	–
	а/л “Шхельда”	24	–	–	–	~20
	Устье	50	<60	30	–	–
Скорость (м/с)	УСБ “Джан-Туган”	10	9	–	–	–
	а/л “Шхельда”	17 (ниже моста)	6 (перед мостом)	–	11–15	–
	$v_{\max}$	18	–	13	16–18	>5.3
	$v_{\text{ср}}$	6	–	–	–	6
Глубина в контрольной точке (м)	УСБ “Джан-Туган”	7	8	< 9	–	–
	а/л “Шхельда”	12	6	< 9	–	> 8

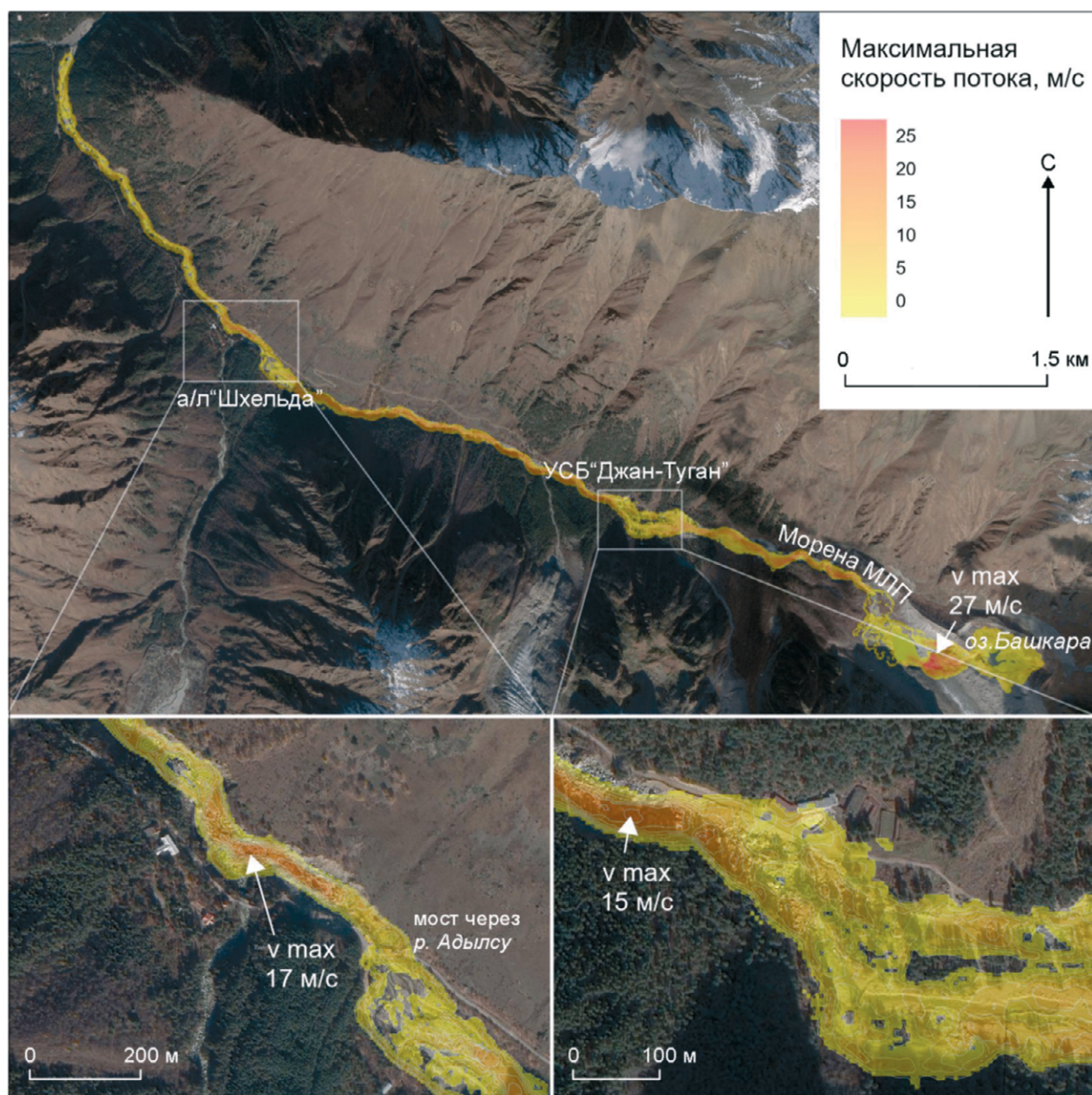


Рис. 2. Максимальная скорость потока при моделировании прорыва оз. Башкара в программе r.avaflow

Fig. 2. Maximum flow speed during the simulation of Lake Bashkara outburst in the r.avaflow program

увеличивается до 7 м (рис. 3). В районе альплагеря “Шхельда” максимальная глубина потока достигает 12 м. Наблюдается такая величина чуть ниже моста, в узком каньоне, откуда в поток вовлекался твердый материал. Во время прорыва озёра 1 сентября 2017 г. здесь наблюдалась крайне активная боковая и донная эрозия.

В то же время в исследовании (Кидяева и др., 2018) глубина потока у УСБ “Джан-Туган” составляет 8 м, а у “Шхельды” 6 м, что вдвое меньше смоделированного нами значения. Причина такого

превышения полученного значения кроется в вовлечении большого количества твердого материала с бортов русла. Стоит отметить, что из-за крутых бортов долины увеличение объема потока за счет вовлечения нового материала практически не отражается на ширине потока и конфигурации зоны поражения, а влияет только на скорость потока, его глубину и давление.

Максимальная кинетическая энергия потока характерна для центральной части русла. В районе прорыва, где поток набирает наибольшую скорость,

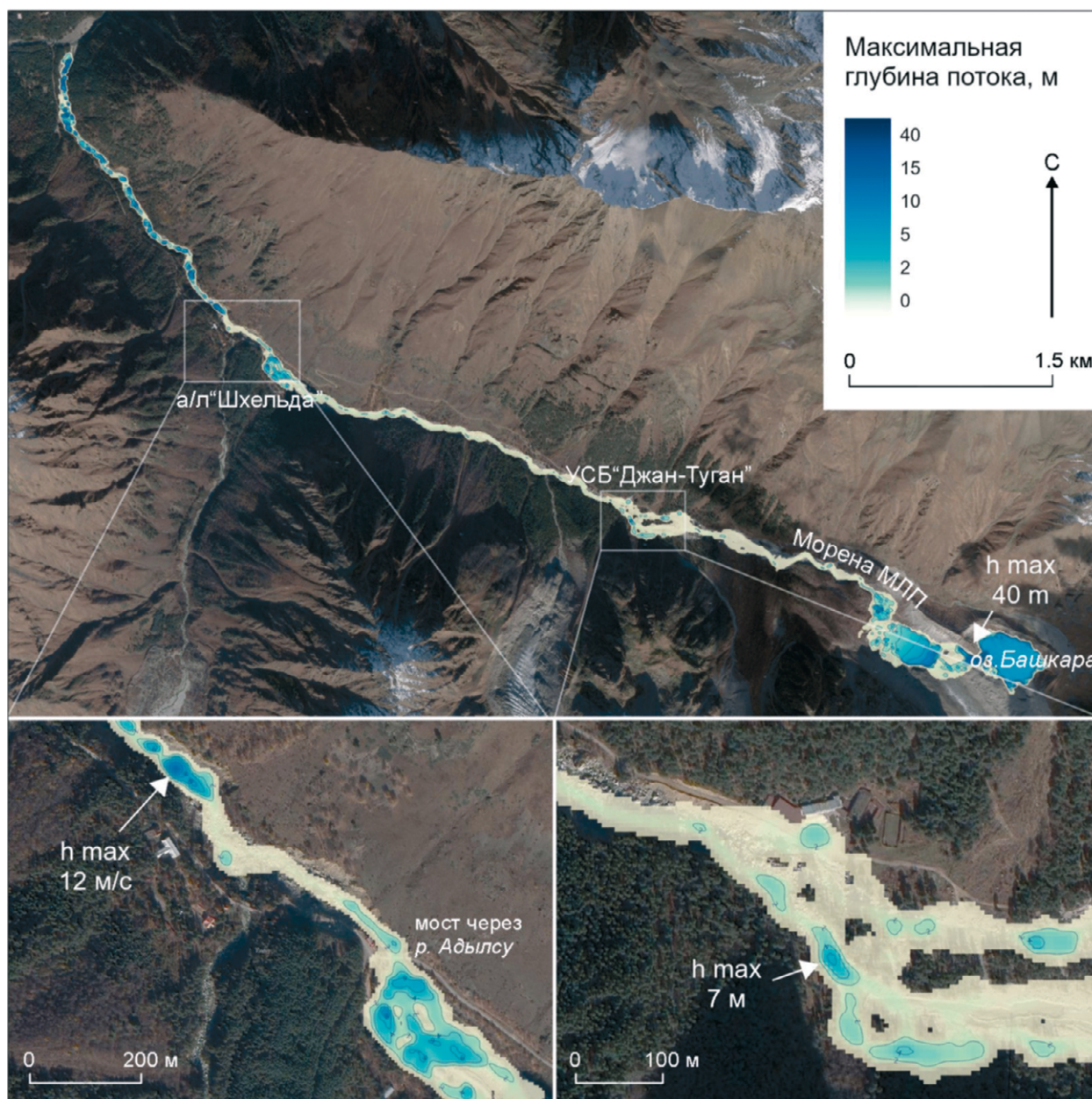


Рис. 3. Максимальная глубина потока при моделировании прорыва оз. Башкара в программе r.avaflow

Fig. 3. Maximum flow depth during the simulation of Lake Bashkara outburst in the r.avaflow program

размывая при этом моренную перемычку оз. Башкара, максимальная кинетическая энергия потока достигает 3 МДж (рис. 4). В каньоне морены малого ледникового периода кинетическая энергия потока достигает значения 200 кДж, в зоне промежуточной аккумуляции перед УСБ “Джан-Туган” – около 22 кДж, перед альплагером “Шхельда” – 15 кДж. При движении потока в узких каньонах, например, ниже моста через Адылсу, кинетическая энергия возрастает до 170–200 кДж.

В районе устья на фоне снижения уклонов долины снижается до 30–40 кДж.

Прослеживается сильная положительная корреляция величины кинетической энергии со значениями давления потока ($R = 0.82$ по 100 произвольным точкам). Вовлечение в поток материала происходит при кинетической энергии, превышающей 30–40 кДж. При меньших значениях процесс эрозии сменяется на транзит и аккумуляцию (см. рис. 4). Скорость потока на участках русла, для которых более характерны аккумулятивные

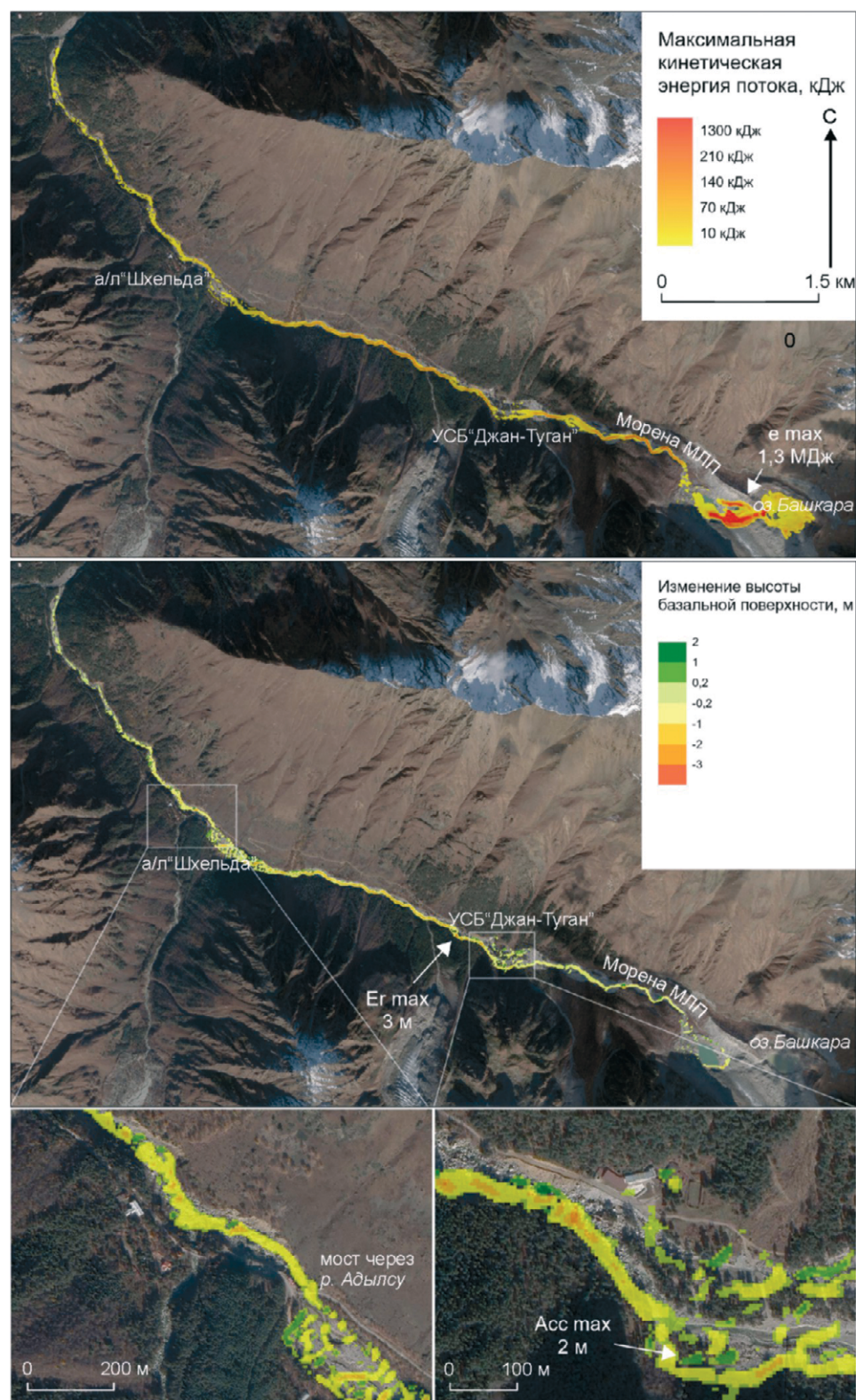


Рис. 4. Максимальная кинетическая энергия потока, изменение высоты базальной поверхности при моделировании прорыва оз. Башкара

Fig. 4. Maximum kinetic energy of the flow, change in the height of the basal surface during the simulation of Lake Bashkara outburst

процессы, не превышает 3–4 м/с. При этом уклон русла составляет не более 5°. Отложение селевых масс зачастую наблюдается при столкновении потока с препятствиями в русле или бортами долины.

Согласно полученной схеме изменения высоты поверхности, практически на всем протяжении русла в центральной его части наблюдается понижение его дна на глубину от 0.1 до 1 м. Также в результате моделирования можно выделить две промежуточные зоны аккумуляции – перед альплагерем “Шхельда” и УСБ “Джан-Туган”, где высота отложенного материала достигает 0.8 и 1.7 м соответственно. Основная зона аккумуляции выделяется возле устья Адылсу на фоне снижения уклонов русла и кинетической энергии потока.

Эрозия наблюдается в русле практически повсеместно – центральная часть русла понизилась в долине в среднем на 0.1–1 м. Максимальная высота вовлечения твердого материала составила 3.2 м, наблюдается подобная величина в среднем

течении Адылсу, между устьями ручья Кашкаташ и р. Шхельда. Для центральной части русла между этими водотоками характерна эрозия, в то время как для боковых частей потока – аккумуляция материала. Максимальная высота аккумуляции материала (1.8 м) характерна для зоны промежуточной аккумуляции возле УСБ “Джан-Туган” и для приустьевой зоны р. Адылсу.

К зоне транзита можно отнести области с небольшими изменениями высоты, примерно от 0.2 до –0.2 м. Подобные участки присутствуют на всем протяжении долины, поэтому четко оконтурить зону транзита по результатам моделирования затруднительно.

Поскольку признаки исследуемого прорыва до сих пор хорошо читаются в рельефе, они были использованы для верификации результатов. На рис. 5, б представлено поле промежуточной аккумуляции чуть выше УСБ “Джан-Туган”, на котором распространены множественные селевые валы

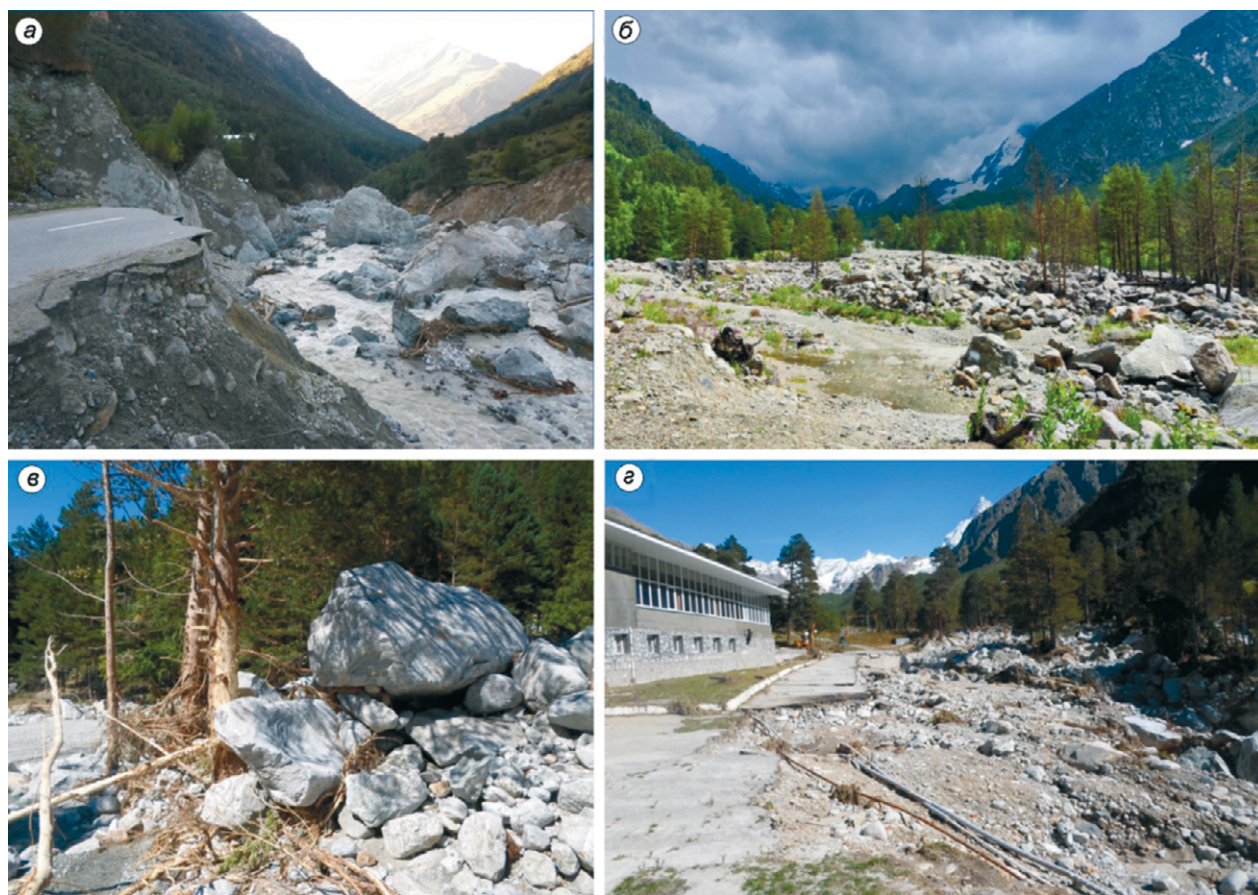


Рис. 5. Зона сильнейшей донной и боковой эрозии ниже моста через Адылсу (а) и возле УСБ “Джан-Туган” (г). Фото от сентября 2017 г. (Черноморец и др., 2018); Зона промежуточной аккумуляции (б) и отложения селевого потока во взрослом лесу (в) перед УСБ “Джан-Туган” (фото А.С. Солодовой, август 2022 г.)

Fig. 5. Zone of strongest bottom and lateral erosion below the bridge over Adyl–Su (a) and near the Jantugan alpine camp (г) in September 2017 (Chernomorets et al., 2018); Zone of intermediate accumulation (б) and debris flow deposits in the mature forest (в) in front of the Jantugan alpine camp (author’s photo made in August 2022)

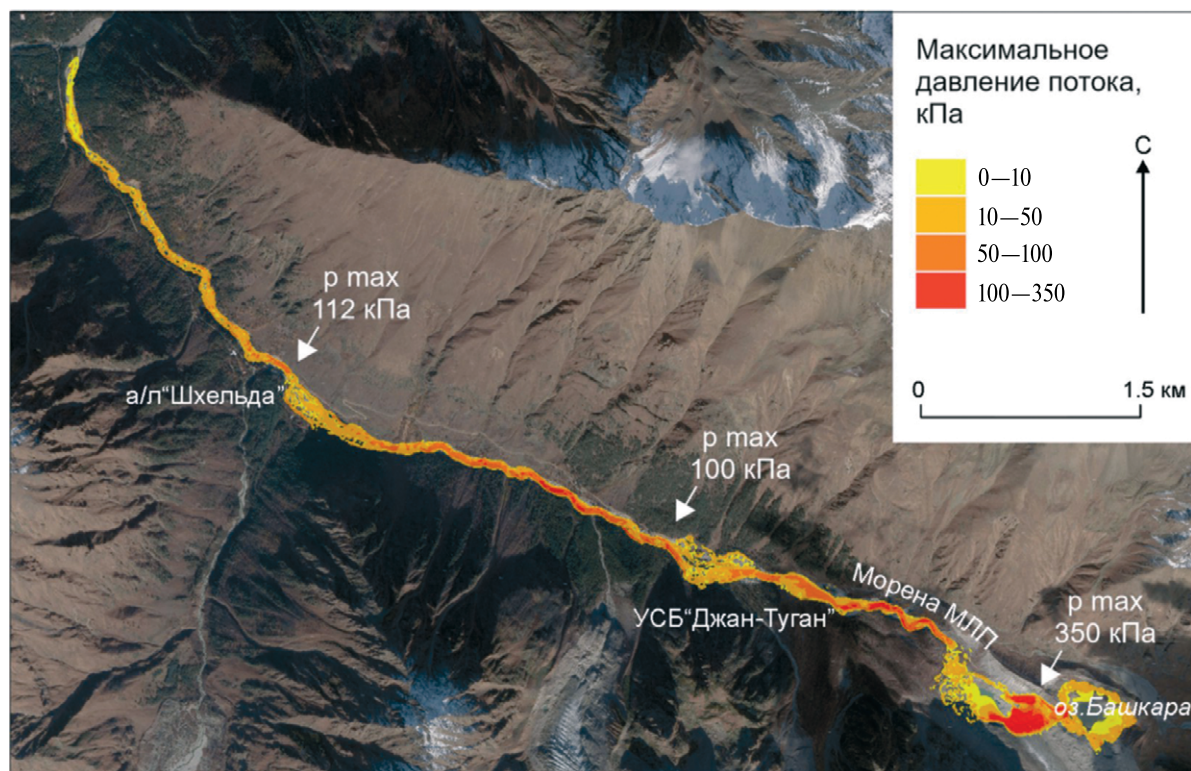


Рис. 6. Максимальное давление потока при моделировании прорыва оз. Башкара

Fig. 6. Maximum flow pressure during the simulation of Lake Bashkara outburst

и гряды высотой около 2 м. Рассчитанные значения аккумуляции материала в этом месте составили 1.8 м. В районе промежуточного поля аккумуляции перед УСБ “Джан-Туган” рассчитанный селевой поток заходит во взрослый лес, как в середине русла, так и по его краям. При сходе прорывного паводка 2017 г. в этом месте был разрушен палаточный городок. В лес были вынесены глыбы до 2 м диаметром, сформированы селевые прочесы и гряды (см. рис. 5, в). Рис. 5, а–г – иллюстрация интенсивной донной и боковой эрозии, наблюдавшейся ниже моста через Адылсу и возле УСБ “Джан-Туган”. Результаты моделирования тоже показывают наличие интенсивной эрозии в этих местах. Опираясь на рассчитанные значения, выяснено, что поверхность русла в этом месте понизилась в среднем на 1 м, достигая местами 3 м. Однако возле УСБ “Джан-Туган” в модели сформированы селевые заплески, которые не наблюдались при сходе селевого потока 2017 г.

Максимальное рассчитанное давление потока отмечается при впадении потока в оз. Лапа и составляет 350 кПа. На остальном протяжении пути давление в среднем не превышает 30 кПа на относительно пологих участках, где русло расширяется и скорости течения снижаются. В узких частях долины, например, чуть ниже альплагеря “Шхельда”

и УСБ “Джан-Туган”, максимальное давление потока превышает 100 кПа (рис. 6).

Потенциальный разрушительный эффект в зависимости от давления селевых потоков и снежных лавин описан в работе (Muzychenko et al., 2023). Поток с давлением менее 100 кПа может разрушить деревянное здание, снести молодое дерево или автомашину, с давлением 100–1000 кПа – способен повалить старый лес и разрушить каменные сооружения и металлоконструкции. Давление более 1000 кПа приводит к разрушению железобетонных сооружений. Смоделированный поток на большей части своего пути способен разрушить деревянное здание или автомашину, и лишь возле прорана, в узких каналах ниже УСБ “Джан-Туган” и моста через Адылсу может повредить каменные сооружения и металлоконструкции в русле. Именно в этих узких местах в русле отмечаются особо крупные глыбы с диаметром до 7 м. В силу недостаточного давления, железобетонные сооружения смоделированный поток, как и реально сошедший, разрушить не способен. Это подтверждается существованием в русле бетонных стенок (в районе моста), которые выдержали разрушительное воздействие прорывного паводка 2017 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Был смоделирован водокаменный селевой поток с объемом жидкой компоненты — 830 тыс. м³, и твердой — 310 тыс. м³. Не весь изначально заданный материал пришел в движение. Конфигурация зоны селевой опасности, значения глубины, скорости течения, и соответственно, времени добегания потока до разных контрольных точек хорошо коррелируют с данными предыдущих исследований (Petrakov et al., 2012; Кидяева и др., 2018; Kornilova et al., 2022) и результатами полевых наблюдений. За счет вовлечения твердого материала рассчитанные значения скорости течения и глубин несколько возросли относительно предыдущих оценок. Кроме того, в данной работе впервые было рассчитано давление и кинетическая энергия потока для различных участков русла, а также оценена величина эрозии и аккумуляции материала. Применение моделирования с учетом жидкой и твердой составляющих позволило уточнить имеющиеся сведения о динамике прорывного селя 2017 г.

Апробированная модель, g.avaflow, может быть применима в условиях Приэльбрусья для оценки динамики и зон поражения водокаменных селевых потоков прорывного генезиса. Применение двухфазной модели, интегрированной с ГИС, может способствовать более глубокому пониманию и эффективному управлению рисками, связанными с прорывами ледниковых озёр и прохождением водокаменных селевых потоков, поэтому в будущем освоение модели, прежде не использовавшейся на территории России, продолжится. Выполненные в ходе работы усовершенствования программы в виде автоматизации процесса установки и разработки графического интерфейса значительно упростят процесс работы с g.avaflow и сделают модель доступной широкому кругу пользователей.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы НИР географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова 121051100164–0 “Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии”. Авторы выражают благодарность сотруднице кафедры криолитологии и гляциологии Алле Сергеевне Турчаниновой за ценные советы и конструктивные замечания по данной работе. Авторы также благодарят сотрудника Института географии и регионоведения Университета г. Грац (Австрия) Мартину Мергили за помощь в освоении модели g.avaflow.

Acknowledgements. This work was conducted with the support of the state-funded research theme of the Faculty of Geography at Lomonosov Moscow State University 121051100164–0 “Evolution of the Cryosphere under Climate Change and Anthropogenic Impact”. The authors express their gratitude to Alla Sergeevna Turchaninova, a staff member of the Department of Cryolithology and Glaciology, for her

valuable advice and constructive comments on this work. The authors also thank Martin Mergili, a staff member of the Institute of Geography and Regional Science at the University of Graz (Austria), for his assistance in mastering the r.avaflow model.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1977. Вып. 155. С. 4.
- Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Условия и механизмы прорывов Башкаринских озёр в долине р. Адыл-Су (Центральный Кавказ) // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. 2020. С. 369–375.
- Дубинский Г.П., Снегур И.П. Физико-географические особенности верховьев р. Баксан и метеорологические наблюдения на леднике Башкара // Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ). Т. III. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1961. С. 215–285.
- Кидяева В.М., Петраков Д.А., Крыленко И.Н., Алейников А.А., Штоффел М., Граф К. Опыт моделирования прорыва Башкаринских озёр // Геориск. 2018. Т. 12. № 2. С. 38–47.
- Кюнж Ж.А., Холли Ф.М., Вервей А. Численные методы в задачах речной гидравлики. М.: Энергоатомиздат, 1985. Вып. 252.
- 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>
- Петраков Д.А., Черноморец С.С., Докукин М.Д., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Запороженченко Э.В., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Савернюк Е.А., Смирнов А.М., Рец Е.П., Хаджиев М.М. Прорыв озёра Башкара и катастрофический селя в Приэльбрусье 1 сентября 2017 г // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. 2017. С. 95–97.
- Пуганов К.А. g.avaflow WEB application // <https://github.com/kostyanp95/r.avaflow> Дата обращения: 10.04.2024.
- Сейнова И.Б. Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М.: ВИНТИ. 1997. 295 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61 № 3. С. 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>

- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озёра Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Крыленко И.В., Тарбеева А.М. Динамика ледниково-озёрного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адылсу // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 1. С. 72–84.
- Юдина В.А., Юдин Н.Е., Виноградова Т.А. Программа для расчета прорывного паводка и селевого потока (FLOVI). Свидетельство о гос. регистрации программы для ЭВМ № 2022683748; приоритет от 24.10.2022; зарегистр. в Реестре программ для ЭВМ РФ 08.12.2022.
- Coussot P., Laigle D., Arattano M., Deganutti A., Marchi L. Direct determination of rheological characteristics of debris flow // Journ. of Hydraulic Engineering. 1998. V. 124. № 8: P. 865–868.
- Domnik B., Pudasaini S.P., Katzenbach R., Miller S.A. Coupling of full two-dimensional and depth-averaged models for granular flows // Journ. of Non-Newtonian Fluid Mechanics. 2013. V. 201. P. 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.jnnfm.2013.07.005>
- Fischer J.T., Kowalski J., Pudasaini S.P. Topographic curvature effects in applied avalanche modeling // Cold Regions Science and Technology. 2012. V. 74. P. 21–30.
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R. A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. № 4. P. 1195–1209.
- Iverson R.M., Denlinger R.P. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory // Journ. of Geophys. Research: Solid Earth. 2001. V. 106. № B1. P. 537–552. <https://doi.org/10.1029/2000JB900329>
- Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I.V., Petrakov D.A. Modeling of extreme hydrological events in the Baksan River basin, the Central Caucasus, Russia // Hydrology. 2021. V. 8. № 1. P. 24. <https://doi.org/10.3390/hydrology8010024>
- Mergili M., Emmer A., Juřicová A., Cochachin A., Fischer J.T., Huggel C., Pudasaini S.P. How well can we simulate complex hydro-geomorphic process chains? The 2012 multi-lake outburst flood in the Santa Cruz Valley (Cordillera Blanca, Perú) // Earth surface processes and landforms. 2018. V. 43. № 7. P. 1373–1389. <https://doi.org/10.1002/esp.4318>
- Mergili M., Fischer J.T., Krenn J., Pudasaini S.P. r. avafLOW v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows // Geoscientific Model Development. 2017. V. 10. № 2. P. 553–569. <https://doi.org/10.5194/gmd-2016-218>
- Muzychenko L.E., Lobkina V.A., Muzychenko A.A. Calculation of Anthropogenic Mudflows Parameters in the Dumps of the Listvennichnyi Quarry (Sakhalin Island) // Russian Journ. of Pacific Geology. 2023. V. 17. № 1. P. 80–89.
- O'Brien J. S., Julien P. Y., Fullerton W. T. Two-dimensional water flood and mudflow simulation // Journ. of Hydraulic Engineering. 1993. V. 119. № 2. P. 244–261.
- Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomoretz S.S., Evans S.G., Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I. B. Monitoring of Bashkara Glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst // Natural Hazards. 2012. V. 61. №. 3. P. 1293–1316. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9983-5>
- Pudasaini S.P., Mergili M. A multi-phase mass flow model // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2019. V. 124. № 12. P. 2920–2942. <https://doi.org/10.1029/2019JF005204>
- r.avafLOW. The mass flow simulation tool // <https://www.landslidemodels.org/r.avafLOW/> Дата обращения: 10.04.2024.
- Savage S.B., Hutter K. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline // Journ. of Fluid Mechanics. 1989. V. 199. P. 177–215.
- Tielidze L.G., Wheate R.D. The greater caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. V. 12. № 1. P. 81–94. <https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
- Voellmy A. Über die zerstörungskraft von lawinen // Bauzeitung. 1955. V. 73. P. 159–165.
- von Boetticher A., Turowski J.M., Mcardell B.W., Rickenmann D., Kirchner J.W. DebrisInter Mixing–2.3: a finite volume solver for three-dimensional debris-flow simulations with two calibration parameters—Part 1: Model description // Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. № 9. P. 2909–2923. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2909-2016>

Citation: Solodova A.S., Petrakov D.A., Puganov K.A. Numerical simulation of debris flow caused by Bashkara Glacier lake outburst flood in 2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 527–542. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040043

Numerical simulation of debris flow caused by Bashkara Glacier lake outburst flood in 2017

A. S. Solodova[#], D. A. Petrakov, K. A. Puganov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]*e-mail: annanasiy99@mail.ru*

Received May 19, 2024 / Revised July 12, 2024 / Accepted October 7, 2024

Glacier lake outburst floods (GLOFs) are among the most destructive natural hazards in high mountain areas. Mathematical modeling can help to assess the potential consequences of such outbursts, delineate hazard zones, and calculate characteristics of debris flows and floods. The study is focused on the Lake Bashkara outburst on September 1, 2017, forming a stony debris flow with a total volume of about $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. The availability of extensive data on this outburst allows to simulate the event using the r.avaflow program. The software can account for up to three phases in the flow: liquid, solid and fine solid. In our case the number of phases was reduced to two: liquid and solid. The software utilizes the volume of entrained material, flow parameters, and pre- and post- GLOF Digital Elevation Models (DEMs) obtained by previous researchers. The results were compared with actual data on the outburst and previous numerical simulations. The limits of the debris flow hazard zone, depth values, flow speeds (averaging 6 m/s), and travel time to different control points correlate well with previous simulations and eye-witness estimates. Due to the involvement of solid material, the calculated values of flow speed and depth increased slightly comparatively to previous estimates. This work is the first attempt to calculate the pressure and kinetic energy of the flow for different sections in the channel, and to assess the amount of eroded and accumulated material, changed the terrain after the GLOF. The obtained inundation zone almost replicates the observed boundaries delineated using post-GLOF Pleiades image on September, 3. The tested model, r.avaflow, can be applied in the Mt. Elbrus region to assess the dynamics and impact zones of stony debris flows initiated by lake outbursts.

Keywords: glacier lake outburst flood (GLOF), debris flow, two-dimensional numerical simulation, North Caucasus, Mt. Elbrus region

REFERENCES

- Vinogradov Yu.B. Glacial outburst floods and debris flows. *Glyacial'nye proryvnye pavodki i selevye potoki*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977, 155: 4. [In Russian].
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S. Conditions and mechanisms of Bashkarinsky lakes outbursts in the Adyl-Su river valley (Central Caucasus). *Sovremennye problemy geologii geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza*. Modern problems of geology, geophysics, and geoecology of the Northern Caucasus. 2020: 369–375. [In Russian].
- Dubinsky G.P., Snegur I.P. Physical geography features of the upper Baksan River valley and meteorological observations at Bashkara Glacier. *Materialy Kavkazskoy ekspeditsii (po programme MGG)*. Data of the Caucasian Expedition within the International Geophysical Year framework T. 3. Kharkov: Izdatelstvo Kharkovskogo Universiteta, 1961: 215–285. [In Russian].
- Kidyaeva V.M., Petrakov D.A., Krylenko I.N., Aleynikov A.A., Stoffel M., Graf K. An experience of modelling the Bashkara lakes outburst. *Georisk*. 2018, 12 (2): 38–47. [In Russian].
- Kyunzh Zh.A., Holli F.M., Verwey A. Numerical methods for river hydraulics. *Energoatomizdat*. Energoatom Publishing. 1985: 252. [In Russian].
- Lavrentyev 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. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].
- Petrakov D.A., Chernomorets S.S., Dokukin M.D., Aleynikov A.A., Bekkiev M.Yu., Vishadjieva K.S., Zaporozhchenko E.V., Kalov R.Kh., Kidyaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.N., Savernyuk E.A., Smirnov A.M., Rets E.P., Khadzhiev M.M. The outburst of the Bashkara glacier lake and the catastrophic debris flow in the Elbrus region on September 1, 2017. *Problemy prognozirovaniya chrezvychaynykh situatsiy*. Problems of Predicting Emergencies. 2017: 95–97. [In Russian].

- Puganov K.A.* r.avaflow WEB application. Retrieved from: <https://github.com/kostyanp95/r.avaflow> Last access: April 10, 2024. [In Russian].
- Seinova I.B.* Debris flow processes in the Baksan river basin over the past millennium (Central Caucasus). Moscow: VINITI, 1997: 295 [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentyev I.I.* New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Ledi Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian].
- Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Bekkiev M.Yu., Vishadjieva K.S., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Kidyaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M.* The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1. 2017. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2018, 22 (2): 70–80. [In Russian].
- Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Krylenko I.N., Tutubalina O.V., Aleynikov A.A., Krylenko I.V., Tarbeeva A.M.* Changes of the Bashkara glacier-lake system and assessment of debris flow hazard in the Adyl-Su river valley (Caucasus). *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2007, 11 (1): 72–84. [In Russian].
- Iudina V.A., Iudin N.E., Vinogradova T.A.* Program for calculation of outburst flood and debris flows (FLOVI). Certificate of state registration of the computer program no. 2022683748. 2022.
- Coussot P., Laigle D., Arattano M., Deganutti A., Marchi L.* “Direct determination of rheological characteristics of debris flow.” *Journ. of Hydraulic Engineering*. 1998, 124 (8): 865–868.
- Domnik B., Pudasaini S.P., Katzenbach R., Miller S.A.* Coupling of full two-dimensional and depth-averaged models for granular flows. *Journ. of Non-Newtonian Fluid Mechanics*. 2013, 201: 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.jnnfm.2013.07.005>
- Fischer J.T., Kowalski J., Pudasaini S.P.* Topographic curvature effects in applied avalanche modeling. *Cold Regions Science and Technology*. 2012, 74: 21–30.
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R. A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimes J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshi-re A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. *The Cryosphere*. 2018, 12 (4): 1195–1209.
- Iverson R.M., Denlinger R.P.* Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory. *Journ. of Geophysical Research: Solid Earth*. 2001, 106 (B1): 537–552. <https://doi.org/10.1029/2000JB900329>
- Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I.V., Petrakov D.A.* Modeling of extreme hydrological events in the Baksan River basin, the Central Caucasus, Russia. *Hydrology*. 2021, 8 (1): 24. <https://doi.org/10.3390/hydrology8010024>
- Mergili M., Emmer A., Juřicová A., Cochachin A., Fischer J.T., Huggel C., Pudasaini S.P.* How well can we simulate complex hydro-geomorphic process chains? The 2012 multi-lake outburst flood in the Santa Cruz Valley (Cordillera Blanca, Perú). *Earth Surface Processes and Landforms*. 2018, 43 (7): 1373–1389. <https://doi.org/10.1002/esp.4318>
- Mergili M., Fischer J.T., Krenn J., Pudasaini S.P.* r.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. *Geoscientific Model Development*. 2017, 10 (2): 553–569. <https://doi.org/10.5194/gmd-2016-218>
- Muzychenko L.E., Lobkina V.A., Muzychenko A.A.* Calculation of Anthropogenic Mudflows Parameters in the Dumps of the Listvennichnyi Quarry (Sakhalin Island). *Russian Journ. of Pacific Geology*. 2023, 17 (1): 80–89.
- O'Brien J., Julien P., Fullerton W.* Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journ. of Hydraulic Engineering*. 1993, 119 (2): 244–261.
- Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I. B.* Monitoring of Bashkara Glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. *Natural Hazards*. 2012, 61 (3): 1293–1316. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9983-5>
- Pudasaini S.P., Mergili M.* A multi-phase mass flow model. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2019, 124 (12): 2920–2942. <https://doi.org/10.1029/2019JF005204>
- r.avaflow. The mass flow simulation tool. Retrieved from: <https://www.landslidemodels.org/r.avaflow/> Last access: April 10, 2024. [In Russian].
- Savage S.B., Hutter K.* The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *Journ. of Fluid Mechanics*. 1989, 199: 177–215.
- Tielidze L., Wheate R.* The greater caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). *The Cryosphere*. 2018, 12 (1): 81–94. <https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
- Voellmy A.* Über die zerstörungskraft von lawinen. *Bauzeitung*. 1955, 73: 159–165.
- von Boetticher A., Turowski J.M., McArdell B.W., Rickenmann D., Kirchner J.W.* DebrisInterMixing–2.3: a finite volume solver for three-dimensional debris-flow simulations with two calibration parameters—Part 1: Model description. *Geoscientific Model Development*. 2016, 9 (9): 2909–2923. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2909-2016>

ОСОБЕННОСТИ СТОЧНЫХ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР ШПИЦБЕРГЕНА

© 2024 г. К. В. Ромашова^{1,*}, Р. А. Чернов²

¹ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия;

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: romashova.kv@hotmail.com

Поступила 18.06.2024 г.

После доработки 19.08.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Среди приледниковых озер Шпицбергена выделяется группа (98 озёр площадью более 100 000 м²), которые имеют речной сток. Их характерная особенность — большие площади водного зеркала (в среднем 1.5 км²) и короткие реки-протоки (протяженность в среднем около 2.5 км). Показано, что подобные озёра могут иметь кратный водообмен в период летнего таяния. По-видимому, эти озёра представляют собой эффективными ловушками твердого стока с ледников.

Ключевые слова: ледниково-подпрудные и моренно-подпрудные озёра, площадь озёр, уклон реки, Шпицберген

DOI: 10.31857/S2076673424040057, EDN: HTMXFE

ВВЕДЕНИЕ

Увеличение температуры воздуха на архипелаге с начала XX века (Hanssen-Bauer et al., 2019) привело к заметному сокращению оледенения Шпицбергена (Pfeffer et al., 2014). Отступление ледников в последние десятилетия носит ускоренный характер (Чернов, Муравьев, 2018). На освобожденных от ледников территориях таяние мертвых льдов и ледниковый сток привели к заметным изменениям ландшафта. Один из активных элементов ландшафта — приледниковые озёра, которые оказывают влияние на таяние массивов мертвых льдов и положение фронтов ледников в контакте с озёрами. На территории архипелага Шпицберген по состоянию на 2012 год насчитывается 705 приледниковых озёр (Ромашова, Чернов, 2023). Среди них отмечены многие крупные объекты, которые обладают значительной динамикой, связанной с изменением положения фронтов ледников и разрушением подпрудных морен. При исследовании динамики выявлено увеличение количества приледниковых озёр и их укрупнение (Чернов, Ромашова, 2023). Приледниковые озёра — эффективные ловушки донных осадков и могут использоваться как инструмент для исследования современных изменений условий седиментации как в самих озёрах, так и в устьевых областях вытекающих из них рек (Kavan et al., 2022; Мещеряков и др., 2023; Усягина и др., 2023).

Трансформации ландшафта на периферии ледников и формирование приледниковых озёр непосредственно связано также с характеристиками вытекающих из них рек (Wołoszyn et al., 2022). Исследований, обобщающих речную сеть архипелага Шпицберген, крайне мало. Отдельные упоминания даны в работах (Hanssen-Bauer et al., 2019, Айбулатов и др., 2020). В статье рассматриваются сточные приледниковые озёра и характеристики рек, связанных с ними.

Задача исследования — выделить объекты и количественно оценить те озёра, которые обладают значительным водообменом и способствуют накоплению осадочного вещества, поступающего с ледниковым стоком.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе рассмотрены приледниковые озёра площадью водного зеркала более 100 000 м², находящиеся в контакте с ледниками или конечными моренами и имеющие постоянный (ежесезонный) речной сток. Мы не учитывали озёра, подпруженные ледником, сток из которых непостоянен и может отсутствовать в течение нескольких лет, а также приледниковые озёра, не имеющие прямого питания талыми ледниковыми водами, такие как термокарстовые озёра на моренах.

Морфометрические характеристики приледниковых озёр архипелага (количество озёр, площадь,

высота положения) были получены ранее в работе (Ромашова, Чернов, 2023).

Речная сеть приледниковых озёр архипелага оцифрована вручную, с использованием ортофото-плана картографического сервиса НПИ (электронный ресурс torosvalbard.npolar.no), в основе которого лежит аэрофотосъёмка архипелага 2008–2012 гг. Для этого периода по материалам сервиса получены длины рек, место впадения и высота положения устья. Уклоны рек рассчитаны по их морфометрическим характеристикам.

Данные по оз. Бретьерна и стоку из него (промеры глубин, объем озёра, расходы воды и взвешенных наносов) были получены авторами в полевых исследованиях и отражены в научно-технических отчетах ФБГУ «ААНИИ».

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По состоянию на 2012 г. на архипелаге Шпицберген из 705 приледниковых озёр 186 имели площадь более 100 000 м². Постоянный (ежесезонный) сток наблюдается у 98 из этих озёр, образующих речную сеть общей протяжённостью около 247 км. Согласно Инвентаризации приледниковых озёр (Ромашова, Чернов, 2023) большинство сточных приледниковых озёр расположены внутри современных морен и относятся к моренно-подпрудному типу (далее — МПО) — 52 озёра (53%). В контакте с ледником (далее — КЛО) находятся 30 озёр (31%), наименьшее число озёр расположено у границы современных моренных отложений без контакта с ледником (далее — КМО) — 16 озёр (16%).

Расположение сточных озёр разных типов, включая озёра, имеющие прямой сток в заливы, представлено на рис. 1. Практически все озёра типа МПО располагаются в центральной и западной территориях о. Западный Шпицберген. На востоке архипелага шесть озёр расположены на о. Эдж и три озёра на Земле Улафа V. Для о. Северо-Восточная Земля характерны озёра типов КЛО и КМО.

Озёра восточных территорий имеют небольшую динамику изменений по сравнению с динамикой озёр в западной части (Чернов, Ромашова, 2023). По-видимому, ледовый режим озёр и рек на северо-востоке архипелага также заметно отличается от западных территорий в связи с коротким периодом таяния и низким температурным фоном. Наибольший интерес представляют озёра, расположенные на западном побережье и в центральной части острова.

Преобладающее количество озёр (54%) имеет прямой сток в заливы архипелага. Другая часть озёр (29%) питает нижележащие озёра, составляя каскады и системы сточных водоемов. Наиболее малочисленная выделенная группа — озёра, речной

сток которых является притоком более крупных рек (17%).

Сравнение морфометрических характеристик сточных озёр разных типов и их рек представлено в таблице, наиболее многочисленны озёра типа МПО. Озёра этого типа имеют значительные площади и входят в список крупнейших озёр архипелага. В нашем списке средняя площадь озёр составляет 1.5 км² (см. таблицу).

Средняя протяженность водотоков для озёр разных типов оказалась небольшой, что определено, прежде всего, пространственным положением озёр — около морского побережья или крупных троговых долин. Средние показатели длин рек взаимосвязаны с положением озёр относительно ледника и его конечной морены. Озёра типа КЛО и МПО расположены около ледников, озёра типа КМО расположены ниже — за пределами конечных морен, что также видно при сравнении высот уреза воды.

Протяженность рек, источником которых служат приледниковые озёра, имеет широкий диапазон — от 30 м до 9.2 км, в среднем составляет около 2.5 км. Небольшая протяженность рек от области распространения ледников до устьев обуславливает их значительные уклоны, в среднем 23‰. Максимальные уклоны рек из озёр типа КЛО связаны с их высотным положением, в два раза превышающим другие группы озёр (см. таблицу). Для всех рассматриваемых озёр уклоны их рек имеют большие значения, характерные для рек горного типа. Уклон рек свидетельствует о бурном характере течения и высоких расходах при наполнении и стоке из озёр талых вод.

Отмечена характерная особенность: рассматриваемые приледниковые озёра архипелага имеют достаточно большие площади при небольшой протяженности их рек. Около половины озёр, расположенных на низких гипсометрических уровнях, являются проточными между ледниками и фьордами Шпицбергена (см. рис. 1), уклоны их рек соответствуют средним значениям — около 22‰.

Режим рек Шпицбергена обусловлен таянием снега и ледников в теплое время года с мая—июня по сентябрь—октябрь. В зимний период с понижением температуры воздуха ниже 0 °С, установлением ледяного покрова на озёрах и прекращением ледникового стока реки архипелага промерзают до дна. В летние месяцы июль, август, а часто и сентябрь наблюдаются пиковые расходы воды, нередко превышающие сток половодья; они вызываются выпадением осадков или повышением температуры воздуха.

Озеро Бретьерна принадлежит к МПО. На его примере рассмотрим интенсивность водообмена в озёрах данного типа и возможность их использования для изучения современной седиментации в

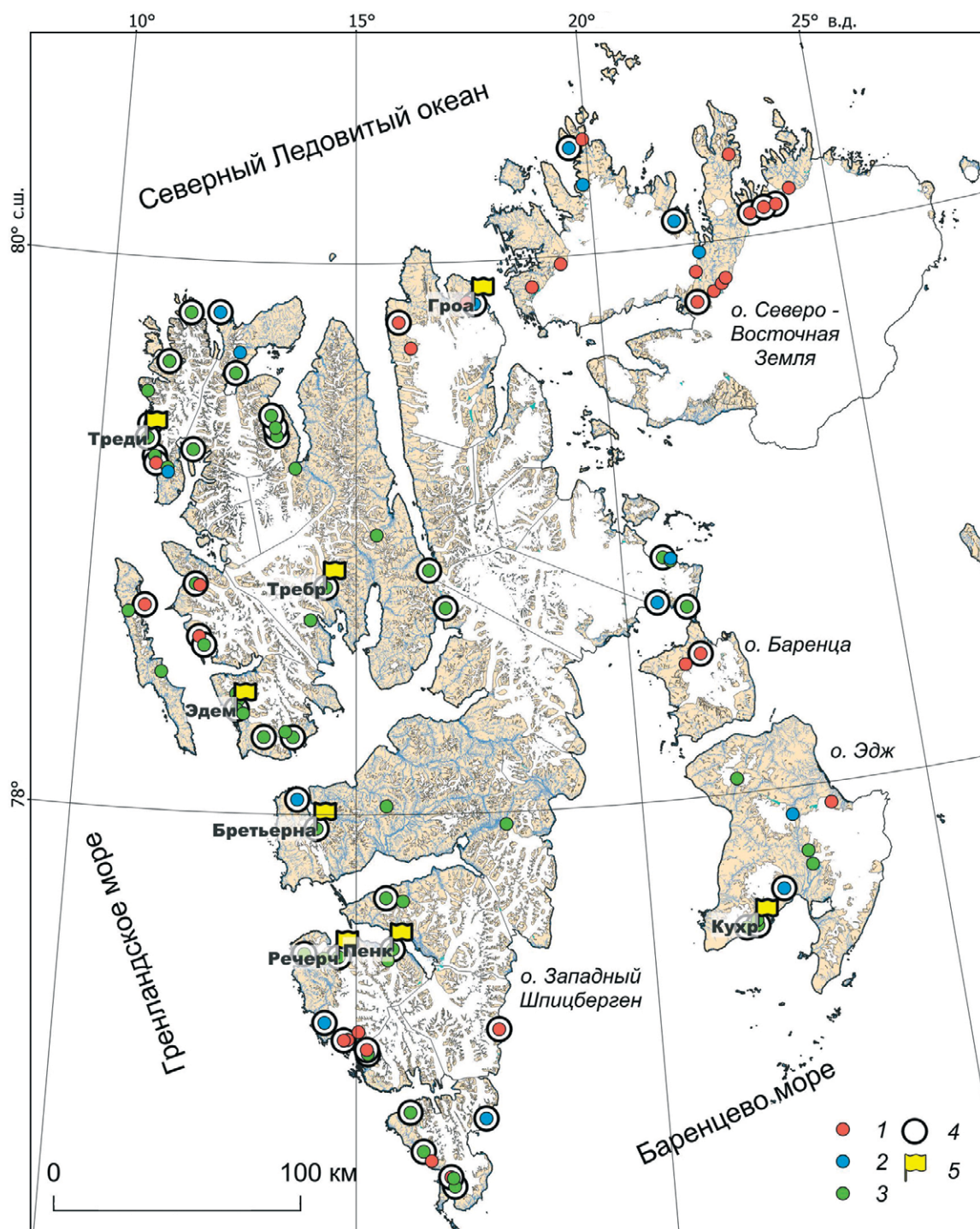


Рис. 1. Сточные приледниковые озёра арх. Шпицберген (площадью свыше 100 000 м²)

1 – контактирующие с ледниками озера (КЛО); 2 – конечно-моренные озёра (КМО); 3 – моренно-подпрудные озера (МПО); 4 – озёра различных типов, имеющие прямой сток в залив; 5 – наиболее перспективные озёра для исследования донных осадков

Fig. 1 Drainage periglacial lakes of the Spitsbergen archipelago (with an area of over 100 000 m²)

1 – lakes in contact with the glacier front; 2 – lakes in contact with the terminal moraine located beyond its borders; 3 – moraine-dammed lakes; 4 – lakes of various types with direct flow into the bay; 5 – the most promising lakes for studying bottom sediments

Таблица. Характеристики сточных приледниковых озёр Шпицбергена и их рек
Table. Characteristics of drainage periglacial lakes and their rivers in Svalbard

Тип приледникового озера	Количество озёр	Средняя высота уреза воды, м	Средняя (максимальная) площадь озера, км²	Средняя длина реки, км	Средний (максимальный) уклон рек, ‰	Количество озёр, реки которых впадают в морские заливы
Контактирующие с ледниками озера (КЛО)	31	101	1.49 (10.97)	2.82	28 (95)	14 (45%)
Моренно-подпрудные озера (МПО)	53	45	1.50 (17.31)	2.58	22 (133)	31 (58%)
Конечно-моренные озера (КМО)	14	57	0.45 (2.29)	1.65	21 (46)	8 (57%)
Среди них озера, впадающие в морские заливы	53	41	1.53 (17.31)	2.80	22 (133)	53 (100%)

приледниковых озёрах и эстуариях Шпицбергена. Характерный гидрограф стока рек (рис. 2) показан на примере приледникового озера Бретьерна, расположенного в западной части Шпицбергена.

Площадь приледникового оз. Бретьерна по состоянию на 2021 г. составляет 1.64 км² при объеме воды в озере 22.3 млн м³ (Ромашова, Чернов, 2022). Глубина озера достигает 27 м, средняя глубина равна 13.6 м. Так как высота уреза воды озера составляет 4 м, дно озера лежит ниже уровня моря. По данным экспедиционных исследований

ААНИИ общий сезонный сток реки в том же году оценивается величиной порядка 62 млн м³, а средний сток за сезон в 2019–2023 гг. составил 66.6 млн м³, что в три раза превышает объем воды в озере. Исток реки оз. Бретьерна имеет устойчивое положение, поэтому заметных перепадов уровня озера не наблюдается. Предположено, что интенсивность водообмена в оз. Бретьерна – характерная особенность для крупных приледниковых озёр этого типа. Интенсивный водообмен в озёрах обусловлен активным таянием ледников и соответственно большими значениями ледникового стока.

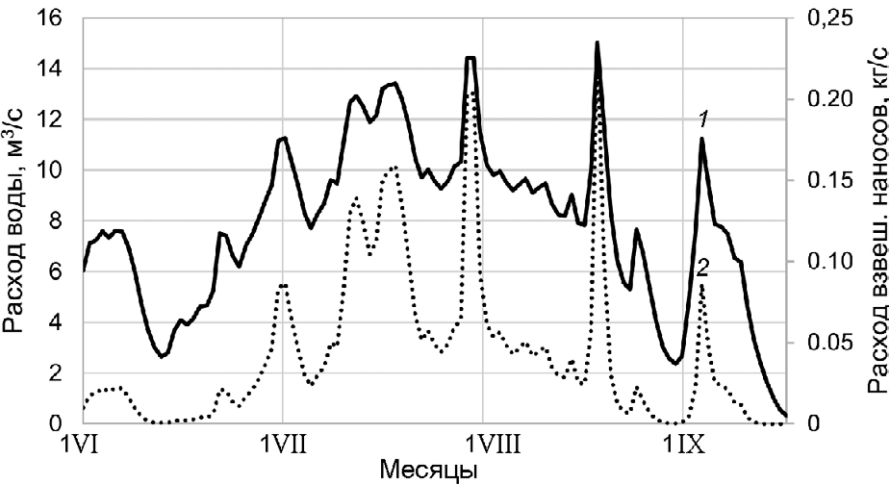


Рис. 2. Гидрограф стока и расход взвешенных наносов из оз. Бретьерна в 2022 г.
1 – расход воды, м³/с; 2 – расход взвешенных наносов, кг/с
Fig. 2. Hydrograph and suspended sediment discharge from Lake Bretjerna in 2022
1 – water discharge, m³/s; 2 – suspended sediment discharge, kg/s

По-видимому, подобные озёра служат эффективными ловушками твёрдого стока с ледников, что подтверждается исследованиями донных осадков на оз. Бретьерна (Мещеряков и др., 2023).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение площади озёр различного типа и характеристик их рек указывают на определенное сходство объектов, которое, по-видимому, обусловлено общим генезисом их образования.

На основании полученных результатов выделено несколько крупных озёр типа МПО, которые могут быть интересными для исследования темпов седиментации в эпоху интенсивного сокращения оледенения. Озёра должны иметь значительную площадь (более 1 км²) и находиться поблизости от морского побережья. По оценке (Чернов, Ромашова, 2023) приледниковые озёра больших размеров предполагают наличие глубин более 10 м. Наличие плавающих айсбергов в акватории некоторых крупных озёр указывает на глубины свыше 20 м, а близость побережья дает преимущества в логистике при организации полевых работ. Всего выделено семь объектов в разных частях архипелага, оценки их глубин указывают, что дно этих озёр лежит ниже уровня моря. Этот факт также говорит о том, что такие объекты могут быть эффективными ловушками для ледникового стока и поэтому в них могут формироваться стратифицированные донные осадки, так же как в случае с оз. Бретьерна (Мещеряков и др., 2023).

Пять озёр (Требр, Эдем, Пенк, Речерч, Тредди) расположены в западной и центральной частях архипелага и относительно доступны для исследований. Одно озеро (Курх) расположено на о. Эдж. Морфологические характеристики озёр и их динамика за последние 30 лет представлены в работе (Чернов, Ромашова, 2023). На севере архипелага среди многочисленных приледниковых озёр, имеющих контакт с ледником, наиболее перспективно для исследования донных осадков оз. Гроа (Gravanet). Его площадь составляет 1.45 км². Многочисленные водотоки с ледника Булдре впадают в озеро, а вытекающая из него река имеет длину 6 км и впадает в морской пролив.

Приледниковые озёра, расположенные в прибрежных зонах архипелага, выносят значительное количество взвешенного вещества во фьорды. Оз. Бретьерна по данным экспедиционных исследований ААНИИ ежегодно в течение сезона стока выносит в залив Гренфьорд около 400 т взвешенного вещества (см. рис. 2). А область шлейфа взвешенных осадков, выносимых в залив из самого крупного оз. Требр, может занимать площади более 40 км² (Kavan et al., 2022), достигая максимальных значений в период максимальных температур воздуха в конце июля. В то же время озёра, не имеющие

контакта с ледником и находящиеся за пределами КМО, менее подвержены влиянию внутриледниковых отложений. Одно из таких озёр — оз. Стемме площадью 145 000 м² — выносит в залив Гренфьорд около 35 т взвешенного вещества при ежегодном речном стоке 5.5 млн м³. Протяжённость реки из оз. Стемме составляет 3.5 км. При этом сезонный вынос твёрдого вещества в залив Гренфьорд реками, не имеющими регулирования стока и осадков озёрами, в зависимости от площадных характеристик составляет от 20 т до 24 тыс. т.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В горных странах и полярных областях приледниковые озёра — объект исследования, который позволяет оценивать климатические изменения ландшафта на основе изменчивости морфометрических характеристик озёр и при исследовании накопления в них донных осадков. Инструментальные измерения приледниковых озёр оказываются крайне сложной задачей из-за их труднодоступности. Крупные приледниковые озёра — уникальные объекты в силу своего масштаба и расположения около морского побережья. Рассмотрены 98 приледниковых озёр Шпицбергена, которые имеют постоянный сток в летний период. Реки, вытекающие из этих озёр, имеют значительные уклоны, характерные для горных районов. Большинство озёр на западе архипелага относятся к моренно-подпрудным, на северо-востоке преобладают озёра, контактирующие с фронтом ледника, но не подпруженные. Озёра разных типов и их реки имеют схожие морфометрические характеристики. Выделена характерная особенность этих объектов — значительные площади водного зеркала озёр (в среднем около 1.5 км²) и реки небольшой протяжённости. На основе инструментальных измерений на оз. Бретьерна показано, что озёра имеют значительный водообмен. Определено несколько объектов, которые могут быть рекомендованы для исследований изменений седиментации в приледниковых озёрах и эстуариях морских заливов в условиях увеличения ледникового стока, связанного с современным сокращением оледенения с начала XX века.

Благодарности. Дистанционные исследования характеристик приледниковых озёр и их рек на архипелаге Шпицберген выполнены при поддержке гранта РФФ № 23-27-00312 «Формирование приледниковых озёр архипелага Шпицберген в условиях изменения климата».

Acknowledgements. Remote sensing studies of the characteristics of periglacial lakes and their rivers in the Spitsbergen archipelago were 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

- Айбулатов Д.Н., Школьный Д.И., Санджиев М.Ю. Особенности типизации устьев водотоков архипелага Шпицберген // Сб. докладов междунар. науч. конф. памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению». СПб.: Изд-во ВВМ, 2020. С. 1032–1036.
- Мещеряков Н.И., Кокин О.В., Усягина И.С., Касаткина Н.Е. Приледниковое озеро Бретгьерна (Западный Шпицберген): история формирования и современное осадконакопление // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 426–440.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423030067>
- Ромашова К.В., Чернов Р.А. О формировании новых приледниковых озёр в бассейне залива Гренфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 193–202.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422020125>
- Ромашова К.В., Чернов Р.А. Методика инвентаризации приледниковых озёр архипелага Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 157–170.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-17>
- 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.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-47>
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Крупные приледниковые озёра архипелага Шпицберген: их состояние в 2008–2012 г. и динамика с 1991 по 2022 г. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 525–539.
<https://doi.org/10.31857/S207667342304004X>
- Усягина И.С., Намятов А.А., Мещеряков Н.И., Бойко В.В. Тяжелые металлы в донных отложениях залива Грен-фьорд (Западный Шпицберген) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. № 10. С. 276–282.
<https://doi.org/10.24412/2687-1092>
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg, A. Climate in Svalbard 2100 – A knowledge base for climate adaptation / NCCS report. 2019. № 1. P. 207.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10183.75687>
- Kavan J., Wieczorek I., Tallentire G.D., Demidionov M., Uher J., Strzelecki M.C. Estimating suspended sediment fluxes from the largest glacial lake in Svalbard to fjord system using Sentinel-2 data: Trebrevatnet case study // Water. 2022. V. 14. № 12. P. 1840.
<https://doi.org/10.3390/w14121840>
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T. 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>
- Wołoszyn A., Owczarek Z., Wieczorek I., Kasprzak M., Strzelecki M.C. Glacial Outburst Floods Responsible for Major Environmental Shift in Arctic Coastal Catchment, Rekvedbukta, Albert I Land, Svalbard // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 24. P. 6325.
<https://doi.org/10.3390/rs1424632>
- Norwegian Polar Institute's topographical Svalbard map service // <https://toposvalbard.npolar.no>. Дата обращения: 09.01.2023.

Citation: Romashova K.V., Chernov R.A. Features of the periglacial drainage lakes in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 543–549. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040057

Features of the periglacial drainage lakes in Svalbard

K. V. Romashova^{1, #}, R. A. Chernov²

¹State Scientific Center “Arctic and Antarctic Research Institute”, Saint Petersburg, Russia;

²Institute of Geography,

Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

#e-mail: romashova.kv@hotmail.com

Received June 18, 2024 / Revised August 19, 2024 / Accepted October 7, 2024

There are 705 periglacial lakes in Svalbard, formed by glacial retreat after the Little Ice Age. 98 of these lakes, with an area of more than 100 000 m², have river outflow. The rivers flowing from these lakes have significant channel slopes characteristic of mountainous regions. Most rivers flow into fjords. The morphometry of these objects has a characteristic feature: lakes have significant water surface areas, on average about 1.5 km², and rivers have a small length, on average about 2.5 km. To the greatest extent, these parameters correspond to moraine-dammed lakes located in the west of Svalbard. On the example of the moraine-dammed Lake Bretjørna with an area of 1.6 km², it is shown that the seasonal runoff from it is 2.5–3 times greater than the volume of the lake. Seven lakes have been identified that are of interest for studying sedimentation changes since the Little Ice Age, both in lake basins and in marine estuaries.

Keywords: ice-dammed and moraine-dammed lakes, area of lakes, river slope, Svalbard

REFERENCES

- Aibulatov D.N., Shkolniy D.I., Sandjiev M.Y. Features of river mouths typing of the Svalbard Archipelago. *Osobennosti tipizatsii ust'ev vodotokov arhipelaga Shpicbergen. Sbornik dokladov mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii pamyati vydayushchegosya russkogo uchenogo Yuriya Borisovicha Vinogradova “Chetvertye Vinogradovskie chteniya. Gidrologiya: ot poznaniya k mirovozzreniyu”*. Saint Petersburg: Izd-vo VVM. 2020: 1032–1036 [In Russian].
- Meshcheriakov N.I., Kokin O.V., Usyagina I.S., Kasatkina N.E. The Periglacial Lake Bretjørna (Ledovoe), Western Svalbard: History of Formation and Recent Sedimentation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 426–440. <https://doi.org/10.31857/S2076673423030067> [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A. Formation of new periglacial lakes in the Grønfjord basin (Svalbard) in 1938–2010. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2), 193–202. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020125> [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A. Inventory methodology of periglacial lakes in Spitzbergen (Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (2): 157–170. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170> [In Russian].
- Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472> [In Russian].
- 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. <https://doi.org/10.31857/S207667342304004X> [In Russian].
- Usyagina I.S., Namyatov A.A., Meshcheriakov N.I., Boyko V.V. Heavy metals in the bottom sediments of the Gren fjord (West Spitsbergen) // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023, 10: 276–282 <https://doi.org/10.24412/2687-1092> [In Russian].
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. Climate in Svalbard 2100 – A knowledge base for climate adaptation. NCCS report. 2019, 1: 207 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10183.75687>
- Kavan J., Wieczorek I., Tallentire G.D., Demidionov M., Uher J., Strzelecki M.C. Estimating suspended sediment fluxes from the largest glacial lake in Svalbard to fjord system using Sentinel-2 data: Trebrevatnet case study. *Water*. 2022, 14 (12): 1840. <https://doi.org/10.3390/w14121840>
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (221): 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Wołoszyn A., Owczarek Z., Wieczorek I., Kasprzak M., Strzelecki M.C. Glacial Outburst Floods Responsible for Major Environmental Shift in Arctic Coastal Catchment, Rekvedbukta, Albert I Land, Svalbard. *Remote Sens*. 2022, 14 (24): 6325. <https://doi.org/10.3390/rs14246325>
- Norwegian Polar Institute’s topographical Svalbard map service. Retrieved from: <https://toposvalbard.npolar.no/> (Last access: January 9, 2023)

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕГЛУБОКОГО ЛЕДЯНОГО КЕРНА ВУЛКАНА УШКОВСКИЙ

© 2024 г. М. А. Воробьев^{1,*}, С. С. Кутузов², М. М. Виноградова¹, А. Г. Хайрединова¹,
Ю. Н. Чижова^{1,3}, В. Н. Михаленко¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Школа наук о Земле, Университет штата Огайо, Колумбус, США;

³Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия
*e-mail: m.vorobyev@igras.ru

Поступила 24.07.2024 г.

После доработки 17.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Камчатка — это второй по размеру в России район оледенения, который подходит для палеореко-
струкции по ледяным кернам. Различные факторы (вулканическая активность, низкая антропогенная
нагрузка и т.д.) формируют уникальную, но в тоже время сложную для интерпретации химическую
запись в местных ледниках. В работе определены основные источники химических маркеров и оце-
нено влияние сезонного таяния на их миграцию.

Ключевые слова: Камчатка, химический состав льда, стратиграфия ледников, палеореко-
струкции

DOI: 10.31857/S2076673424040069, **EDN:** HTLPKI

ВВЕДЕНИЕ

Ледяные керны — прекрасные палеоархивы, в которых содержится информация о климате и химическом составе атмосферы прошлого (Legrand, Wolff, 2022). Керны, полученные из горных ледников неполярных районов, как правило, содержат информацию регионального масштаба с годовым, и даже сезонным, разрешением (Schwikowski et al., 1999; Olivier et al., 2006; Mikhailenko et al., 2015; Tsushima et al., 2015).

Одним из районов горного оледенения в России, который подходит для палеореко-
струкции по ледниковым кернам, является Камчатка. На местных ледниках уже были осуществлены две программы глубокого бурения с отбором керна (Shiraiwa et al., 1999; Matoba et al., 2007). Особенность этого региона с точки зрения реконструкции химического состава атмосферы заключается в удаленности от промышленных центров и отсутствие крупных населенных пунктов, что, как следствие, приводит к значительному снижению антропогенного вклада при формировании снежно-фирновой толщи. Другими факторами, определяющими химию атмосферы на полуострове, являются прежде всего высокая вулканическая активность, а также распространенный лесной покров (~97.52% от общей площади края (Примаков, 2021),

соседство с регионами, подверженными крупным лесным пожарам (Kharuk et al., 2021), и наличие сезонного морского льда в прилегающих акваториях. Следовательно, можно ожидать, что существенный вклад в химический состав атмосферы региона будут вносить морские аэрозоли, выбросы лесных пожаров, вулканические извержения и продукты вегетации лесов.

Однако, несмотря на очевидный и достаточно ограниченный набор приоритетных источников, интерпретация палеоатмосферной информации, содержащейся в ледниках Камчатки, является нетривиальной задачей. В ледниковых палеозаписях этого региона наблюдаются нарушения первичного сигнала атмосферного осадков, обусловленные, прежде всего, таянием на поверхности ледников, процессами инфильтрации и метаморфизма (Shiraiwa et al., 1997; Matoba et al., 2011), которые усиливаются в результате вулканических извержений, роста радиационного баланса, который в период 2010–2020 гг. был на 25% выше, чем в конце прошлого века (Korneva et al., 2024). Вероятно, именно по этой причине, работ, посвященных реконструкции химического состава атмосферы по ледниковым кернам Камчатки, на сегодняшний день не так много, и они практически не затрагивают содержание растворимых неорганических

примесей во льду (Kawamura et al., 2012; Sato et al., 2013; Fu et al., 2016).

В рамках данного исследования мы впервые для кернов Камчатки публикуем данные о содержании основных неорганических ионов (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , F^- , Cl^- , NO_3^- и SO_4^{2-}). По этим данным мы попытались распределить вклад различных источников в химическую запись ледяного керна, извлеченного из ледника в кратере вулкана Ушковский, и определить их основные химические маркеры. Также нами было оценено влияние таяния поверхности ледника на химическую запись в нем.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Вулкан Ушковский (сопка Плоская Дальняя) (56.074° с.ш. 160.467° в.д.) входит в Ключевскую группу вулканов, которая расположена в центральной части полуострова Камчатка, Россия (рис. 1). Это действующий стратовулкан высотой 3943 м над ур. моря. На его вершине находится кратер Горшкова ~ 750 м в диаметре и глубиной ~ 240 м, заполненный ледниковым льдом. Среднегодовая температура ледника на глубине 10 м составляет -15.8°C (Sato et al., 2013).

Осенью 2022 г. нами был получен короткий (13.85 м) ледяной керн в кратере вулкана Ушковский (3900 м над ур. моря) (см. рис. 1) с помощью электромеханического бура GeoTech без применения заливочных жидкостей.

После транспортировки керна в Москву в Институт географии РАН в холодной лаборатории (-20°C) была изучена его стратиграфия, а также были измерены диаметр, длина и вес каждого сегмента керна для расчета плотности.

Образцы льда были подготовлены для анализа основных ионов, стабильных изотопов и нерастворимых частиц согласно методике, описанной ниже. С помощью ленточной пилы (DeWALT DW 876) весь керн был распилен поперёк на секции с шагом 5 см. После чего из каждой секции был отделен квадрант (рис. 2). Для исключения влияния загрязнения льда, которое могло произойти при бурении и транспортировке керна, фирновые образцы были очищены механически керамическим ножом, внешняя грань ледяных образцов была удалена с помощью ленточной пилы. Полученный ледяной параллелепипед трижды промывался деионизованной водой ($18.2\text{ МОм}\cdot\text{см}$) и плавился при комнатной температуре в полипропиленовой банке с закрывающейся крышкой в ламинарном шкафу. Все оборудование и посуда, использованное в пробоподготовке было предварительно промыто деионизованной водой ($18.2\text{ МОм}\cdot\text{см}$).

Концентрация ионов натрия (Na^+), аммония (NH_4^+), калия (K^+), магния (Mg^{2+}), кальция (Ca^{2+}), фторида (F^-), хлорида (Cl^-), нитрата (NO_3^-),

сульфата (SO_4^{2-}) была определена в Институте географии РАН методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (Dionex Integrion HPLC), используя 100 мкл петлю. Для определения концентрации катионов использовалась аналитическая колонка CS12A с водным раствором метансульфоновой кислоты в качестве элюента. Для определения концентрации анионов использовалась аналитическая колонка AS11-НС с водным раствором КОН в качестве элюента с градиентным изменением концентрации (в первую минуту 1 мМ, к 20 минуте постепенный рост до 16 мМ, к 31 минуте постепенный рост до 48 мМ, затем снижение концентрации до 1 мМ). Анализ одного образца занимал 35 минут. В связи с нарушением работы хроматографа не были получены значения концентраций анионов (F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) для участка керна с 700 до 800 см, а также значения концентрации NH_4^+ для участков с 633 до 800 см и с 1165 по 1240 см. Концентрация некоторых элементов (Na, Mg, Ca, K и S) в расплавленных образцах льда, пропущенных через мембранный фильтр из нитрата целлюлозы (диаметр пор — 0.2 мкм) для удаления взвешенных частиц, была также дополнительно определена методом атомной эмиссии с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП) на приборе iCAP-6500, Thermo Scientific в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Для определения содержания элементов методом АЭС-ИСП образцы объединялись по четыре штуки, таким образом среднее разрешение в данном случае составило 20 см. Измерение стабильных изотопов водорода (δD) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), выполнено с помощью анализатора Picarro 2130-i в Институте географии РАН (Chizhova et al., 2024).

В керне было обнаружено 6 хорошо выраженных прослоев тефры, состав которых был определен при помощи сканирующей электронной микроскопии на приборе Vega 3 Tescan в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Горбач и др., 2024).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Стратиграфия. Для каждой секции керна была определена плотность методом взвешивания с шагом 5 см и выполнено стратиграфическое описание (рис. 3).

На протяжении всех 13.85 метров в керне встречаются участки инфильтрационного льда (см. рис. 3). Снежная часть керна составила 13% от общей длины, фирновая — 31%, а инфильтрационный лед — 56%. В керне было обнаружено шесть видимых прослоев тефры на глубине 90–94 см, 349–354 см, 701–705 см, 762–777 см, 829–834 см, 926–933 см и было выделено три слоя

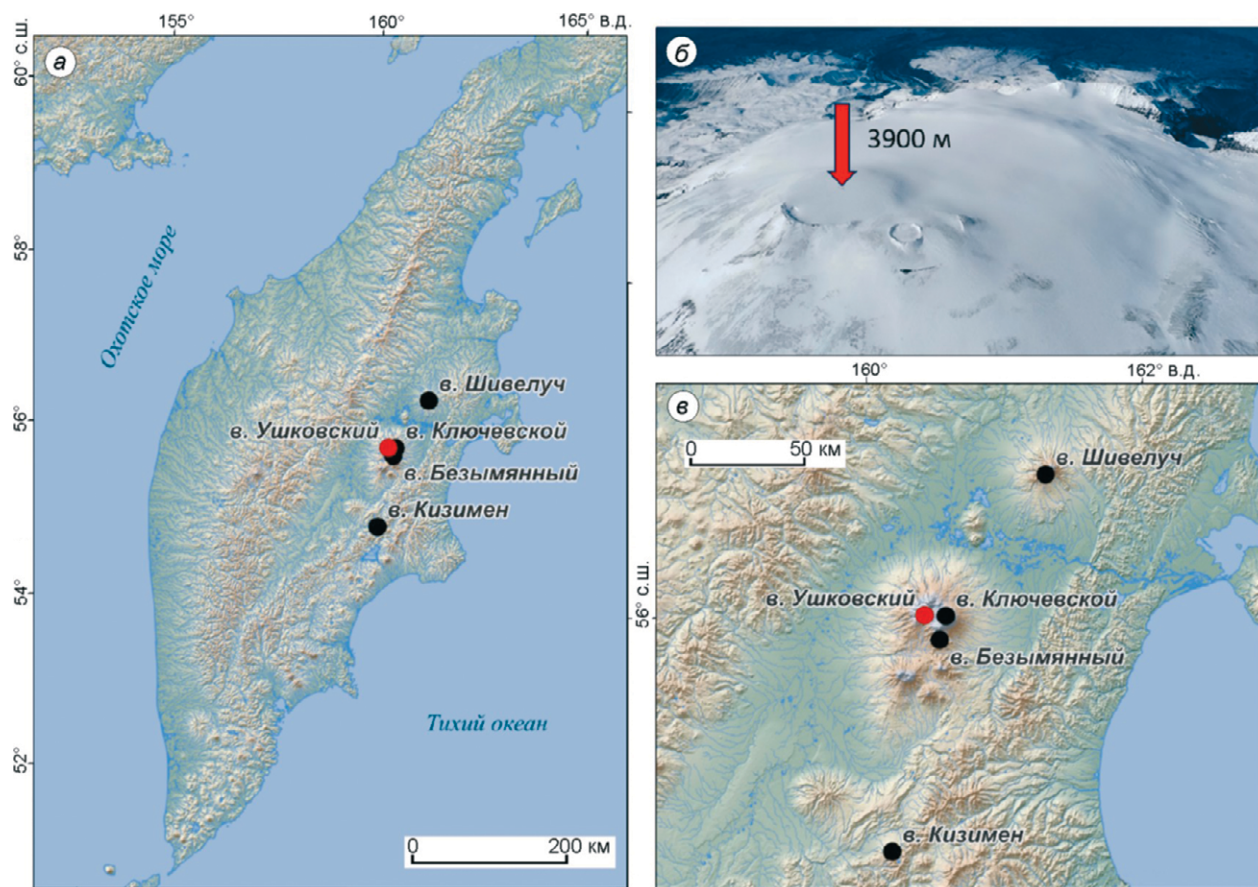


Рис. 1. Район исследования (а) и (б), расположение бурового лагеря (в).

Место бурения обозначено на карте красной точкой, черные точки — вулканы, пеплы которых были обнаружены в ледяном керне. Фото (б) вершинной части вулк. Ушковский с кратерами Горшкова и Герца — А. А. Абрамова, 19.09.2022

Fig. 1. Research area (a) and (б), location of the drilling camp (в).

The drilling site is marked on the map with a red dot, black dots represent volcanoes whose ashes were found in the ice core. Photo of the summit area of the Ushkovskiy volcano with the Gorshkov and Gertz craters by A.A. Abramov, 19.09.2022

с рассеянными пепловыми частицами на глубине 338–400 см, 605–653 см и 800–910 см. Установлено, что основными источниками частиц тефры в керне являются вулканы Шивелуч, Безымянный, Ключевской и Кизимен (Горбач и др., 2024) (см. рис. 1).

Все слои, содержащие рассеянные пепловые частицы, перекрываются прослоями инфильтрационного льда. Также шесть плотных горизонтов тефры совпадают с ледяными участками керна, за исключением горизонтов на глубине 90–94 см и 701–705 см, частично перекрывающиеся с областями льда, залегающими ниже по керну. На часть керна с наибольшей концентрацией инфильтрационного льда (280–952 см, 84.2% льда) приходится больше всего прослоев тефры (6 из 7 самостоятельных пепловых горизонтов). Это может свидетельствовать об участии вулканических пеплов в образовании инфильтрационного льда в результате уменьшения альбедо поверхности ледника

в период абляции, а также, возможно, за счет выпадения еще неостывших продуктов извержений на поверхность ледника, если извержения проходили в непосредственной близости, как в случае вулканов Безымянный (15 км от кратера до ледника) и Ключевской (менее 10 км от кратера до ледника).

Помимо ледяных слоев, совпадающих с пепловыми горизонтами, в керне присутствуют зоны инфильтрационного льда, не содержащие видимых слоев загрязнения. Наиболее протяженная из них находится на глубине от 1106 до 1226 см. Прослои инфильтрационного льда могли образоваться в результате сезонного таяния из-за положительного радиационного баланса в период абляции, что подтверждается уменьшением восходящей коротковолновой радиации и увеличением нисходящей длинноволновой радиации в период с 2003 по 2020 г. для Камчатского региона (Korneva, 2024).

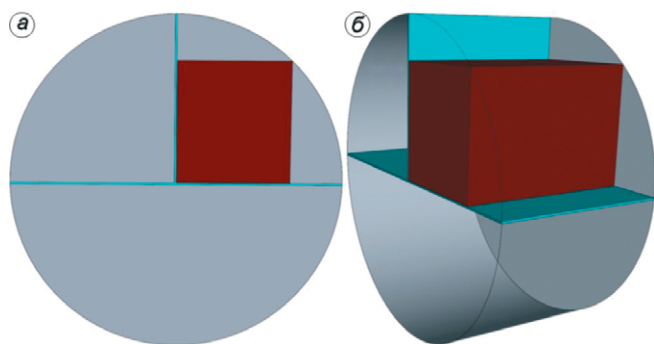


Рис. 2. Схема распила керна.

Горизонтальная (а) и фронтальная (б) проекции. Синим цветом обозначены линии распила, красным — анализируемая часть керна

Fig. 2. Core cutting scheme.

Horizontal (a) and frontal (b) projections. The cutting lines are marked in blue, and the analyzed part of the core is marked in red

Датирование керна. Предварительное датирование ледяного керна было выполнено с использованием изотопных данных (δD и $\delta^{18}O$) с учетом реперных горизонтов вулканических пеплов

(Chizhova et al., 2024). Прослой тефры в ледяном керне присутствовали на разной глубине, три наиболее выраженных горизонта удалось соотнести с известными извержениями вулканов Камчатки на основании соответствия химического состава вулканических стекол выбросам конкретных вулканов. Пепельный горизонт на глубине 89–94 см, соответствует извержению вулкана Безымянный в октябре 2020 г. В горизонте на глубине 348–354 см обнаружены частицы, принадлежащие, вероятно, извержению вулкана Шивелуч в 2016 или 2017 гг. А в горизонте на глубине 761–777 см содержится пепел, характерный для начальной фазы извержения вулкана Кизимен в декабре 2010 (Горбач и др., 2024).

По изотопной записи в керне было выделено 16 годовых слоев (табл. 1). Однако в связи с нарушением изотопной записи, вызванной таянием значительной части фирновой области ледника, однозначно установить расположение межсезонного перехода не удалось. По этой причине в качестве границы года принималась середина летнего периода, на которую явно указывают положительные пики значений $\delta^{18}O$, совпадающие с отрицательными значениями дейтериевого эксцесса (d-excess).

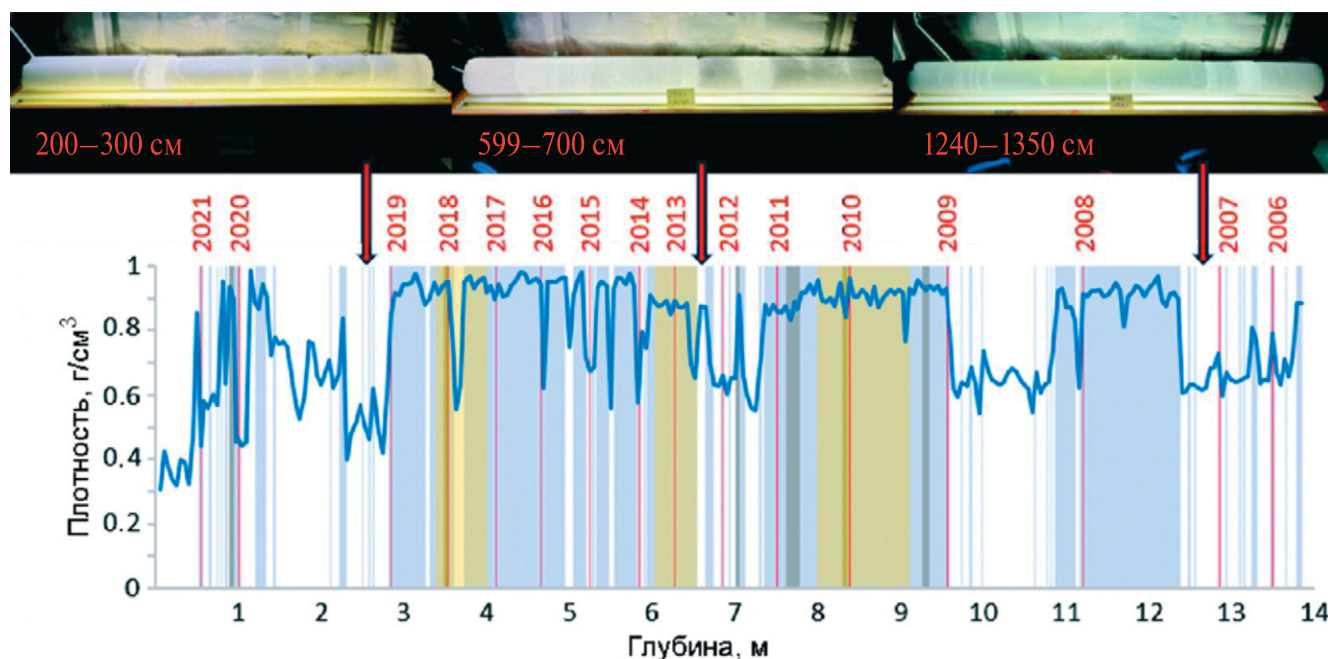


Рис. 3. Распределение плотности вдоль керна и фотографии трех фрагментов керна с различной долей инфильтрационного льда.

Голубые области соответствуют участкам инфильтрационного льда, желтые области — рассеянным пепловым горизонтам, серые области — концентрированным пепловым горизонтам, красные вертикальные линии показывают датировку (лето соответствующего года)

Fig. 3. Density distribution along the core and photos of three core segments with different proportions of infiltration ice.

Blue areas correspond to sections of infiltration ice, yellow areas to dispersed ash horizons, gray areas to concentrated ash horizons, and red vertical lines indicate the dating (pointing to the summer of the respective year)

Сезонный сигнал в ионном составе керна ледника Ушковский подвергается трансформации сразу несколькими процессами. В первую очередь за счет вымывания и переотложения в нижележащих слоях фирна растворимых соединений. Инфильтрация талой воды может происходить как в связи с летним таянием верхней части ледниковой толщи, так и из-за таяния, вызванного выпадением на поверхность ледника продуктов вулканической активности. Существенное влияние на формирование гидрохимических характеристик льда оказывают различные крупные стохастические события, такие как: вулканические извержения на Камчатке, лесные пожары в Дальневосточном федеративном округе Российской Федерации, также вероятен нерегулярный принос минеральной пыли и других аэрозолей (в том числе антропогенного происхождения) из северо-восточной части Китайской Народной Республики и Монголии (Kawamura et al., 2012).

В связи с вышеперечисленными особенностями датирование льда на основании сезонной изменчивости каких-либо отдельных химических маркеров, так как это было сделано, например, для керна Западного плато Эльбруса (Mikhalenko et al., 2024), представляется затруднительным.

Таблица 1. Среднегодовые величины $\delta^{18}\text{O}$, d-excess и ионов

Период осреднения	Глубина границы годового слоя, м	$\delta^{18}\text{O}$	d-excess
2006\07	13.50	-21.83	14.86
2007\08	12.85	-21.89	14.12
2008\09	11.20	-21.31	15.01
2009\10	9.55	-20.90	13.51
2010\11	8.38	-20.29	12.96
2011\12	7.51	-20.58	15.83
2012\13	6.85	-21.76	14.31
2013\14	6.28	-20.39	13.68
2014\15	5.84	-19.45	13.14
2015\16	5.24	-19.12	13.83
2016\17	4.65	-18.51	12.97
2017\18	4.10	-18.94	11.93
2018\19	3.54	-19.38	11.96
2019\20	2.85	-20.54	12.70
2020\21	1.00	-18.09	11.58
2021\22	0.55	-20.30	16.49

Решением обозначенной выше проблемы могло бы стать отделение вклада стохастических событий от фоновых значений концентрации ионов за счет статистической оценки этого вклада. Однако, исходя из сделанных ранее оценок среднегодовой аккумуляции (Murav'ev et al., 2007; Sato et al., 2013), которая составляет 0.57 м в. экв., ожидаемый временной охват палеоклиматических данных для короткого керна (10.66 м в. экв.) недостаточен. Тем не менее, для некоторых соединений выявлены периодические колебания концентрации, совпадающие по периодичности с сезонным сигналом, выделенным по изотопному составу. В частности, для NH_4^+ и для NO_3^- пики концентраций в большинстве случаев совпадают, либо располагаются, в непосредственной близости к границе середины летнего сезона, выделенной по изотопному составу (рис. 4). Что подтверждает правильность предварительного датирования.

Химический состав. Для полученных профилей концентрации основных неорганических ионов (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) выявить однозначную сезонную или межгодовую изменчивость по всей длине керна за исключением NH_4^+ и NO_3^- не удалось (см. рис 4). Вероятно, химическая запись керна нарушена большим количеством различных стохастических событий, которые характерны для исследуемого региона.

Однако, корреляционная матрица концентраций основных неорганических ионов (рис. 5, б) и дендрограмма (рис. 5, а), построенная в результате кластерного анализа методом Уорда свидетельствуют о наличии явной связи между определенными химическими маркерами.

Основные ионы формируют, как минимум, три группы, связанные преобладающими источниками их поступления. В первую группу входят морские аэрозоли Cl^- , Na^+ и K^+ . Вторая группа состоит из продуктов горения биомассы и сжигания топлива, включающая NH_4^+ и NO_3^- . Третья группа – это продукты вулканической активности, в которую, прежде всего, входят SO_4^{2-} и F^- (поступающие на ледник преимущественно в форме минеральных кислот H_2SO_4 и HF), а также Ca^{2+} и Mg^{2+} (поступающие на ледник с вулканическим пеплом преимущественно в форме оксидов CaO и MgO). Для последних двух химических маркеров вторым важным источником является частицы минеральной пыли.

Для концентрационных профилей ионов одной группы характерны схожие тенденции. В области наибольшего содержания тефры и инфильтрационного льда (от 720 до 965 см) вулканические ионы обнаруживаются в концентрациях значительно превышающие средние значения (SO_4^{2-} 1234 ppb, F^- 169 ppb, Ca^{2+} 2087 ppb, Mg^{2+} 431 ppb, табл. 2). В этой же части керна они достигают своих

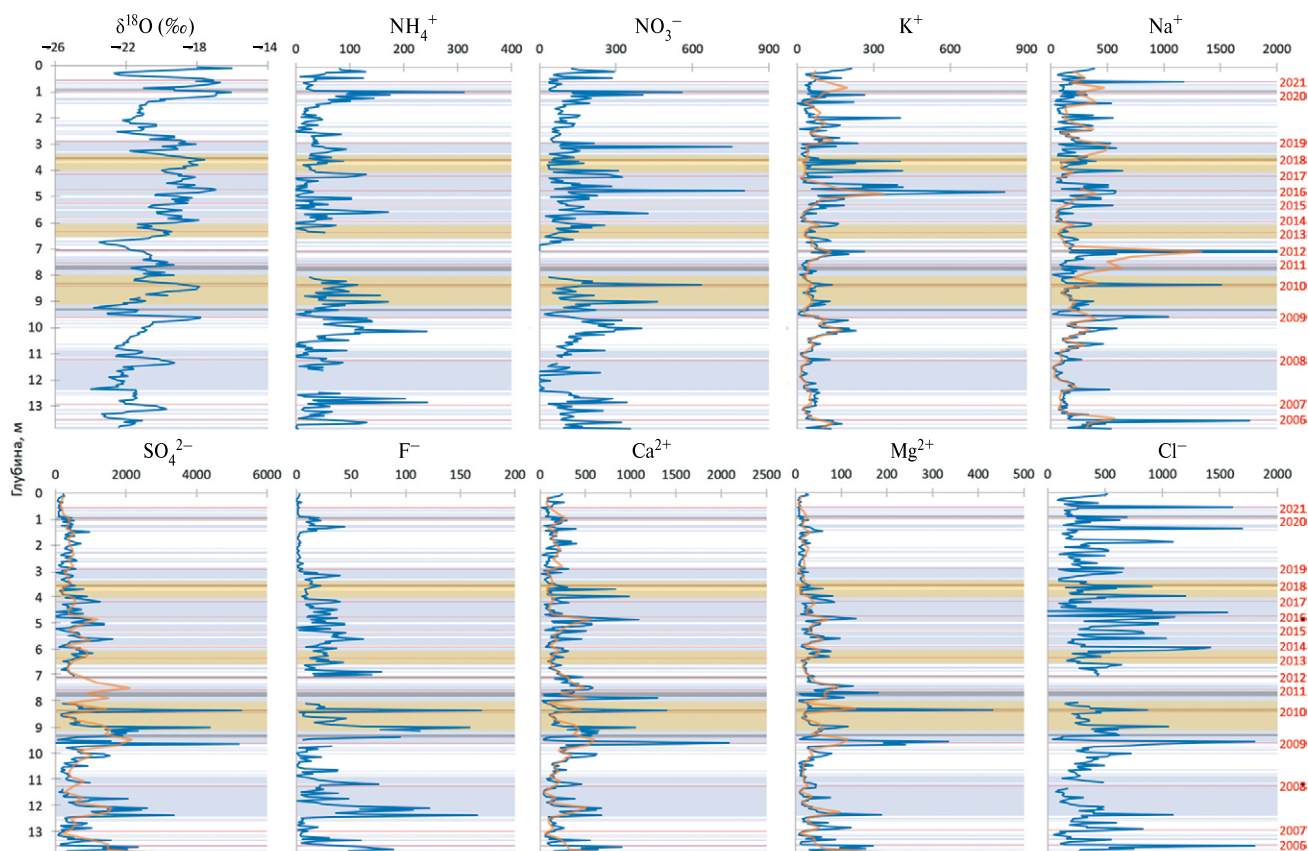


Рис. 4. Распределение концентраций всех ионов (ppb) и значений $\delta^{18}\text{O}$ в ледяном керне (синяя линия).

Голубые области соответствуют участкам инфильтрационного льда, желтые области — рассеянным пепловым горизонтам, серые области — концентрированным пепловым горизонтам, красные линии показывают датировку (лето соответствующего года). Значения концентрации (ppb) ионов и элементов Na, K, S (значения пересчитаны для SO_4^{2-}), Ca и Mg, полученные, соответственно, методом ионной хроматографии (синяя линия) и АЭС-ИСП (оранжевая линия). Для Na^+ масштаб был увеличен (обрезан пик 3433 ppb на 7.05 м).

Fig. 4. Distribution of all ions and $\delta^{18}\text{O}$ values in the ice core.

Concentration values (ppb) of ions and elements Na, K, S (values recalculated for SO_4^{2-}), Ca, and Mg, obtained using ion chromatography (blue line) and ICP-AES (orange line), respectively. For Na^+ , the scale was increased (the peak of 3433 ppb at 7.05 m was truncated). Blue areas correspond to sections of infiltration ice, yellow areas to dispersed ash horizons, gray areas to concentrated ash horizons, and red lines indicate the dating (pointing to the summer of the respective year).

максимальных концентраций. Схожим образом в этом диапазоне глубин ведут себя концентрации Cl^- , поскольку хлорид также в больших количествах поступает на ледник в форме минеральной кислоты (HCl) вместе с другими продуктами вулканических извержений. Высокие средние концентрации ионов F^- (36 ppb) и SO_4^{2-} (870 ppb) также отмечены в зоне инфильтрационного льда, в которой отсутствуют визуально различимые прослойки пепла (1076–1236 см). Максимальные концентрации этих ионов приурочены к границе перехода инфильтрационного льда в фирн. На этой же глубине наблюдаются пики концентраций Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и Cl^- . Пики концентраций всех вулканических ионов, кроме того, обнаруживаются на глубинах

505, 559, 1330, 1355 и 1385 см. При этом для ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} на глубинах 368, 396 и 484, 1005 и 1120 см выявлены самостоятельные сигналы, которые отсутствуют в трендах F^- и SO_4^{2-} , но дублируются для Na^+ , K^+ и Cl^- , что может являться маркером минеральной пыли или морских аэрозолей.

В профилях концентрации морских ионов (Na^+ и Cl^-) большинство пиков совпадают с границами летних слоев, выделенными по изотопному составу кислорода. В то же время на глубине 138, 189, 1090 см присутствуют дополнительные пики, относящиеся к зимнему периоду, которые могут быть связаны с колебанием площади покрытия морского льда в Охотском море и у северного океанического побережья Камчатки. Кроме того, обнаружены три

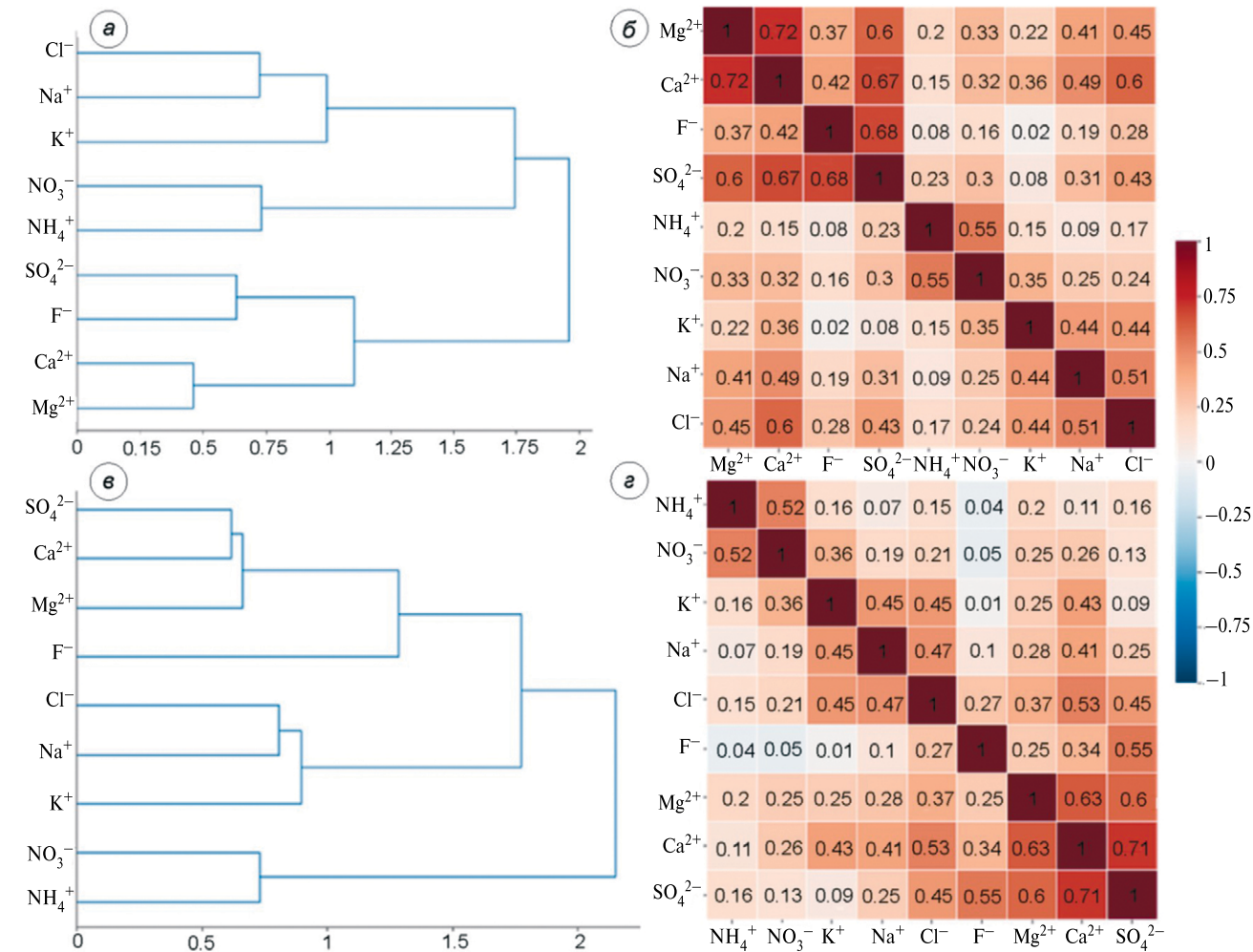


Рис. 5. Дендрограмма (а) и корреляционная матрица (б) для полной химической записи и при исключенном участке с 760 см до 955 см – (е) и (з) соответственно.

Fig. 5. Dendrogram (a) and correlation matrix (b) for the complete chemical record, and with the section from 760 cm to 955 cm excluded – (e) and (z), respectively.

пика на глубине 833, 955 и 1235 см, совпадающие с сигналами вулканических ионов. Концентрационная запись K⁺ повторяет пик на глубине 833 см, а также обладает выраженными сигналами на глубине 194, 359, 396 и 455 см, которые с разной интенсивностью присутствуют в записях разных ионов, однако наиболее отчетливо выделяются для Na⁺ и Cl⁻. Пик на глубине 396 см также выражен в профилях концентрации Ca²⁺, Mg²⁺.

В профилях содержания NH₄⁺ и NO₃⁻ обнаруживается большое количество уникальных совпадающих пиков. В то же время, у NO₃⁻ обнаружены пики концентрации на глубине 304 и 473 см, которые не отражены в записи NH₄⁺. В общем, тренды этих ионов характеризуются отсутствием явных следов влияния вымывания и наличием вдоль всей длины керна периодичности в изменении

концентрации, которая может быть связана с сезонной изменчивостью активности источников.

Для дополнительной верификации полученных данных концентрационные записи ионов (SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺), полученные методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ), сравнивались с результатами анализа соответствующих элементов (S, Ca, Mg, K, Na) методом АЭС-ИСП. Вследствие разного разрешения измерений (5 см для ВЭЖХ и 20 см для АЭС-ИСП) пиковые значения АЭС-ИСП в несколько раз ниже. При этом в целом результаты демонстрируют хорошую сходимость.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка влияния инфильтрации талой воды.
В ледяном керна, который соответствует фирновой

Таблица 2. Средние, медианные и максимальные концентрации ионов (ppb) для всего керна (общее), для снежно-фирновой части (Зона I) и для инфильтрационного льда (Зона II)

	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
	<i>Среднее (ppb)</i>								
Зона I	233.3	49.3	92.2	37.0	206.6	12.3	385.7	136.7	455.6
Зона II	207.3	38.7	74.6	46.0	264.7	29.3	409.8	124.4	763.6
Общее	218.6	43.3	82.2	42.1	239.4	21.4	398.9	129.9	624.3
	<i>Медиана (ppb)</i>								
Зона I	167.5	32.7	73.8	22.8	167.1	4.3	293.2	115.2	353.3
Зона II	133.9	29.4	43.8	28.6	152.6	20.1	307.5	82.7	374.0
Общее	152.5	31.5	56.5	25.9	156.0	13.2	299.4	105.5	420.8
	<i>Максимум (ppb)</i>								
Зона I	3433.1	311.8	404.1	213.7	636.0	88.6	1691.6	558.4	2040.2
Зона II	1759.0	171.3	813.3	431.3	2086.8	168.9	1800.5	754.6	5264.3
Общее	3433.1	311.8	813.3	431.3	2086.8	168.9	1800.5	803.5	5264.3
ПО*	6	3	2	2	5	1	14	6	10

*ПО – предел обнаружения (ppb).

зоне ледника, значительную долю (56%) занимает инфильтрационный лед, образовавшийся при проникании и последующем замерзании в фирновой толще жидкой воды. Следовательно, можно предположить нарушение химической записи в результате миграции соединений под действием жидкой воды в более глубокие слои льда.

Для того чтобы оценить вымывание химических соединений из слоев их изначального отложения, мы воспользовались методикой, применявшейся для керна вулкана Ичинский (Matoba et al., 2011), согласно которой мы разделили керн на снежно-фирновую зону (I) и зону инфильтрационного льда (II), в рамках которых рассчитали средние значения концентраций и коэффициенты корреляции для ионов, отличающихся источниками происхождения, и сравнили их (см. табл. 2). Поскольку для большинства ионов средние значения для обеих зон сопоставимы, мы предполагаем, что значительной миграции химических маркеров в результате вымывания из одной зоны в другую не происходит. Исключением являются F⁻ и SO₄²⁻, для которых средняя концентрация в зоне II существенно больше (в 2.4 и 1.7 раз, соответственно). Но такое распределение, скорее всего, связано с тем, что эти два иона переносятся преимущественно с продуктами вулканических извержений, выпадение которых на ледник способствует таянию и, соответственно, образованию зон инфильтрационного льда. В то же время вторая пара вулканических ионов (Mg²⁺ и Ca²⁺) демонстрирует слабый рост средних значений при переходе из зоны I в зону II, что, скорее всего, связано со значительным

вкладом в общую концентрацию другого источника этих ионов (предположительно минеральной пыли).

В табл. 3 представлены коэффициенты корреляции между NO₃⁻ и остальными ионами отдельно для зоны I и зоны II. Основными источниками NO₃⁻ является сжигание топлива и горение биомассы, для других ионов основные источники указаны в см. табл. 3. Поскольку все ионы имеют разные основные источники (за исключением пары NH₄⁺/NO₃⁻), коэффициенты корреляции между ними должны быть небольшими, если вымывание отсутствует или незначительно. Значимой корреляцией обладает только пара NH₄⁺/NO₃⁻ в зоне I, а в зоне II она резко падает. При этом при переходе от зоны I к зоне II наблюдается рост корреляции NO₃⁻ с F⁻, а с SO₄²⁻ она остается значимой в отличие от других ионов. Это указывает на сохранение сезонного и межгодового сигнала NH₄⁺ и NO₃⁻ в зоне I и его нарушение в зоне II, которое может быть вызвано выпадением на поверхности ледника продуктов извержения вулканов и последующим таянием верхних слоев льда.

Таким образом, различия в соотношении ионов и в средних значениях концентраций в снежно-фирновой зоне и в зоне инфильтрационного льда свидетельствуют об отсутствии вымывания химических маркеров из первой зоны и о нарушении химической записи в результате вымывания во второй. При таянии весь слой фирна, подвергшийся воздействию жидкой воды, замерзает, образуя область инфильтрационного льда, в рамках которой происходит миграция ионов. При этом

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между NO_3^- и остальными ионами с указанием основных источников для ледника вулкана Ушковский

	Зона I	Зона II	Основной источник
NH_4^+	0.78	0.35	Вегетация лесов и лесные пожары
SO_4^{2-}	0.48	0.45	Вулканическая активность
Ca^{2+}	0.46	0.29	Вулканическая активность и минеральная пыль
K^+	0.36	0.18	Морские аэрозоли
Cl^-	0.33	0.21	Морские аэрозоли
Mg^{2+}	0.32	0.37	Вулканическая активность и минеральная пыль
Na^+	0.14	0.30	Морские аэрозоли
F^-	0.14	0.39	Вулканическая активность

в исследуемом керне и, вероятно, во всем леднике снежно-фирновая часть толщи сохранила первоначальный палеоклиматический сигнал, в том числе сезонную изменчивость. Этот вывод также подтверждается достаточно низкими температурами верхней части ледника ($-15.8\text{ }^\circ\text{C}$ на глубине 10 м, согласно Sato et al., 2013), которая препятствует сквозному проникновению талой воды через снежно-фирновую зону и, тем самым предотвращает полное нарушение химической записи.

В зависимости от своей химической природы разные ионы в разной степени подвержены вымыванию в результате таяния. Выраженные следы миграции обнаруживаются в записи SO_4^{2-} на глубинах 720–965 см, 1076–1236 см и в меньшей степени на 405–584 см (см. рис. 4). Это согласуется с результатами, полученными в других исследованиях (Davies et al., 1982; Brimblecombe et al., 1985; Tsiouris et al., 1985; Pohjola et al., 2002), и объясняется тем, что сильные кислоты, в том числе H_2SO_4 (именно в этой форме SO_4^{2-} преимущественно поступает на ледник в результате извержений вулканов), в первую очередь вымываются талой водой, поскольку они накапливаются прежде всего на границах фирновых зерен.

Похожим на SO_4^{2-} образом ведут себя Ca^{2+} , Mg^{2+} и F^- (см. рис. 4). Катионы также легко мигрируют, поскольку в процессе роста зерен льда вытесняются на внешние грани кристаллов (Eichler et al., 2001). F^- же наоборот хорошо растворим во льду. Однако на ледник этот ион попадает вместе с вулканическими выбросами в форме кислоты HF , которая может фиксироваться в пепловых горизонтах или мигрировать вслед за Ca^{2+} (De Angelis, Legrand, 1994).

В записи Cl^- и в меньшей степени Na^+ по резкому росту концентрации к нижней границе выделенных ранее областей (720–965 и 1076–1236 см) можно выявить следы миграции вследствие вымывания. Однако в других участках керна отсутствуют какие-либо тенденции, указывающие на влияние

вымывания. Для еще одного морского иона (K^+) ситуация отличается. В его записи отсутствуют следы миграции на глубинах 720–965 и 1076–1236 см, но присутствует область повышенных концентраций на глубине 359–529 см (в среднем 169 ppb). Учитывая тот факт, что ионы Na^+ и K^+ обладают сравнимо высокой подвижностью (Eichler et al., 2001), такое отличие в записи K^+ может указывать на наличие для этого иона источников, отличных от морских аэрозолей, которые вносят сопоставимый вклад в общую концентрацию.

Тренды NH_4^+ и NO_3^- в выделенных выше областях керна (405–584, 720–965 и 1076–1236 см) лишены явных следов миграции, которые хорошо выражены в концентрационных записях вулканических ионов, что свидетельствует о слабом влиянии таяния на распределение NH_4^+ и NO_3^- . Эти ионы поступают на ледник преимущественно в форме NH_4NO_3 и хорошо встраиваются в кристаллическую решетку льда (Eichler et al., 2001), тем самым слабо подвергаясь вымыванию талой водой, как было показано в работе (Ginot et al., 2010). Следовательно, резкое уменьшение корреляции между NH_4^+ и NO_3^- при переходе от зоны I к зоне II, возможно, вызвано изменением в соотношении источников этих ионов. В связи с этим интересным является совпадение самого крупного пика NO_3^- (803.5 ppb) с самым крупным пиком K^+ (813.3 ppb) на глубине 4.77 м, которое может указывать на обширные лесные пожары лета 2017 г., поскольку в результате горения биомассы возможна в большом количестве эмиссия KNO_3 (Pratt et al., 2011).

Таким образом, по характеру полученных концентрационных записей можно выделить группу ионов, подверженных миграции вследствие вымывания (SO_4^{2-} , F^- , Ca^{2+} и Mg^{2+}), группу ионов (NH_4^+ и NO_3^-), на которую слабо влияет этот процесс, и группу (Cl^- , Na^+ и K^+), для которой воздействие вымывания оценить в рамках настоящего исследования не удалось.

Влияние вулканических извержений. Состав водных вытяжек пеплов вулканов Камчатки подробно изучался в работе (Малик, 2019). Установлено, что вулканическая активность — постоянный и основной источник различных примесей в сезонном снежном покрове. Однако вклад продуктов извержений в химический состав льда существенно варьируется из-за множества факторов, таких как: расстояние от извержения до места выпадения продуктов, преобладающее направление ветров во время извержения, состава пород вулкана, типа и стадии извержения и т. д. Таким образом, количественный состав и соотношение водорастворимых веществ может варьироваться в широком диапазоне, как для извержений разных вулканов, так и между стадиями одного извержения.

Степень влияния вулканического источника на формирование химической записи ледникового льда Ушковского заметна по сопоставлению с другими хорошо изученными ледниковыми кернами. Сравнивая медианные значения ионов (в $\mu\text{моль-экв/л}$) в исследуемом керне со значениями, полученными для ледяного керна Белуха на Алтае (Olivier et al., 2006) и ледяном поле Эклипс в Канаде (Yalcin et al., 2006a), можно увидеть насколько географическое положение определяет концентрации и источники основных ионов.

Место бурения в седловине г. Белуха, Алтай, расположено на сопоставимой высоте с точкой бурения на Ушковском (4062 и 3900 метров над уровнем моря, соответственно). Внутриконтинентальное расположение г. Белуха подразумевает, что ледниковый лёд является индикатором поступления твердых аэрозольных частицы с обширных территорий южной Сибири и северного Казахстана, а в целом химический состав льда связан с биогенной, почвенной и антропогенной эмиссией в атмосфере.

Ледяное поле Эклипс расположено вблизи Тихоокеанского побережья Юкона, Канада, в 150 км от побережья (вулкан Ушковский в 100 км). Высота отбора образцов на ледяном поле Эклипс на 900 м ниже (3017 м над ур. моря), что подразумевает вклад морских аэрозолей, а также лесных пожаров и континентальной пыли (Yalcin et al., 2006a; Yalcin et al., 2006b).

Как видно из рис. 6 ледяной керн Белухи в целом содержит меньшие концентрации ионов по сравнению с керном Ушковского, за исключением маркеров биогенных и антропогенных выбросов (NH_4^+ , NO_3^- и SO_4^{2-}), что может свидетельствовать об относительно низком влиянии этих источников на химический состав осадков на Камчатке. Для ледника Белуха характерен резко континентальный климат, где основными источниками аэрозолей во льду в индустриальный период являются биогенные (NH_4^+ , формиат) и антропогенные выбросы

(SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+) и в меньшей степени золотая пыль (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^-). Среди биогенных источников существенный вклад (в том числе в содержание K^+ и NO_3^- , Eichler et al., 2011) вносят лесные пожары Сибири, которые также могут оказывать влияние на химический состав осадков на Камчатке.

В снежном покрове на ледяном поле Эклипс наибольшие концентрации характерны для Ca^{2+} и SO_4^{2-} , наименьшие — для K^+ . В то же время, несмотря на схожесть географических условий, медианные значения всех ионов для ледяного поля Эклипс существенно ниже, чем на Ушковском, что вероятно вызвано частыми вулканическими выбросами на Камчатке. Вулканические выбросы не только являются источником ионов, а также могут способствовать удалению из атмосферы аэрозолей за счет их поглощения частицами вулканического пепла.

Сопоставление с двумя объектами, один из которых маркирует внутриконтинентальный источник, другой — тихоокеанский, показало, что на ионный состав льда Камчатки также влияют и морские аэрозоли, и лесные пожары, вклад которых сильно зависит от особенностей атмосферного переноса. В целом же основные отличия в ионном составе льда Ушковского обусловлены вкладом вулканической активности.

За период с 2006 по 2022 г., информация о котором содержится в керне, произошло много извержений на Камчатке, чьи продукты могли оставить след в химической записи. При этом нерастворимые продукты некоторых извержений (например, Толбачинское извержение 2012—2013 гг.) не были обнаружены в керне, что обуславливается особенностями метеоситуации.

В качестве показателей изменений в режиме активности вулкана в работе (Малик, 2019) использовались отношения (S/Cl , Cl/F) для вулканических газов HCl , HF и SO_2 . В табл. 4 сравниваются значения отношений S/Cl и Cl/F , а также Cl/Mg , S/Ca и Ca/Mg , полученные для водных вытяжек пеплов некоторых вулканов Камчатки (Малик, 2019) и рассчитанные по концентрации соответствующих ионов в ледяном керне для годовых периодов, в течение которых произошли извержения этих вулканов. Между соотношениями S/Cl и Cl/F ледяного керна и водных вытяжек пеплов отсутствует корреляция. Однако присутствует явная тенденция к занижению отношения S/Cl и завышению отношения Cl/F в образцах льда по сравнению с вытяжками, что может свидетельствовать о существенном вкладе морских аэрозолей в химический состав осадков в течение года. Кроме того, другие ионные соотношения также существенно отличаются для керна и пеплов, что, видимо, обусловлено сложным комплексом факторов, который включает

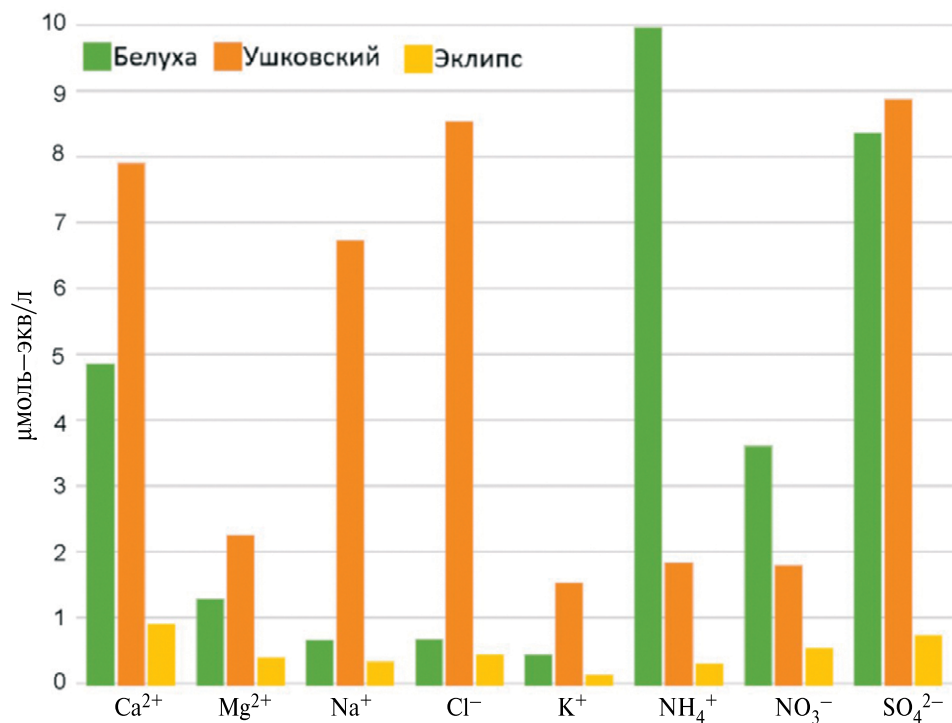


Рис. 6. Сравнение содержания основных ионов в ледяном керне вулкана Ушковский с их содержанием в керне ледника Белуха (Eichler et al., 2011) и в снеге с ледяного поля Эклипс (Yalcin et al., 2006a).

Fig. 6. Comparison of the major ion content in the ice core from Ushkovsky volcano with their content in the Belukha glacier ice core (Eichler et al., 2011) and in the snow from the Eclipse icefield (Yalcin et al., 2006a).

в себя как процессы, связанные с вулканической активностью и движением воздушных масс, так и различные постдепозиционные процессы, протекающие на поверхности ледника. Все это, а также наличие сезонного таяния, затрудняет идентификацию вклада не только отдельного извержения, но и в целом вулканического источника в формирование химического состава льда ледника.

Для того, чтобы качественно оценить влияние продуктов извержений вулканов на химическую запись керна, мы исключили из рассмотрения участок с наибольшим содержанием тefры и с максимальными концентрациями вулканических ионов (с 760 до 955 см). Для оставшейся части данных была построена собственная корреляционная матрица (см рис. 5, з) и дендрограмма (см. рис. 5, в). В результате для большинства ионов общие тенденции сохранились. Существенно изменились корреляционные соотношения лишь между вулканическими ионами в сторону усиления связности между Mg^{2+} , Ca^{2+} и SO_4^{2-} и ослабления связи с F^- , что может свидетельствовать об увеличении вклада в концентрации этих ионов минеральной пыли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По химическим записям неглубокого ледяного керна вулкана Ушковский определены основные источники растворимых аэрозолей и оценено влияние таяния на распределение химических маркеров в толще ледника.

Содержание основных ионов в ледяном керне варьирует в следующих диапазонах: Na^+ от 13.4 до 3433.1 ppb (среднее 218.6 ppb), NH_4^+ от 0.1 до 311.8 ppb (среднее 51.8 ppb), K^+ от 1.5 до 813.3 ppb (среднее 82.2 ppb), Mg^{2+} от 5.4 до 431.3 ppb (среднее 38.4 ppb), Ca^{2+} от 16 до 2086.8 ppb (среднее 239.4 ppb), F^- от 0.2 до 168.9 ppb (среднее 21.4 ppb), Cl^- от 0.7 до 1800.5 ppb (среднее 398.9 ppb), NO_3^- от 9.1 до 803.5 ppb (среднее 129.9 ppb), SO_4^{2-} от 13.6 до 5264.3 ppb (среднее 624.3 ppb). По абсолютным концентрациям преобладают Na^+ и Cl^- , что характерно для атмосферных осадков в морских регионах, а также Ca^{2+} и SO_4^{2-} , поскольку эти ионы могут поступать на поверхность ледника сразу из нескольких источников и прежде всего в результате вулканической активности, которая вносит основной вклад в химический состав атмосферных осадков на Камчатке.

Таблица 4. Средние значения соотношений S/Cl, Cl/F, Cl/Mg, S/Ca и Ca/Mg в ледяном керне и в водных вытяжках пеплов вулканов Безымянный, Шивелуч, Кизимен, Толбачик и Ключевской

Период	Образец	S/Cl	Cl/F	Cl/Mg	S/Ca	Ca/Mg
07.2006–07.2007	Ледяной керн	0.46	18.61	8.55	0.84	4.67
	Пепел в. Безымянный	1.1	6.6	7.33	0.95	8.22
	Пепел в. Шивелуч	1.91	17.5	2.14	0.9	4.1
	Среднее для вулканов	1.5	12.05	4.73	0.92	6.16
07.2009–07.2010	Ледяной керн	0.78	10.12	8.11	0.92	6.87
	Пепел в. Безымянный	0.55	6.36	15.0	0.62	13.11
07.2010–07.2011	Ледяной керн	0.62	18.44	7.9	0.67	7.26
	Пепел в. Шивелуч	2.4	41.0	2.29	1.04	4.12
	Пепел в. Кизимен	4.4	12.0	4.92	0.91	21.75
	Среднее для вулканов	3.4	26.5	3.6	0.97	12.93
07.2012–07.2013	Ледяной керн	0.33	14.4	16.6	0.79	6.95
	Пепел в. Толбачик	0.23	3.4	14.88	0.35	4.94
07.2013–07.2014	Ледяной керн	0.33	28.81	14.9	1.07	4.55
	Пепел в. Шивелуч	2.89	—	4.93	0.81	13.93
	Пепел в. Ключевской	1.1	4.4	3.26	1.1	3.19
	Среднее для вулканов	1.99	—	4.1	0.95	8.56
07.2014–07.2015	Ледяной керн	0.45	13.84	11.24	1.03	4.87
	Пепел в. Шивелуч	3.19	—	2.26	1.33	7.09
07.2015–07.2016	Ледяной керн	0.33	26.62	11.91	0.48	8.09
	Пепел в. Шивелуч	1.68	—	3.88	0.97	6.0
07.2016–07.2017	Ледяной керн	0.41	17.46	12.36	1.28	3.92
	Пепел в. Шивелуч	0.29	—	17.67	5.22	8.17
Все рассматриваемые периоды	Ледяной керн	0.46	18.54	11.45	0.89	5.90
	Все рассмотренные пеплы	1.79	13.04	7.14	1.29	8.6

Нами были выделены три наиболее вероятных типа источников и соответствующие группы ионов.

Во-первых, вулканические выбросы, в состав которых входят ионы SO_4^{2-} , F^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} . В общую концентрацию данных ионов существенный вклад также вносит континентальная пыль.

Во-вторых, морские аэрозоли, маркерами которых являются Na^+ , Cl^- , K^+ . Для Cl^- не исключен существенный вклад вулканической активности.

В-третьих, аэрозоли, являющиеся продуктами вегетации лесного покрова Камчатки, и,

кроме того, образующиеся в результате горения биомассы. Эта группа включает в себя NH_4^+ и NO_3^- . Для отдельных пиков, соответствующих крупным лесным пожарам, в эту группу может входить также K^+ .

Эти три группы по-разному подвержены вымыванию в результате таяния поверхности ледника, которое может быть вызвано как положительным радиационным балансом, так и выпадением продуктов извержения вулканов. Согласно полученным результатам, различия в соотношении ионов

и в средних значениях концентраций в снежно-фирновой зоне и в зоне инфильтрационного льда свидетельствуют об отсутствии вымывания химических маркеров из первой зоны и о нарушении химической записи в результате вымывания во второй. При этом в трендах вулканических ионов в диапазонах 405–584, 720–965 и 1076–1236 см прослеживаются хорошо выраженные следы миграции, в то время как в концентрационных профилях NH_4^+ и NO_3^- такие явные маркеры таяния отсутствуют. Для однозначной оценки влияния вымывания на морские ионы требуется более продолжительная химическая запись.

Показано, что несмотря на вклад различных процессов в формирование химической записи ледника Ушковский, при достаточно продолжительном временном ряде и наличии фирновых областей в керне (то есть в отсутствии смачивания всей толщи ледника из-за таяния) профили концентрации основных ионов могут быть использованы для построения реконструкций условий окружающей среды в регионе. Ограничением для таких реконструкций может являться использование только химических данных, не подкрепленных анализом распределения микроэлементов и нерастворимых частиц. Усиливающееся же таяние может привести к существенному нарушению и потере климатического сигнала уже в ближайшее время.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-17-00159. Анализ содержания основных неорганических ионов во льду вулкана Ушковский проводился в рамках мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России”. Стратиграфическое описание фирновой толщи ледника выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0004. Коллектив авторов благодарит Леграна М. за постановку проблемы и консультации в процессе написания статьи, И.И. Лаврентьева, П.А. Торопова, Я.Д. Муравьева и А.А. Абрамова за помощь при бурении и организации работ.

Acknowledgements. This work was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation grant 22-17-00159. The analysis of the main inorganic ions in the ice of the Ushkovsky volcano was conducted as part of the megagrant (Agreement No. 075-15-2021-599 dated June 8, 2021) “Paleoecological Reconstructions as a Key to Understanding Past, Current, and Future Climate and Environmental Changes in Russia.” The stratigraphic description of the firn layer of the glacier was carried out as part of the state assignment of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, project FMWS-2024-0004. The authors express their gratitude to Legrand M. for problem formulation and consultations during

the writing of the article, as well as to I.I. Lavrentyev, P.A. Toropov, Ya.D. Muravyev, and A.A. Abramov for their assistance with drilling and organization of the work.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Малик Н.А.* Пеплы извержений вулканов Камчатки (2006–2013 гг.): состав, масса и водорастворимый комплекс. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН, 2019. 28 с.
- Горбач Н.В., Филозофа Т.М., Михаленко В.Н.* Идентификация горизонтов тейфры в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка) // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 1. С. 66–80.
<http://doi.org/10.31857/S2076673424010053>.
- Примак Т.И.* О лесных пожарах в Камчатском крае. Региональные проблемы развития Дальнего Востока России и Арктики: тезисы докладов II Национальной (Всероссийской) научно-практической конференции «Моисеевские чтения», посвященной памяти камчатского ученого Р.С. Моисеева. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2021. С. 71–76.
https://doi.org/10.53657/9785961004069_71
- Brimblecombe P., Tranter M., Abrahams P.W., Blackwood I., Davies T.D., Vincent C.E.* Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small, remote, high-altitude Scottish catchment // *Annals of Glaciology*. 1985. V. 7. P. 141–147.
<https://doi.org/10.3189/S0260305500006066>.
- Chizhova Yu.N., Mikhalev V.N., Korneva I.A., Muravyov Ya.D., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A.* New data on deuterium excess values of glacial ice in Kamchatka Peninsula // *Diklady Earth Sciences*. 2024. V. 517. № 2. P. 1387–1392. [preprint].
<https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190>
- Davies T.D., Vincent C.E., Brimblecombe P.* Preferential elution of strong acids from a Norwegian ice cap // *Nature*. 1982. V. 300. P. 161–163.
<https://doi.org/10.1038/300161a0>
- De Angelis M., Legrand M.* Origins and variations of fluoride in Greenland precipitation // *Journ. of Geophysical Research*. 1994. V. 99. № D1. P. 1157–1172.
<https://doi.org/10.1029/93JD02660>.
- Eichler A., Schwikowski M., Gäggeler H.W.* Meltwater induced relocation of chemical species in Alpine firn // *Tellus B*. 2001. V. 53B. P. 192–203.
<https://doi.org/10.3402/tellusb.v53i2.16575>
- Eichler A., Tinner W., Brütsch S., Olivier S., Papina T., Schwikowski M.* An ice-core based history of Siberian forest fires since AD 1250 // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 1027–1034.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.007>
- Fu P., Kawamura K., Seki O., Izawa Yu., Shiraiwa T., Ashworth K.* Historical trends of biogenic SOA tracers in an ice core from Kamchatka Peninsula // *Environmental Science & Technology Letters*. 2016. V. 3. № 10. P. 351–358.
<https://doi.org/10.1021/acs.estlett.6b00275>

- Ginot P., Schotterer U., Stichler W., Goboi M.A., Francou B., Schwikowski M. Influence of the Tungurahua eruption on the ice core records of Chimborazo, Ecuador // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 561–568. <https://doi.org/10.5194/tc-4-561-2010>
- Kawamura K., Izawa Yu., Mochida M., Shiraiwa T. Ice core records of biomass burning tracers (levoglucosan and dehydroabietic, vanillic and p-hydroxybenzoic acids) and total organic carbon for past 300 years in the Kamchatka Peninsula, Northeast Asia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 99. P. 317–329. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.006>
- Kharuk V.I., Ponomarev E.I., Ivanova G.A., Dvinskaya M.L., Coogan S.C.P., Flannigan M.D. Wildfires in the Siberian taiga // *Ambio*. 2021. V. 50. P. 1953–1974. <https://doi.org/10.1007/s13280-020-01490-x>
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Ya., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // *International Journ. of Climatology*. 2024. P. 1–25. <https://doi.org/10.1002/joc.8328>
- Legrand M., Wolff E.W. The Cryospheric Archive of the Past Atmosphere: Aerosol and Soluble Gases in Ice Cores // Chapter 14 in *Chemistry in the Cryosphere* WORLD SCIENTIFIC. 2022. V. 2. P. 687–753. https://doi.org/10.1142/9789811230134_0014
- Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhidelyeva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia // *Bulletin of Glaciological Research*. 2007. V. 24. P. 79–85. <http://hdl.handle.net/2115/20566>
- Matoba S., Shiraiwa T., Tsushima A., Sasaki H., Muravyev Ya.D. Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. № 58. P. 44–50. <http://doi.org/10.3189/172756411797252149>
- Miklalenko 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>
- Mikhailenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Prerunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairidinova A., Lipenkov V. Accumulation rates over the past 260 years archived in Elbrus ice core, Caucasus // *Climate of the Past*. 2024. V. 20. P. 237–255. <https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Murav'ev Ya.D., Ovsyannikov A.A., Shiraiwa T. Activity of the Northern Volcano Group According to Drilling Data in the Ushkovsky Crater Glacier, Kamchatka // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2007. V. 1. № 1. P. 42–52. <https://doi.org/10.1134/S0742046307010034>
- Olivier S., Blaser C., Brütsch S., Frolova N., Gäggeler H.W., Henderson K.A., Palmer A.S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of mineral dust, biogenic tracers, and anthropogenic species during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // *Journ. of Geophysical Research*. 2006. V. 111. P. D05309. <https://doi.org/10.1029/2005JD005830>
- Pratt K.A., Murphy S.M., Subramanian R., DeMott P.J., Kok G.L., Campos T., Rogers D.C., Prenni A.J., Heymsfield A.J., Seinfeld J.H., Prather K.A. Flight-based chemical characterization of biomass burning aerosols within two prescribed burn smoke plumes // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. V. 11. P. 12549–12565. <https://doi.org/10.5194/acp-11-12549-2011>
- Pohjola V.A., Moore J.C., Isaksson E., Juahainen T., van de Wal R.S.W., Martma T., Meijer H.A.J., Vaikmäe R. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna // *Journ. of Geophysical Research*. 2002. V. 107. № D4. P. 4036–4050. <https://doi.org/10.1029/2000JD000149>
- Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 2153–2181. <https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013>
- Schwikowski M., Brütsch S., Gäggeler H.W., Schotterer U. A high-resolution air chemistry record from an Alpine ice core: Fiescherhorn glacier, Swiss Alps // *Journ. of Geophysical Research*. 1999. V. 104. № D11. P. 13709–13719. <https://doi.org/10.1029/1998JD100112>
- Shiraiwa T., Muravyev Ya.D., Yamaguchi S. Stratigraphic Features of Firn as Proxy Climate Signals at the Summit Ice Cap of Usnkovsky Volcano, Kamchatka, Russia // *Arctic and Alpine Research*. 1997. V. 29. № 4. P. 414–421. <https://doi.org/10.1080/00040851.1997.12003262>
- Shiraiwa T., Nishio F., Kameda T., Takahashi A., Toyama Y., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A.A. Ice core drilling at Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia // *Seppyo*. 1999. V. 61. № 1. P. 25–40. <https://doi.org/10.5331/seppyo.61.25>
- Tsiouris S., Vincent C.E., Davies T.D., Brimblecombe P. The elution of ions through field and laboratory snowpacks // *Annals of Glaciology*. 1985. V. 7. P. 196–201. <https://doi.org/10.3189/S0260305500006169>
- Tsushima A., Matoba S., Shiraiwa T., Okamoto S., Sasaki H., Solie D.J., Yoshikawa K. Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska // *Climate of the Past*. 2015. V. 11. P. 217–226. <https://doi.org/10.5194/cp-11-217-2015>
- Yalcin L., Wake C.P., Kang S., Kreutz K.J., Whitlow S.I. Seasonal and spatial variability in snow chemistry at Eclipse Icefield, Yukon, Canada // *Annals of Glaciology*. 2006a. V. 43. P. 230–238. <https://doi.org/10.3189/172756406781811998>
- Yalcin L., Wake C.P., Kreutz K.J., Whitlow S.I. A 1000-yr record of forest fire activity from Eclipse Icefield, Yukon, Canada // *The Holocene*. 2006b. V. 16. № 2. P. 200–209. <https://doi.org/10.1191/0959683606h1920rp>

Citation: Vorobyev M. A., Kutuzov S. S., Vinogradova M. M., Khairedinova A. G., Chizhova Yu. N., Mikhalko V. N. Study of the structure and chemical composition of a shallow ice core from Ushkovsky Volcano. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 550–566. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040069

Study of the structure and chemical composition of a shallow ice core from Ushkovsky Volcano

M. A. Vorobyev^{1,#}, S. S. Kutuzov², M. M. Vinogradova¹,
A. G. Khairedinova¹, Yu. N. Chizhova^{1,3}, V. N. Mikhalko¹

¹*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

²*School of Earth Sciences, The Ohio State University, Columbus, USA;*

³*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: m.vorobyev@igras.ru*

Received July 24, 2024 / Revised September 17, 2024 / Accepted October 7, 2024

The chemical composition (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , F^- , Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-}) of an ice core from the Ushkovsky volcano was studied. A shallow (13.85 m) core was drilled in the fall of 2022 in the Gorshkov crater. The majority of the core (56%) consists of infiltration ice, formed by the penetration and subsequent freezing of liquid water in the firn layer. Melting, induced by an increase in the radiation balance in the region, is forced by volcanic eruption products deposited on the glacier's surface. Part of the chemical record is disrupted by meltwater. Frequent large stochastic events (volcanic eruptions and Siberian wildfires) add further complexity to the interpretation of the paleosignal. Based on the nature of the obtained concentration records, we identified three groups of ions with different primary sources and assessed the role of leaching in their distribution within the glacier. The source of ions subject to migration due to leaching (SO_4^{2-} , F^- , Ca^{2+} and Mg^{2+}) is volcanic activity; this process has a minimal impact on chemical markers of forest vegetation and biomass burning (NH_4^+ and NO_3^-), and the impact of leaching on the group of marine aerosols (Cl^- , Na^+ and K^+) could not be assessed within this study. Thus, despite the contribution of various processes to the formation of the chemical record in the Ushkovsky glacier, the concentration profiles of the main ions can be used to reconstruct the environmental conditions in the region.

Keywords: Kamchatka, chemical composition of ice, glacier stratigraphy

REFERENCES

- Malik N.A. Ashes from Kamchatka volcano eruptions (2006–2013): composition, mass, and water-soluble complex. Extended abstracts of candidate's dissertation in geology and mineralogy. PhD-thesis. Petropavlovsk-Kamchatskii: Institut Vulkanol. Seismol. DVO RAN, 2019: 28 p. [In Russian].
- Gorbach N.V., Filosofova T.M., Mikhalko V.N. Identification of tephra horizons in the glacier at the top of the Ushkovsky volcano (Kamchatka) by analyzing the chemical composition of volcanic glass in the ash particles. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 066–080.
<http://doi.org/10.31857/S2076673424010053>
[In Russian].
- Primak T.I. O lesnykh pozharax v Kamchatskom krae. Regional'ny'e problemy razvitiya Dal'nego Vostoka Rossii i Arktiki: tezisy dokladov II Nacional'noj (Vserossijskoj) nauchno-prakticheskoy konferencii "Moiseevskie chteniya", posvyashhennoj pamyati kamchatskogo uchenogo R.S. Moiseeva. Kamchatka's forest fires. Regional problems of the development of the Far East Russia and Arctic: Abstracts of the 2th National (All-Russian) science and practical conference "Moiseev's Meetings", dedicated to the memory of the Kamchatka scientist R.S. Moiseev. Petropavlovsk-Kamchatskii: Kamchatpress, 2021: 71–76
https://doi.org/10.53657/9785961004069_71
[In Russian].
- Brimblecombe P., Tranter M., Abrahams P.W., Blackwood I., Davies T.D., Vincent C.E. Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small, remote, high-altitude Scottish catchment. *Annals of Glaciology*. 1985, 7: 141–147.
<https://doi.org/10.3189/S0260305500006066>
- Chizhova Yu.N., Mikhalko V.N., Korneva I.A., Murav'yov Ya.D., Khairedinova A.G., Vorobyev M.A. New data on deuterium excess values of glacial ice in Kamchatka Peninsula. *Doklady Earth Sciences*. 2024, 517 (2): 1387–1392. [preprint].
<https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190>

- Davies T.D., Vincent C.E., Brimblecombe P. Preferential elution of strong acids from a Norwegian ice cap. *Nature*. 1982, 300: 161–163.
<https://doi.org/10.1038/300161a0>
- De Angelis M., Legrand M. Origins and variations of fluoride in Greenland precipitation. *Journ. of Geophysical Research*. 1994, 99 (D1): 1157–1172.
<https://doi.org/10.1029/93JD02660>
- Eichler A., Schwikowski M., Gäggeler H.W. Meltwater induced relocation of chemical species in Alpine firn. *Tellus B*. 2001, 53B: 192–203.
<https://doi.org/10.3402/tellusb.v53i2.16575>
- Eichler A., Tinner W., Brüttsch S., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. An ice-core based history of Siberian forest fires since AD 1250. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30, 1027–1034.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.007>
- Fu P., Kawamura K., Seki O., Izawa Yu., Shiraiwa T., Ashworth K. Historical trends of biogenic SOA tracers in an ice core from Kamchatka Peninsula. *Environmental Science & Technology Letters*. 2016, 3 (10): 351–358.
<https://doi.org/10.1021/acs.estlett.6b00275>
- Ginot P., Schotterer U., Stichler W., Goboï M.A., Francou B., Schwikowski M. Influence of the Tungurahua eruption on the ice core records of Chimborazo, Ecuador. *The Cryosphere*. 2010, 4: 561–568.
<https://doi.org/10.5194/tc-4-561-2010>
- Kawamura K., Izawa Yu., Mochida M., Shiraiwa T. Ice core records of biomass burning tracers (levoglucosan and dehydroabietic, vanillic and p-hydroxybenzoic acids) and total organic carbon for past 300 years in the Kamchatka Peninsula, Northeast Asia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012, 99: 317–329.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.006>
- Kharuk V.I., Ponomarev E.I., Ivanova G.A., Dvinskaya M.L., Coogan S.C.P., Flannigan M.D. Wildfires in the Siberian taiga. *Ambio*. 2021, 50: 1953–1974.
<https://doi.org/10.1007/s13280-020-01490-x>
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Ya., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession. *International Journ. of Climatology*. 2024: 1–25. <https://doi.org/10.1002/joc.8328>
- Legrand M., Wolff E.W. The Cryospheric Archive of the Past Atmosphere: Aerosol and Soluble Gases in Ice Cores. Chapter 14 in *Chemistry in the Cryosphere* Singapore. World Scientific. 2022, 2: 687–754.
https://doi.org/10.1142/9789811230134_fmatter
- Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhideleva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Glaciological Research*. 2007, 24: 79–85.
<http://hdl.handle.net/2115/20566>
- Matoba S., Shiraiwa T., Tsushima A., Sasaki H., Muravyev Ya.D. Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka. *Annals of Glaciology*. 2011, 52 (58): 44–50.
<http://doi.org/10.3189/172756411797252149>
- 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: 2253–2270.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015>
- Mikhalenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Prerunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairidinova A., Lipenkov V. Accumulation rates over the past 260 years archived in Elbrus ice core, Caucasus. *Climate of the Past*. 2024, 20: 237–255.
<https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Murav'ev Ya.D., Ovsyannikov A.A., Shiraiwa T. Activity of the Northern Volcano Group According to Drilling Data in the Ushkovsky Crater Glacier, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology*. 2007, 1 (1): 42–52. <https://doi.org/10.1134/S0742046307010034>
- Olivier S., Blaser C., Brüttsch S., Frolova N., Gäggeler H.W., Henderson K.A., Palmer A.S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of mineral dust, biogenic tracers, and anthropogenic species during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai. *Journ. of Geophysical Research*. 2006, 111: D05309.
<https://doi.org/10.1029/2005JD005830>
- Pratt K.A., Murphy S.M., Subramanian R., DeMott P.J., Kok G.L., Campos T., Rogers D.C., Prenni A.J., Heymsfield A.J., Seinfeld J.H., Prather K.A. Flight-based chemical characterization of biomass burning aerosols within two prescribed burn smoke plumes. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011, 11: 12549–12565. <https://doi.org/10.5194/acp-11-12549-2011>
- Pohjola V.A., Moore J.C., Isaksson E., Juahainen T., van de Wal R.S.W., Martma T., Meijer H.A.J., Vaikmäe R. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna. *Journ. of Geophysical Research*. 2002, 107 (D4): 4036–4050.
<https://doi.org/10.1029/2000JD000149>
- Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records. *Climate of the Past*. 2013, 9: 2153–2181.
<https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013>
- Schwikowski M., Brüttsch S., Gäggeler H.W., Schotterer U. A high-resolution air chemistry record from an Alpine ice core: Fiescherhorn glacier, Swiss Alps. *Journ. of*

- Geophysical Research. 1999, 104 (D11): 13709–13719. <https://doi.org/10.1029/1998JD100112>
- Shiraiwa T., Muravyev Ya.D., Yamaguchi S.* Stratigraphic Features of Firn as Proxy Climate Signals at the Summit Ice Cap of Usnkovsky Volcano, Kamchatka, Russia. *Arctic and Alpine Research*. 1997, 29 (4): 414–421. <https://doi.org/10.1080/00040851.1997.12003262>.
- Shiraiwa T., Nishio F., Kameda T., Takahashi A., Toyama Y., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A.A.* Ice core drilling at Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia. *Seppyo*. 1999, 61 (1): 25–40. <https://doi.org/10.5331/seppyo.61.25>
- Tsiouris S., Vincent C.E., Davies T.D., Brimblecombe P.* The elution of ions through field and laboratory snowpacks. *Annals of Glaciology*. 1985, 7: 196–201. <https://doi.org/10.3189/S0260305500006169>
- Tsushima A., Matoba S., Shiraiwa T., Okamoto S., Sasaki H., Solie D.J., Yoshikawa K.* Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska. *Climate of the Past*. 2015, 11: 217–226. <https://doi.org/10.5194/cp-11-217-2015>
- Yalcin L., Wake C.P., Kang S., Kreutz K.J., Whitlow S.I.* Seasonal and spatial variability in snow chemistry at Eclipse Icefield, Yukon, Canada. *Annals of Glaciology*. 2006a, 43, 230–238. <https://doi.org/10.3189/172756406781811998>
- Yalcin L., Wake C.P., Kreutz K.J., Whitlow S.I.* A 1000-yr record of forest fire activity from Eclipse Icefield, Yukon, Canada. *The Holocene*. 2006b, 16 (2), 200–209. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl920rp>

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.32

БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА ИГАН (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) В 2018–2023 гг.

© 2024 г. Г. А. Носенко^{1,*}, А. Я. Муравьев¹, А. Н. Шеин², М. Н. Иванов³,
И. И. Лаврентьев¹, Я. К. Леопольд², А. И. Сеницкий², В. В. Токмаков⁴

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ООО Техстройпроект, Чебоксары, Россия

*e-mail: nosenko@igras.ru

Поступила 18.09.2024 г.

После доработки 25.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

В период 2018–2023 гг. на леднике ИГАН проводились наблюдения за состоянием баланса массы геодезическим методом. Сравнение полученных результатов с данными наблюдений предыдущих лет позволяет сделать вывод о сокращении массы ледника за исследуемый период, хотя это и не исключает возможность формирования на этом фоне положительного баланса массы в отдельные годы.

Ключевые слова: сокращение ледников, геодезический баланс массы, космические снимки, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2076673424040074, EDN: HTIDLX

ВВЕДЕНИЕ

В условиях изменений климата, происходящих в последние десятилетия, особую актуальность приобретают наблюдения за состоянием баланса массы ледников на нашей планете, которые, с одной стороны, служат естественными индикаторами современных климатических трендов, а с другой – важным компонентом криосферы, имеющим, к сожалению, ограниченный ресурс (IPCC, 2023). Поэтому Международная служба мониторинга ледников (WGMS – World Glacier Monitoring Service, <https://wgms.ch/>) проявляет в последние годы повышенную активность, привлекая внимание общественности к результатам таких наблюдений, выполняемых по единой методике в разных ледниковых районах Земли. Эти результаты свидетельствуют об отрицательном балансе массы и увеличении скорости сокращения ледников. Особую ценность в этом отношении представляют ледники с длинными рядами наблюдений. Ледник ИГАН, расположенный на Полярном Урале, относится к числу таких ледников, поскольку имеет один из самых длинных рядов инструментальных наблюдений за балансом массы на Полярном Урале, который был начат в 1958 г. в рамках программы Международного геофизического года (Троицкий и др., 1966). Несмотря на то, что этот ряд

прерывался, он достаточно информативен, чтобы судить о реакции ледников на изменения климата в данном районе (Shahgedanova et al., 2012; Носенко и др., 2020). Важным обстоятельством является то, что гляциологические наблюдения на леднике были возобновлены в 2000-х годах и продолжают до сих пор (Шеин и др., 2024). Поэтому мы имеем возможность количественной оценки изменений состояния ледника в настоящее время и сравнений с результатами прошлых лет.

В работе представлены результаты наблюдений за балансом массы ледника ИГАН геодезическим методом с использованием DGPS-съёмок и построенных разновременных цифровых моделей поверхности ледника (ЦМР) за период 2018–2023 гг. На основе сравнения полученных результатов и данных исследований предыдущих лет (1963, 2008 и 2018 гг.) показана общая тенденция изменения массы ледника и ее особенности на коротком временном интервале.

РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ледник ИГАН (66.01° в.д., 67.58° с.ш.) расположен на Полярном Урале на водоразделе между Европой и Азией (рис. 1). В Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1966) он отнесён к ледникам

карово-долинного типа, хотя фактически состоит из двух различных по морфологии и режиму питания частей. Южная часть располагается на восточном подветренном склоне горы Харнаурды-Кей (1246 м) на высоте порядка 1000 м и является типичным склоновым ледником. По ней проходит главный водораздел Уральских гор и часть стока поступает в бассейн Баренцева моря. Северная часть начинается в просторном крутостенном каре восточной экспозиции и поэтому относится к карово-долинному типу ледников. Сток с нее поступает в бассейн Карского моря. Южная часть существует благодаря повышенной концентрации осадков, создаваемой метелевым переносом, а у северной, кроме метелей, дополнительное питание создают лавины в тыловой части кара и вдоль высокого и крутого северного борта.

В середине прошлого века обе эти части соединяла широкая перемычка, благодаря которой они и были объединены в Каталоге под одним названием. Через эту перемычку часть льда склонового ледника поступала в карово-долинную и участвовала в формировании ее баланса массы. К началу

XXI века площадь южной части сократилась почти вдвое и в последние годы остается практически неизменной — 0.17 ± 0.03 км² (Носенко и др., 2020). Связь с северной частью в настоящее время практически утрачена (Шейн и др., 2024). Поэтому в данной работе основное внимание уделено исследованию изменений северной карово-долинной части ледника ИГАН (рис. 1), которая все еще остается самым большим ледником на Полярном Урале и представляет интерес для изучения взаимосвязей баланса массы и климата. Его площадь в 2018 г. составляла 0.51 км² (Носенко и др., 2020). Толщина льда по результатам радиолокационного зондирования достигает 114 м (Лаврентьев и др., 2023). Бурение в области границы питания ледника, выполненное в апреле 2023 г., подтвердило значительную толщину льда — был получен керн с глубины 90.8 м.

Из-за особенностей своего расположения и режима питания ледник ИГАН находится в более благоприятных условиях, по сравнению со многими ледниками Полярного Урала. Высотный диапазон расположения ледника (от 830 м на языке до 1100 м

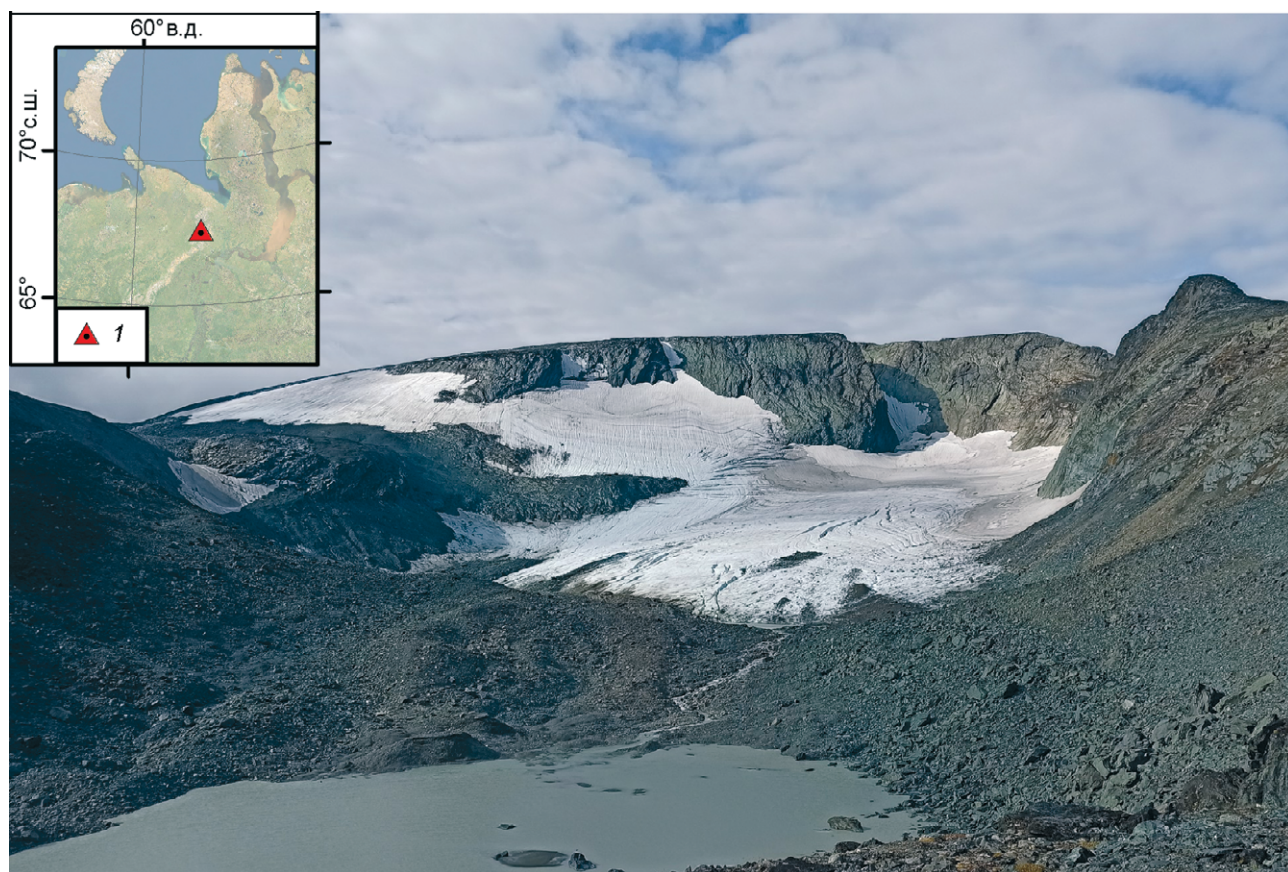


Рис. 1. Ледник ИГАН 28.08.2022. Фото А.Н. Шеина
1 — место расположения ледника ИГАН

Fig. 1. IGAN Glacier 28.08.2022. Photo by A.N. Shein
1 — location of the IGAN Glacier

у тыловой стенки кара) обеспечивает температурный режим, способствующий сохранению масс зимних осадков и лавинного снега. В 1958–1962 гг. в период работы метеостанции “Плато ИГАН” (67.58° с.ш., 66.03° в.д., 755 м над ур. моря), расположенной в непосредственной близости к леднику, среднегодовая температура воздуха была отрицательной: –6 °С (Троицкий и др., 1966). Метелевый перенос и крутые высокие борта кара создают повышенную концентрацию снега на поверхности ледника, в 1.5–2.0 раза превышающую количество выпадающих осадков (Троицкий и др., 1966). По данным радарных снегомерных съёмок 2019 и 2021 гг. толщина снежного покрова возрастает от 4.0 м на языке до 9.5 м в тыловой части кара (Лаврентьев и др., 2023). Аналогичные величины аккумуляции снега на леднике фиксировались неоднократно и в период наблюдений 1958–1981 гг. (Троицкий и др., 1966).

Основными климатическими факторами, влияющими на баланс массы ледника, являются температура воздуха тёплого периода (июнь–август) и осадки холодного периода (октябрь–апрель). Основным источником осадков на Полярном Урале

являются северо-западные циклоны, приходящие с Баренцева моря и Северной Атлантики. Несмотря на высокую межгодовую изменчивость, среднее количество твёрдых осадков за холодные месяцы балансового года (октябрь–апрель (ONDJFMA)) на протяжении всего периода наблюдений остается практически на прежнем уровне – порядка 0.27 м.в.э. (рис. 2, а, по данным реанализа ERA5 ECMWF (https://climateranalyser.org/research_tools/monthly_tseries/)).

При этом средняя годовая температура воздуха тёплых месяцев (июль–август (JJA)) постепенно увеличивается (см. рис. 2, б) и в настоящее время разница с 1950-ми годами прошлого столетия, составляет около 2.0 °С. Поскольку при постоянстве осадков температура воздуха растёт, то абляция становится ведущим компонентом в балансе масс ледников Полярного Урала.

Исследования последних лет показывают также, что рост температуры не всегда служит единственной причиной сокращения оледенения. Не исключено, что аналогичную роль в усилении абляции могут играть изменения, происходящие с радиационным балансом. Наблюдения последних лет в

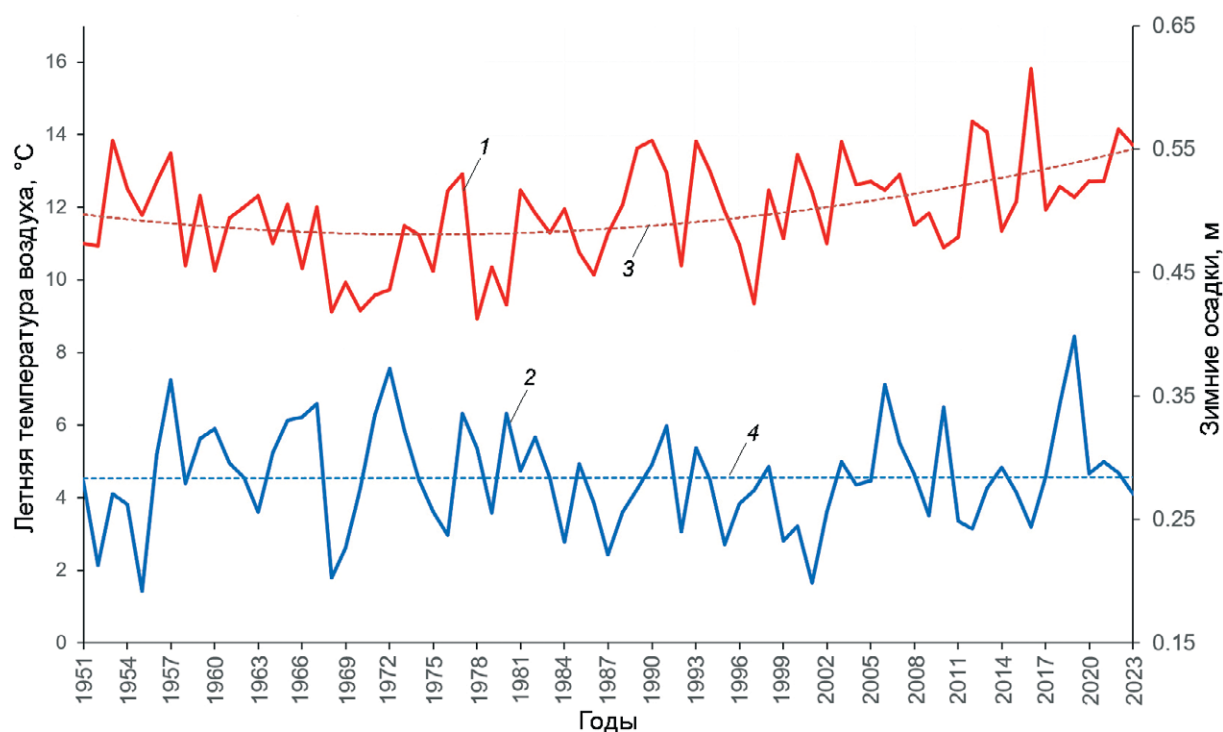


Рис. 2. Изменения средних годовых температур воздуха тёплого периода (июнь–август) (JJA) (1) и сумм осадков холодного периода (октябрь–апрель) (ONDJFMA) масс-балансового года (2) в районе исследований по данным реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) за период 1951–2023 гг. (3) и тренды изменений температуры и осадков соответственно (4)

Fig. 2. Changes in mean annual warm period air temperatures (JJA) (1) and cold period precipitation amounts (ONDJFMA) of the mass-balance year (2) in the study area according to the ERA5 reanalysis of the European Centre for Medium-Term Weather Forecasts (ECMWF) for the period 1951–2023. (3) and trends of temperature and precipitation changes, respectively (4)

горных районах Кавказа и Алтая показали возможную связь роста доли коротковолновой составляющей в радиационном балансе этих территорий с увеличением интенсивности сокращения размеров оледенения (Торопов, 2019; Торопов, 2020; Korneva et al., 2024). Возможны и другие причины и механизмы сокращения ледников, обусловленные особенностями взаимодействия климата и рельефа, присущими как горно-ледниковому району в целом, так и отдельному леднику.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Спутниковые изображения. Для определения положений границ ледника и изменений его площади были использованы космические снимки Sentinel-2 (табл. 1) за период 2018–2023 гг. Дешифрирование границ проводилось вручную по синтезированным из трех каналов изображениям (уровень обработки L1C (SENTINEL 2..., 2019) и L2A).

Снимки подбирались как можно ближе к концу периода абляции (до первых снегопадов) для минимизации влияния на результат дешифрирования остатков сезонного снежного покрова и снежников. Погрешность определения площади ледника определялась “буферным” методом как площадь буферной зоны (произведение длины его дешифрированной границы на разрешающую способность снимков Sentinel-2 (10 м). Положение границы между северной (исследуемой) и южной частями ледника соответствует ее положению в 2018 г. (Носенко и др., 2020). Аналогичное допущение сделано для границы ледника в его северо-западной части, проходящей по крутым стенкам кара с многочисленными лавинными конусами.

Спутниковые снимки использовались также для определения положений снеговой и фирновой границ ледника при сравнительном анализе метеоусловий в разные годы.

Данные наземных геодезических измерений. Ежегодные масс-балансовые наблюдения на леднике ИГАН были начаты в 1958 г. в рамках программы

Международного геофизического года (Троицкий, 1966) и продолжались 18 лет до закрытия гляциологического стационара на озере Большая Хадата в конце 1981 г. Наблюдения в этот период выполнялись традиционным гляциологическим методом с использованием сети снегомерных реек и шурфов и сопровождалась фотогеодезическим мониторингом (Цветков, 1970). Результаты этого мониторинга, сохранившиеся в виде топоплана 1963 г., послужили в дальнейшем основой для создания цифровой модели рельефа поверхности ледника (Носенко и др., 2020) и продолжения балансовых наблюдений геодезическим методом (Cogley, 2009; Fischer, 2011).

Благодаря развитию и совершенствованию оборудования и технологий обработки данных геодезический метод в последние годы становится распространенным и эффективным способом оценки баланса массы ледников, рекомендованным к использованию WGMS (Global Glacier Change Bulletin No. 3 (2016–2017)). Первая DGPS-съёмка на леднике ИГАН была проведена в конце периода абляции 2008 г. во время работы экспедиции Института географии РАН (Shahgedanova et al., 2012). Через 10 лет в конце августа 2018 г. была выполнена повторная съёмка с участием ГАУ ЯНАО “Научный центр изучения Арктики” и МГУ имени М.В. Ломоносова (Носенко и др., 2020). В 2019 г. съёмка не проводилась, но с 2020 по 2023 г. ГАУ ЯНАО “Научный центр изучения Арктики” и МГУ имени М.В. Ломоносова ежегодно проводили DGPS-съёмку ледника в конце периода абляции (последние числа августа).

DGPS-съёмка проводилась по методике, отрабатанной в предыдущие годы, в режиме RTK (Real Time Kinematic) с использованием комплекта двухчастотных GPS-приемников Trimble. Результаты работ представляли собой массивы данных трёх координат точек, отражающих рельеф поверхности ледника. Уравнивание выполнялось в системе координат WGS 84, UTM зона 41N, модель геоида – EGM96. Точность измерений координат x и y составляет ± 0.05 м, высоты z – ± 0.1 м. Расстояние

Таблица 1. Космические снимки Sentinel-2, использовавшиеся для определения положений границ ледника и сезонного снега на его поверхности в конце периода абляции в 2018–2023 гг.

Дата съёмки	Идентификатор снимка (ID)
26.08.2018	L1C_T41WPR_A016591_20180826T071901
22.08.2019	S2B_MSIL1C_20190822T073619_N0500_R092_T41WPR_20230721T005512
05.09.2020	S2B_MSIL2A_20200905T073619_N0500_R092_T41WPR_20230312T114542
23.08.2021	S2A_MSIL2A_20210823T072621_N0500_R049_T41WPR_20230120T150641
08.08.2022	S2A_MSIL2A_20220808T072631_N0400_R049_T41WPQ_20220808T092700
15.08.2023	S2B_MSIL2A_20230815T071629_N0509_R006_T41WPR_20230815T092704
07.09.2023	S2B_MSIL1C_20230907T072619_N0509_R049_T41WPR_20230907T100744

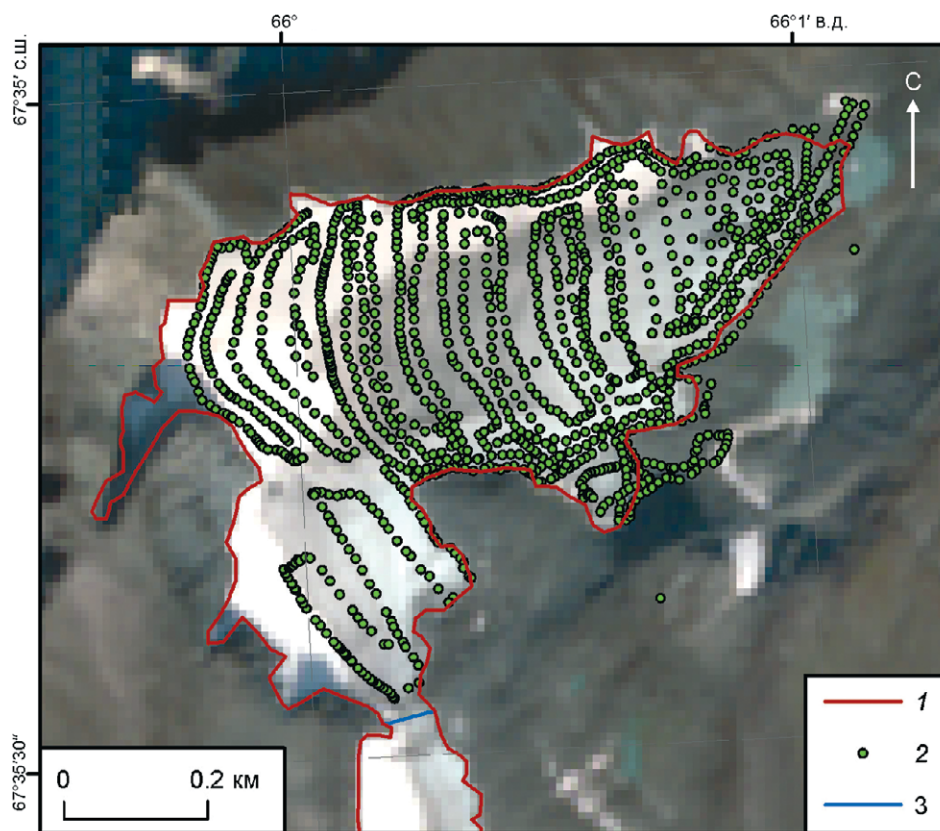


Рис. 3. Покрытие DGPS-съёмкой поверхности северной части ледника ИГАН в 2023 г.

1 – граница ледника, 2 – точки геодезической съёмки поверхности ледника 28.08.2023, 3 – граница северной и южной частей ледника). В подложке спутниковый снимок Sentinel-2 от 15.08.2023

Fig. 3. DGPS imagery coverage of the northern part surface of the IGAN glacier in 2023.

1 – glacier boundary, 2 – points of geodetic survey of the glacier surface on 28.08.2023, 3 – boundary of the northern and southern parts of the glacier). Sentinel-2 satellite image from 15.08.2023 as a background

между точками съёмки по профилю, в зависимости от режима съёмки, изменялось от 4–5 до 15–20 м, между профилями было порядка 20–30 м. Наклон поверхности ледника меняется плавно и в основном составляет 11° . В качестве геодезических пунктов использовались базы опорной сети 1963 г., которые были найдены во время съёмок 2008 и 2018 гг., а также новые, дополнительно созданные на освободившейся ото льда поверхности ложа ледника (Шеин и др., 2024). Пример покрытия площади ледника точками съёмки в 2023 г. показан на рис. 3.

Метод. Для оценки изменения высоты поверхности, объёма и баланса массы ледника в 2018–2023 гг. были построены ЦМР его поверхности по состоянию на конец сезонов абляции 2020, 2021, 2022 и 2023 гг. Изменение объёма льда рассчитывалось как объём, заключённый между поверхностями разновременных ЦМР. Так как все использованные в работе ЦМР отражают состояние поверхности ледника в конце периода абляции, сезонные различия в состоянии поверхности ледника

практически не вносили дополнительных погрешностей в измерения.

При построении ЦМР поля точек съёмок 2020–2023 гг. были корегистрированы с полем точек DGPS съёмки 2018 г. по базисам с известными координатами (путем систематического сдвига в плане и по высоте, нивелирующего разницу в координатах базиса в полях точек разновременных съёмок). Для качественной интерполяции при построении ЦМР на конкретный год массивы точек съёмки этого года дополнялись вспомогательными данными вне зоны их покрытия: 1) точками геодезических съёмок других лет, расположенными на стабильных поверхностях вне границ ледника на год съёмки; 2) точками с присвоенными значениями высот со скорректированной ЦМР ArcticDEM v3.0 от 21.08.2016, расположенными за пределами ледника вдоль его северных и западных границ; 3) точками с высотами ЦМР 2018 г., расположенными на северо-западной границе ледника. На основе полученных массивов точек с известными высотами методом линейной интерполяции (инструмент

“Топо в растр” в ESRI ArcGIS) строились ЦМР, использованные для оценки изменений высоты поверхности.

Вертикальная погрешность ячеек ЦМР, построенных на основе полей точек геодезической съёмки, зависит не столько от точности значений высот в точках съёмки, сколько от расстояния между точками съёмки, степени удаленности от них, кривизны поверхности ледника и ее микрорельефа. Значение вертикальной погрешности построенных ЦМР в зоне охвата геодезической съёмкой не превышало ± 1.0 м, аналогично предыдущей работе (Носенко и др., 2020).

Вертикальная погрешность вне зон охвата геодезическими съёмками, с покрытием данными скорректированной ЦМР ArcticDEM v3.0 от 21.08.2016 была определена статистически. Из прошедших корегистрацию массивов точек геодезических съёмок 2018 и 2020–2023 гг. были выделены 243 точки, расположенные на стабильных поверхностях (вне ледников, снежников, эрозионных врезов). Далее была рассчитана статистика отклонений высот точек съёмок от высот соответствующих им ячеек ЦМР. Среднеквадратичное отклонение высот составило 1.63 м. Эта величина была принята за вертикальную погрешность высоты ЦМР 2018, 2020, 2021, 2022 и 2023 гг. вне зоны покрытия геодезической съёмкой.

Погрешность определения изменения высоты поверхности ледника зависит от комбинации конкретных ЦМР и соотношения долей площади в них, образованных: 1) зоной перекрытия разновременными геодезическими съёмками; 2) зоной перекрытия геодезической съёмки и производных от ЦМР ArcticDEM v3.0 от 21.08.2016; 3) зоной взаимного перекрытия только производными от ArcticDEM v3.0. Она определялась как среднеквадратичное значение вертикальных погрешностей сравниваемых ЦМР. В зоне взаимного перекрытия разновременными геодезическими съёмками она составляет ± 1.0 м; в зоне покрытия одной из геодезических съёмок и производной от ЦМР ArcticDEM v3.0 — ± 1.91 м; в зоне взаимного перекрытия только производными от ЦМР ArcticDEM v3.0 — ± 2.31 м.

Для пересчета изменения высоты поверхности ледника в баланс массы было использовано среднее значение плотности льда 840 кг/м^3 , полученное в результате полевых измерений на ледниках ИГАН и Обручева в 1959–1963 гг. (Троицкий и др., 1966). Погрешность определения плотности льда принята равной $\pm 60 \text{ кг/м}^3$, аналогично работе (Zemp et al., 2010). Все использованные в исследовании ЦМР и спутниковые снимки были зарегистрированы в проекции UTM (зона 41N) на эллипсоиде WGS 1984. Работа со снимками и данными геодезических съёмок велась в программных продуктах ESRI ArcGIS и QGIS.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты обработки космических снимков и данных DGPS-съёмки свидетельствуют о том, что ледник продолжает сокращаться. За пять лет (с 2018 по 2023 г.) площадь его северной части уменьшилась на 0.08 км^2 и к 2023 г. составила $0.43 \pm 0.04 \text{ км}^2$. Сокращение площади происходит в основном за счёт отступления его границы в области языка и вдоль правой боковой морены. Интенсивное таяние за эти годы привело к понижению поверхности ледника, которое на этих участках достигает 6.0 ± 1.9 м (рис. 4), при этом средняя величина понижения по всей площади северной части ледника составила 3.7 ± 1.9 м.

Несмотря на неравномерный характер распределения изменений высоты поверхности, в целом оно отражает особенности режима питания ледника, обусловленные лавинным питанием и метелевым переносом снега с западных румбов. Как мы упоминали выше, толщина снежного покрова увеличивается от языка к тыловой части кара (Лаврентьев, 2023). Поэтому язык и центральная часть ледника раньше освобождаются от сезонного снежного покрова, который имеет там меньшую толщину. После освобождения от снега открытая поверхность льда начинает таять еще быстрее из-за более низкого альбедо. На космических снимках хорошо видна динамика снеговой границы, которая в течение сезона абляции отступает к бортам и тыловой части кара. Метелевый перенос в период аккумуляции может нарушать эту закономерность. Результаты снегомерных съёмок в 2019, 2021 и 2023 гг. показали, что несмотря на сходный диапазон величин, поля аккумуляции могут отличаться в зависимости от метеоусловий конкретного года. Так, например, по результатам снегомерных съёмок в апреле 2021 г. был обнаружен след мощной струи воздушных масс из понижения в горном обрамлении на северо-западе, создавший зимой 2020/21 г. повышенную концентрацию осадков вдоль осевой линии ледника. Во время балансовых наблюдений в августе 2021 г. там еще сохранялись остатки зимнего снега (Лаврентьев, 2023). Снегомерные съёмки 2019 и 2023 гг. такого явления не зафиксировали. Но, возникая неоднократно и сохраняясь в виде остатков сезонного снега или фирна, неоднородности снегонакопления могут влиять на условия абляции отдельных участков поверхности ледника, задерживая момент начала таяния льда, и, в конечном итоге, проявиться на ЦМР (см. рис. 4) в виде различий в изменении ее высоты. В зависимости от соотношения частоты возникновения таких событий и интенсивности процессов абляции такой след может сохраняться несколько лет, что, возможно, и удалось зафиксировать на коротком интервале наблюдений.

Все эти годы площадь северной части ледника продолжала сокращаться. К 2023 г. ее величина

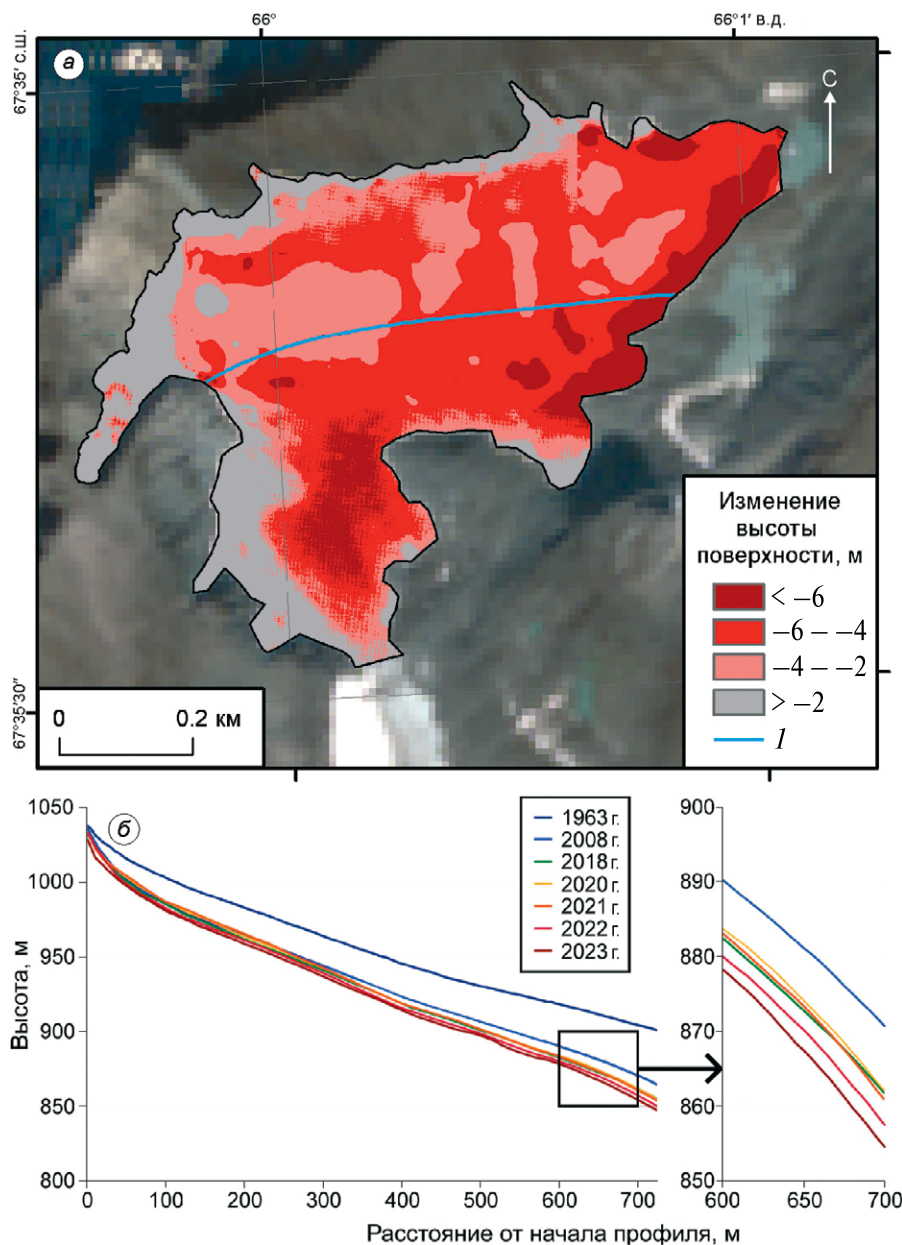


Рис. 4. Изменение высоты поверхности ледника ИГАН с 2018 по 2023 г.:

(а) карта изменения высоты поверхности, *l* – продольный профиль, по которому измерялось изменение высоты поверхности ледника с 1963 по 2023 г.; (б) изменение высоты поверхности по профилю

Fig. 4. Change in the surface elevation of the IGAN glacier from 2018 to 2023:

(а) a map of the surface elevation change, *l* – longitudinal profile, along which the glacier surface elevation change was measured from 1963 to 2023; (б) surface elevation change along the profile

составляла $0.43 \pm 0.04 \text{ км}^2$, сократившись по сравнению с 1963 г. на 38% (табл. 2).

Построенные ЦМР позволили оценить изменения высоты поверхности, объёма и баланса массы (удельного и кумулятивного) северной части ледника ИГАН за пять прошедших лет (2018–2023 гг.) (табл. 3).

За период наблюдений с 2018 по 2023 г. поверхность ледника понизилась в среднем на 3.73 м. Ледник за это время потерял 1.593 млн м^3 льда. Средний годовой удельный баланс массы был отрицательным $-627 \pm 45 \text{ мм в.э.}$ Эта величина почти в два раза больше, чем в период 2008–2018 гг., когда она составляла $-372 \pm 63 \text{ мм в.э.}$ (Носенко и др., 2020).

Таблица 2. Изменение площади северной части ледника ИГАН в 1963–2023 гг.

Год	1963	2008	2018	2020	2021	2022	2023
Площадь, км ²	0.69±0.01	0.61±0.02	0.53±0.05	0.52±0.05	0.49±0.05	0.44±0.05	0.43±0.04

Таблица 3. Изменения высоты поверхности, объёма и баланса массы северной части ледника ИГАН за 2018–2023 гг.

Период	Изменение высоты поверхности (среднее), м	Изменение объёма, млн. м ³	Баланс массы	
			Удельный, мм в.э.	Кумулятивный, мм в.э.
2018–2023	–3.73	–1.593	–627±45	–3134±224
2020–2023	–4.82	–2.056	–1349±96	–4046±289
2018–2020	1.09	1.09	456±33	912±65
2020–2021	–0.81	–0.81	–683±49	–
2021–2022	–2.32	–2.32	–1952±139	–
2022–2023	–1.68	–1.68	–1410±101	–

Кумулятивный баланс массы за пять лет достиг величины –3134±224 мм в.э.

На этом можно было бы и остановиться, сделав вывод об устойчивости тенденции к сокращению размеров ледника в условиях современного климата. Но при сравнении изменений его объёма оказалось, что за весь период наблюдений (2018–2023 гг.) ледник потерял меньше, чем за три последних балансовых года (2020–2023 гг.). Причем разница существенно больше погрешности измерений и составляет 912±65 мм в.э. (см. табл. 3). Это означает, что в промежутке между 2018 и 2020 гг. (в 2019 г. измерения не проводились) баланс массы был положительным. Для последнего десятилетия это уже не совсем привычная ситуация, поскольку у большинства референтных ледников WGMS, расположенных в разных районах нашей планеты, наблюдается устойчивый отрицательный тренд в изменении баланса массы (WGMS, 2023). Так, на Центральном Кавказе на леднике Джанкуат баланс массы ежегодно остается отрицательным на протяжении 18 лет (с 2006 г.) (Poropnin et al., 2024). Аналогичная ситуация наблюдается у ледника Гарабаши на Эльбрусе (Носенко и др., 2024).

Объяснением причины таких колебаний баланса массы ледника ИГАН может быть благоприятная для его режима комбинация метеоусловий в эти два года, которая проявилась на коротком временном интервале положительным балансом массы. В защиту этой версии говорит характер изменений летних температур и зимних осадков (см. рис. 2). На этом рисунке летние температуры воздуха на протяжении трех лет (с 2017 по 2021 г.) слабо меняются в диапазоне значений от 12.3 до 12.7 °С, демонстрируя отставание почти на 1 °С от

наметившейся в последние годы линии тренда. И только в 2022/23 г. они снова возрастают и достигают ожидаемого уровня – 14 °С. Это означает, что в 2017–2019 гг. абляция не должна была превышать среднегодовую величину.

В то же время на графике зимних осадков (см. рис. 2) 2019 году соответствует резкое и аномально большое увеличение их количества до 0.398 м. Эта величина почти в 1.5 раза превышает их среднее значение за период с 1951 по 2023 г. и является максимальной в этом районе с начала XXI столетия. Хотя данные реанализа ERA5 для Северного полушария и переоценивают величину водного эквивалента снега, они адекватно отражают его межгодовую изменчивость (Kouki et al., 2023). С учётом этого можно допустить, что 2019 год в отношении зимних осадков был действительно аномальным.

В поисках дополнительных аргументов были проанализированы результаты маршрутных снегомерных съёмок на метеостанции Салехард (далее ГМС) за последние 15 лет (2008–2023 гг.). Распределение максимального и среднего водозапаса в снежном покрове по годам показывает, что 2019 и 2020 гг. отличались от других лет этого промежутка времени аномально большим количеством снега (рис. 5). В эти годы его величина вдвое превышала среднее значение за 15 лет.

Однако этот аргумент тоже мог оказаться недостаточно убедительным, поскольку несмотря на хорошую корреляцию температур воздуха ($r = 0.89$), установленную в свое время между ГМС Салехард и метеостанцией Большая Хадата, расположенной рядом с ледником ИГАН, связь между осадками была не столь надежной (Иванов, 2013). Но 25 апреля 2019 г. (в конце периода аккумуляции)



Рис. 5. Изменения средней (1) и максимальной (2) величины водозапаса в снежном покрове с 2008 по 2023 г. по данным ГМС Салехард

Fig. 5. Changes in the average (1) and maximum (2) water content in snow cover from 2008 to 2023 according to the Salekhard hydrometeorological station

в рамках международного проекта БРИКС на леднике ИГАН была проведена снегомерная съёмка, которая также показала большую величину аккумуляции, аналогичную наблюдавшимся в особо снежные годы прошлого века. Толщина снежного покрова на леднике в области питания в 2019 г. превышала 9 м (Лаврентьев и др., 2023). Таким образом, в этот год не исключена и возможная связь повышенной аккумуляции на леднике с пиком снегозапасов по данным ГМС Салехард.

В годы прямых наблюдений на леднике ИГАН была отмечена хорошая связь годового баланса с высотой положения границы питания ($r = 0.86$) (Волошина, 1988). Поэтому дополнительно мы решили посмотреть на межгодовую динамику положения снеговой границы в конце периода абляции, которая представляет собой интегральный гляциоклиматический показатель балансового состояния ледника. Для этого мы сравнили изображения поверхности ледника на космических снимках Sentinel-2 в конце периода абляции за пять лет — с 2018 по 2023 г.

При отсутствии облачности высокая частота проведения съёмок с этого спутника обеспечивает регистрацию момента начала осенних снегопадов (конца периода абляции) с точностью в несколько дней. Как показали наблюдения, в последние годы таяние завершается в конце августа — первых числах сентября. Наиболее низкое положение в эти годы снеговой линия занимала 22 августа 2019 г. и находилась на высоте ниже 900 м. К этой дате площадь ледника, освободившаяся от сезонного

снега, не превышала 30% и больше уже не увеличилась (рис. 6, а), а после 6 сентября на леднике выпал снег. В предыдущий 2018 год к 27 августа было свободно порядка 50% площади, а через неделю началась зима. В последующие годы (2020–2023 гг.) к приходу зимы сезонного снега на леднике оставалось все меньше и коэффициент ААР (соотношение площади аккумуляции к площади всего ледника) стремился к нулю. Состояние поверхность ледника в 2022 г. можно увидеть на рис. 1, который был сделан 28 августа при проведении DGPS-съёмки. Снега на ней практически не осталось. Подобная ситуация наблюдалась и в 2023 г. На космическом снимке Sentinel-2, сделанном 7 сентября, видна только узкая полоска остатков зимнего лавинного снега, сохранившегося на поверхности ледника у подножия задней стенки кара в его северной части. Южная часть ледника освободилась от снега практически полностью (см. рис. 6, б).

Если заглянуть в прошлое, то аналогичная с 2019 г. ситуация наблюдалась в 1968 г., когда из-за обильных зимних осадков и холодного лета снег не успел растаять на всей поверхности ледника ИГАН и годовой баланс был положительным (Волошина, 1988). Поэтому 30% освободившейся к концу лета от снега площади ледника свидетельствуют о том, что метеоусловия 2019 г. были благоприятными для увеличения его массы и полученные нами результаты отражают реальную картину ее изменения за период 2018–2023 гг.

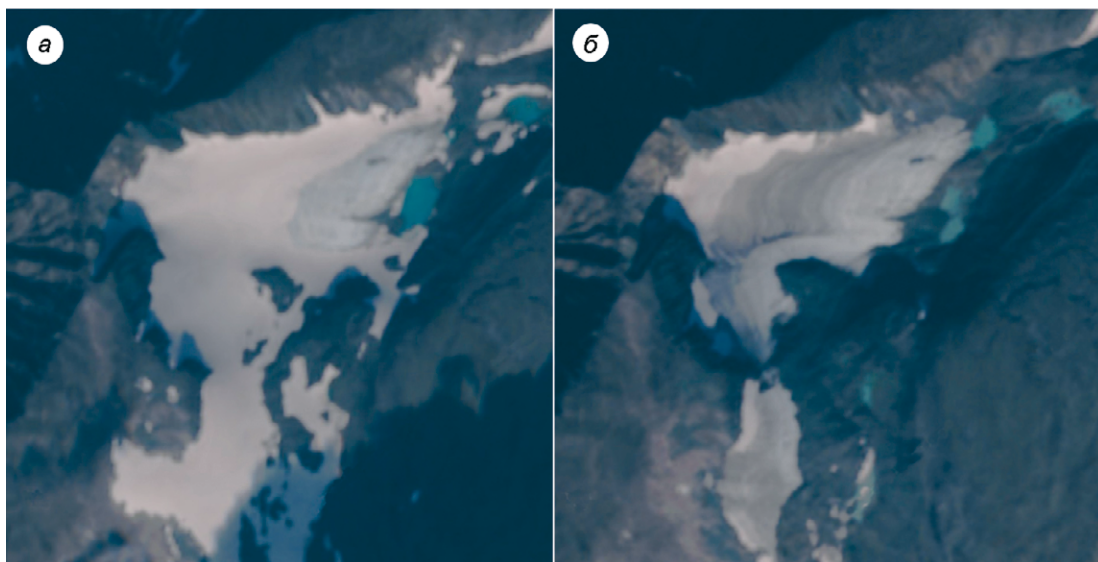


Рис. 6. Состояние поверхности ледника ИГАН на снимках Sentinel-2 в конце периода абляции: (а) 22.08.2019; (б) 07.09.2023

Fig. 6. The state of the IGAN glacier surface in Sentinel-2 images at the end of the ablation period: (a) 22.08.2019; (б) 07.09.2023

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты оценки изменений баланса массы ледника ИГАН геодезическим методом за 2018–2023 гг. показали, что сокращение размеров ледника продолжается и скорость потери массы за последние пять лет увеличилась почти вдвое по сравнению с предыдущим периодом 2008–2018 гг. (с -372 ± 63 до -627 ± 45 мм в.э.). Основной причиной, определяющей эту тенденцию, служит повышение летних температур воздуха, происходящее на фоне практически постоянного количества выпадающих зимних осадков на протяжении периода наблюдений. Дополнительными факторами, участвующими в этом процессе, являются особенности рельефа, экспозиция ледника и возможные изменения радиационного баланса, которые требуют дополнительных исследований.

Для территории Полярного Урала характерна интенсивная циклоническая деятельность, обусловленная особенностями географического положения. Она сопровождается обильным выпадением осадков и резкими колебаниями температур воздуха как в зимний, так и в летний сезоны. Высокая контрастность метеорологических условий в периоды аккумуляции и абляции может быть причиной значительных колебаний составляющих баланса массы, которые неоднократно отмечались в прошлом. Регулярные наблюдения последних пяти лет позволили установить, что на фоне общей тенденции к сокращению и сейчас возможны ситуации, когда из-за благоприятной комбинации метеоусловий годовой баланс массы ледника может быть положительным.

Благодарности. Экспедиционная часть работ выполнена в рамках проекта Западно-Сибирского межрегионального НОЦ “Прогноз деградации мерзлоты и технология автоматизированного контроля несущей способности мерзлых грунтов под объектами капитального строительства”. Обработка и анализ результатов произведены при поддержке темы Госзадания ИГ РАН № FMWS-2024-0004.

Acknowledgements. The expedition part of the work was carried out within the framework of the West Siberian Interregional Scientific and Educational Center project “Forecast of Permafrost Degradation and Technology of Automated Monitoring of the Bearing Capacity of Frozen Soils under Capital Construction Projects”. Analytical studies were carried out within the framework of the research project FMWS-2024-0004 of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 44–51.
- Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: Типография МГУ, 2013. 200 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3. Урал. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 52 с.
- 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. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 5–16.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010106>
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Носенко Г.А., Смирнов А.М., Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Абрамов А.А. Динамика показателей баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) в условиях современного климата // Сб. тезисов Всеросс. открытой конф. “Состояние горных ледников в условиях современного изменения климата” г. Нальчик, 30–31 мая 2024 г. ISBN 978-5-907725-74-4. С. 23–24.
https://vgistikhiya.ru/images/kart/Тезисы__31.05.pdf
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 118–130.
- Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
- Шейн А.Н., Иванов М.Н., Носенко Г.А., Лаврентьев И.И. Исследования ледников ИГАН, Анучина и Фотогеодезистов в 2023 г. // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2024. № 1 (122). С. 50–68.
<https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2024.122.1.004>
- Цветков Д.Г. 10 лет фотогеодезических работ на ледниках Полярного Урала (Опыт наземной съёмки и составления планов малых ледников с приложением топокарт ледников ИГАН и Обручева в масштабе 1:5000) // МГИ. 1970. Вып. 16. С. 245–257.
- ArcticDEM // Электронный ресурс:
<https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/datadescription/> Дата обращения: 16.07.2024.
- Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. P. 96–100.
<https://doi.org/10.3189/172756409787769744>
- ECMWF ERA5 (0.5×0.5 deg) // Электронный ресурс. https://climateresearcher.org/reanalysis/monthly_tseries/ Дата обращения: 20.08.2024.
- Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*. 2011. V. 5. Is. 1. P. 107–124.
<https://doi.org/10.5194/tc-5-107-2011>
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/ WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 274 pp. Publication based on database version. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2019-12>
- IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (Eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. 2023. 184 p.
<https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Kouki K., Luojus K., Riihelä A. Evaluation of snow cover properties in ERA5 and ERA5-Land with several satellite-based datasets in the Northern Hemisphere in spring 1982–2018 // *The Cryosphere*. 2023. V. 17. Is. 12. P. 5007–5026.
<https://doi.org/10.5194/tc-17-5007-2023>
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Y., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // *International Journ. of Climatology*. 2024. V. 44. No. 2. P. 345–369. <https://doi.org/10.1002/joc.8328>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P. Recent Mass Balance Anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus // *Atmosphere*. 2024. V. 15. Iss. 1 107. <https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR.Is.41.03/07/2019:
https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008 // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. No. 211. P. 953–964.
<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st // *International Journ. of Climatology*. 2019. V. 39. P. 4703–4720.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern deglaciation of the Altai mountains: Effects and possible causes. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020. V. 45. P. 368–376.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Bannwart J., Rastner P., Paul F., Hoelzle M. *Global Glacier Change Bulletin*. 2016–2017. No. 3.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Welty E.Z., Dussaillant I., Bannwart J. *WGMS 2023. Global Glacier Change Bulletin*. 2020–2021. No. 5.
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/ WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 134 p. Publication based on database version. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>
- Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gärtner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multitemporal aerial images of Storglaciaären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. No. 3. P. 345–357. <https://doi.org/10.5194/tc-4-345-2010>

Citation: Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Shein A.N., Ivanov M.N., Lavrentiev I.I., Leopold J.K., Sinitsky A.I., Tokmakov V.V. Mass balance of IGAN Glacier (the Polar Urals) in 2018–2023. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 567–579. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040074

Mass balance of IGAN Glacier (the Polar Urals) in 2018–2023

G. A. Nosenko^{1,✉}, A. Ya. Muraviev¹, A. N. Shein², M. N. Ivanov³,
I. I. Lavrentiev¹, J. K. Leopold², A. I. Sinitsky², V. V. Tokmakov⁴

¹*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

²*Scientific Center for Arctic Studies, Salekhard, Russia;*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;*

⁴*Techstroyproekt LLC, Cheboksary, Russia*

[✉]*e-mail: nosenko@igras.ru*

Received September 18, 2024 / Revised September 25, 2024 / Accepted October 7, 2024

The results of observations of the mass balance of the IGAN glacier by the geodetic method using DGPS surveys and constructed multi-temporal digital models of the glacier surface (DEM) for the period 2018–2023 are presented. Comparison with data from previous years (1963, 2008, 2018) obtained using a similar methodology allowed to assess changes in glacier mass over the entire observation period and its features over the short span of the last five years. It was found that the glacier continues to shrink. In 2023, the area of its northern part was $0.43 \pm 0.04 \text{ km}^2$, having decreased by 38% compared to 1963. From 2018 to 2023, the glacier surface dropped by an average of 3.73 m. During this period, the glacier lost $1.593 \times 10^6 \text{ m}^3$ of ice. The average annual specific mass balance was negative $-627 \pm 45 \text{ mm w.e.}$ This value is almost twice as high as in the period 2008–2018, when it was $-372 \pm 63 \text{ mm w.e.}$ The cumulative mass balance over five years reached $-3134 \pm 224 \text{ mm w.e.}$ The main cause that determines the glacier shrinkage throughout the entire observation period from 1963 to 2023 is the increase in summer air temperatures occurring on the background of practically unchanged winter precipitation. Along with this, it was found that the glacier lost less over the entire observation period (2018–2023) than in the last three balance years (2020–2023). A possible explanation for this could be the positive mass balance in 2019, in which the DGPS survey could not be conducted. To confirm this assumption, data from meteorological observations of air temperature, precipitation, snow measurement and monitoring of the snow line from satellite images at the end of the ablation period were used. Based on the analysis of these data, a conclusion was made that such a situation was possible due to the anomalous winter precipitation and cold summer in that specific year.

Keywords: glacier shrinkage, geodetic mass balance, satellite imagery, Polar Urals

REFERENCES

- Voloshina A.P. Some results of the mass balance studies of the Polar Urals glaciers. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1988, 61: 44–51. [In Russian].
- Ivanov M.N. Evolution of the Polar Urals glaciation in the late Holocene. Moscow: MSU Publishing House, 2013: 200 p. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Is. 3 Ural. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 52 p. [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky, A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Ya.K. Ice and snow thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from ground-based radio-echo sounding 2019 and 2021. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106> [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (1): 42–57. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022> [In Russian].
- Nosenko G.A., Smirnov A.M., Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Abramov A.A. Dinamika pokazateley balansu massy lednika Garabashi (El'brus) v usloviyakh sovremennogo klimata. The mass balance indicators dynamics of the Garabashi (Elbrus) glacier under modern climate conditions. Abstracts of All-Russian open conference “State of mountain glaciers in the context of modern climate change”. Nalchik, may 30–31. ISBN 978-5-907725-74-4. P. 23–24. <https://vgistikhiya.ru/images/kart/Тезисы–31.05.pdf>
- Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivko-

- vich L.A.* Oledenenie Urala. The glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A.* Modern deglaciation of the altai mountains: Effects and possible causes. *Meteorology and Hydrology*. Meteorology and Hydrology. 2020, 5: 118–130. [In Russian].
- Shein A.N., Ivanov M.N., Nosenko G.A., Lavrentiev I.I.* The study of IGAN, Anuchin and Photogeodesists glaciers in 2023. Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. Nauchny Vestnik Yamalo-Nenetskogo Autonomaogo Okrug. 2024, 1 (122): 50–68. <https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2024.122.1.004> [In Russian].
- Tsvetkov D.G.* 10 years of photogeodetic works on the glaciers of the Polar Urals (Experience of land surveying and mapping of small glaciers with the application of topographs of the IGAN and Obruchev glaciers at a scale of 1:5000. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1970, 16: 245–257. [In Russian].
- ArcticDEM. Retrieved from: <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/datadescription/>
- Cogley J.G.* Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (50): 96–100. <https://doi.org/10.3189/172756409787769744>
- ECMWF ERA5 (0.5×0.5 deg). Retrieved from: https://climate-reanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/
- Fischer A.* Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*. 2011, 5 (1): 107–124. <https://doi.org/10.5194/tc-5-107-2011>
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 274 p. Publication based on database version. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2019-12>
- IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. 2023: 184 p. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Kouki K., Luojus K., Riihelä A.* Evaluation of snow cover properties in ERA5 and ERA5-Land with several satellite-based datasets in the Northern Hemisphere in spring 1982–2018. *The Cryosphere*. 2023, 17 (12): 5007–5026. <https://doi.org/10.5194/tc-17-5007-2023>
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A. Ya., Aleshina M.A.* Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession. *International Journ. of Climatology*. 2024, 44 (2): 345–369. <https://doi.org/10.1002/joc.8328>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P.* Recent Mass Balance Anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus. *Atmosphere*. 2024, 15: 107. <https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR.Is.41.03/07/2019: https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M.* Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58 (211): 953–964. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st. *International Journal of Climatology*. 2019, 39: 4703–4720.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A.* Modern deglaciation of the altai mountains: Effects and possible causes. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020, 45: 368–376.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Bannwart J., Rastner P., Paul F., Hoelzle M.* Global Glacier Change Bulletin. 2016–2017: 3.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Welty E.Z., Dussaillant I., Bannwart J.* WGMS 2023. Global Glacier Change Bulletin. 2020–2021: 5.
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 134 p. Publication based on database version. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>
- Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gärtner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W.* Reanalysis of multitemporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances. *The Cryosphere*. 2010, 4 (3): 345–357. <https://doi.org/10.5194/tc-4-345-2010>

УДК 551.578.48

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СНЕЖНЫХ ЛАВИН НА О. КУНАШИР

© 2024 г. Д. А. Боброва*

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований
Дальневосточного отделения РАН, Южно-Сахалинск, Россия*

**e-mail: darya—kononova@yandex.ru*

Поступила 27.06.2024 г.

После доработки 25.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Статья содержит первые натурные данные наблюдений за лавинными процессами на о. Кунашир, полученные в экспедиционных исследованиях. Зафиксированы следы схода лавин, лавинные отложения. Приводится описание факторов лавинообразования и характера лавиносборов; выделены территории с наиболее заметным проявлением лавинных процессов.

Ключевые слова: факторы лавинообразования, лавины, лавинные отложения, о. Кунашир

DOI: 10.31857/S2076673424040087, **EDN:** НТНУУН

ВВЕДЕНИЕ

Существующая государственная программа социально-экономического развития Курильских островов требует повышенного внимания к изучению физико-географических особенностей региона и связанных с этим природных рисков. В настоящее время на Курильских островах активно развивается рыбная промышленность и туризм, что в свою очередь предполагает развитие различных видов инфраструктуры, в том числе транспортной, инженерной, туристической. Остров Кунашир относится к южной группе островов Курильского архипелага и является самым населенным островом из всех островов Курильской гряды, обладает наиболее благоприятным климатом, наличием туристических и рекреационных ресурсов. Здесь пролегают популярные маршруты к вулкану Тятя и к мысу Столбчатому — объекту геологического наследия о. Кунашир, имеющего статус памятника природы регионального значения.

Курильские острова расположены в переходной зоне “материк—океан”. Как и любая переходная зона, эта территория характеризуется сочетанием разнородных структур и отличается чрезвычайным разнообразием природных процессов и явлений, в том числе и катастрофических (Лебедева и др., 2014). К одним из опасных природных процессов, приводящих к катастрофическим последствиям, относятся лавины. На о. Итуруп, близко расположенном к Кунаширу, зафиксированы случаи формирования лавин, приводящих к разрушениям

и гибели людей (Окопный, 2011). Упоминание о лавинных катастрофах на Южных Курилах, в том числе на о. Кунашир, встречается также в работе (Казакова и др., 2022), а первые сведения о ежегодном сходе лавин на Южных Курилах опубликованы в Кадастре лавин СССР (Кадастр..., 1986).

Первые упоминания о лавинной опасности Курильских островов встречаются в Атласе Сахалинской области (Атлас..., 1967), но территория Южных Курил отмечена в этом атласе как нелавиноопасная. Первые целенаправленные исследования лавин на Курильских островах проводились в 1965–1966 гг. проблемной лабораторией снежных лавин географического факультета МГУ и Гидрометеорологической службой СССР для нужд проектирующих организаций. Первая карта лавинной опасности Курильских островов была составлена в масштабе 1:10 000 000 и включена в карту лавиноопасных районов СССР. Здесь были собраны все имеющиеся на тот момент данные о лавинах островов, включая специальные экспедиционные исследования горных районов Курил, данные аэровизуальных наблюдений и наблюдений сетевых станций Гидрометслужбы (Володичева, 1971). Однако из-за отсутствия в то время конкретных сведений о лавинах основным методом составления карты лавинной опасности был анализ факторов формирования лавин. Также был использован метод подобия, при котором сопоставлялись изученные в лавинном отношении районы и неизученные районы Курильских островов.

Началом первых систематических наблюдений за лавинами на Курильских островах можно считать 1978 год, когда на о. Парамушир при цунами-станции Сахалинского УГМС в г. Северо-Курильск было организовано первое на Курильских островах снеgolавинное подразделение и получены данные о лавинном режиме и снежном покрове о. Парамушир. Однако физико-географические условия о. Парамушир и Южных Курильских островов заметно отличаются. Условия образования лавин в прибрежных районах северных Курил приведены в (Мягков и др., 1984).

На основе анализа факторов лавинообразования и их схожести с уже изученными лавиноопасными территориями были сделаны выводы о высокой степени лавинной опасности острова и составлена карта лавинных геосистем о. Кунашир, на которой большая часть территории отмечена как лавиноопасная — выделены береговые и горные классы лавинных геосистем (Казаков и др., 2019). Однако при составлении карты не были использованы натурные данные о лавинах на Кунашире, поскольку практически отсутствовали достоверные сведения о сходах лавин на острове.

О распространенности лавинных процессов на Кунашире также можно судить по информации из Атласа Курильских островов (Атлас..., 2009), где представлена карта центральной части о. Кунашир с указанием на ней участков, подверженных лавинной опасности. В описании к карте не указано, на основании каких данных она была составлена, легли ли в ее основу в том числе полевые исследования и были ли зарегистрированы сошедшие на этих участках лавины. К тому же карта составлена лишь для небольшой части территории острова, охватывающей Южно-Курильск и его окрестности.

Таким образом, можно заключить, что несмотря на представленную в литературе информацию о лавинной опасности о. Кунашир натурных данных о сходе лавин на острове недостаточно, наблюдения за лавинными процессами практически не проводились, описания сошедших лавин отсутствуют, а проведенные ранее экспедиционные исследования приурочены, как правило, только к населенным пунктам, в частности к Южно-Курильску, либо представляют собой аэровизуальные наблюдения.

Новые данные натурных наблюдений за лавинными процессами на Курильских островах позволили бы расширить представления о лавинах и дополнить существующие карты лавинной опасности острова. Цель работы — описание результатов экспедиционных исследований лавинных процессов на территории о. Кунашир и анализе особенностей их проявления.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ НА О. КУНАШИР

Кунашир — самый южный остров Большой Курильской гряды, его площадь составляет 1490 км², длина береговой линии достигает 343.4 км, протяженность с юго-запада на северо-восток — 123 км, ширина — от 35 км на севере острова и до 7 км на перешейках.

Несмотря на свои небольшие размеры Кунашир характеризуется чрезвычайной изменчивостью природных условий в разных частях острова, что обусловлено рельефом острова и особенностями его географического положения — с запада остров омывается Охотским морем с теплым течением Соя, с востока — Тихим океаном с холодным течением Ойясио.

Рельеф. Общий характер рельефа о. Кунашир горный, абсолютные высоты от 2–5 м на низменных перешейках до 25–250 м на морских террасах и до 550–1800 м на вершинах отдельных вулканов и горных хребтов. Высочайшая вершина — вулкан Тятя (1819 м) с правильным усеченным конусом, увенчанным широким кратером. Характерная особенность Кунашира помимо вулканических образований — морские террасы различной высоты, окаймляющие остров.

Остров Кунашир состоит из трех горных массивов. Три невысоких перешейка разделяют остров на четыре довольно разнородные по своему рельефу и климату части, соединенные низменными перемычками — бывшими проливами; их остатками являются лагунные озера. При этом относительно равнинные участки занимают небольшую площадь и расположены преимущественно в южной части острова. В северной половине острова располагается хребет Докучаева.

На о. Кунашир можно выделить три наиболее широко развитых генетических типа рельефа: денудационно-тектонический, вулканический и морской абразионно-аккумулятивный (Геологическая карта СССР..., 1974).

Денудационно-тектонический среднегорный рельеф характеризуется наличием гребневидных водоразделов с абсолютными отметками 500–700 м, крутыми склонами, которые нередко у побережья оканчиваются обрывами, достигающими высоты 100 м. Денудационно-тектонический низкогорный рельеф характеризуется более мягкими формами: водоразделы сглаженные, склоны пологие, долины имеют отлогие борта. Абсолютные отметки в среднем составляют 0–200 м, лишь отдельные вершины, сложенные эффузивными образованиями, достигают высоты 350–480 м (горы Добрая, Восточная и др.)

Денудационно-вулканический рельеф возник в результате денудации лавовых покровов, образовавшихся в раннечетвертичное время. Позднее эти

покровы были расчленены на отдельные участки, а в местах расчленения происходит эрозия, приводящая к образованию глубоких долин и оврагов с крутыми склонами. Часто вулканические платообразные вершины также ограничиваются обрывами высотой до 100 м, на отдельных участках расчлененных эрозией. Здесь находятся четыре действующих вулкана: Тятя (1819 м), Руруй (1485 м), Менделеева (886 м), Головнина (541 м).

К абразионно-аккумулятивному рельефу относятся морские террасы с отметками 15–25, 40–60, 100–120 и 200–250 м. Террасы значительно расчленены речными долинами и процессами эрозии. Врезанные в террасы речные долины имеют преимущественно U-образный профиль, однако встречаются и V-образные долины. Борты долин чаще всего крутые. К морю террасы обрываются абразионными уступами, которые подвергаются воздействию эрозионных процессов, в результате чего формируются врезы, промоины, ложбины.

В целом для гор острова характерен резко расчлененный рельеф, крутые склоны (30–45°), активные эрозионные процессы. Абсолютные отметки достигают 1819 м, глубина расчленения рельефа может превышать 1000 м. Ровные поверхности морских террас способствуют активному снегопереносу и накоплению снега в верхней части склона. Перечисленные геоморфологические факторы способствуют снегонакоплению и формированию лавин практически на всей территории о. Кунашир.

Климат. Климатическая характеристика о. Кунашира приводится на основании опубликованных

метеорологических данных (Разуваев и др., 2024) по ГМС Южно-Курильск, расположенной на юго-западном побережье центральной части о. Кунашир в Южно-Курильске.

В целом климат можно охарактеризовать как умеренный влажный морской. Для него характерны сглаженный ход температуры воздуха, повышенная влажность, обилие атмосферных осадков и значительная скорость ветра. Муссонная циркуляция определяет характер распределения осадков по сезонам. В холодный период года (с ноября по март) осадков выпадает в два–три раза меньше, чем в теплый период. Годовая сумма осадков в несколько раз превосходит испарение. Муссонная циркуляция обуславливает смену преобладающих направлений ветра по сезонам года.

Большое влияние на климат острова оказывают окружающие акватории Охотского моря и Тихого океана, которые формируют восточноазиатские муссоны. Охотоморское побережье острова омывается теплой ветвью течения Куро-Соя, за счет чего лето и зима здесь теплее, чем на тихоокеанском побережье. В свою очередь на тихоокеанское побережье влияет холодное Курило-Камчатское течение, или Оясио. Для Кунашира характерна холодная затяжная весна; влажное и прохладное лето с туманами (преимущественно на тихоокеанском побережье); продолжительная, относительно теплая и сухая осень; довольно мягкая и снежная зима.

Зимний период в рассматриваемом районе длится с ноября по апрель. В конце первой декады декабря происходит переход среднесуточной температуры через 0 °С и ее дальнейшее понижение.

Таблица 1. Основные метеорологические параметры холодного периода по ГМС Южно-Курильск

Характеристика	Месяцы					
	XI	XII	I	II	III	IV
Среднемесячная температура воздуха, °С	4.4	–1.1	–4.5	–5.5	–2.6	1.9
Средняя минимальная температура воздуха, °С	1.7	–3.5	–6.9	–8.2	–5.1	–0.6
Абсолютный минимум температуры воздуха, °С	–3.5	–7.6	–16.5	–20.3	–18	–11.4
Средняя максимальная температура воздуха, °С	7.4	1.5	–1.9	–2.6	0.2	5
Абсолютный максимум температуры воздуха, °С	22.4	18.2	8.5	9.3	11.9	20.9
Среднемесячное количество твердых осадков, мм	21	48	64	45	49	17
Среднее суточное количество осадков, мм	–	2.5	1.9	1.5	2.3	–
Максимальное суточное количество осадков, мм	–	100	81	40	83	–
Среднее многолетнее число дней с метелью (дни)	0.75	3.95	7.8	5.13	4.45	1.02
Наибольшее число дней с метелью (дни)	5	15	19	13	11	5
Средняя продолжительность метелей (часы)	1.4	13.5	42	33.7	29.3	6.8
Наибольшая месячная высота снежного покрова по постоянной рейке (см)	19	41	71	77	72	54

Средняя температура февраля — самого холодного месяца — составляет -5.5°C , абсолютный минимум равен -20.3°C (табл. 1). Также возможны случаи, когда зимой температура воздуха достигает положительных значений (абсолютный максимум февраля равен 9.3°C). В конце марта происходит переход средней суточной температуры воздуха через 0°C и идет ее дальнейшее повышение. Средняя дата первого заморозка — 8 ноября, последнего — 9 мая.

В Южно-Курильске в среднем в холодный период года выпадает 244 мм твердых осадков. Максимальное суточное количество осадков приходится на декабрь и составляет 100 мм. Для зимнего сезона характерны частые метели (см. табл. 1), во время которых может выпасть большое количество осадков, в два раза превышающее месячную норму.

Снежный покров распределен на территории острова крайне неравномерно, что обусловлено рельефом и ветровым режимом, характеризующимся высокой частотой повторяемости ветров преимущественно северо-западного и западного направлений. Продолжительность залегания снежного покрова составляет 121 день. Средняя дата образования снежного покрова — 16 декабря, а его разрушения — 28 апреля. Максимальной высоты снежный покров достигает в конце февраля, наибольшая месячная высота снежного покрова по постоянной рейке составляет 77 см, однако наибольший прирост снежного покрова происходит во время метелей, при которых образуются снежные заносы, карнизы и надувы, мощность которых может превышать 2 м. Также нередки на Кунашире и низовые метели, во время которых происходит снегоперенос и перераспределение снежного покрова. Особенно интенсивен снегоперенос в прибрежных зонах, на поверхности морских террас, что нередко приводит к образованию снежных карнизов.

Таким образом, климатические условия на о. Кунашир весьма благоприятны для образования снежных лавин всех генетических типов, что в совокупности с особенностями рельефа позволяет делать выводы о высокой степени лавинной опасности большей части территории острова.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные о проявлении лавинных процессов на Кунашире получены в результате экспедиционных исследований в апреле 2022 г. Проведение исследований в весенний сезон обусловлено труднодоступностью исследуемой территории в зимнее время. Исследования проводились на юго-восточном побережье от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга и северо-западном побережье от бухты Первухина до Серноводского перешейка, а также в бассейнах рек Илюшина и Прозрачный, впадающих в Южно-Курильский пролив (рис. 1).

Участок побережья от бухты Первухина до Серноводского перешейка. Маршрут протяженностью 17 км проходил от бухты Первухина до Серноводского перешейка вдоль прибрежной полосы. В геоморфологическом отношении участок представляет собой абразионную поверхность морских террас шириной 2–3 км и высотой от 15 до 100 м. Поверхность террас значительно расчленена процессами эрозии, врезанные в них долины ручьев имеют преимущественно V-образный профиль, глубина врезов достигает 70 м, борта долин крутые — $30\text{--}40^{\circ}$. Уступы террас крутые, уклон в среднем $35\text{--}40^{\circ}$, у бровки террас уклон может достигать 50° . Уступы также расчленены многочисленными эрозионными врезами, которые представляют собой различные морфологические типы лавиносборов: воронки, врезы, мульды, осывные склоны (рис. 2). Превышение лавиносборов составляет 40–80 м.

Лавиносборы покрыты преимущественно высокотравьем (курильский бамбук, белокопытник, гречиха сахалинская и др.), некоторые склоны залесены пихтой, ольхой и березой, однако древесной редкий или изреженный и не исключает формирование лавин на этих склонах.

Бровка террасы практически на всем протяжении участка покрыта лесом, который препятствует формированию карнизов, однако возможно образование надувов в боковых частях лавиносборов. Кроме того, преобладающее северо-западное направление ветров на Кунашире в холодное время года не способствует формированию снежных карнизов в этой части побережья острова.

Снежный покров в середине апреля 2022 г. практически везде отсутствовал, однако у подошвы террас встречались отложения снега, но без включения лавинного мусора. Также не были встречены лавинные прочесы, не обнаружено скопление обломочного материала и органических остатков в зоне аккумуляции лавин.

Участок побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга проходит вдоль юго-восточного побережья и достигает 30 км. От мыса Южно-Курильский до мыса Ремонтный на протяжении 10 км расположены морские террасы высотой до 60 м, которые обрываются к морю крутым уступом с уклоном, местами достигающим 45° . Бровка террасы практически всегда четко выражена, не сглажена. Морские террасы изрезаны речными долинами U-образного профиля; на значительном протяжении они сложены верхнечетвертичными морскими отложениями, представленными разнотеррактными песками, гравийниками и галечниками, легко поддающимися процессам эрозии. В результате уступ террасы изрезан различными по форме и глубине эрозионными врезами.

От мыса Ремонтный до мыса Рогачева развит денудационно-тектонический низкогорный рельеф, где распространены непрочные легко поддающиеся разрушению горные породы. Характерны

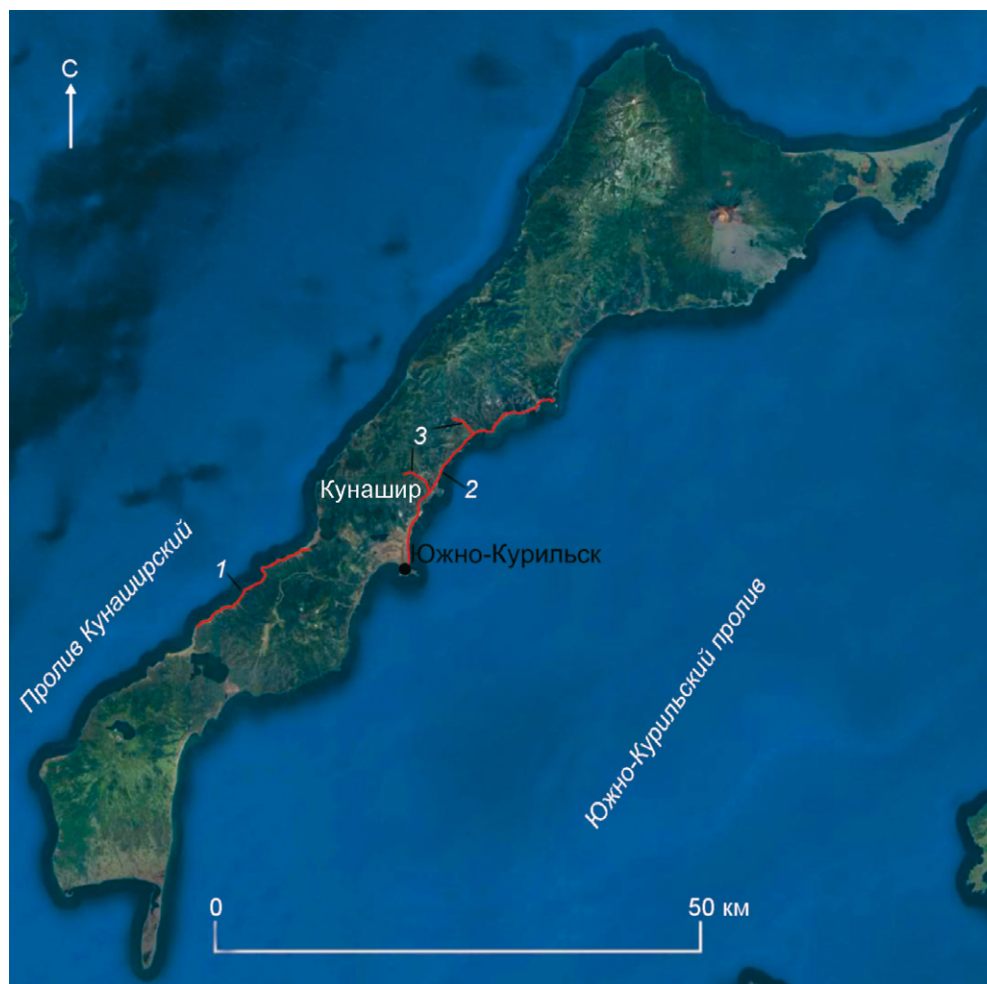


Рис. 1. Схема маршрутов экспедиционных исследований лавинных процессов на о. Кунашир (красным отмечены маршруты: 1 – участок побережья от бухты Первухина до Серноводского перешейка, 2 – участок побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга, 3 – бассейны рек Илюшина и Прозрачный)

Fig. 1. Scheme of the routes of expeditionary studies of avalanche processes on Kunashir Island (routes marked in red: 1 – coastal section from Pervukhina Bay to Sernovodsky Isthmus, 2 – coastal section from Yuzhno-Kurilsky Cape to Gemmerling Cape, 3 – valleys of the Ilyushina and Prozrachny rivers)

мягкие расплывчатые формы: сглаженные водоразделы, пологие склоны, долины рек широкие с выработанными продольными профилями и отлогими бортами. Абсолютные отметки варьируют от 0 до 200 м, лишь отдельные вершины, сложенные эффузивными образованиями, достигают высоты 350–480 м (горы Добрая, Восточная и др.). К морю горы обрываются крутыми абразионными уступами, сильно изрезанными эрозионными процессами, формирующими лавиносборы различных морфологических типов. Высота уступов колеблется от 20 до 80 м, уклон составляет 30–50°. Абразионные уступы практически лишены древесной растительности, склоны покрыты преимущественно курильским бамбуком и кустарниками, некоторые склоны лишены растительности. На бровке склонов местами произрастает пихта и береза.

Во время обследования участка отмечено большее количество снежного покрова по сравнению с северо-западным побережьем. Встречены лавинные отложения (рис. 3). Судя по количеству лавинного мусора, содержащего дерновый слой и обломки горных пород, это грунтовые лавины, характерные для поздней весны.

Исследуемое побережье от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга было разбито на семь участков, различающихся по густоте сети лавиносборов и по их параметрам (рис. 4–5, табл. 2).

Всего было встречено и описано 34 лавинных отложения, наибольшее их количество зафиксировано на участке IV протяженностью 8.7 км, расположенном между мысом Ремонтным и мысом Петрова. Степень лавинной активности в зимний сезон 2021/22 г. на этом участке составляет три лавины на один погонный километр побережья (см.



Рис. 2. Лавиносоры на исследуемом участке побережья от бухты Первухина до Серноводского перешейка, апрель 2022 г.

Fig. 2. Avalanche catchment on the studied coastal section from Pervukhina Bay to the Sernovodsky Isthmus, April 2022

табл. 2). Однако следует учесть, что описаны лишь те лавины, отложения которых сохранились и не стаяли. Вероятно, степень лавинной активности за сезон была на этом участке выше.

Дальность выброса лавин и их объёмы определить не удалось, поскольку значительная часть снежной массы уже успела растаять, однако самый максимальный объем встреченных отложений составлял 300–400 м³, средние объёмы отложений — 100 м³. Опираясь на максимальные размеры площадей лавинных очагов и толщину снежного покрова в надувах, достигающую 2–3 м, можно предположить, что объёмы лавин здесь могут достигать 8–10 тыс. м³. У бровки некоторых склонов наблюдаются надувы или стаявшие и оползшие снежные карнизы.

Бассейны рек Илюшина и Прозрачный. Для обследования факторов лавинообразования во внутренней части острова были проведены экспедиционные исследования долины рек Илюшина и Прозрачный, берущих начало с юго-восточных склонов хр. Докучаева и впадающих в воды Южно-Курильского пролива. Здесь развит денудационно-тектонический низкогорный рельеф с мягкими сглаженными формами, пологими склонами, широкими речными долинами с отлогими бортами. В приустьевой части развит морской абразионно-аккумулятивный рельеф с морскими террасами высотой 15–60 м. Поверхности террас слабо всхолмлены. Врезанные в них долины рек и ручьев имеют U-образный профиль, в устьевых частях ручьи меандрируют, а долины заболочены. Террасы эти на значительном протяжении аккумулятивные, сложены верхнечетвертичными морскими отложениями. Морские террасы переходят в соответствующие по

высоте речные террасы высотой до 20 м. Встречаются коренные обрывистые берега высотой до 50 м и уклоном 35–50° (рис. 6).

На всем протяжении склоны речных террас крутые (30–40°) и возвышаются до 20 м. Склоны водоразделов в верхней части имеют уклоны в среднем 30–45° с плавным выполаживанием к подошве. Борты долин подвержены эрозионным процессам, встречаются отложения оползней-оплывин, осыпные участки, эрозионные врезы. Склоны поросли смешанным пихтово-березовым лесом. Местами древесная растительность отсутствует и на её месте произрастает кустарник и высокотравье, представленное в основном курильским бамбуком и белокопытником. Пойма покрыта лиственными породами, такими как ива, ольха, а также кустарниками и высокотравьем. Лесистость бассейнов достигает 80–85%.

В верховье бассейнов рек на момент исследования снежный покров занимал большую часть площади, но на отметках ниже 100 м встречался преимущественно на левых бортах долин на склонах северной экспозиции, а также в тенистых местах. Следов лавинных отложений на протяжении всего маршрута встречено не было.

В результате визуального осмотра горных частей бассейнов рек можно предварительно сделать вывод о том, что склоны верхней части водоразделов имеют достаточную крутизну для формирования лавин, большую толщину снежного покрова, древесная растительность отсутствует, склоны покрыты курильским бамбуком. Средняя часть бассейнов покрыта густым темнохвойным лесом, а уклоны склонов не способствуют сходу лавин.



Рис. 3. Лавинные отложения на участке побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга, апрель 2022 г.
Fig. 3. Avalanche deposits on the coastal section from Yuzhno-Kurilsky Cape to Gemmerling Cape, April 2022



Рис. 4. Лавинные отложения на участке побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга, апрель 2022 г.
Fig. 4. Avalanche deposits on the coastal section from Yuzhno-Kurilsky Cape to Gemmerling Cape, April 2022

Таблица 2. Характеристика лавиносборов на участке побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга

№ участка на схеме (см. рис. 5)	Протяжённость лавиноопасного участка, км	Густота сети лавиносборов, кол-во на 1 пог. км побережья	Превышение лавиносборов, м	Средний уклон лавиносборов, град.	Преобладающий морфологический тип лавиносборов	Количество встреченных лавинных отложений на участке
I	2.0	12	5–30	17–30	осов	0
II	1.5	5	5–20	17–35	осов	0
III	3.6	10	5–60	25–45	лоток	1
IV	8.7	15	20–90	25–50	лоток	27
V	3.0	4	5–30	20–45	осов	1
VI	4.9	13	10–40	20–50	осов	4
VII	2.0	17	40–130	25–50	лоток	1

**Рис. 5.** Схема лавиноопасных участков побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга**Fig. 5.** Scheme of avalanche-prone areas of the coast from Yuzhno-Kurilsky Cape to Gemmerling Cape

ВЫВОДЫ

Экспедиционные исследования в апреле 2022 г. на участках побережья от бухты Первухина до Серноводского перешейка и от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга, а также в бассейнах рек Илюшина и Прозрачный принесли данные о лавинных процессах на острове и привели к следующим заключениям.

1. Несмотря на то, что на участке побережья от бухты Первухина до Серноводского перешейка не было отмечено следов сошедших лавин, геоморфологические, климатические и ботанические факторы здесь весьма благоприятны для их формирования с уступов морских террас. На основании данных о высоте снежного покрова и площадях лавиносборов можно говорить об ожидаемых объемах лавин: их максимальные объемы – 500–800 м³, средние объемы – 200–300 м³.

2. Можно говорить о высокой степени проявления лавинной опасности на участке побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга. Преобладающее северо-западное направление ветров в холодный период года приводит к формированию снежных карнизов на бровке склонов.

Геоморфологические факторы лавинообразования на этом участке весьма благоприятны, способствуют снегонакоплению и сходу лавин. Большая часть склона лишена древостоя и представлена травянистой растительностью или лишена растительности полностью.

3. При обследовании побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга встречены многочисленные лавинные отложения, большая часть которых зафиксирована на участке между мысом Ремонтным и мысом Петрова. Степень лавинной активности за зимний сезон 2021/22 г. на этом участке составляет три лавины на 1 пог. км побережья. Максимальный объем отложений не превышает 300–400 м³.

4. Во время обследования бассейнов рек Илюшина и Прозрачный следов лавин не отмечено, здесь лавиноопасны склоны речных террас высотой до 20 м, а также верховья водораздельных хребтов. Сход лавин небольших объемов (до 100 м³) со склонов речных террас возможен в отдельные зимы лишь на некоторых немногочисленных участках. В верхней водораздельной части бассейна, вероятно лавины распространены гораздо выше.



Рис. 6. Среднее течение реки р. Илюшина

Fig. 6. Middle course of the Ilyushina River

Полученные натурные данные о лавинах на острове позволили сделать вывод о высокой степени лавинной опасности побережья от мыса Южно-Курильский до мыса Геммерлинга и потенциальной лавинной опасности других обследованных территорий. Сведения о сошедших лавинах могут лечь в основу карты лавинной опасности острова, дать представление о лавинном режиме и параметрах лавин, а в будущем стать основой прогноза лавинной опасности, необходимых при проведении инженерных изысканий для строительства.

Следует, однако, отметить, что сравнительно небольшая протяженность экспедиционного маршрута не позволила охватить всю территорию острова, отливающегося разнообразием ландшафтов, а также наблюдения только в весенний период, не позволили сделать полные выводы о лавинах на острове. Поэтому необходимо провести более углубленные исследования и организовать мониторинг лавинной опасности острова Кунашир.

Благодарности. Статья подготовлена по теме Государственного задания FWW-2024-0003.

Acknowledgements. The paper includes the results obtained within the framework of the research project FWW-2024-0003 of the Special Research Bureau for Automation of Marine Research FEB RAS.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Курильских островов / Сост. В.М. Котляков. М.: Издательско-производственный центр «Дизайн. Информация. Картография», 2009. 516 с.
- Атлас Сахалинской области / Глав. ред. Г.В. Комсомольский и И.М. Сырык. М.: ГУГК, 1967. С. 81–83.
- Володичева Н.А. Характеристика лавинной опасности Курильских островов // Лавины Сахалина и Курильских островов. Л.: Гидрометеиздат, 1971. С. 26–39.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Объяснительная записка к листу L–55–XXXII. Серия Курильская / Ред. Ю.С. Желубовский. М., 1974. С. 40–44.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Объяснительная записка к листу L–55–XXXIII. Серия Курильская / Ред. Ю.С. Желубовский. М., 1974. С. 55–61.
- Кадастр лавин СССР. Т. 18. Дальний Восток, Сахалин и Курильские острова. Вып. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 98 с.
- Казакова Е.Н., Подольский Е.А., Казаков Н.А. Катастрофические лавины на Сахалине и Курильских островах (1910–2020 гг.) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 11. С. 99–112.
- Казаков Н.А., Журуев С.П., Древило М.С. Лавинные геосистемы острова Сахалин и Курильских островов // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. № 3. С. 329–380.
- Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряжённость геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России // Геоморфология. 2014. № 4. С. 48–59.
- Мяжков С.М., Трошкина Е.С. Условия образования лавин в прибрежных районах северных Курил, Камчатки и Чукотки // Материалы гляциол. исследований. 1984. Вып. 50. С. 109–114.
- Научно-прикладной справочник «Климат России». 2020 // <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> Дата обращения: 20.04.2024.
- Окопный В.И. Особенности лавинообразования на южных Курильских островах // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 58–63.

Citation: Bobrova D.A. Results of field studies of snow avalanches on Kunashir Island. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 580–590. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040087

Results of field studies of snow avalanches on Kunashir Island

D. A. Bobrova[#]

Special Research Bureau for Automation of Marine Research FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
#e-mail: darya-kononova@yandex.ru

Received June 27, 2024 / Revised July 25, 2024 / Accepted October 7, 2024

Notwithstanding the fact that the information about the avalanche danger of Kunashir is widely presented in the literature, there is still a certain deficiency of field data on avalanches on the Island. Obtaining data from field observations of avalanche processes on the Kuril Islands would allow us to improve our understanding of avalanches and supplement the existing avalanche hazard maps with new information. Thus, as a result of the expedition performed in April 2022 on the Kunashir, numerous avalanche deposits were described, most of which were recorded in the area between Cape Remontny and Cape Petrova on the south-east coast of the Island. The degree of avalanche activity for the spring season of 2022 in this area is 3 avalanches per 1 linear kilometer of coastline. The maximum volume of deposits does not exceed 300–400 m³. It has been established that on the north-west coast of the central part of the Island from Pervukhina Bay to Sernovodsky Isthmus the geomorphological, climatic and botanical conditions here are very favorable for the formation of avalanches from the ledges of marine terraces. Based on the data on the snow thickness and the areas of avalanche catchments we can estimate the expected avalanche volumes: the maximum volumes are about 500–800 m³, and the average ones are 200–300 m³. We can also judge the high degree of avalanche activity on the coast from Yuzhno-Kurilsky Cape to Gemmerling Cape. The prevailing north-west direction of the winds in the cold season results in the formation of snow-drift sites on the edge of the slopes. The geomorphological factors of the avalanche formation in this area are very favorable and promote snow accumulation and avalanching. Most of the slope is devoid of stands of trees and represented by herbaceous vegetation or completely devoid of vegetation.

Keywords: factors of avalanche formation, avalanches, avalanche deposits, Kunashir Island

REFERENCES

- Atlas of the Kuril Islands. Ed. V.M. Kotlyakov. Izdatel'sko-prodyuserskij centr "Dizajn. Informaciya. Kartografiya". Publishing and production center "Design. Information. Cartography". 2009: 516. [In Russian].
- Atlas of the Sakhalin region. Ed. G.V. Komsomolsky and I.M. Siryk. *Izдание Glavnogo upravleniya geodezii i kartografii*. Publication of the Main Department of Geodesy and Cartography. 1967: 81–83. [In Russian].
- Volodicheva N.A. Characterization of avalanche danger of the Kuril Islands. *Laviny' Sakhalina i Kuril'skix ostrovov*. Leningrad: *Gidrometeoizdat*. Avalanches of Sakhalin and the Kuril Islands. Leningrad: *Hydrometeoizdat*, 1971: 26–39. [In Russian].
- Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Ob'yasnitel'naya zapiska k listu L–55–XXXII. Seriya Kuril'skaya*. Geological map of the USSR on the scale of 1:200000. Explanatory note to sheet L–55–XXXII. Kuril series. Ed. Y.S. Zhelubovsky. Moscow, 1974: 40–44. [In Russian].
- Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Ob'yasnitel'naya zapiska k listu L–55–XXXIII. Seriya Kuril'skaya*. Geological map of the USSR at a scale of 1:200000. Explanatory note to sheet L–55–XXXIII. Kuril series. Ed. Y.S. Zhelubovsky. Moscow, 1974: 55–61. [In Russian].
- Kadastr lavin SSSR*. Cadastre of avalanches of the USSR. Vol. 18. Far East, Sakhalin and Kuril Islands. Issue 4. Leningrad: *Hydrometeoizdat*, 1986: 98. [In Russian].
- Kazakova E.N., Podolsky E.A., Kazakov N.A. Catastrophic avalanches on Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2020). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (11): 99–112. [In Russian].
- Kazakov N.A., Zhiruev S.P., Drevilo M.S. Avalanche geosystems of Sakhalin Island and Kuril Islands. *Gidrosfera. Opasny'e processy i yavleniya*. Hydrosphere. Hazardous processes and phenomena. 2019, 1 (3): 329–380. [In Russian].
- Lebedeva E.V., Shvarev S.V., Gotvansky V.I. Nature–induced tension of geomorphologic processes of the territory of the Russian Far East. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 2014, 4: 48–59. [In Russian].
- Myagkov S.M., Troshkina E.S. Conditions of avalanche formation in the coastal areas of the northern Kurils, Kamchatka and Chukotka *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 50: 109–114. [In Russian].
- Scientific and applied reference book "Climate of Russia". 2020 // Retrieved from: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/>
- Okopny V.I. Features of avalanche formation on the southern Kuril Islands. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 1 (113): 58–63. [In Russian].

СОСТАВ ВЗВЕСИ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2024 г. Е. И. Котова*, Д. П. Стародымова, А. С. Лохов, О. П. Нецветаева

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

**e-mail: ecopp@yandex.ru*

Поступила 08.08.2024 г.

После доработки 11.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Исследован состав взвешенного вещества снежного покрова западного сектора Российской Арктики. Среднее содержание нерастворимого вещества в снеге района исследования составило 3.4 мг/л. Выявлены региональные особенности содержания элементов в нерастворимом веществе снега Кольского полуострова, севера Архангельской области и Ненецкого автономного округа. Определено влияние как природных, так и антропогенных факторов.

Ключевые слова: снежный покров, взвешенное вещество, металлы, Арктика

DOI: 10.31857/S2076673424040097, **EDN:** HTBZGJ

ВВЕДЕНИЕ

Арктика — зона накопления примесей, переносимых на большие расстояния (Lee et al., 2023). Районы за ее пределами могут вносить свой вклад в химический состав атмосферы и осадков, регистрируемых в этой зоне. Расположенные в Арктике антропогенные источники вносят дополнительный вклад в региональный уровень загрязнения. Воздушный перенос нередко самый быстрый путь поставки загрязняющих веществ, в том числе на удаленные от источников выбросов территории (Duce et al., 1991; Шевченко, 2006; Лисицын, 2011). Попадая в атмосферу, загрязняющие вещества переносятся воздушными потоками на разные расстояния и выпадают на подстилающую поверхность в результате «сухого» осаждения или вымываются атмосферными осадками, а как следствие увеличивают антропогенную нагрузку на наземные экосистемы (Голубева и др., 2010; Суркова и др., 2010; Stanek et al., 2011). Исследования процессов осадконакопления в Арктике и роли воздушного (эолового) переноса вещества (Шевченко, 2006; Система ..., 2012; Котова, Шевченко, 2014), в том числе изучение снежного покрова, являющегося природным архивом, показали значимую роль эолового материала в формировании осадочного материала в Арктике. Несмотря на актуальность данных исследований, недостаточно работ, охватывающих большие территории, а сравнение данных, полученных разными группами ученых затруднительно. Данная работа охватывает материковую часть

западного сектора Российской Арктики: Кольский полуостров, север Архангельской области, Ненецкий автономный округ, что позволяет оценить региональные особенности состава взвеси в снежном покрове.

В настоящее время важно понять, насколько арктические экосистемы подвержены воздействию антропогенной деятельности и каковы особенности такого воздействия в разных районах. Возможное изменение характера атмосферной циркуляции и интенсивности осадков вследствие происходящего потепления климата может усилить перенос и потоки поллютантов из атмосферы (Schiedek et al., 2007; Pouch, Zaborska, 2015; Souza-Kasprzyk et al., 2024).

Цель работы — исследование особенностей состава взвешенного вещества снежного покрова западного сектора Российской Арктики зимой 2022/23 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы снежного покрова были отобраны на побережье Двинского, Онежского, Мезенского, Кандалакшского заливов Белого моря, территории Кольского полуострова, Ненецкого автономного округа, Беломорско-Кулойского плато, территории Сийского государственного природного биологического заказника регионального значения (Архангельская область), Пинежского государственного природного заповедника (Архангельская область)

(рис. 1). Точки отбора проб выбирали на ключевых участках, с учетом характерных ландшафтов. В качестве фоновых участков рассматривались удаленные от промышленных источников территории Сийского заказника (т. 18), Пинежского заповедника (т. 19), побережье Коровинской губы Печорского моря (Ненецкий заповедник) (т. 26).

Сбор взвешенного вещества, накопившегося в снежном покрове, проводился по методикам, принятым в практике изучения аэрозолей Арктики (Шевченко, 2000). Пробы отбирали из шурфа в период максимального снегонакопления (конец февраля – март) в 2023 г. в пластиковые герметично закрывающиеся ведра объемом 20 л с помощью

пластикового пробоотборника на всю глубину залегания (исключая самый нижний слой), с замером сторон и глубины шурфа. На каждой площадке отбора определяли высоту снежного покрова, влагозапас, плотность снега.

После отбора пробы снега доставляли в лабораторию Северо-Западного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова в неизменном виде (таяние проб исключалось). Предварительно пробы обрабатывали на территории Ненецкого автономного округа непосредственно в районах работ. Поступившие пробы растапливали при комнатной температуре, проводили замеры уровня pH и минерализации талой фазы снежного покрова с



Рис. 1. Схема расположения площадок отбора проб снега

1 – побережье Баренцева моря (район села Териберка), 2 – Ретинское, 3 – Лисья гора, 4 – Мончегорск, 5 – Тайбола, 6–7 – Апатиты, 8 – Кандалакшский залив, 9 – Кемь, 10 – Ворзогоры, 11 – Онежский залив, 12 – Кянда, 13 – Солза, 14 – Северодвинск, 15 – о. Ягры, 16 – устье Северной Двины, 17 – Беломорско-Кулойского плато, 18 – Сийский госу. природный биологический заказник регионального значения, 19 – Пинежский гос. природный заповедник, 20 – устье р. Мезень, 21 – устье р. Пеза, 22 – устье р. Пеша, 23 – устье р. Индига, 24–26 – устье р. Печора, 27–30 – болшеземельская тундра по маршруту Нарьян-Мар – пос. Харьягинский

Fig. 1. Scheme of positions of the sampling sites of snow

1 – Barents Sea coast (Teriberka village area), 2 – Retinskoe, 3 – Lisy Gora, 4 – Monchegorsk, 5 – Taibola, 6 – 7 – Apatity, 8 – Kandalaksha Bay, 9 – Kem, 10 – Vorzogory, 11 – Onega Bay, 12 – Kyanda, 13 – Solza, 14 – Severodvinsk, 15 – Yagry Island, 16 – estuary of the Northern Dvina River, 17 – Belomorsko-Kuloisky Plateau, 18 – Siisky State Natural Biological Reserve of regional importance, 19 – Pinezhsy State Natural Reserve, 20 – estuary of the Mezen River, 21 – estuary of the Peza River, 22 – estuary of the Pyosha River, 23 – estuary of the Indiga River, 24–26 – estuary of the Pechora River, 27–30 – Bolshezemelskaya tundra along the route Naryan-Mar – Kharyaginsky

использованием многопараметрического измерителя WTW ProfiLine Multi 3420 и далее фильтровали через предварительно взвешенные мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. Фильтрацию проводили параллельно на трех мембранных фильтрах из полиэфирсульфона. Количество нерастворимого вещества определяли гравиметрическим методом. После фильтрации фильтры высушивали при температуре 55–60 °C до постоянного веса в эксикаторе. Образцы твердого вещества перед анализом были разложены с применением кислот. Определение элементного состава (содержание Li, Be, Al, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Rb, Sr, Nb, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb, Bi, Th, U) проводили на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500.

Статистический анализ данных включал расчет основных статистических показателей, построение матриц коэффициентов парной корреляции между концентрациями. Статистическая обработка результатов выполнена в программах Microsoft Office Excel.

Для определения вклада литогенного или иного источника в формирование элементного состава взвешенного вещества снега были рассчитаны коэффициенты обогащения (далее – КО) относительно среднего состава континентальной земной коры по формуле:

$$КО = \frac{\left(\frac{Эл}{Al}\right)_{\text{проба}}}{\left(\frac{Эл}{Al}\right)_{\text{з.к.}}}, \quad (1)$$

где Эл, Al – содержания химического элемента и алюминия в пробе и в верхней части континентальной земной коры (Rudnick, Gao, 2003).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Высота снежного покрова на рассматриваемой территории в 2023 г. изменялась в диапазоне от 11–52 см на открытых участках до 78–98 см в лесных массивах Архангельской области. Средняя высота снежного покрова на территории Мурманской и на открытых территориях Архангельской области была на уровне 32 см. На территории Ненецкого автономного округа среднее значение высоты снежного покрова было ниже и составило 19 см. Это обусловлено сильными ветрами на открытых территориях, которые способствуют переносу и уплотнению снега. Несмотря на то, что в среднем для территории России в зимний период 2022/23 г. максимальная высота снежного покрова оказалась ниже климатической нормы (Обзор..., 2024), на рассматриваемой территории значения высоты снежного покрова в момент отбора были

близки к средним многолетним значениям за период 1991–2000 гг.

Средние значения *плотности снега* составили 0.20 г/см³ для территории Архангельской области, 0.22 г/см³ – для Кольского полуострова и 0.25 г/см³ на территории Ненецкого автономного округа. Наибольшую плотность (0.37–0.46 г/см³) снежный покров имел на открытых прибрежных участках (Териберка, устье р. Печора), а также вблизи Мончегорска, вследствие ветрового уплотнения.

Уровень pH талой фазы снежного покрова на рассматриваемой территории изменялся в диапазоне 5.0–9.2 (рис. 2). Более щелочные свойства снежный покров имел в прибрежных районах Ненецкого автономного округа: в устье р. Индига (8.7–9.2) и в устьях рек Пеша и Печора (до 7.0). Это связано с влиянием морских вод, которые в устьевых областях рек способны просачиваться через лед и насыщать снежный покров морскими ионами (Котова и др., 2024). Помимо природного фактора увеличения уровня pH на территории НАО прослеживается также влияние антропогенной деятельности на данный показатель. Так, вблизи Харьгинского месторождения (т. 30) уровень pH талого снега увеличился до 7.2.

Более низкие значения уровня pH талого снега характерны для Мурманской области (5.5 в среднем), в том числе района Мончегорска (5.3). Пониженные значения pH обуславливают высокую растворимость металлов в снежном покрове на Кольском п-ове (Опекунов и др., 2021) и переход их из взвеси в талые воды.

Среднее содержание *нерастворимого вещества* в снеге для всего района исследования составило 3.4 мг/л, что соответствует значению для снега фоновых участков Арктики (Шевченко и др., 2007). Такое же значение получено и в среднем для рассматриваемой части Кольского полуострова. Чуть выше среднее содержание взвеси в снежном

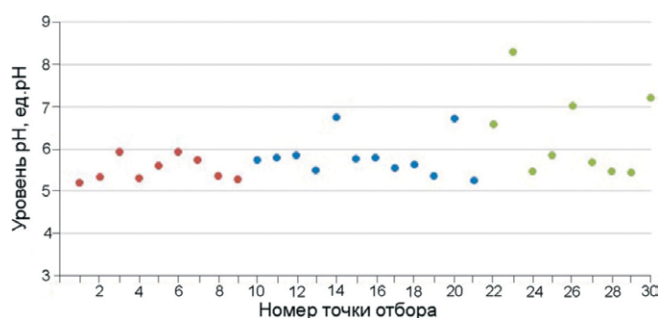


Рис. 2. Уровень pH талого снега. Номера точек совпадают с нумерацией на рис. 1

Fig. 2. pH of snow. Point numbers are the same as in Fig. 1

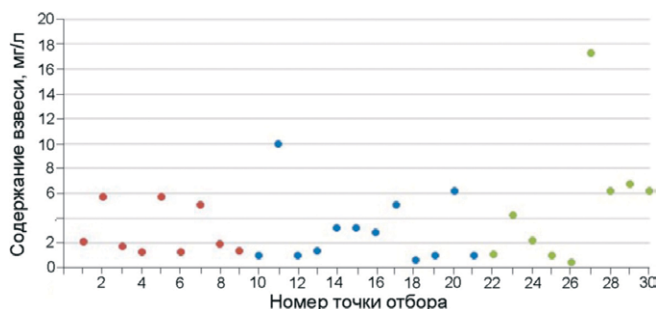


Рис. 3. Содержание взвеси в снеге, мг/л. Номера точек совпадают с нумерацией на рис. 1

Fig. 3. Suspended sediment in snow, mg/l. Point numbers are the same as in Fig. 1

покрова Архангельской области (3.6 мг/л) и Ненецкого автономного округа (3.9 мг/л).

На территории Кольского полуострова увеличение содержания взвешенного вещества в снеге отмечено на западном побережье Кольского залива (т. 2) – 5.7 мг/л (рис. 3). Одним из источников поступающей пыли является перегрузка угля в порту Мурманска. Увеличению нерастворимого вещества в снежном покрове до 5.1 мг/л (т. 5) способствует деятельность подразделений Кировского филиала АО “Апатит”, расположенных в Кировске и Апатитах.

На большей части рассматриваемой территории Архангельской области содержание взвешенного вещества в снежном покрове находилось на уровне 1 мг/л. Повышенные значения концентрации взвеси были получены на восточном побережье Онежского залива (т. 11) вблизи выхода скальных пород: 10.0 мг/л (см. рис. 3). Причиной повышенного содержания нерастворимого вещества в устье р. Мезень (т. 20) – 6.2 мг/л (см. рис. 3), служит поступление взвеси из горных пород, слагающих высокие берега реки, обнаженные даже в зимний период. Антропогенный источник поступления взвешенного вещества на территории Архангельской области – это разработка месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова (Шурко, 2024), но его влияние явно прослеживается только вблизи самого месторождения. В 2023 г. вблизи месторождения в снеге содержание взвешенного вещества доходило до 7.6 мг/л, на расстоянии первых десятков километров значение снижалось уже до 3.0 мг/л. Среднее содержание взвеси в снеге данного района (т. 17) – 5.1 мг/л (см. рис. 3).

В прибрежной части Ненецкого автономного округа содержание взвешенного вещества в снеге находилось в диапазоне 0.5–4.2 мг/л. В материковой части содержание взвеси было выше: 6.2–6.8 мг/л (тт. 28–30), доходя до 17.3 мг/л в т. 27 (см. рис. 3). Здесь сказывается влияние ветрового выдувания почвенных частиц с оголенных

территорий. Ветры на данной территории отличаются большой силой, а, следовательно, и большей транспортирующей способностью (Конищев, Любимов, 1968), что прослеживается и в зимний период.

Элементный состав взвешенного вещества характеризуется относительной однородностью в отношении большинства элементов (табл.). Наибольший разброс в содержаниях выявлен для отдельных элементов.

Высокие содержания Ni, Cu, Co, V, Pb, As, Bi в составе нерастворимого вещества снежного покрова приурочены к Мончегорскому ГОКу (см. табл.), что обусловлено в том числе рудной спецификацией предприятия (Орекунова et al., 2021). Доля тяжелых металлов во взвешенном веществе снежного покрова вблизи Мончегорска уменьшается в ряду Ni>Al>Cu>Co>Ti>V>Pb>As>Mn>Ba>Cr>Bi (здесь и далее в рядах приведены элементы с содержанием более 100 мг/кг). Такой ряд значительно отличается от состава земной коры (Rudnick, Gao, 2003): Al>Ti>Mn>Ba>Sr. Помимо никеля, висмута, меди, кобальта, мышьяка, свинца, ванадия, взвешенное вещество снега вблизи Мончегорска обогащено сурьмой (КО = 81) и молибденом (КО = 20) (рис. 4).

Повышенное содержание никеля (1699 мг/кг) и меди (149 мг/кг) во взвеси снежного покрова прослеживается даже на расстоянии порядка 50 км на северо-запад от Мончегорска (т. 5). В результате атмосферного переноса примесей высокое содержание Ni, V, Cu характерно и в целом для Мурманской области (см. таблицу). Но все же здесь геохимический ряд нерастворимого вещества снега ближе к общему составу земной коры: Al>Ti>Mn>Ni>V>Ba>Sr>Zn>Cu.

На западном побережье Кольского залива (т. 2.), где наблюдается повышенное содержание нерастворимого вещества в снеге, определено высокое содержание во взвеси ванадия (1847 мг/кг). Значение коэффициента обогащения для данного элемента составило 83. Ванадий высоко токсичный элемент (I класс опасности), что определяет опасность воздействия атмосферного воздуха с его повышенным содержанием на население. Одним из источников антропогенного ванадия совместно с никелем являются мазутные теплоэлектростанции, включая ТЭЦ, и котельные (Постевая, Слуковский, 2021). ТЭЦ и котельные Мурманска, перейдя на мазут в 1960-е годы, до сих пор работают на этом виде топлива. Содержание никеля во взвеси снежного покрова западного побережья Кольского залива также повышено (643 мг/кг), а значение коэффициента обогащения, равное 60, говорит об антропогенном источнике поступления данного элемента. Кроме того, ванадий содержится в углях различного возраста и стадии углефикации (Жаров, 1995). Терминал по перегрузке угля в порту

Мурманска может быть главным источником пыли, содержащей ванадий и другие токсичные соединения, например никель.

Свои особенности имеет и взвешенное вещество снежного покрова вблизи Апатит (тт. 6–7). Здесь отмечается высокое содержание марганца (до 5800 мг/кг), алюминия (до 104377 мг/кг), титана (до 4000 мг/кг). Выше чем в остальных точках Кольского полуострова и содержание редкоземельных металлов (далее – РЗМ) (лантан, церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, иттрий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций). Основным источником поступления взвеси – работа АНОФ-3 и АНОФ-2 Кировского филиала АО “Апатит”. Месторождения апатит-нефелиновых руд Хибинской группы, разрабатываемые АО “Апатит” (ПАО “ФосАгро”), также служат сырьевой базой РЗМ России. При этом значительная часть РЗМ остается в продуктах отвального комплекса (Государственный..., 2022).

В районе Кеми порядок элементов в геохимическом ряду состава взвешенного вещества снега (см. таблицу) отличается от среднего состава земной коры преобладанием бария и стронция над марганцем: $Al > Ti > Ba > Sr > Mn$. На территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа в геохимический ряд добавляется цинк. Ряд для взвешенного вещества снега Архангельской области: $Al > Ti > Mn > Ba > Sr > Zn$, Ненецкого автономного округа: $Al > Ti > Mn > Ba > Zn > Sr$.

На территории Ненецкого автономного округа на фоне пониженного среднего содержания ванадия (36 мг/кг), марганца (393 мг/кг), кобальта (8 мг/кг), никеля (30 мг/кг), меди (40 мг/кг), молибдена (1.7 мг/кг) и кадмия (0.8 мг/кг) в нерастворимом остатке снега незначительно выше содержание свинца (79 мг/кг) и мышьяка (19 мг/кг) (см. таблицу). В зоне влияния ветрового выдувания почвенных частиц с оголенных территорий (т. 27) содержание микроэлементов во взвеси было низким. Влияние антропогенной деятельности на территории НАО проявляется в увеличении содержания во взвеси ванадия (61 мг/кг), марганца (757 мг/кг) и цинка (291 мг/кг) вблизи Харьгинского месторождения (т. 30). Повышенное содержание Zn в районе нефтедобычи ранее отмечалось и другими авторами (Московченко и др., 2022).

Состав взвешенного вещества Архангельской области в среднем ничем не выделяется относительно других рассматриваемых регионов. Но все же можно отметить несколько локальных особенностей. Взвешенное вещество вблизи выхода скальных пород на восточном побережье Онежского залива (т. 11) характеризовалось повышенным содержанием алюминия (71176 мг/кг), марганца (1331 мг/кг), ванадия (137 мг/кг), лития (25.3 мг/кг), скандия (16.3 мг/кг). Содержание этих

же элементов относительно выше во взвеси снежного покрова в устье р. Мезень (т. 20), где источником поступления нерастворимого вещества служат горные породы, слагающих высокие берега реки. Наибольшее содержание сурьмы (40 мг/кг) в составе взвеси снега обнаружены в Архангельской области на территории о. Ягры (т. 15). Здесь же зафиксировано максимальное (без учета Мончегорска) содержание в нерастворимом веществе меди (188 мг/кг). Предположительным источником загрязнения здесь могут быть предприятия судоремонта и судостроительства г. Северодвинск. Повышенные содержания марганца (5694 мг/кг) на территории Архангельской области получены в пробах снежного покрова, отобранных вблизи Архангельской агломерации (т. 16), где также увеличено содержание титана (3796 г/кг), никеля (278 мкг/кг), ванадия (119 мг/кг) и кобальта (48 мг/кг). Основным источником поступления антропогенных примесей – ТЭЦ АО “Архангельского ЦБК”, расположенная в 10 км на северо-запад. Наиболее чистыми районами Архангельской области можно назвать территорию Сийского заказника (т. 18) и западное побережье Онежского залива – деревня Ворзогоры (т. 10), где определены наименьшие концентрации тяжелых металлов во взвеси.

В целом для всего региона можно отметить обогащение взвешенного вещества снега кадмием (средние для районов значения КО, без учета Мончегорска, составили 31–72 (см. рис. 4), висмутом (КО = 23–38) и сурьмой (КО = 24–38). Для Кольского полуострова отмечается влияние на состав взвешенного вещества снега антропогенного источника никеля (КО = 32) и ванадия (КО = 16). В то же время среднее значение коэффициента обогащения взвеси медью для Кольского полуострова равнялось 8. На территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа отмечается некоторое влияние антропогенных источников свинца и мышьяка (КО = 10–16). При этом следует отметить, что значения КО для данных примесей выше в отдаленных фоновых районах (Сийский заказник – т. 18, Пинежский заповедник – т. 19, устье р. Печора – т. 26).

Расчет коэффициентов парной корреляции проводился в целом для всей территории и отдельно для регионов. По данным корреляционного анализа всего массива данных зависимость содержания элементов в нерастворимом веществе снега от высоты снежного покрова и уровня pH талого снега выявить не удалось. Значимая связь (более 0.7) была определена между содержанием во взвеси Li, Be, Al, Sc, Ti, Y, Nb, Ba, Th и редкоземельных металлов. Во вторую группу элементов, между которыми проявилась сильная корреляционная связь, вошли Co, Ni, Cu, As, Pb, Bi.

Таблица. Состав взвешенного вещества снежного покрова, мг/кг

Элемент	Мурманская область без Мончегорска (тт. 1–3, 5–8)	Мончегорск (т. 4)	Кемь (т. 9)	Архангельская область (тт. 10–21)	Ненецкий автономный округ (тт. 22–30)
Li	$\frac{7.5-52.7^*}{23.6 \pm 15.9}$	24.0	28.4	$\frac{7.2-36.0}{17.7 \pm 9.3}$	$\frac{5.9-24.3}{15.3 \pm 7.6}$
Be	$\frac{0.06-4.7}{1.7 \pm 0.6}$	1.1	3.2	$\frac{0.3-3.7}{1.1 \pm 0.9}$	$\frac{0.3-1.6}{1.0 \pm 0.6}$
Al	$\frac{18731-104377}{46682 \pm 29658}$	50373	59199	$\frac{10975-79159}{35537 \pm 22135}$	$\frac{12546-39201}{28294 \pm 11654}$
Sc	$\frac{3.0-20.0}{8.3 \pm 6.0}$	9.1	14.0	$\frac{1.7-16.3}{6.1 \pm 4.2}$	$\frac{2.1-7.6}{5.0 \pm 2.3}$
Ti	$\frac{680-4000}{2080 \pm 1134}$	3089	4842	$\frac{833-3796}{1870 \pm 833}$	$\frac{1363-2539}{1816 \pm 505}$
V	$\frac{70.5-1847}{501 \pm 650}$	1307	50.1	$\frac{<п/о-137}{56.0 \pm 47.1}$	$\frac{9.4-61.6}{35.5 \pm 18.8}$
Mn	$\frac{147-5800}{1301 \pm 2019}$	430	320	$\frac{132-5694}{644 \pm 817}$	$\frac{237-757}{393 \pm 202}$
Co	$\frac{19.7-62.7}{34.6 \pm 15.8}$	3380	23.4	$\frac{4.3-47.8}{13.5 \pm 11.9}$	$\frac{3.1-13.8}{8.2 \pm 4.4}$
Ni	$\frac{138-1699}{604 \pm 537}$	100703	73.7	$\frac{15.6-278}{84.0 \pm 73.1}$	$\frac{6.7-41.4}{30.7 \pm 16.2}$
Cu	$\frac{56.2-149}{101 \pm 34.7}$	7477	71.3	$\frac{26.3-188}{69.3 \pm 42.6}$	$\frac{29.1-53.8}{40.3 \pm 10.5}$
Zn	$\frac{39.9-305}{128 \pm 91.5}$	50.3	75.7	$\frac{<п/о-551}{151 \pm 170}$	$\frac{98.1-243}{171 \pm 67}$
Ge	$\frac{1.1-3.3}{2.1 \pm 1.0}$	2.1	2.1	$\frac{0.8-2.6}{1.4 \pm 0.6}$	$\frac{1.2-1.9}{1.5 \pm 0.3}$
As	$\frac{<п/о-31}{9.9 \pm 13}$	480	38.7	$\frac{2.7-25.9}{14.9 \pm 7.9}$	$\frac{11.5-25.5}{18.7 \pm 5.7}$
Rb	$\frac{14.5-60.9}{38.8 \pm 19.1}$	41.2	32.3	$\frac{13.7-55.1}{30.0 \pm 13.0}$	$\frac{13.2-45.0}{32.2 \pm 15.4}$
Sr	$\frac{60.5-1655}{391 \pm 563}$	220	329	$\frac{27.1-451}{160 \pm 141}$	$\frac{59.5-324}{156 \pm 115}$
Nd	$\frac{4.5-29.0}{11.1 \pm 8.3}$	9.4	20.5	$\frac{2.2-14.2}{5.4 \pm 3.2}$	$\frac{4.5-5.5}{5.1 \pm 0.5}$
Mo	$\frac{1.9-9.6}{4.9 \pm 3.0}$	13.7	8.8	$\frac{0.8-18.6}{4.7 \pm 5.5}$	$\frac{0.6-2.7}{1.7 \pm 0.9}$
Cd	$\frac{0.3-2.9}{1.2 \pm 1.1}$	0.5	5.8	$\frac{0.4-3.5}{1.6 \pm 0.9}$	$\frac{0.5-1.1}{0.8 \pm 0.2}$

Таблица. Окончание

Элемент	Мурманская область без Мончегорска (тт. 1–3, 5–8)	Мончегорск (т. 4)	Кемь (т. 9)	Архангельская область (тт. 10–21)	Ненецкий автономный округ (тт. 22–30)
Sb	$\frac{2.8-12.3}{5.9 \pm 3.3}$	20.0	7.6	$\frac{0.4-39.6}{6.7 \pm 10}$	$\frac{0.5-6.8}{2.8 \pm 1.6}$
Cs	$\frac{0.7-4.4}{2.4 \pm 1.5}$	2.0	3.8	$\frac{0.8-3.1}{1.8 \pm 0.6}$	$\frac{0.4-5.5}{1.9 \pm 0.7}$
Ba	$\frac{119-947}{408 \pm 292}$	399	951	$\frac{142-839}{313 \pm 210}$	$\frac{56.0-513}{246 \pm 105}$
Pb	$\frac{26.6-139}{59.8 \pm 38.4}$	591	83.4	$\frac{16.2-102}{61.0 \pm 28.2}$	$\frac{36.6-135}{79.5 \pm 46.6}$
Bi	$\frac{0.7-3.9}{1.8 \pm 1.0}$	116	3.4	$\frac{0.2-3.8}{2.3 \pm 1.2}$	$\frac{0.1-4.0}{1.7 \pm 0.6}$
Th	$\frac{2.0-15.8}{6.6 \pm 5.1}$	6.2	10.4	$\frac{1.4-12.2}{4.3 \pm 2.9}$	$\frac{1.7-4.8}{3.6 \pm 1.4}$
U	$\frac{0.8-12.0}{3.4 \pm 3.9}$	1.5	4.0	$\frac{0.4-8.7}{2.3 \pm 2.5}$	$\frac{1.1-4.3}{3.0 \pm 1.5}$

*В числителе: минимум–максимум, в знаменателе: среднее значение $\pm$ СКО.

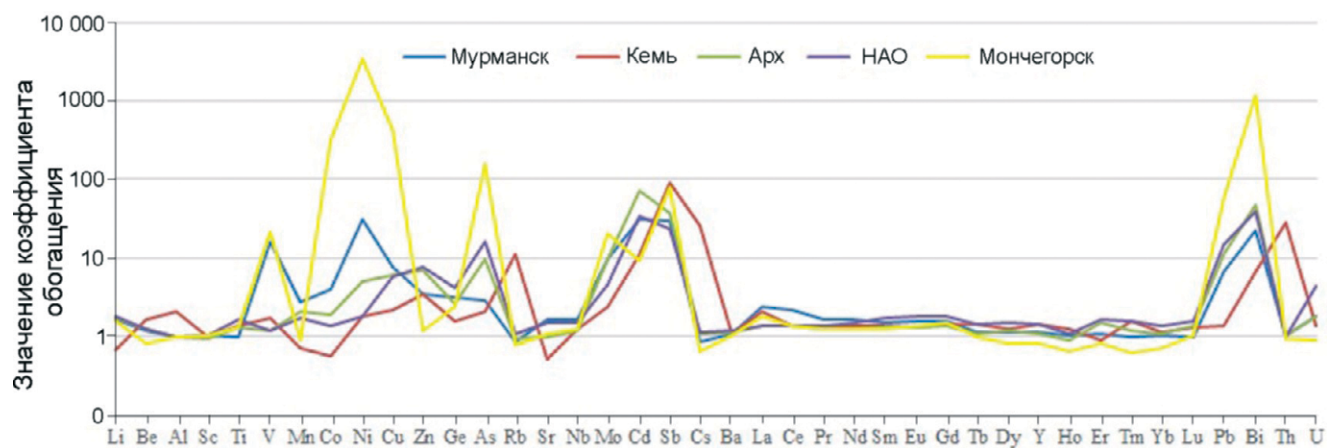


Рис.4. Значения коэффициентов обогащения взвешенного вещества. Номера точек совпадают с нумерацией на рис. 1

Fig. 4: Values of suspended solids enrichment factors. Point numbers are the same as in Fig. 1

На территории Кольского полуострова ко второй группе добавляется сурьма. Кроме того, на данной территории прослеживается сильная связь между содержанием во взвеси цинка и марганца ($KK = 0.91$). При этом при снижении уровня pH талых вод отмечается снижение содержания во взвеси цинка ($KK = 0.78$). Коррелирует между собой содержание молибдена, мышьяка, свинца и таллия ($KK = 0.73-0.85$).

В составе взвешенного вещества снега рассматриваемой части Архангельской области корреляционная связь определена только для первой группы, куда вошли и кобальт и марганец. Выявлена также связь содержания меди с содержанием сурьмы и стронция, а также цинка с марганцем.

В составе нерастворимого вещества снежного покрова Ненецкого автономного округа содержание титана коррелирует с содержанием РЗМ, но не

зависит от содержания лития, бериллия, алюминия и скандия. В то же время определена тесная связь титана с содержанием во взвеси никеля, кадмия и сурьмы. С элементами первой группы определена связь содержания во взвеси ванадия. Получены высокие значения коэффициента корреляции между содержанием меди и молибдена, а также цинка и марганца с кобальтом. Содержание мышьяка имеет связь с содержанием германия и висмута.

ВЫВОДЫ

По результатам проведенного исследования в период максимального снегонакопления в зимний период 2022/23 г. более низкие значения pH талого снега определены на Кольском полуострове. Высокие значения pH характерны для территории Ненецкого автономного округа как вследствие природных факторов (устьевые области рек), так и антропогенных (вблизи Харьгинского месторождения).

В среднем содержание взвешенного вещества в снежном покрове западного сектора Российской Арктики находилось на уровне 3.4 мг/л. Увеличение содержания взвеси в снеге происходит локально под влиянием антропогенных факторов (западное побережье Кольского залива, район месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова) и природных особенностей (выход скальных пород на восточной части побережье Онежского залива, устье р. Мезень, зоны выдувания в Большеземельской тундре).

Нерастворимое вещество снега вблизи Мончегорска обогащено Ni, Bi, Cu, Co, V, Pb, As, Sb и Mo. Разработка апатит-нефелиновых руд приводит к увеличению во взвеси содержания марганца, алюминия, титана и РЗМ вблизи г. Апатиты. Значимым источником загрязнения снежного покрова нерастворимыми формами ванадия и никеля на западном побережье Кольского залива является деятельность по перегрузке угля в порту Мурманска.

На севере Архангельской области предприятия судостроительства и судоремонта г. Северодвинск служат источником сурьмы и меди в нерастворимом веществе снега. Вследствие влияния ТЭЦ Архангельской агломерации в устьевой области р. Северная Двина определено повышенное содержание во взвеси марганца, титана, никеля, ванадия, кобальта. В фоновых районах отмечается обогащение взвешенного вещества свинцом и мышьяком.

Благодарности. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда “Атмосферный перенос как источник загрязнения экосистем западного сектора Российской Арктики” № 22-77-10074. Авторы благодарят туристическую компанию “Еду в НАО” за помощь в проведении экспедиционных работ.

Acknowledgements. The Russian Science Foundation supported the research within the framework of project No. 22-77-10074 “Atmospheric transport as a source of pollution of ecosystems in the western sector of the Russian Arctic”. The authors are grateful to the travel company “Edu v NAO” for their assistance in carrying out fieldworks.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубева Н.И., Бурцева Л.В., Гинзбург В.А. Тяжелые металлы в атмосферных осадках на побережье Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 60–70.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году // Электронный ресурс. https://gd2021.data-geo.ru/nfm/tr/#tbl_2 Дата обращения 24.07.2024.
- Жаров Ю.Н. Изучение и оценка токсичных микроэлементов в товарных энергетических углях России // Горный информационно-аналитический бюллетень. 1995. № 5. С. 54–56.
- Конищев В.Н., Любимов Б.П. Древние эоловые формы рельефа в Большеземельской тундре // Вестник Московского ун-та. Серия География. 1968. № 2. С. 96–99.
- Котова Е.И., Нецветова О.П., Новикова Ю.В., Тумова К.В. Физико-химические характеристики и альгологический состав снежного покрова в устьях рек бассейна юго-восточной части Баренцева моря // Арктика: экология и экономика. 2024. Т. 14. № 1 (53). С. 127–134. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-127-134>
- Котова Е.И., Шевченко В.П. Влияние дальнего атмосферного переноса на формирование ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова прибрежной зоны западного сектора российской Арктики // Фундаментальные исследования. 2014. № 12–11. С. 2378–2382.
- Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398–1439.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Тигеев А.А. Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 551–563. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040151>
- Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2023 год. М.: Росгидромет, 2024. 215 с.
- Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Кукушкин С.Ю., Янсон С.Ю., Арестова И.Ю., Шейнерман Н.А., Спаский В.В., Папаян Э.Э., Елсукова Е.Ю. Минералогическая характеристика снежного покрова в районах горнорудного производства //

- Геохимия. 2021. Т. 66. № 7. С. 659–672.
<https://doi.org/10.31857/S0016752521060078>
- Постева М.А., Слуковский З.И. Анализ атмосферных выбросов в г. Мурманске и их связь с загрязнением городских озер // Вестник МГТУ им. Н. Э. Баумана. 2021. Т. 24. № 2. С. 190–201.
<https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-2-190-201>
- Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. А.П. Лисицын; ред. И.А. Немировская. М.: Научный мир, 2012. 784 с.
- Суркова Г.В., Еремина И.Д., Мордкович П.А. О влиянии крупномасштабного атмосферного переноса на химический состав и количество атмосферных осадков в центре европейской территории России // Метеорология и гидрология. 2010. № 4. С. 36–44.
- Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6/7. С. 551–575.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р., Горюнова Н.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М., Новигатский А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 1 (75). С. 106–118.
- Шурко В.О. Характеристики снежного покрова в районе разработки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (по данным экспедиции 2023 г.) // Сб. материалов науч.-практич. конф. “Ломоносовские научные чтения студентов, аспирантов и молодых ученых высшей школы естественных наук и технологий САФУ”. Архангельск: Северный (Арктический) федеральный университет имени М.В. Ломоносова, 2024. С. 272–277.
- Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T. The atmospheric input of trace species to the World Ocean // Global Biogeochemical Cycles. 1991. V. 5. № 3. P. 193–259.
- Lee S., Lee K., Han Ch., Han Y., Hong S.-B., Hur S.D., Lee S., Chang Ch., Jung H., Moon J., Boutron C.F., Hong S. Recent decline in atmospheric Pb deposition and isotopic constraints on changes in source contributions in snow from northwestern Greenland // Chemosphere. 2023. V. 345. P. 140441.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2023.140441>
- Opekinova M., Opekinov A., Elsukova E., Kukushkin S., Janson S. Comparative analysis of methods for air pollution assessing in the Arctic mining area // Atmospheric Pollution Research. 2021. V. 12. P. 76–88.
- Pouch A., Zaborska A. Climate change influence on migration of contaminants in the arctic marine environment chapter in: impact of climate changes on marine environments // Geopl. Earth Planet. Sci. 2015. P. 75–90.
http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-14283-8_7
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Schiedek D., Sundelin B., Readman J.W., Macdonald R.W. Interactions between climate change and contaminants // Marine Pollution Bulletin. 2007. V. 54. P. 1845–1856.
- Souza-Kasprzyk J., Kozak L., Niedzielski P. Impacts of anthropogenic activities and glacial processes on the distribution of chemical elements in Billefjord, Svalbard, Arctic // Science of The Total Environment. 2024. V. 909. P. 168534.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.168534>
- Stanek L.W., Sacks J.D., Dutton S.J., Dubois J.J.B. Attributing health effects to apportioned components and sources of particulate matter: an evaluation of collective results // Atmospheric Environment. 2011. V. 45. P. 5655–5663.

Citation: Kotova E. I., Starodymova D. P., Lokhov A. S., Netsvetaeva O. P. Distribution and composition of suspended solids in the snow cover of the western sector of the Russian Arctic. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 591–601. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040097

Distribution and composition of suspended solids in the snow cover of the western sector of the Russian Arctic

E. I. Kotova[#], D. P. Starodymova, A. S. Lokhov, O. P. Netsvetaeva

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

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

Received August 8, 2024 / Revised September 11, 2024 / Accepted October 7, 2024

The results of a study of the content and composition of suspended solid matter in snow samples taken in the western mainland of the Russian Arctic (Kola Peninsula, North of Arkhangelsk Oblast, Nenets Autonomous Okrug) are presented. The concentrations of insoluble forms of 40 elements were determined by ICP-MS method in samples collected at the end of the 2022/23 winter season. The sampled snow had pH values ranging from 5.0 to 9.2. Lower pH values were found in melted snow of the Kola Peninsula. High pH values are typical for snow from the territory of the Nenets Autonomous Okrug. The average content of insoluble matter in snow over the whole investigated area was equal to 3.4 mg/l. The increase in the content of suspended matter occurs locally due to anthropogenic factors and natural features. The insoluble matter in snow near Monchegorsk is enriched with Ni, Bi, Cu, Co, V, Pb, As, Sb and Mo. The production of the apatite-nepheline ores accounts for an increase of manganese, aluminum, titanium and SPM in the samples near the town of Apatity. A significant source of pollution of the snow cover with insoluble forms of vanadium and nickel found on the western coast of the Kola Bay is the coal transshipment activities in the port of Murmansk. In the north of the Arkhangelsk region, the shipbuilding and ship repair enterprises in the city of Severodvinsk serve as a source of antimony and copper in the insoluble substance of snow. Increasing content of manganese, titanium, nickel, vanadium, and cobalt has been determined in the suspension in the area of the Northern Dvina River mouth that is caused by influence of the thermal power plant of the Arkhangelsk agglomeration. In background areas, the suspended matter is enriched with lead and arsenic. The data obtained will make possible to estimate the load on Arctic ecosystems, which are vulnerable even under a small anthropogenic impact, and provide information for understanding the processes occurring in nature and further rational management of Arctic ecosystems.

Keywords: snow cover, suspended matter, metals, Arctic

REFERENCES

- Golubeva N.I., Burtseva L.V., Ginzburg V.A. Heavy metals in atmospheric precipitation on the coast of the Barents Sea. *Meteorologija i gidrologija* Meteorology and Hydrology. 2010, 5: 60–70. [In Russian].
- Gosudarstvennyj doklad o sostojanii i ispol'zovanii mineral'no-syr'evykh resursov Rossijskoj Federacii v 2021 godu. State report on the state and use of mineral resources of the Russian Federation in 2021. Retrieved from: https://gd2021.data-geo.ru/nfm/tr/#tbl_2 Last access: 24.07.2024. [In Russian].
- Zharov Yu.N. Study and evaluation of toxic trace elements in commodity energy coals of Russia. *Gornyj informacionno-analiticheskij bjulleten'*. Mining information-analytical bulletin. 1995, 5: 54–56. [In Russian].
- Konischev V.N., Lyubimov B.P. Ancient aeolian landforms in the Bolshezemelskaya tundra. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. Geografija*. Bulletin of Moscow University. Ser. Geography. 1968, 2: 96–99. [In Russian].
- Kotova E.I., Netsvetayeva O.P., Novikova Yu.V., Titova K.V. Physico-chemical characteristics and algological composition of snow cover in the estuaries of the rivers of the basin of the southeastern part of the Barents Sea. *Arktika: ekologija i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economics. 2024, 1 (53): 127–134. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-127-134> [In Russian].
- Kotova E.I., Shevchenko V.P. Influence of long-range atmospheric transport on the formation of ionic composition of precipitation and snow cover of the coastal zone of the western sector of the Russian Arctic. *Fundamental'nye issledovanija*. Fundamental Research. 2014, 12–11: 2378–2382. [In Russian].
- Lisitsyn A.P. Arid sedimentation in the World Ocean. Atmospheric dispersed sedimentary matter. *Geologija i geofizika*. Geology and Geophysics. 2011, 52 (10): 1398–1439. [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Tigeev A.A. Assessment of metal and metalloid content in the snow cover at the oil production sites of the Middle Priobie. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 4 (62): 551–563.

- <https://doi.org/10.31857/S2076673422040151> [In Russian].
- Obzor sostojanija i zagriznenija okruzhajushhej sredy v Rossijskoj Federacii za 2023 god.* Review of the state and pollution of the environment in the Russian Federation for 2023. Moscow: Roshydromet, 2024: 215 p. [In Russian].
- Opekunov A.Yu., Opekunova M.G., Kukushkin S.Yu., Yanson S.Yu., Arestova I.Yu., Sheinerman N.A., Spassky V.V., Papyan E.E., Elsukova E.Yu.* Mineralogical and geochemical characterization of snow cover in areas of mining production. *Geokhimija. Geochemistry.* 2021, 66 (7): 659–672. <https://doi.org/10.31857/S0016752521060078> [In Russian].
- Postevaya M.A., Slukovsky Z.I.* Analysis of atmospheric emissions in Murmansk and their relationship with the pollution of urban lakes. *Vestnik MGTU. The journal "Bulletin of the Moscow State Technical University"*. 2021, 24 (2): 190–201. <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-2-190-201> [In Russian].
- Sistema Belogo morja.* The White Sea System. V. 2. Water column and the atmosphere, cryosphere, river runoff and biosphere interacting with it. Moscow: Nauchny Mir, 2012: 784 p. [In Russian].
- Surkova G.V., Eremina I.D., Mordkovich P.A.* On the influence of large-scale atmospheric transport on the chemical composition and amount of precipitation in the center of the European territory of Russia. *Meteorologija i gidrologija. Meteorology and Hydrology.* 2010, 4: 36–44. [In Russian].
- Shevchenko V.P.* Vlijanie ajerozolej na sredu i morskoe osadkonakoplenie v Arktike. Aerosols influence on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Nauka, 2006: 226 p. [In Russian].
- Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Vinogradova A.A., Smirnov V.V., Serova V.V., Stein R.* Aerosols of the Arctic - results of ten-year studies. *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Ocean Optics* 2000, 13 (6/7): 551–575. [In Russian].
- Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Stein R., Goryunova N.V., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Krivs M., Novigatsky A.N., Sokolov V.T., Filippov A.S., Haas H.* Distribution and composition of insoluble particles in Arctic snow. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic.* 2007, 1 (75): 106–118. [In Russian].
- Shurko V.O.* Characteristics of the snow cover in the area of the Lomonosov diamond deposit development (according to the expedition data of 2023). *Sbornik materialov nauchno-prakticheskoy konferencii "Lomonosovskie nauchnye chtenija studentov, aspirantov i molodyh uchenyh vysshej shkoly estestvennyh nauk i tehnologij SAFU"*. Collection of materials of the scientific-practical conference "Lomonosov Scientific Readings of students, graduate students and young scientists of the SAFU Higher School of Natural Sciences and Technologies". Arkhangelsk: Northern (Arctic) Federal University named after M.V. Lomonosov, 2024: P. 272–277. [In Russian].
- Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T.* The atmospheric input of trace species to the World Ocean. *Global Biogeochemical Cycles.* 1991. V. 5 (3): 193–259.
- Lee S., Lee K., Han Ch., Han Y., Hong S.-B., Hur S.D., Lee S., Chang Ch., Jung H., Moon J., Boutron C.F., Hong S.* Recent decline in atmospheric Pb deposition and isotopic constraints on changes in source contributions in snow from northwestern Greenland. *Chemosphere.* 2023, 345: 140441. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2023.140441>
- Opekunova M., Opekunov A., Elsukova E., Kukushkin S., Janson S.* Comparative analysis of methods for air pollution assessing in the Arctic mining area // *Atmospheric Pollution Research.* 2021, 12: 76–88.
- Pouch A., Zaborska A.* Climate change influence on migration of contaminants in the arctic marine environment chapter in: impact of climate changes on marine environments. *Geopl. Earth Planet. Sci.* 2015: 75–90. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-14283-8_7
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry.* 2003, 3: 1–64.
- Schiedek D., Sundelin B., Readman J.W., Macdonald R.W.* Interactions between climate change and contaminants. *Marine Pollution Bulletin.* 2007, 54: 1845–1856.
- Souza-Kasprzyk J., Kozak L., Niedzielski P.* Impacts of anthropogenic activities and glacial processes on the distribution of chemical elements in Billefjord, Svalbard, Arctic. *Science of The Total Environment.* 2024, 909: 168534. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.168534>
- Stanek L.W., Sacks J.D., Dutton S.J., Dubois J.J.B.* Attributing health effects to apportioned components and sources of particulate matter: an evaluation of collective results. *Atmospheric Environment.* 2011, 45: 5655–5663.

СОСТОЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

© 2024 г. Е. У. Миронов*, Е. С. Егорова, Н. А. Лис

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: mir@aari.ru

Поступила 15.08.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Рассмотрены многолетние изменения ледовитости Гренландского и Баренцева морей и выявлены отрицательные линейные тренды характеристики. Определен период преобладания отрицательных аномалий ледовитости. Показано, что в XXI в. происходит замещение толстых льдов более тонкими. Определены основные факторы, определяющие формирование ледовых условий и разработаны статистические модели межгодовых колебаний ледовитости.

Ключевые слова: ледовитость, возраст льда, многолетние изменения, Гренландское море, Баренцево море

DOI: 10.31857/S2076673424040105, EDN: HTBWKA

ВВЕДЕНИЕ

Современные изменения климата в наибольшей степени проявляются в Арктике, где по разным оценкам (IPCC Report..., 2019) наблюдается ускоренный рост средней температуры приземного слоя атмосферы по сравнению с ростом глобальной температуры (примерно в 2.5 раза). Данное явление в литературе получило название Арктического усиления. Отличительной особенностью Северного Ледовитого океана (далее — СЛО) является постоянное наличие на его акватории ледяного покрова, который оказывает существенное влияние на природные процессы в Северном полушарии. Морские льды — значимый индикатор климатических изменений, поскольку современные средства дистанционного зондирования Земли из космоса позволяют оперативно получать сведения о ледовых условиях всего океана. В исследовании (Mironov et al., 2007) показано, что в зимний период изменчивость площади льдов Северо-Европейского бассейна имеет определяющее значение в общей дисперсии колебаний площади морских льдов СЛО.

Гренландское и Баренцево моря занимают особое место в климатической системе СЛО — это прежде всего обусловливается их географическим положением. Гидрометеорологический и ледовый режим формируется в данном регионе за счёт соседства с теплым Норвежским морем и холодным

Арктическим бассейном. Так, сочетание крупномасштабных факторов циркуляции холодных и теплых течений, а также воздушных переносов определяет климат умеренных широт (*условное название зон, расположенных на поверхности земного шара между 40° и 65° с. ш.*). Положение кромки дрейфующих льдов и площадь льдов достаточно быстро реагируют на внешние факторы. Толщина ледяного покрова (его возрастная структура) отражает их долгопериодные изменения и в большей степени влияет на хозяйственную деятельность в высоких широтах (судоходство, рыболовство, геологоразведка, освоение континентального шельфа и др.). Поэтому сезонные и многолетние изменения состояния ледяного покрова в регионе Северо-Европейского бассейна определяют актуальность работы.

Многочисленные исследования (Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009) показывают, что за последние 100 лет в Арктике происходило чередование холодных и теплых периодов. Современное состояние арктического ледяного покрова — объект пристального внимания со стороны ученых и исследователей полярных регионов во всем мире. Известно, что с начала 2000-х годов изменение ледового режима морей СЛО характеризуется, с одной стороны, заметным сокращением площади льдов в летний период года (Юлин и др., 2019; Cai et al., 2021) и, с другой стороны, замещением старых льдов более тонкими однолетними (Егоров,

2020). Отмечается, что Гренландское и Баренцево моря одними из первых реагируют на колебания в климатической системе, что в свете её глобальных изменений делает актуальным проблему изучения ледовых условий их акваторий.

Цель работы состоит в установлении пространственно-временных закономерностей основных параметров состояния ледяного покрова, определяющих режимные особенности акваторий Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходных данных были использованы региональные ледовые карты исследуемых морей, доступные в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду Арктического и антарктического научно-исследовательского института, составляемые по спутниковым данным в

видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Данными за последние несколько лет были дополнены уже имеющиеся электронные архивы среднемесячных значений ледовитости Гренландского и Баренцева морей; данные для последнего представлены в трех однородных ледово-гидрологических районах: западном, северо-восточном и юго-восточном (рис. 1). Таким образом, полученные архивы охватывают период 1950–2023 гг. и для Гренландского, и для Баренцева морей. В качестве меры ледовитости использовались отношение площади льдов к площади моря (в %) и площадь льдов в границах моря (в км²).

Кроме того, были сформированы электронные архивы данных по положению границ преобладания старых льдов в Гренландском море, а также старых и однолетних льдов в Баренцевом море с привлечением региональных ледовых карт. Они включают среднедекадные значения за период 1997–2023 гг. Координаты положения границ

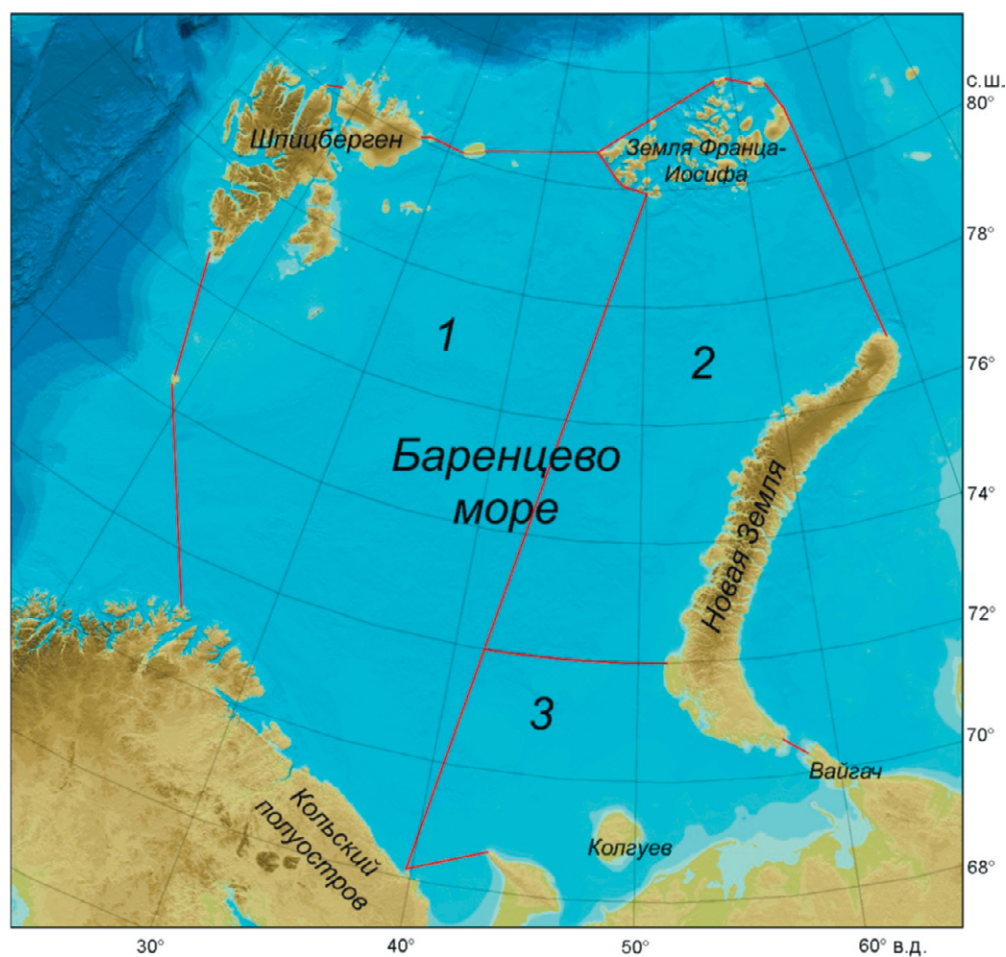


Рис. 1. Границы, выделяемых однородных ледовых районов Баренцева моря (Миронов, 2004), отмеченные красными линиями: 1 – западный, 2 – северо-восточный и 3 – юго-восточный

Fig. 1. Boundaries of delineated homogeneous ice sub-areas of the Barents Sea (Mironov, 2004) highlighted by red lines: 1 – western, 2 – north-eastern and 3 – south-eastern

преобладания льдов разных возрастных градаций фиксировались для Гренландского моря на параллелях от 69.0° с.ш. до 80.0° с.ш. через 1.0°. Для Баренцева моря архив включает данные на меридианах от 20.0° в.д. до 65.0° в.д. через 2.5°; в юго-восточной части моря положение границ преобладания описывается долготой пересечения параллелей от 69.0° с.ш. до 75.0° с.ш. через 1.0°.

Возрастной состав (градации толщины) ледяного покрова — показательная характеристика прежде всего в вопросе изменений климата в арктическом регионе. Для оценки ее изменчивости были сформированы электронные архивы, включающие в себя значения площадей льдов различных возрастных градаций в Гренландском и Баренцевом морях (в том числе для трех однородных районов) за период 1997–2023 гг. с декадной дискретностью.

Возрастной состав льдов Гренландского и Баренцева морей определялся совокупностью семи стандартных градаций, которые показывают неоднородную картину распределения средней толщины ледяного покрова на их акваториях. Оценки возрастной структуры ограничены зимними месяцами (октябрь–май), т. е. периодом формирования и развития ледяного покрова, поскольку только для этого периода года имеются достоверные данные по возрастной структуре льдов. Сведения об основных характеристиках ледяного покрова заносились в атрибутивную таблицу векторной ледовой карты формата ESRI Shape-file в соответствии со стандартом SIGRID-3. Работу с векторными ледовыми картами выполняли с помощью свободно распространяемой геоинформационной системы QGIS. По данным атрибутивных таблиц были рассчитаны площади льдов различных возрастных градаций.

В качестве основных методов исследования применяли статистический анализ, включавший оценку линейного и полиномиального тренда, а также корреляционный и кластерный анализ. Для оценки основных факторов, влияющих на изменение ледовых условий, был задействован метод мультирегрессионного анализа, когда путем перебора потенциально значимых предикторов получали уравнения с наибольшими коэффициентами корреляции R и детерминации R^2 .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Многолетние изменения ледовитости Гренландского и Баренцева морей. Несмотря на большие внутригодовые изменения площадей льдов удается выделить классы (или кластеры) подобных сезонных циклов. Для их классификации использовали метод K -средних, в качестве критерия близости при использовании метода были выбраны квадраты Евклидовых расстояний. В результате построены графики средних значений по выделенным

группам лет, в которые вошли группы лет подобных сезонных циклов, выделено три кластера. В первый кластер K -1 вошли годы с наибольшей площадью льдов как в зимний, так и в летний периоды. Второй кластер K -2 объединил годы средней ледовитости. В третий кластер K -3 вошли годы с наименьшей ледовитостью Гренландского и Баренцева морей. Для группы лет первого и второго кластеров максимальное развитие площади льдов наступало асинхронно: в Гренландском море в среднем в феврале, а в Баренцевом — в апреле. Минимальная площадь льдов в среднем для обеих акваторий наблюдалась в сентябре.

В многолетних изменениях ледовитости Гренландского моря выделяется статистически значимый линейный тренд, показывающий сокращение площади льдов (Вязигина и др., 2021). Результаты сопоставимы с наблюдающимся трендом к уменьшению площади ледяного покрова на акватории СЛО (Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018; Юлин и др., 2019). На фоне данного тренда фиксируются большие межгодовые изменения ледовитости моря, что демонстрируют величины ее среднеквадратического отклонения (далее — СКО) для каждого месяца внутри ледового сезона.

В многолетних изменениях ледовитости всей акватории Баренцева моря также выделяется статистически значимый линейный тренд, показывающий сокращение льдов. Отмечено, что процесс уменьшения площади льдов во всей акватории моря летом происходит интенсивнее, чем зимой, что выражается в более высоких значениях величины линейного тренда. Однако в разных районах Баренцева моря линейные тренды имеют разные значения, из чего следует, что климатические изменения площади льдов в разных районах формируются по-разному и, соответственно, могут иметь разные причины. При наличии в распоряжении длинного ряда наблюдений за ледовитостью Гренландского и Баренцева морей, охватывающего разные периоды похолодания и потепления в арктическом регионе (Фролов и др., 2007; Дианский и др., 2019), целесообразно выделение и анализ тренда на отдельных временных промежутках.

Для выделения периодов устойчивого увеличения и уменьшения ледовитости Гренландского и Баренцева морей использовался метод интегральных аномалий, который позволяет определить характерные периоды межгодовых изменений аномалий ледовитости за отдельные промежутки времени. Интегральные аномалии рассчитываются путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости по методике, предложенной изначально для метеорологических характеристик. С учётом устойчивости сезонных аномалий на рис. 2 приведены кривые интегральных аномалий ледовитости Гренландского и Баренцева морей в среднем для всего ледового

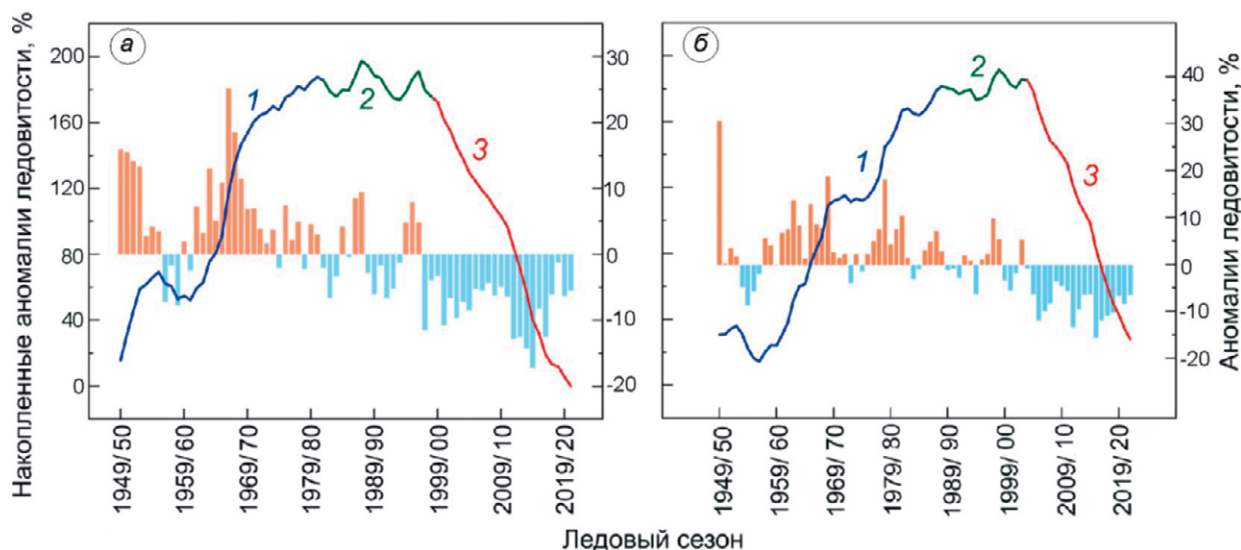


Рис. 2. Интегральные кривые аномалий ледовитости Гренландского (а) и Баренцева (б) морей в среднем за ледовый сезон, вычисленных относительно среднееголетних значений для периода 1950–2022 гг., на этапах: 1 – увеличения, 2 – стационарности и 3 – уменьшения ледовитости. На левой оси (а) и (б) отражены значения накопленных аномалий ледовитости, представленные в виде кривых, на правой оси – абсолютные значения аномалий ледовитости, представленные в виде столбцов

Fig. 2. Cumulative curves of ice extent anomalies in the Greenland Sea (a) and the Barents Sea (b) averaged over the ice season, computed relative to the multi-year mean values for the period 1950–2022 for the stages of: 1 – increasing, 2 – stationary state and 3 – decreasing of ice extent. The left axes (a) and (b) reflect the values of accumulated ice anomalies, represented as curves, and the right axis shows the absolute values of ice anomalies, represented as columns.

сезона, вычисленные относительно среднееголетних значений 1950–2022 гг.

Здесь терминами “увеличение” или “уменьшение” аномалий ледовитости описывается интегральный эффект накопления этих аномалий (таким образом анализируются кривые аномалий). В свою очередь “положительные” или “отрицательные” аномалии ледовитости определяют увеличение или уменьшение соответственно общей ледовитости морей (анализируются столбчатые диаграммы). Так, статистически значимые линейные тренды определяются на этапе увеличения и уменьшения аномалий ледовитости. Для ледовитости Гренландского моря период стационарности отмечается в период с 1987/88 по 1999/00 гг., а для ледовитости Баренцева моря этот период смещается на четыре года в более позднюю сторону и таким образом наблюдается с 1987/88 по 2003/04 гг. Период преобладания отрицательных аномалий ледовитости наблюдается в Гренландском море, начиная с ледового сезона 2000/01 г., а в Баренцевом море – с 2004/05 г.

В статьях последнего десятилетия (Юлин и др., 2019; Егоров, 2020; Тимофеева и др., 2024) показано, что в многолетних изменениях различных элементов ледового режима арктических морей российского сектора Арктики период устойчивого преобладания отрицательных аномалий наступает в 2002–2005 гг. При этом в период после

2002–2005 гг. по последний анализируемый ледовый сезон 2021/22 г. статистические параметры существенно отличаются от периодов стационарности и преобладания положительных аномалий (табл. 1).

Так, на этапе потепления средняя за сезон ледовитость уменьшилась в Гренландском море на 14%, при этом наблюдалась устойчивая отрицательная аномалия (т.е. устойчивая отрицательная аномалия соответствует уменьшению ледовитости), а СКО уменьшилось с 7 до 4%. В Баренцевом море сокращение ледовитости в современный период, начиная с 2004/05 г., составило 13%, при этом СКО изменилось с 6 до 3%.

Сезонные и межгодовые изменения возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей. Среднее соотношение относительного количества дрейфующих льдов разного возраста исследуемых морей в зимний период представлено на рис. 3. Известно, что отличительная особенность ледового режима Гренландского моря заключается в круглогодичном присутствии на его акватории старых (многолетних и двухлетних) льдов, выносимых из Арктического бассейна (Миронов, 2004). На протяжении всего зимнего периода в ледяном покрове моря преобладают старые льды, занимая не менее $\frac{1}{3}$ от общей площади льдов. Сезонные максимумы абсолютных значений площади распространения старых льдов наблюдаются в декабре

Таблица 1. Параметры ледовитости (выраженные в %), осредненной за ледовый сезон, в Гренландском и Баренцевом морях на выделенных этапах климатических изменений

Гренландское море			
Параметр, %	Этап увеличения (1949/1950–1981/1982)	Этап стационарности (1982/1983–1998/1999)	Этап уменьшения (1999/2000–2021/2022)
Ледовитость	47	41	33
Сезонный размах	33	21	16
СКО	±7	±6	±4
Баренцево море			
Параметр, %	Этап увеличения (1949/1950–1987/1988)	Этап стационарности (1988/1989–2003/2004)	Этап уменьшения (2004/2005–2021/2022)
Ледовитость	32	28	19
Сезонный размах	27	16	16
СКО	±6	±4	±3

Сезонным размахом здесь называется разница между максимальным и минимальным значением ледовитости в рамках одного этапа (увеличения, стационарности или уменьшения ледовитости). СКО – это среднеквадратическое отклонение.

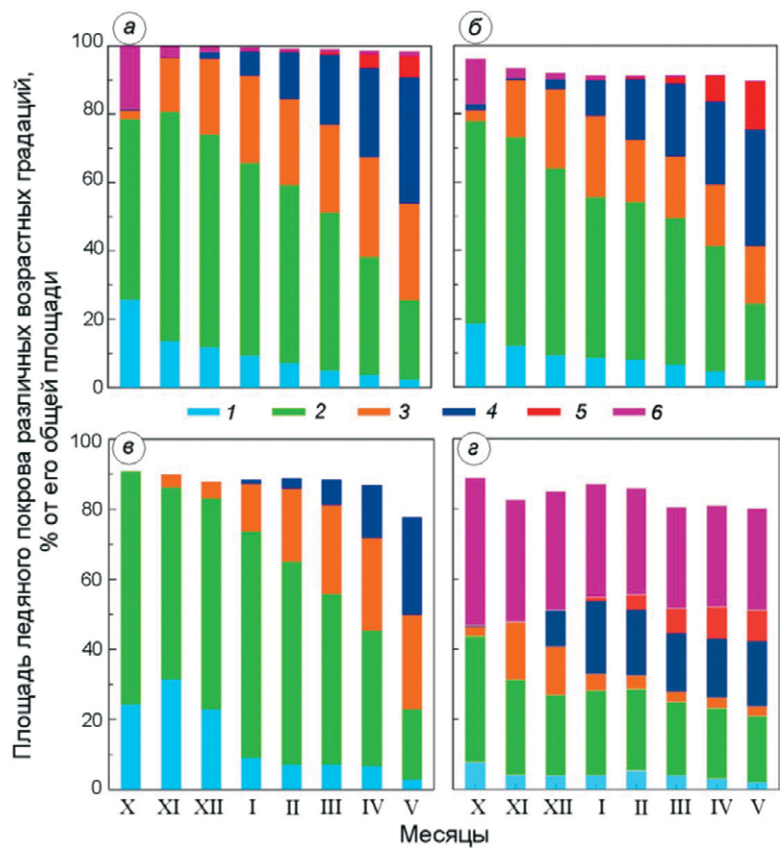


Рис. 3. Соотношение площадей льдов различных возрастных градаций в ледяном покрове западной (а), северо-восточной (б) и юго-восточной (в) частей Баренцева моря, а также Гренландского моря (г) в зимний период (выражены в % от общей площади льдов): 1 – начальные виды и nilas, 2 – молодые, 3 – однолетние тонкие, 4 – однолетние средние, 5 – однолетние толстые, 6 – старые

Fig. 3. Areal fractions of the ice of different age gradations for western (а), north-eastern (б) and south-eastern (в) sub-areas of the Barents Sea, as well as for the Greenland Sea (г) during the winter period (expressed % of the total ice area): 1 – initial types and nilas, 2 – young, 3 – first-year thin, 4 – first-year medium, 5 – first-year thick, 6 – old

(155 тыс. км²) и в апреле (143 тыс. км²). Они соответствуют двум пикам в сезонном ходе ледообмена через пролив Фрама (Егорова, Миронов, 2023), который и определяет количество старых льдов на акватории моря. Для Баренцева моря характерно наличие старых льдов только на акватории его северных районов, однако их количество не превышает 4% относительно общей площади ледяного покрова, за исключением октября, когда льды только начинают формироваться (тогда их доля достигает 19%). В юго-восточной части Баренцева моря, где отмечаются наиболее легкие ледовые условия среди прочих, старые льды при средних условиях не наблюдаются вовсе.

Процесс ледообразования в Гренландском и Баренцевом морях происходит в течение всего зимнего периода, поэтому градации начальных и молодых льдов характерны для ледяного покрова всех рассматриваемых месяцев. В среднем серо-белые льды на протяжении всего периода формирования ледяного покрова обоих морей являются преобладающей градацией среди льдов толщиной до 30 см. С октября по февраль суммарное количество начальных и молодых льдов преобладает в возрастной структуре ледяного покрова местного образования в Гренландском море (Миронов, Егорова, 2024). В Баренцевом море преобладание этих возрастных градаций наступает в среднем на один–два месяца позже: в марте в западной и северо-восточной частях и в апреле в юго-восточной части (Егорова, Миронов, 2022).

Формирование однолетних тонких и средних льдов на акваториях Гренландского моря, а также северных районов Баренцева моря начинается в ноябре и декабре соответственно. В юго-восточной части Баренцева моря однолетние тонкие льды также начинают образовываться в декабре, однако переходят в следующую градацию однолетних средних только в феврале. Однолетние толстые льды формируются в Гренландском море раньше всего, в январе, тогда как в северо-восточном районе Баренцева моря — в феврале, а в западной его части — только в марте. Для юго-восточного района Баренцева моря наличие однолетних толстых льдов при средних условиях не характерно.

При исследовании многолетних изменений возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей было установлено, что на фоне наблюдающегося сокращения общей площади ледяного покрова на их акваториях, площадь льдов разных возрастных градаций не изменяется, т.е. сохраняется возрастная структура ледяного покрова. Оценка статистической значимости линейных трендов показала, что за весь период наблюдений с 1997 по 2022 г. все выделенные тренды оказались незначимыми. При этом сопоставление оценок, полученных в рамках настоящей работы за 1997–2022 гг., с более ранними исследованиями

(Миронов, 2004) возрастной структуры ледяного покрова рассматриваемых морей (1989–1992 гг. для Гренландского моря, 1971–1976 гг. для Баренцева моря) говорит о замещении градации толстых льдов на градации более тонких льдов и, следовательно, об уменьшении средневзвешенной толщины ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей (табл. 2).

Сезонные и межгодовые изменения положения границы старых льдов в Гренландском море. Среднее положение границы преобладания старых льдов в период активного (ноябрь) и устойчивого (февраль) ледообразования, а также в период максимального развития (апрель) ледяного покрова Гренландского моря, показано на рис. 4, а. Из приведенного рисунка видно, что граница преобладания старых льдов в течение всего зимнего периода года меняется незначительно. С увеличением площади ледяного покрова на акватории Гренландского моря зона преобладания старых льдов расширяется. Граница старых льдов совпадает с ареалом Восточно-Гренландского течения, мощные воды которого круглогодично выносят через пролив Фрама старые льды из Арктического бассейна. Результаты анализа сезонных изменений пространственного распределения старых льдов в Гренландском море позволяют условно разделить его акваторию на северный и южный районы: в южном (створы 69.0°–75.0° с.ш.) наблюдается совпадение характера сезонных изменений границы преобладания старых льдов и ледовитости, а в северном (створы 76.0°–80.0° с.ш.) — наоборот, несоответствие в изменении характеристик в сезонном цикле.

На рис. 4, б приведено распределение максимального, минимального и среднего положения границы преобладания старых льдов в апреле. Ареал Восточно-Гренландского течения определяет среднее положение массива старых льдов. В прикромочной области могут встречаться небольшие зоны или отдельные поля старых льдов, вынесенные за счет дивергенции (Петренко, Козлов, 2023), однако в зимний период года там преобладают однолетние и молодые льды. Граница преобладания старых льдов, достигая южной границы моря, уходит южнее 70.0° с.ш. в Датский пролив.

При максимальном положении, по аналогии со средним, граница преобладания старых льдов простирается вдоль Восточно-Гренландского течения. Отклонение максимального от среднего положения на фиксированных параллелях в среднем составляет от 4.5° долготы в ноябре до 5.7° долготы в апреле. На период максимального развития ледяного покрова Гренландского моря (апрель) полученные оценки положения границы преобладания старых льдов на его акватории были сравнены с результатами исследования (Миронов, 2004) на зимне-весенний период 1989–1992 гг. Наибольшее

Таблица 2. Оценки относительного количества льдов различных возрастных градаций в структуре ледяного покрова Гренландского моря и отдельных районов Баренцева моря в апреле (выраженные в % от его общей площади)

Гренландское море						
Возрастная градация / Оценка	1988–1992 гг. (Миронов, 2004)			1998/1999–2021/2022 гг. (Миронов, Егорова, 2024)		
Начальные виды и молодые	33			25		
Однолетние	22			30		
Старые	45			30		
Баренцево море						
Возрастная градация / Оценка	1*	2**	1	2	1	2
	Западный		Северо-восточный		Юго-восточный	
Начальные виды и молодые	12	38	13	41	20	45
Однолетние тонкие	0	29	0	18	64	26
Однолетние средние	10	26	17	24	16	15
Однолетние толстые	54	4	69	7	0	0
Старые	24	1	1	1	0	0

При расчете относительных площадей льдов различного возраста учитывалось количество припая: *оценка (Миронов, 2004), **оценка, представленная в работе (Егорова, Миронов, 2022).

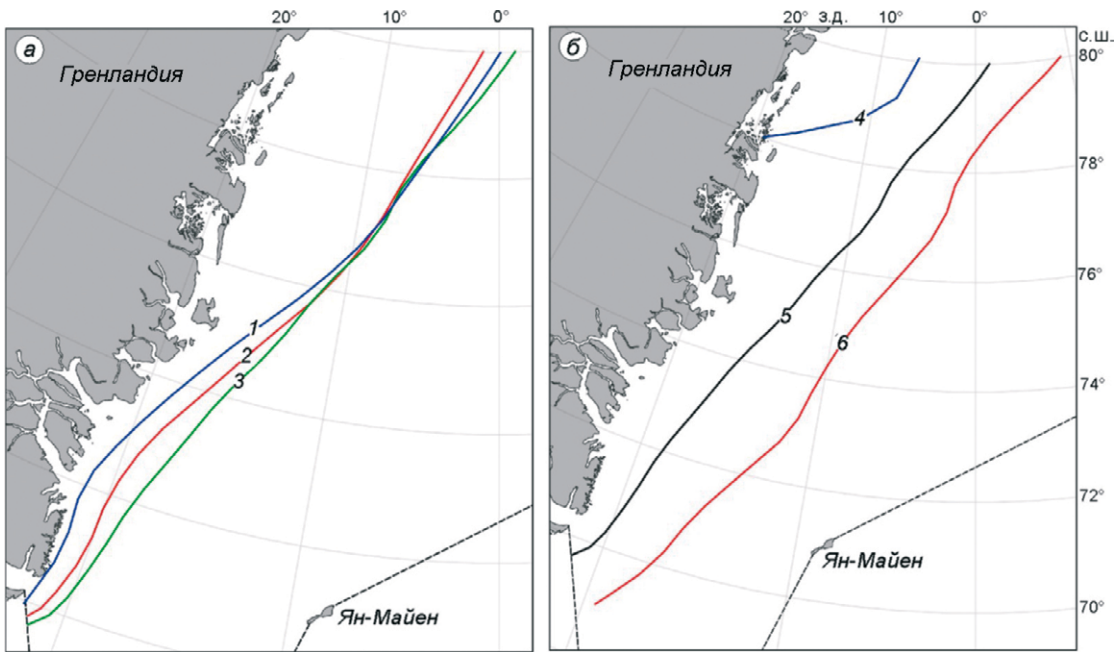


Рис. 4. (а) Среднее положение границы преобладания старых льдов в: 1 – ноябре, 2 – феврале и 3 – апреле в Гренландском море. (б) Пространственное распределение: 4 – минимального, 5 – среднего и 6 – максимального положения границы преобладания старых льдов в апреле в Гренландском море. Черной штриховой линией обозначена граница Гренландского моря

Fig. 4. (a) Average position of the boundary of old ice predominance in 1 – November, 2 – February and 3 – April in the Greenland Sea. (b) Spatial distribution of 4 – minimum, 5 – mean and 6 – maximum positions of the boundary of the old ice predominance in April in the Greenland Sea. The black dashed line marks the boundary of the Greenland Sea

отличие заключается в положении зоны преобладания старых льдов при минимальной площади: так, в соответствие с (Миронов, 2004), граница достигает штора 74.0° с.ш., в то время как по результатам данного исследования — 80.0° с.ш. Кроме того, граница преобладания старых льдов в 1990-х годах при среднем и максимальном ее положении выходит за южную границу Гренландского моря, а после 2000-х годов — уже концентрируется в пределах его акватории.

Сезонные и межгодовые изменения границы преобладания старых и однолетних льдов в Баренцевом море. При средних условиях в течение сезонного цикла граница преобладания старых льдов находится за пределами Баренцева моря, в части Арктического бассейна, которая примыкает к северной границе его акватории (рис. 5, а). Только при максимальном распределении граница преобладания старых льдов находится в пределах Баренцева моря, в ноябре располагаясь между параллелями 78.0° – 80.0° с.ш., в то время как в феврале и апреле — между 76.0° – 79.0° с.ш. В ноябре старые льды равномерно сосредотачиваются и в западном, и в северо-восточном районах моря, имея пространственное распределение в виде волны. В феврале и апреле, напротив, льды анализируемой возрастной градации в большей степени концентрируются в западном районе, нежели в северо-восточном. Граница преобладания старых льдов в апреле, располагающаяся в среднем на 77.0° с.ш., доходит на 40.0° – 45.0° в.д. до 76.0° с.ш. в западном районе моря, а далее поднимается до 78.0° с.ш. и затем на север у восточной границы акватории Баренцева моря. В ледовые сезоны 1997/98, 2002/03 и 2003/04 гг. массив старых льдов занимал максимум акватории Баренцева моря среди остальных анализируемых лет это свойственно для всех рассматриваемых зимних месяцев.

Пространственное распределение на акватории Баренцева моря среднего, максимального и минимального положения границы преобладания однолетних льдов приведено на рис. 5, б. При максимальном положении однолетних льдов граница их преобладания в ноябре фиксируется между 76.0° и 78.0° с.ш., равномерно распределяясь на всей акватории моря. Исключение составляют самые западные шторы 20.0° – 22.5° в.д., где граница преобладания отмечается вдоль восточного побережья архипелага Шпицберген: по всей видимости, между островами преобладающий характер носят молодые льды. В феврале и апреле однолетние льды занимают порядка 80% акватории Баренцева моря, когда ледовитость северо-восточного и юго-восточного районов близки к 90–100%. В это время в западном районе Баренцева моря граница преобладания однолетних льдов проходит вдоль 75.0° с.ш., опускаясь к 74.0° с.ш. в феврале и далее к 73.0° с.ш. в апреле у границы с его северо-восточной частью.

Столь тяжелые ледовые условия были свойственны ледовым сезонам 1997/98 и 1998/99 гг. Отмечается, что в последние годы граница преобладания однолетних льдов (кромка дрейфующего ледяного покрова, соответственно) в феврале и апреле не опускалась настолько далеко на юг. Южнее границы

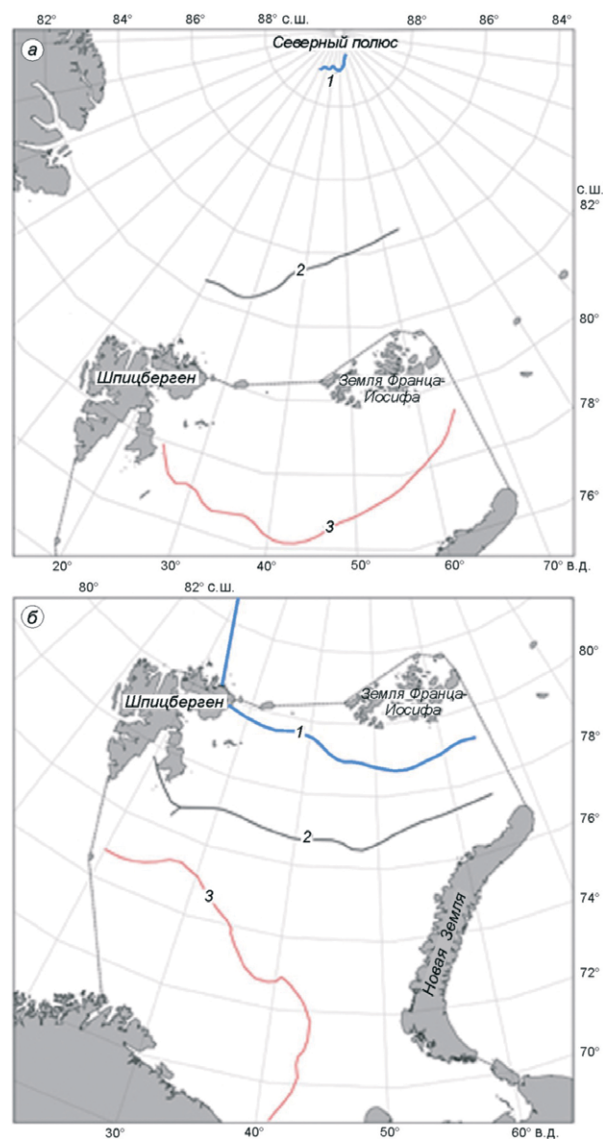


Рис. 5. Пространственное распределение 1 — минимального, 2 — среднего и 3 — максимального положения границы преобладания старых (а) и однолетних (б) льдов в Баренцевом море и в примыкающей части Арктического бассейна в апреле. Черной пунктирной линией обозначена граница Баренцева моря

Fig. 5. Spatial distribution of 1 — minimum, 2 — mean and 3 — maximum positions of the boundary of the old ice (a) and the first-year ice (b) predominance in the Barents Sea and the adjacent part of the Arctic Basin in April. The black dotted line marks the boundary of the Barents Sea

преобладания однолетних льдов при любом их развитии (максимальном, минимальном или среднем) во все рассматриваемые месяцы могут наблюдаться молодые льды, а также начальные виды и ниласовые льды.

При минимальном распространении граница преобладания однолетних льдов в ноябре и феврале находится за северной границей Баренцева моря. В апреле граница преобладания однолетних льдов отмечается в пределах Баренцева моря, между 79.0° и 80.0° с.ш., однако на западных створах граница вдаётся на север, до 83.0° с.ш. Отмечается, что в западном районе Баренцева моря однолетние льды концентрируются ближе к его северной границе, в северо-восточном — несколько южнее, на 79.0° с.ш. В юго-восточном районе моря граница преобладания однолетних льдов наблюдается между створами 69.0° в.д. и 70.0° в.д., в виде узкой полосы близ острова Вайгач и пролива Югорский Шар, не достигая пролива Карские Ворота. Подобное пространственное распределение границы преобладания однолетних льдов свойственно всем рассматриваемым месяцам года. Самыми показательными среди ледовых сезонов, для которых характерно минимальное положение границы преобладания однолетних льдов, являются ледовые сезоны 2008/09 и 2021/22 гг. (в ноябре), 2011/12 и 2020/21 гг. (в феврале), 2015/16 и 2020/21 гг. (в апреле).

Основные факторы, формирующие ледовые условия Гренландского и Баренцева морей. Для выявления основных природных факторов, определяющих изменения ледовитости исследуемых морей, в качестве предиктанта были использованы данные по среднемесячным значениям характеристики. Также для обобщения было выполнено осреднение по периодам с декабря по апрель (зимний сезон) и с июля по сентябрь (летний сезон) (Миронов, 2004). Были исследованы изменения ледовитости как на всей акватории морей (для Баренцева и Гренландского морей), так и в отдельных районах (только для Баренцева моря). Для выявления зависимости изменений ледовитости от различных гидрометеорологических факторов применялись статистические методы анализа с использованием мультирегрессионных моделей, а именно метод включения переменных. В качестве предикторов использовались следующие гидрометеорологические параметры.

Индекс Арктического колебания (АО) описывает барическую обстановку в Северном полушарии. В положительную фазу давление на уровне моря в высоких широтах значительно снижается, а ветры, циркулирующие вокруг Северного полюса против часовой стрелки, усиливаются, что способствует интенсификации западных течений и большему поступлению тепла из средних широт. В отрицательную фазу пояс ветров в высоких

широтах ослабевает, давление в средних широтах снижается, и холодные арктические воздушные массы распространяются в средние широты, снижая поступление тепла с Северо-Атлантическим течением в моря Северо-Европейского бассейна (www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/).

Индекс Арктического диполя (AD) имеет два центра давления, над Канадским Арктическим архипелагом и Гренландией, и над морями Карским и Лаптевых. Данная структура приводит к градиенту давления с нулевой изобарой, направленной от Берингова пролива через Северный полюс к морям Северо-Европейского бассейна. В зависимости от фазы (положительная или отрицательная) аномальные ветры направлены параллельно нулевой изобаре в сторону морей Северо-Европейского бассейна (AD+), или в сторону Берингова пролива (AD-). Данные предоставлены Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre, AWI).

Тихоокеанско-Североамериканский индекс (PNA), характеризует движение воздушных масс либо в сторону морей Северо-Европейского бассейна, либо в сторону Берингова пролива, имеет положительную и отрицательную фазы (www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/pna/).

Индекс Североатлантического колебания (далее NAO) описывает изменение направления в зависимости от фазы и интенсивности атмосферной циркуляции над территориями Западной Европы, Северной Америки и центральной частью Тихого океана. В положительную фазу происходит усиление северо-восточного переноса воздушных масс, в отрицательную — его ослабление (www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/).

Индекс Атлантического мультideкадного колебания (далее АМО) вводится для описания влияния аномалий температуры поверхности океана (далее ТПО) в Северной Атлантике и адвективного переноса тепла, поступающего с Северо-Атлантическим течением и воздушными массами (www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/).

Инсоляция (ΔIns) представляет собой разность солнечной радиации, поступающей за год в область, являющуюся источником тепла (низкие широты), и поступающей в область стока тепла (высокие широты). Увеличение инсоляционной контрастности приводит к усилению меридиональных переносов в атмосфере, а в Атлантическом океане — к увеличению океанического переноса тепла (<http://solar-climate.com/sc/bd01.html>).

Приповерхностная температура воздуха (далее ПТВ) акваторий Норвежского, Гренландского и Баренцева морей (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>).

Выбору предикторов способствует корреляционный анализ связи сезонной ледовитости с гидрометеорологическими параметрами. Для оценки

степени связи процессов были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции для уровня значимости $\alpha = 0.05$.

При оценке связи ледовитости Гренландского моря и индекса *АО* значимые коэффициенты корреляции приходятся на весенний сезон предыдущего года, наблюдается обратная связь с максимальной величиной 0.43 (по модулю) с летней ледовитостью. Это означает, что при ослаблении антициклона над Арктикой атлантическая воздушная масса вторгается в Европу и усиливает поток теплых и соленых вод Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн, что приводит к уменьшению ледовитости в Гренландском море. Вызывает интерес тот факт, что индекс *AD* не имеет значимых парных коэффициентов корреляции, но хорошо проявляется во множественной линейной регрессии в совокупности с другими предикторами. Обратная связь ледовитости с ПТВ подтверждается высокими значимыми отрицательными коэффициентами корреляции для данной характеристики в Гренландском море, которые сохраняются в течение года.

В отличие от ситуации с Гренландским морем, в Баренцевом море достаточно хорошо проявляется связь ледовитости с индексами *AD* и *PNA*. Интересно, что наибольшие значения коэффициентов корреляции приходятся на зимние сезоны этих индексов и с обратной связью. Во время положительной фазы *AD* (коэффициент корреляции составляет 0.23–0.27 по модулю) усиливается поток ветра, который в свою очередь усиливает Трансарктическое течение в Центральной Арктике – вследствие этого увеличивается дрейф льда через пролив Фрама в Гренландское море. При отрицательной фазе *AD* наблюдается обратная ситуация. Из-за аномальных ветров вынос ледяного покрова из Центральной Арктики уменьшается (Watanabe et al., 2006; Wang et al., 2009). При этом значения корреляционных коэффициентов для ледовитости Баренцева моря с индексом *АО* несколько ниже, чем для ледовитости Гренландского моря, но также значимы для всех сезонов, кроме осени. Наибольшие величины коэффициентов корреляции между ледовитостью Баренцева моря и индексом *АО* за зимний и предшествующий летний сезоны составляют от 0.23 до 0.29. Во время положительной фазы *АО* вынос льдов в Гренландское море усиливается. Одновременно с этим индекс *АО* характеризует глобальные особенности атмосферной циркуляции и определяет знак, а индекс *AD* – местоположение аномалий давления на уровне моря. Соответственно, *АО* определяет, будет стимулироваться или ограничиваться влияние *AD*, а значит, и дрейфа ледяного покрова из Центрального Арктического бассейна. Так, в работе (Munshi, 2015) утверждается, что именно существование арктической дипольной аномалии в 2007 г. привело к рекордно низкой

ледовитости. Связь с индексом *NAO* также статистически значима. Индекс *NAO* характеризует силу и направление воздушных потоков через Северную Атлантику, при этом тесно связано с *АО*, и влияние их фаз рассматривается совокупно.

Самые высокие коэффициенты корреляции ледовитости Баренцева моря с ПТВ в Норвежском море, составляющие от 0.46 до 0.65 по модулю, имеют заблаговременность один год. Подобный лаг во взаимосвязи процессов может помочь при составлении прогностических уравнений.

Не менее важен приток теплых и соленых вод из Северной Атлантики. Связь с индексом *АМО* более сильно проявляется с ледовитостью Баренцева моря, но и с ледовитостью Гренландского моря взаимосвязь довольно тесная. Это говорит о большем влиянии Северной Атлантики на ледовый режим Баренцева моря.

Характер долгопериодных изменений ледовитости морей демонстрирует рис. 6, на котором приведены аномалии ледовитости морей относительно среднего за период 1950–2020 гг., осредненные за десятилетия для зимнего и летнего сезонов. Пики значительного уменьшения ледовитости (отрицательные аномалии) приходятся на 2000–2010-е годы, а период значительного увеличения ледовитости отмечается в 1960–80-х годах и несколько меньшее увеличение – в 1990-е годы. Аномалии, близкие к нулевым, наблюдаются в 1950-е годы в Баренцевом море в зимний и летний сезоны. Знак аномалий ледовитости в морях преимущественно совпадал. Но в зимние периоды в 1950-е и 1990-е годы знаки аномалий ледовитости были противоположными. Отрицательный знак (т.е. при уменьшении ледовитости) аномалии ледовитости в Баренцевом море за зимний сезон в 1950-е годы может быть связан с влиянием Северной Атлантики (данный период отмечается высокими положительными аномалиями поверхностной температуры воды). Из анализа следует, что преимущественная сопряженность декадных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей эпизодически прерывается оппозиционными изменениями.

Как видно из рисунка, в период уменьшения ледовитости климатические индексы (*АО*, *АМО*, *PNA* и *NAO* в зимний сезон) в среднем находятся в положительной фазе. Интенсивность атмосферных процессов в приатлантической Арктике максимально проявляется в марте (Нестеров, 2013), что соответствует зимнему сезону в Гренландском и Баренцевом морях. Такая барическая обстановка приводит к усилению адвекции теплых Атлантических вод как в Баренцево, так и в Гренландское моря. При этом наблюдается усиление субтропического максимума атмосферного давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными

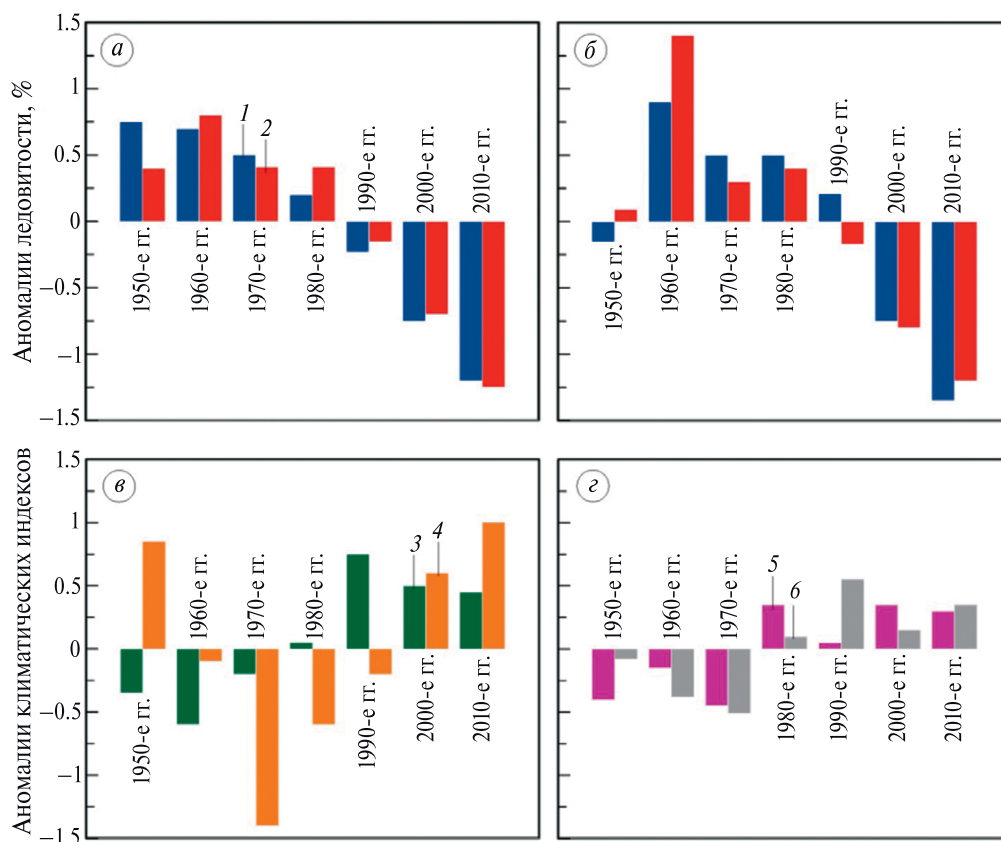


Рис. 6. Осредненные за 10-летия аномалии ледовитости Гренландского (а) и Баренцева (б) морей за зимний и летний сезоны и аномалии различных климатических индексов (в), (г) относительно среднего за период 1950–2020 гг.: 1 – ледовитость (декабрь–апрель), 2 – ледовитость (июль–сентябрь), 3 – индекс АО (декабрь–апрель), 4 – индекс АМО, 5 – индекс PNA, 6 – индекс NAO (декабрь–апрель)

Fig. 6. Ice coverage anomalies of the Greenland Sea (а) and the Barents Sea (б) and anomalies of various climate indices (в), (г) averaged over 10 years for the winter and summer seasons relative to the mean values for the period 1950–2020: 1 – ice coverage (from December to April), 2 – ice coverage (from July to September), 3 – AO index (from December to April), 4 – AMO index, 5 – PNA index, 6 – NAO index (from December to April)

образованиями и, соответственно, увеличивается частота и сила ветров, несущих с Атлантики теплый и влажный воздух в западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой. При положительной фазе PNA наблюдается понижение давления над Карским морем и морем Лаптевых, и его повышением над Канадским арктическим архипелагом, а также ослабление зональной составляющей и усиление меридионального переноса, учащение антициклонической деятельности. Увеличение продолжительности этих процессов приводит к значительному и длительному уменьшению ледовитости.

На периоды увеличения площади льдов (1950–1954, 1964–1969 и 1976–1981 гг., кроме 1950-х годов в Баренцевом море) приходятся либо отрицательные, либо слабopоложительные значения индекса АМО. Приток теплых Атлантических вод в данные

периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов АО и NAO создает области повышенного давления в Центральной Арктике, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики, несет холодные воздушные массы из северной части Тихоокеанского сектора и вызывает аномально холодные температуры воздуха, что приводит к резкому нарастанию ледяного покрова. В исследованиях ряда авторов (Zhang, 2008; Levitus, 2009) также подчеркивается важность аномалий ПТВ, крупномасштабной атмосферной циркуляции и циклонической активности. Выявленные факторы – очень важный аспект в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования.

Таким образом, наличие совпадающих циклических колебаний и однородных периодов служит дополнительным аргументом в пользу включения

индексов атмосферной циркуляции в качестве предикторов при разработке статистических уравнений долгопериодных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей.

Статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей. Уравнения межгодовых изменений площади льдов Гренландского и Баренцева морей для каждого сезона (табл. 3) находились методом мультирегрессионного анализа путем перебора различных предикторов. В качестве оценки качества построенных моделей использовались следующие параметры: коэффициент корреляции R , коэффициент детерминации R^2 , оправдываемость модели P и эффективность $\mathcal{E}\phi$ (табл. 4). Оправдываемость рассчитывалась при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения 0.8σ , где σ — это СКО (используется для оценки точности диагноза). Использование метода долгосрочного прогноза целесообразно, если его эффективность составляет не менее 10%, т.е. обеспеченность допустимой ошибки 0.8 σ не менее чем на 10% превышает обеспеченность допустимой ошибки отклонения от климатической нормы (Наставление по службе прогнозов..., 2011). Также все уравнения прошли успешную проверку на адекватность по критерию Фишера. Стандартная ошибка σ_e модельного ряда не превысила СКО фактической ледовитости.

Механизм физического взаимодействия факторов описан выше. В целом основу уравнений составляют следующие факторы: предшествующее состояние ледовитости, ПТВ, влияние поступления тепла из Атлантики и атмосферная циркуляция. Однако отдельно стоит выделить инсоляционную контрастность. Изменчивость атмосферного переноса тепла в Арктику обусловлена изменением атмосферной циркуляции в Северном полушарии. Эти изменения, в частности, представляют собой результат воздействия аномалий ТПО на интенсивность атмосферной циркуляции. Влияние аномалий ТПО в низких широтах особенно важно, поскольку здесь аккумулируется большая часть притока тепла от Солнца, которое переносится в средние и высокие широты. В результате увеличивается перенос тепла и влаги в высокие широты. Увеличение ТПО в тропической Атлантике воздействует не только на атмосферный, но и на океанский перенос тепла в приатлантические арктические моря и в Арктический бассейн (Алексеев, 2023). При увеличении инсоляционной контрастности усиливается перенос тепла из низких широт в высокие, что может приводить к увеличению температуры и уменьшению ледовитости. Таким образом, инсоляционная контрастность может находить отражение в статистических уравнениях

Таблица 3. Статистические уравнения изменений ледовитости в зимний и летний сезоны в Гренландском и Баренцевом морях

№	Уравнение изменений ледовитости в зимний и летний сезон	Ошибка модели, %
<i>Баренцево море</i>		
1	$L_{WIN}^{BM} = -2.40 \cdot \text{ПТВ}_{WIN}^{BM} + 0.28 \cdot L_{WIN(-1)} - 57.36 \cdot \Delta Ins_{VIII(-2)} - 2.15 \cdot NAO_{WIN(-1)} - 6.35 \cdot AMO_{(-2)} + 18.52$	3.16
2	$L_{SUM}^{BM} = -0.28 \times \text{ПТВ}_{WIN}^{BM} + 0.39 \times L_{WIN} - 46.33 \times \Delta Ins_{VIII(-2)} - 5.00 \times AO_{SUM} - 1.37 \times AD_{WIN} - 0.97 \times NAO_{WIN(-1)} + 14.93$	4.19
<i>Гренландское море</i>		
3	$L_{WIN}^{GM} = 0.54 \cdot L_{AUT(-1)}^{GM} - 1.86 \cdot \text{ПТВ}_{WIN} - 14.19 \cdot AMO_{(-4)} - 194.52 \cdot \Delta Ins_{VIII} + 1.45 \cdot AD_{WIN} + 54.89$	3.80
4	$L_{SUM}^{GM} = 0.26 \cdot L_{SPR}^{GM} - 3.24 \cdot \text{ПТВ}_{SUM} - 12.74 \cdot AMO_{(-3)} - 83.67 \cdot \Delta Ins_{IX(-2)} - 3.16 \cdot AD_{SUM(-1)} + 1.16 \cdot PNA_{SUM(-1)} + 33.51$	4.60

Верхними индексами БМ обозначено Баренцево море, ГМ — Гренландское море. Нижние индексы WIN соответствуют зимнему, SUM — летнему, AUT — осеннему и SPR — весеннему сезонам. Нижними индексами (–1), (–2), (–3) и (–4) отмечены временные сдвиги на 1, 2, 3 и 4 года назад соответственно; римскими цифрами указан соответствующий месяц. Остальные сокращения см. по тексту.

Таблица 4. Обеспеченность (P , выражена в %) и эффективность ($\mathcal{E}ф$, в %) полученных методов прогноза площади льдов различного возраста и ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях, а также их коэффициенты корреляции (R) и детерминации (R^2)

№ уравнения (см. табл. 3)	Сезон	R	R^2	P , %	$\mathcal{E}ф$, %
<i>Ледовитость Баренцева моря</i>					
1	Декабрь—апрель	0.93	0.86	96	27
2	Июль—сентябрь	0.87	0.76	92	29
<i>Ледовитость Гренландского моря</i>					
3	Декабрь—апрель	0.89	0.80	94	26
4	Июль—сентябрь	0.88	0.77	85	13

как параметр переноса тепла из низких широт в высокие.

Уравнения описывают от 76 до 86% от общей дисперсии ледовитости для зимнего и летнего сезонов (см. табл. 4). Также удалось достигнуть обеспеченности на довольно высоком уровне: 85–95% при допустимой ошибке 0.8σ. Эффективность всех статистических уравнений превысила эффективность климатических моделей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известно, что в последние 20–30 лет изменение ледового режима морей СЛО характеризуется, с одной стороны, заметным сокращением площади льдов в летний период и, с другой стороны, замещением старых льдов более тонкими однолетними. Анализ многолетних изменений площади льда в Северо-Европейском бассейне показал, что переход к периоду преобладания отрицательных аномалий произошел в Гренландском море в ледовом сезоне 2000/01 г., а в Баренцевом — на четыре года позже, в ледовом сезоне 2004/05 г. В периоды преобладания положительных и отрицательных аномалий ледовитости отмечаются статистически значимые линейные тренды.

Анализ многолетних изменений возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей позволяет сделать следующий вывод. Несмотря на сокращение общей ледовитости каждого из морей, площадь льдов различных возрастных градаций, рассчитанная относительно общей площади ледяного покрова, не изменяется — сохраняется его возрастная структура. Оценка статистической значимости линейных трендов относительной площади ледяного покрова разного возраста показала, что за весь период наблюдений с 1997 по 2022 г. все выделенные тренды оказались незначимыми. При этом сопоставление оценок, полученных в данной работе на период 1997–2022 гг., с более ранними исследованиями возрастной структуры ледяного покрова, 1989–1992 гг. для Гренландского и 1971–1976 гг. для Баренцева моря, говорит о замещении

градации толстых льдов на градации более тонких льдов и, следовательно, об уменьшении средней толщины ледяного покрова. Для Баренцева моря характерно наличие старых льдов только на акватории северных районов, однако их количество не превышает 4% относительно общей площади ледяного покрова.

В период максимального развития ледяного покрова Гренландского моря полученные оценки положения границы преобладания старых льдов на его акватории были сравнены с оценками за период 1989–1992 гг. Наибольшее отличие заключается в положении зоны преобладания старых льдов при минимальной площади: так, в начале 1990-х годов граница достигала створа 74.0° с.ш., в то время как по результатам данного исследования — 80.0° с.ш. Кроме того, граница преобладания старых льдов в 1990-х годах при среднем и максимальном ее положении выходит за южную границу Гренландского моря, а после 2000-х годов — уже концентрируется в пределах его акватории.

В современных условиях только при максимальном распределении граница преобладания старых льдов находится в пределах Баренцева моря, в ноябре располагаясь между параллелями 78°–80° с.ш., в то время как в феврале и апреле — между 76.0°–79.0° с.ш. Граница преобладания старых льдов в апреле, располагающаяся в среднем на 77° с.ш., доходит на 40.0–45.0° в.д. до 76.0° с.ш. в западном районе моря.

Выполненный анализ показал, что в феврале и в апреле однолетние льды занимают около 80% акватории Баренцева моря, тогда как ледовитость северо-восточного и юго-восточного районов близка к 90–100%. В это время в западном районе Баренцева моря граница преобладания однолетних льдов проходит вдоль 75.0° с.ш., опускаясь к 74.0° с.ш. в феврале и далее к 73.0° с.ш. в апреле у границы с его северо-восточной частью. Столь тяжелые ледовые условия были свойственны для ледовых сезонов 1997/98 и 1998/99 гг. Однако в последнее десятилетие граница преобладания однолетних льдов

(кромка дрейфующего ледяного покрова, соответственно) не опускалась настолько далеко на юг.

В условиях изменяющегося климата, начиная с середины 1990-х годов, были зарегистрированы существенные изменения в характере пространственно-временных изменений основных параметров ледяного покрова, таких как ледовитость, толщина (возрастной состав) льда, положение кромки льдов, границы льдов разного возраста, которые формируют ледовый режим Гренландского и Баренцева морей.

Анализ основных факторов, влияющих на формирование аномалии ледовых условий, показал, что в период уменьшения ледовитости климатические индексы, такие как NAO, AMO, PNA и AO, в среднем находятся в положительной фазе. Такая барическая обстановка приводит к усилению адвекции теплых атлантических вод, как в Баренцево, так и в Гренландское моря. При этом наблюдается усиление субтропического максимума атмосферного давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными образованиями и, соответственно, увеличивается повторяемость ветров западного направления и сила ветров, несущих с Северной Атлантики теплый и влажный воздух в западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой.

На периоды увеличения ледовитости приходятся либо отрицательные, либо, слабоположительные значения индекса AMO. Приток теплых атлантических вод в данные периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов AO и NAO создает области повышенного давления в районе центральной Арктики, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики. Такая барическая обстановка способствует поступлению холодных воздушных масс из центральной части Арктического бассейна и северной части Тихоокеанского сектора и приводит к аномально холодным температурам воздуха и резкому нарастанию льда.

Выявленные факторы являются важным аспектом в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования их ледовитости. Выявленные закономерности позволили построить статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости, которые описывают от 76 до 86% от общей дисперсии ледовитости для зимнего и летнего сезонов. Обеспеченность на довольно высоком уровне: 85–95% при допустимой ошибке 0.8σ. Эффективность всех статистических уравнений превысила эффективность климатических моделей.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного

фонда, проект № 22-27-00443 и НИТР Росгидромета, проект 5.1.2.

Acknowledgements. The research was funded by the Russian Science Foundation, project No. 22-27-00443 and by of the scientific research and technology project 5.1.2 of Roshydromet.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. АН. Серия ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
- Алексеев Г.В. Потепление климата Арктики: расхождения между глобальными моделями климата и наблюдениями и возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 71. С. 207–230. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-71-207-230>
- Базы данных инсоляции. Солнечная радиация и климат Земли. Солярная теория климата // Электронный ресурс. <http://solar-climate.com/sc/bd01.html> Дата обращения: 11.03.2024.
- Вязигина Н.А., Тимохов Л.А., Егорова Е.С., Юлин А.В. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099>
- Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В. Прогностические оценки климатических изменений в Арктике на основе комбинированного сценария // Российская Арктика. 2019. № 4. С. 24–33. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
- Егоров А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 2. С. 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>
- Егорова Е.С., Миронов Е.У. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 216–233. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>
- Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз / Под ред. В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
- Миронов Е.У., Егорова Е.С. Сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 2024. № 3. С. 54–65. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-3-54-65>
- Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.
- Петренко Л.А., Козлов И.Е. Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в

- проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39. № 5. С. 631–649.
- Руководящий документ 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: Триада ЛТД, 2011. 194 с.
- Тимофеева А.Б., Юлин А.В., Иванов В.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А. Ледовитость российских арктических морей трассы Северного морского пути в современный климатический период // Арктика: экология и экономика. 2024. Т. 14. № 1. С. 135–146.
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-135-146>
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Изд-во “Наука”, 2007. 136 с.
- Электронный каталог Мирового центра данных по морскому льду Арктического и антарктического научно-исследовательского института (МЦД ААН-НИИ) // Электронный ресурс.
<http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/> Дата обращения: 10.06.2024.
- Юлин А.В., Вязигина Н.А., Егорова Е.С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 28–40.
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073>
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. 034015.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Climate Data Library by International Research Institute (IRI) for Climate and Society // Электронный ресурс. <http://iridl.ldeo.columbia.edu/> Дата обращения: 09.04.2024.
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Assessment of the seasonal and multiyear variability in the sea ice volume export via the Fram Strait // International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2023. V. 33. P. 18–26.
<https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik11>
- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate // Edited by H.O. Portner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 2019, 755 p.
<https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. № 19. L19604.
<https://doi.org/10.1029/2009GL039847>
- Mironov Ye.U., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Myrmehl C. Sea ice conditions in the Arctic Ocean // Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Applications. UK: Springer, Praxis Publishing, 2007. P. 25–44.
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-48840-8>
- Munshi J. Trends in polar sea ice extent 1979–2015. 2015 // <https://doi.org/10.2139/ssrn.2598152> Дата обращения: 30.05.2024.
- Products of National Centers for Environmental Information by National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEI NOAA) // Электронный ресурс. <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/products/> Дата обращения: 08.04.2024.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373. № 2045. 20140159.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159>
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic Sea ice across all seasons // Environmental Research Letters. 2018. V. 13. № 10. 103001.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- The Atlantic Multidecadal Oscillation data by Physical Sciences Laboratory of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) // www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ Дата обращения: 09.04.2024.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. № 5. L05706.
<https://doi.org/10.1029/2008GL036706>
- Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. № 23. L23703.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028112>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R. Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 22. L22701.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>

Citation: Mironov Ye. U., Egorova E. S., Lis N. A. State of the Greenland and Barents Sea ice cover in the context of current climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 602–619. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040105

State of the Greenland and Barents Sea ice cover in the context of current climate change

Ye. U. Mironov[#], E. S. Egorova, N. A. Lis

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]*e-mail: mir@aari.ru*

Received August 15, 2024 / Revised September 5, 2024 / Accepted October 7, 2024

In the long-term variability of sea ice extent, a statistically significant negative linear trend was identified for areas of the Greenland and Barents Seas. Using the method of integral anomaly curves, periods of steady increase and decrease in sea ice extent were identified. The period of predominance of negative sea ice anomalies was observed in the Greenland Sea since the winter season of 2000/01, while in the Barents Sea – since the same season of 2004/05, i.e. by 4 years later. The analysis of the age structure of the ice cover showed that old ice predominated in the Greenland Sea throughout the whole winter period, occupying no less than $\frac{1}{3}$ of the total ice area. Seasonal maxima of absolute values of the old ice area were observed in December and April. They correspond to two peaks in the seasonal course of ice exchange through the Fram Strait, which determines the amount of old ice in the sea area. The Barents Sea was characterized by the presence of old ice only in the waters of the northern regions, but the amount of them did not exceed 4% relative to the total area of the ice cover. A comparison of the estimates obtained in 1997–2022 with results of earlier studies of the ice age in 1989–1992 for the Greenland Sea, and in 1971–1976 for the Barents Sea, is indicative of a change from a thick (old) ice stage of development to a thinner and younger ice (first-year) and, as a consequence, a decrease in the average thickness of the ice cover. To reveal the dependence of changes in the sea ice area on various hydrometeorological factors, statistical analysis with use of multi-regression models, namely the method of inclusion of variables, was applied. Various hydrometeorological parameters and climate indices were used as predictors. The found regularities made it possible to construct statistical models of long-term variability of the sea ice extent for the winter and summer seasons, the reliability of which is 85–95% with an efficiency more than 10%. The reliability shows the percentage of justified forecasts to their total number (respectively, it is expressed in %). The effectiveness of this forecast method (also expressed in %) shows its preference compared to the climate prediction.

Keywords: ice coverage, ice age composition, multi-year changes, Greenland Sea, Barents Sea

REFERENCES

- Alekseev G.V., Danilov A.I., Katcov V.M., Kuz'mina S.I., Ivanov N.E. Sea ice of the Northern Hemisphere in relation to climate changes in the 20th and 21st centuries based on observational and modeling data. *Izvestiya AN. Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2009, 6 (45): 723–735. [In Russian].
- Alekseev G.V. Arctic climate warming: discrepancies between global climate models and observations and possible causes. *Gidrometeorologiya i ekologiya. Journ. of Hydrometeorology and Ecology*. 2023, (71): 207–230. <https://doi.org/1033933/2713-3001-2023-71-207-230> [In Russian].
- Insolation databases. Solar radiation and Earth's climate. Solar theory of climate. Retrieved from: <http://solar-climate.com/sc/bd01.html> Last access: March 11, 2024. [In Russian].
- Viazigina N.A., Timokhov L.A., Egorova E.S., Yulin A.V. Informativeness (information-bearing) of hydrometeorological and astrogeophysical factors in the problem of describing interannual fluctuations of the Greenland Sea ice coverage. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099> [In Russian].
- Diansky N.A., Solomonova I.V., Gusev A.V. Predictive estimates of climate changes in the Arctic based on the combined scenario. *Rossiyskaya Arktika. Russian Arctic*. 2019, 4: 24–33.

- <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
[In Russian].
- Egorov A.G. The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 124–143.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143> [In Russian].
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Ice age composition in the Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 216–233.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233> [In Russian].
- Mironov Ye.U. *Ledovye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryah i ih dolgosrochnyj prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents seas and their long-term forecast / Edited by V.A. Spichkin. Saint-Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].
- Mironov Ye.U., Egorova E.S. Seasonal and Interannual Variations in the Greenland Sea Ice Age Composition in the Winter Period. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2024, 3: 54–65.
<https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-3-54-65> [In Russian].
- Nesterov E.S. *Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean*. North Atlantic Oscillation: atmosphere and ocean. Moscow: Triada LTD, 2013: 144 p. [In Russian].
- Petrenko L.A., Kozlov I.E. Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations. *Morskoj gidrofizicheskij zhurnal*. Physical Oceanography. 2023, 30 (5): 594–611. [In Russian].
- Rukovodnyashchij dokument 52.27.759–2011, Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. CHast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov*. Guideline Document 52.27.759–2011, Instruction on Forecasting Service. Section 3. Part III. Service of Marine Hydrological Forecasts. Moscow: Triada LTD, 2011: 194 p. [In Russian].
- Timofeeva A.B., Yulin A.V., Ivanov V.V., Sharatunova M.V., Pavlova E.A. Ice cover of the Russian Arctic seas along the Northern sea route in the current climatic period. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economy. 2024, 1 (14): 135–146.
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-135-146> [In Russian].
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanickij V.M. *Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 2. Klimaticheskie izmeneniya ledyanogo pokrova morej Evrazijskogo shel'fa*. Scientific Researches in the Arctic. Vol. 2. Climate Change in the Ice Conditions of the Seas of the Eurasian Shelf. Saint-Petersburg: Nauka, 2007: 136 p [In Russian].
- Electronic catalog of the World Sea Ice Data Center of the Arctic and Antarctic Research Institute (WDC AARI). Retrieved from: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/> Last access: June 10, 2024. [In Russian].
- Yulin A.V., Vyazigina N.A., Egorova E.S. Interannual and seasonal variability of Arctic sea ice extent according to satellite observations. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 28–40.
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073> [In Russian].
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades. *Environmental Research Letters*. 2021, (16): 034015.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Climate Data Library by International Research Institute (IRI) for Climate and Society. Retrieved from: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/> Last access: April 9, 2024.
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Assessment of the seasonal and multiyear variability in the sea ice volume export via the Fram Strait. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. 2023, 33: 18–26.
<https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik11>
- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Edited by H.O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019: 755 p.
<https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability. *Geophys. Research Letters*. 2009, 19 (36): L19604.
<https://doi.org/10.1029/2009GL039847>
- Mironov Ye.U., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Myrmehl C. Sea ice conditions in the Arctic Ocean // Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Applications. UK: Springer, Praxis Publishing, 2007: 25–44.
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-48840-8>
- Munshi J. Trends in polar sea ice extent 1979–2015. 2015. Retrieved from: <https://doi.org/10.2139/ssrn.2598152> Last access: May 30, 2024.
- Products of National Centers for Environmental Information by National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEI NOAA). Retrieved from: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/products/> Last access: April 8, 2024.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting.

- Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015, 2045 (373): 20140159.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159>
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic Sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018, 10 (13): 103001.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- The Atlantic Multidecadal Oscillation data by Physical Sciences Laboratory of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Retrieved from: www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ Last access: April 9, 2024.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? *Geophysical Research Letters*. 2009, 5 (36): L05706.
<https://doi.org/10.1029/2008GL036706>
- Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H.* Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century. *Geophysical Research Letters*. 2006, 23 (33): L23703.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028112>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophysical Research Letters*. 2008, 22 (35): L22701.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>

ПЕЩЕРА НА ЛЕДНИКОВОМ КУПОЛЕ ЛУННЫЙ, ОСТРОВ ЗЕМЛЯ АЛЕКСАНДРЫ, ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

© 2024 г. Б. Р. Мавлюдов*

Институт географии РАН, Москва, Россия

**e-mail: bulatrm@bk.ru*

Поступила 08.07.2024 г.

После доработки 26.08.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Приведены результаты обследования пещеры, расположенной в краевой части ледникового купола Лунного на острове Земля Александры, Земля Франца-Иосифа. Пещера была пройдена зимой и картирована. Длина сквозного канала пещеры равна 250 м, длина ходов — 380 м, перепад высот — 20 м. Пещера, вероятно, возникла в результате подледного перемещения канала под обогревающим действием водного потока при уклоне ложа ледника от края льда.

Ключевые слова: ледниковый купол, динамика оледенения, край ледника

DOI: 10.31857/S2076673424040119, **EDN:** НТВАТQ

ВВЕДЕНИЕ

В условиях изменяющегося климата многие ледники стали быстро деградировать. В первую очередь этому способствует повышение температур воздуха. В основном это проявляется в усилении поверхностного таяния ледников. Однако ледники стали деградировать и изнутри благодаря развитию систем внутреннего дренажа.

Внутренние дренажные системы чаще всего встречаются в теплых и политермических ледниках (Мавлюдов, 2006; Gulley et al., 2009; Irvine-Fynn et al., 2011). Однако внутренний дренаж также встречается и в холодных ледниках полярных районов и в высокогорьях (Мавлюдов, 2006). Элементы внутреннего дренажа были обнаружены в очень холодном льду на ледниковом куполе Кропоткина на острове Земля Александры в архипелаге Земля Франца-Иосифа (Мавлюдов, 2019). Но этой информации недостаточно, чтобы понять морфологию пещеры и причины ее образования.

В августе–сентябре 2023 г. и в апреле 2024 г. автору удалось посетить остров Земля Александры в рамках экспедиции Русского географического общества и провести обследование ледниковой пещеры на соседнем ледниковом куполе Лунном. Именно результатам этих исследований и посвящена данная статья.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для посещения пещеры не потребовалось специальное оборудование и снаряжение, кроме источников освещения. Для отбора проб льда внутри пещеры применялся ледоруб. Лёд упаковывался в полиэтиленовые пакеты, и после его таяния вода переливалась в пробирки для проведения в дальнейшем изотопного анализа.

Возникли трудности с картированием ледниковой пещеры. Летом 2023 г. при посещении пещеры не было приборов для проведения полуинструментальной топографической съёмки. В апреле 2024 г. оказалось, что использование компаса невозможно из-за сильной намагниченности горных пород. Выяснилось, что для съёмки можно использовать навигатор, так как в полости записывается GPS трек. Это дало возможность привязать к полученной нитке хода в отдельных точках ширину и высоту канала до свода. Все это позволило построить план и разрез пещерного канала.

Район работ

Земля Франца-Иосифа — архипелаг, расположенный в западном секторе Российской Арктики, самая северная суша России и Евразии. Архипелаг лежит на северной окраине арктического материкового шельфа Европы, часто называемого Баренцевым, между 81°52' и 79°46' северной широты и 44°45' и 65°25' восточной долготы. Вся земля

архипелага входит в территорию национального парка «Русская Арктика».

Остров Земля Александры расположен в самой западной части архипелага Земля Франца-Иосифа. Площадь острова составляет 1708.4 км², из которых ледниками покрыто около 1214.7 км², то есть 74.3% территории острова (Гросвальд и др., 1973). Остров имеет асимметричную дугообразную форму с выпуклой частью, ориентированной на север. По краям дуги расположены ледниковые шапки, а в средней части находится территория, свободная ото льда (рис. 1).

На западной части дуги острова расположен ледниковый купол Лунный, а на восточной — купол Кропоткина. Высота купола Лунного достигает 400 м, а купола Кропоткина — 314 м. Купол Лунный представлен двумя сомкнутыми ледниковыми шапками и вытянут почти субширотно. Купол Кропоткина также сложен двумя сомкнутыми ледяными шапками меньшего размера и вытянут субмеридионально. Купол Лунный почти всем периметром заканчивается в море, и только его восточная часть оканчивается на суше. Купол Кропоткина кроме северной части заканчивается в море. На морских участках обоих куполов имеются выводные ледники, которые сбрасывают айсберги в окружающее море. Участки обоих куполов, заканчивающиеся на суше, скорее пассивные с медленным или отсутствующим движением льда. Это подтверждается отсутствием моренных отложений перед фронтами ледников и других следов движения льда.

Климат архипелага типично арктический. Средняя годовая температура воздуха около -12°C , средние температуры воздуха в июле до $+2^{\circ}\text{C}$, а в январе около -24°C (минимальные температуры зимой до -52°C), ветер временами достигает

40 м/с. Осадков выпадает от 200–300 до 500–550 мм в год.

Описание ледниковой пещеры

Ледниковая пещера расположена в самой восточной части ледникового купола Лунный. Из-за опасности обрушений кровли полости в сентябре 2023 г. удалось посетить только отдельные фрагменты ледниковой пещеры. В апреле 2024 г. прошли пещеру насквозь, так как она была полностью проморожена и не было опасности обрушений.

Вход в пещеру находится в южной части большой котловины с ледяными стенками, у юго-восточного края купола Лунный, который заканчивается на суше, у северной части морского залива — бухты Курникова. Вход в начальный грот зимой был наполовину заполнен снегом (рис. 2, а). От входа в грот вел спуск длиной около 15 м по снегу в зал шириной 20–25 м, высотой 6 м. Из зала имелось два выхода: один на юг, а второй — на юго-запад.

Над выходом к юго-западу на своде висели «занавеси» изморози до 0.5–0.7 м длиной, что говорило о выходе из этого хода более теплого воздуха под сводом (см. рис. 2, б). Вход в эту ветвь имел ширину около 11 м и высоту около 0.9 м, но сразу после входа высота поднималась до 2 м. От входа шла галерея на юго-запад шириной около 14 м и высотой около 2 м, на дне которой располагалось озеро глубиной около 4–5 м, находившееся подо льдом толщиной более 1 м (см. рис. 2, в). Озерный лед был прозрачен и разбит трещинами. По краям озера на высоте около 0.5 м над озерным льдом имелись массивные ледяные забереги, что говорит

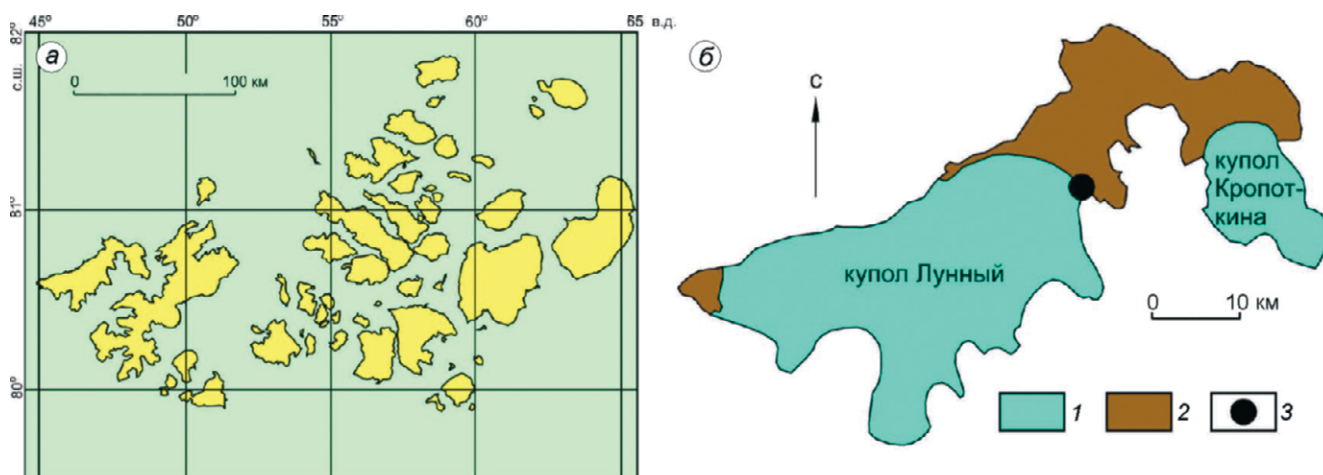


Рис. 1. Архипелаг Земля Франца Иосифа (а), о. Земля Александры (б). 1 — ледниковые купола, 2 — суша, свободная ото льда, 3 — положение ледниковой пещеры

Fig. 1. Franz Josef Land archipelago (а), Alexandra Land Island (б). 1 — glacial caps, 2 — ice-free land, 3 — location of the glacier cave



Рис. 2. Фотографии из пещеры на ледниковом куполе Лунный. *а* – вид на вход изнутри, *б* – вход в юго-западную ветвь пещеры, *в* – в зале с озером, *г* – вход в южную ветвь пещеры, *д* – начало южного канала, *е* – оседание ледяных глыб со свода в расширении канала

Fig. 2. Photos from the cave on the Lunnyy Ice Cap. *a* – view of the cave entrance from the inside, *б* – entrance to the southwestern branch of the cave, *в* – in the chamber with the lake, *г* – entrance to the southern branch of the cave, *д* – the beginning of the southern channel, *е* – collapse of ice blocks from the vault in the expansion of the channel

о более высоком уровне воды в озере ранее. Длина хода с озером составила около 34 м, свод в конце понижался и смыкался с озёрным льдом. Весь свод галереи был покрыт тонким слоем изморози. В дальней части галереи со свода свисали сростки листовидных сублимационных кристаллов общей длиной до 20 см с толщиной листа льда 0.1–0.2 мм. Пластинки были ориентированы в разные стороны и были настолько ажурны, что колыхались от дыхания наблюдателя. В нижней части галереи наблюдалась небольшая тяга воздуха внутрь пещеры, что говорило о наличии непроходимого продолжения канала.

Канал, ориентированный на юг к морскому заливу, представлял собой подледный туннель шириной около 8 м и высотой около 2 м (см. рис. 2, *г–д*). Дно канала выстлано каменными обломками, по которым летом протекает ручей, зимой замерзающий. Ледяной свод канала слабо асимметричен. Левая восточная стенка канала имела высоту от первых сантиметров до полуметра и сложена перемытыми обломками горных пород, а правая западная стенка туннеля имела высоту около 1 м и была сложена не перемытыми обломками донной морены. В канале постоянно дул ветер от верхнего входа к нижнему. Уклон дна канала около 3–5°.

Примерно через 50 м от входа в пещеру канал сужался до 5 м, а высота свода понижалась до 1.8 м, здесь русло вышло на коренные породы и сформировало уступ высотой около 1 м. После этого пещерная галерея расширилась до 15 м, сформировав небольшой обвальный зал высотой 3–4 м. Зал образовался по первоначальному меандру русла с изгибом водного потока к востоку; впоследствии водный поток этот меандр спрямил, из-за чего ширина канала увеличилась и его свод стал неустойчивым. Это привело к отслаиванию льда от свода, его обрушению и появлению глыбового завала в восточной части зала (см. рис. 2, *е*). Ледяные глыбы в западной части зала были либо унесены водным потоком, либо растаяли.

Ранее, используя расчеты по устойчивости шахт в разных горных породах, удалось вычислить, что ледяные своды в пещерах с нулевой температурой устойчивы, если ширина канала меньше 12 м. При большей ширине канала начинаются обрушения (Мавлюдов, 2006). Наши измерения зимой показали, что из-за воздействия воздушного потока с поверхности в пещере температура воздуха и пород практически равна температуре на поверхности. Летом через пещеру проходит теплый воздух, что приносит тепло с поверхности в полость. Поскольку толщина льда над пещерой невелика (менее 10 м), то можно предположить, что лед летом в своде полости может сильно прогреваться и даже достигать температур слабо отрицательных или близких к нулевым. Именно потому своды полости летом при большой ширине канала становятся

менее устойчивыми, чем в более прочном холодном льду. О том, что обрушения льда в пределах этого расширения пещерного канала происходят довольно часто, можно было судить по обрушению нависающей ледяной арки в пещере над рекой во время летней экспедиции.

Сразу за залом галерея сузилась сначала до 9 м, а потом и до 5 м. Перед сужением канала в правой стенке обнажались коренные породы, на которых лежал слой глины толщиной 0.5 м с обилием целых морских раковин. Поверх слоя глины находился слой донной морены мощностью около 1 м из неокатанных обломков горных пород с включениями мелких обломков раковин. Поверх материала донной морены на контакте со льдом был обнаружен мертвый мох, который рос на этом месте до того, как ледник стал наступать. Датирование мха позволит приблизительно оценить период наступания края льда и время формирования подледного рельефа, к которому частично приурочены пещерные каналы. Возраст пещеры современными методами не оценивается.

Далее канал представлял собой каньон в коренных породах, поворачивал на запад, сужался до 3 м при высоте 4 м и обрывался уступом высотой 1 м, после чего канал опять поворачивал на юг. Через несколько метров канал имел высоту около 5 м и расширялся до 11–13 м, поскольку он разделялся на два рукава: основной, по которому летом текла вода, и более старый, сухой, который располагался восточнее и на 1 м выше основного канала. В этом месте также из-за расширения канала отмечались обрушения льда со свода. Основной канал далее сужался до 9 м, имел высоту около 5 м и подходил к уступу высотой 2 м, нижняя часть которого на высоту 1 м была завалена ледяными глыбами, что позволило спокойно спуститься. Дальше канал имел ширину около 10 м и высоту 5 м с обломками льда на полу. Лед занимал основную часть сечения галереи и только нижние сечения около 1 м шириной были сложены горными породами и их обломками. Канал открывался в обвальном зале длиной около 20 м, шириной около 14 м и высотой 6 м, который располагался почти под прямым углом к основному ходу. Здесь сквозь обломки льда у южной стены зала был виден дневной свет выхода. Как выяснилось позднее, обломки перекрыли путь воде, заставив ее течь в сторону через зал. Зал в восточной части выходил в небольшой объем с осевшими со свода глыбами льда шириной около 13 м и высотой 2.5 м. Сюда же сверху приходил ход старого потока шириной до 7–8 м и высотой 1–1.5 м с плоским сводом.

Далее ход поворачивал на юг, в нем надо было передвигаться поверх осевшего льда со свода. Этот ход вываливался в бок основного канала, врезанного в породу, который уходил также назад, где

примерно через 20 м был полностью перекрыт ледяным завалом. Ширина хода 9–10 м, высота 2 м.

Влево от основного хода уходило ответвление шириной около 10 м и высотой 1.5 м; вероятно, туда уходила вода ранее. Перед выходом галерея имела ширину 9–13 м, а высоту от 4 до 2.5 м. На выходе канал был на 3 м заполнен наметаемым снегом.

По данным съёмки, длина сквозного канала пещеры составила 250 м, а длина пещеры со всеми ответвлениями достигала 380 м, перепад высот между входами составлял около 20 м, средняя ширина галерей 9 м, средняя высота – 3 м (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вероятно, заполненный озером юго-западный ход был одним из ранее существовавших каналов подледной пещеры. Об этом говорит наличие следа провала во льду (36×23 м), полностью заполненного снегом, между входом в галерею и береговым ледяным обрывом. Это видно на космическом снимке Google Earth от 02.08.2020 (см. рис. 3). Провал находится чуть западнее трассы основного сквозного канала. Вероятно, юго-западный канал когда-то был заблокирован обрушением льда в месте провала, который стал преградой движению воды. Из-за этого вода прекратила свое движение через канал и стояла какое-то время в большой котловине в виде озера, пока не нашла выход из котловины через другой канал. Наличие толстого слоя ила на дне озера, видимого через прозрачный лед, говорит о том, что озеро существует уже несколько лет. Согласно космическим снимкам, провал образовался между 2007 и 2020 г. Поскольку летом 2020 г. провал был полностью заполнен снегом, на что, похоже, требуется 1–2 зимы, то провал, вероятно, мог сформироваться самое раннее 5–6 лет назад.

Асимметрия южного входного канала может свидетельствовать о смещении потока подо льдом в течение длительного времени с востока на запад, то есть от края льда под купол по уклону ложа ледника. Вероятно, сначала сток воды из котловины происходил по краю льда, а потом подо льдом, постепенно смещаясь до нынешнего положения. При этом ранее существовавший покинутый водой канал закрывался при оседании льда. Механизм образования юго-западного канала пока остается не раскрытым.

Ледниковые пещеры на куполе Кропоткина и куполе Лунном образовались на участках, где подошва льда наклонена под ледник, и возможно, это одна из причин образования пещер. Аналогичную картину образования подледной пещеры мы наблюдали на краю холодного ледникового купола Кангваре в южном Тибете (Мавлюдов, 2006).

Тепло с поверхности ледника водным потоком переносится под ледник, что ведет к более интенсивному таянию льда на краях куполов. Обрушение сводов каналов на излучинах пещерного потока приводит к образованию провалов на поверхности.

На космических снимках Google Earth от 18.04.2006 на месте большой краевой котловины, из которой начинается вход в пещеру, видна запечатанная снегом котловина 48×30 м. Поскольку котловины являются следствием обрушений над расширениями пещерных каналов, это означает, что в 2006 г. пещера здесь уже существовала. Подтверждением этого служит июльский снимок 2007 года, на котором видна еще одна котловина (75×40 м) на берегу моря у края льда с выходящим отсюда вскрытым пещерным каналом в виде ледяного каньона. По примерной оценке, длина пещерных каналов вместе с каньоном в то время могла превышать 700 м, что почти втрое превышает протяженность современной пещеры. Нынешний пещерный канал мог быть наследником ранее существовавшего, подтверждением этому служит его форма.

Пещера существует более 18 лет и постоянно изменяется морфологически. На основе изучения пещеры установлено, что она была сформирована талыми водами, стекающими с ледникового купола Лунный в сторону бухты Курникова или, возможно, водами озера, расположенного рядом с куполом.

Очень ровный ледяной свод на выходе параллельного притока в основной канал в нижней части пещеры свидетельствует о возможном другом механизме образования подледных полостей. Свод полости мог быть бронирован субгоризонтальной трещиной, но влияние тектоники льда на формирование полостей в холодном льду могут показать только дальнейшие исследования.

Форма некоторых участков пещерных каналов наводит на мысль, что частично они образовались по сети ранее возникших долин и каньонов в горных породах, которые были сформированы талыми водами, стекающими с купола, когда он имел меньшие размеры, чем в настоящее время. Вероятно, это происходило в период потепления, которое во многих регионах происходило до малого ледникового периода или ранее.

Поскольку формирование изученных пещер связано с постепенным перемещением водных потоков подо льдом в условиях, когда ледниковое ложе наклонено под ледник, подледные пещеры могут возникать и в теплых, и в политермических ледниках. Полости, проработанные водой в холодном льду, могут существовать много дольше (похоже, что десятки лет), чем аналогичные полости в теплых и политермических ледниках (единицы

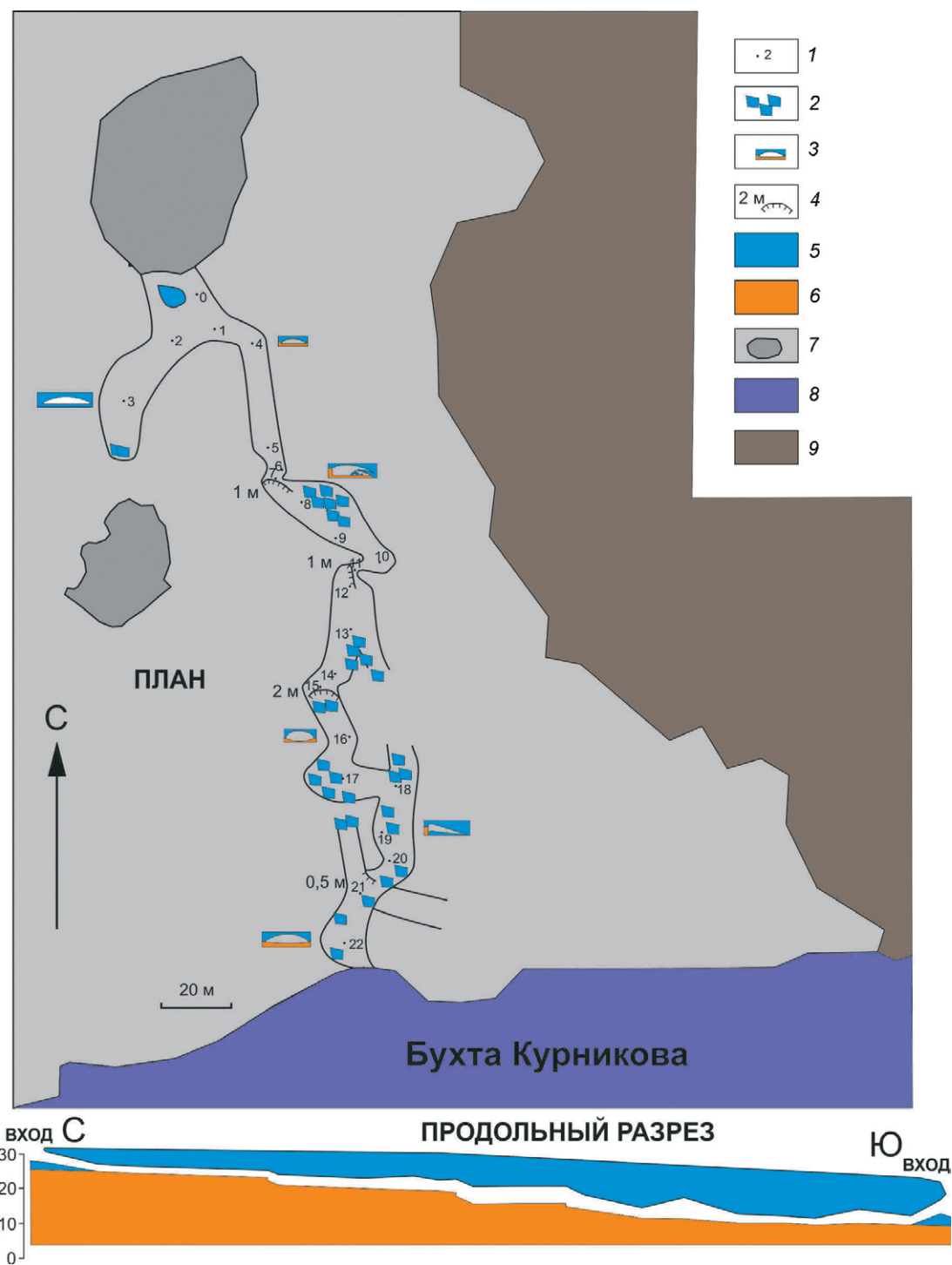


Рис. 3. План и продольный разрез ледниковой пещеры на куполе Лунный. Снимали: Б.Р. Мавлюдов и А.С. Добрянский: 1 – точки измерений, 2 – места обвала ледяных глыб со сводов, 3 – поперечные сечения каналов пещеры, 4 – обрывы и их высота, 5 – лёд (на разрезах), 6 – горная порода (на разрезах), 7 – ледниковый лёд и котловины, частично или полностью замеченные снегом (по космическому снимку 2020 г.), 8 – море, 9 – перигляциальная область

Fig. 3. Plan and longitudinal section of the glacier cave on the Lunny Cap. They were mapped by: B.R. Mavlyudov and A.S. Dobryansky: 1 – measuring points, 2 – places of collapse of ice blocks from the arches, 3 – cross sections of cave channels, 4 – cliffs and their height, 5 – ice (in sections), 6 – rock (in sections), 7 – glacial ice and surface collapses partially or completely covered by snow (on the base of space image from 2020), 8 – sea, 9 – periglacial area

лет). Так как большую часть года полости находятся в сильно промороженном, очень устойчивом льду, только на короткое летнее время (около двух месяцев) в них может происходить отепление до температур, близких к нулевым. Влияние потоков воды и воздуха при отеплении каналов подтверждается наблюдениями в двух ветвях ледниковой пещеры. В южной ветви пещеры, где наблюдается движение воды и воздуха, обрушения свода происходят при ширине канала более 12 м. В юго-западной части, где расположено озеро, а циркуляция воды и воздуха практически отсутствуют, измерена ширина канала 14–15 м без видимых следов обрушения (см. рис. 2, в).

На основе наших наблюдений мы можем приблизительно оценить скорость формирования пещерных каналов. Летом 2023 г. мы посетили фрагмент ледниковой пещеры, расположенный севернее крупной котловины, из которой начинается сквозная пещера. Через этот фрагмент пещеры протекал краевой водный поток, который, как видно на снимке от 02.08.2020, в то время стекал из приледникового озера параллельно краю ледника. Это означает, что обследованный летом пещерный канал сформировался в период между 2020 и 2023 гг. А поскольку над одним из участков этого пещерного канала возник новый провал, это говорит о том, что трех лет в благоприятных условиях достаточно на формирование пещерного канала и провала над ним даже в очень холодном льду. Но как образовался этот канал, до конца не ясно.

Пещеры в очень холодных ледниках и ледниковых куполах могут возникать при наличии талых вод и обратного уклона ледникового ложа, что помогает воде попадать под лед. Во всех известных случаях пещеры в очень холодном льду располагались неподалеку от края льда. Когда отступление края льда достигает долгоживущей полости, то из-за достаточно большой ширины подледных каналов происходит скачкообразное отступление края льда. По нашим оценкам на основе космических снимков средняя скорость отступления края льда купола Лунный, заканчивающегося на суше в районе пещеры, с 2007 по 2020 г. составляла около 2 м/год. Отступление края льда до пещеры вызовет изменение границы льда до 10 м. С учётом зон обрушений над расширенными участками каналов на отдельных участках моментальное отступление края льда будет еще бóльшим. Таким образом, пещерные каналы холодных ледниковых куполов могут ускорять отступление краев льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2023 и 2024 гг. была обследована подледная пещера на восточном краю ледникового купола Лунный на острове Земля Александры, Земля Франца-Иосифа. Длина сквозного канала пещеры

достигала 250 м, а общая длина ходов пещеры превышала 380 м. Предположительно пещера сформировалась более 18 лет назад и с тех пор претерпела существенные изменения. В частности, ее протяженность сократилась почти в три раза с 2007 г. из-за отступления края ледяного обрыва, спускающегося в морской залив, чему способствовало, в том числе, развитие пещерного канала. Произошло также перемещение отдельных участков канала, возникли новые зоны обрушений льда со сводов полости. При этом в какой-то момент возник второй канал (юго-западный), который в настоящее время стал неактивным из-за блокирования его обрушением свода на одном из участков канала. Дальнейшее изучение пещерных каналов на краях ледниковых куполов Земли Франца-Иосифа позволит более точно оценить их влияние на скорость сокращения ледниковых масс на островах архипелага.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы госзадания FMWE-2024-0004 «Криосфера в условиях изменяющегося климата». Автор приносит благодарность Русскому географическому обществу, руководству и сотрудникам национального парка «Русская Арктика» за возможность участия в экспедициях на Землю Франца-Иосифа.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the state assignment FMWE-2024-0004 “Cryosphere in conditions of climate change”. The author expresses gratitude to the Russian Geographical Society, management and staff of the national park “Russian Arctic” for the opportunity to participate in expeditions to Franz Josef Land.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
- Мавлюдов Б.Р. Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006. 396 с.
- Мавлюдов Б.Р. Арктическая спелеологическая страна // Атлас пещер России. Гл. ред. А.Л. Шелепин. М.: Русское географическое общество, Российский союз спелеологов, 2019. С. 193–200.
- Gulley J.D., Benn D.I., Mueller D., Luckman A. A cut-and-closure origin for englacial conduits in uncrevassed regions of polythermal glaciers // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 189. P. 66–80.
- Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal glacier hydrology: a review // Reviews of Geophysics. 2011. V. 49. № 4. P. 75–87.

Citation: Mavlyudov B.R. Cave on the Lunny ice cap, Alexandra Land Island, Franz Josef Land. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 620–627. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040119

Cave on the Lunny ice cap, Alexandra Land Island, Franz Josef Land

B.R. Mavlyudov[#]

Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia

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

Received July 8, 2024 / Revised August 26, 2024 / Accepted October 7, 2024

The results of summer and winter surveys of a cave located in the marginal terrestrial part of the Lunny Ice Cap, the Alexandra Land, the westernmost island of the Franz Josef Land Archipelago, are presented. The cave on the Lunny Cap was partially surveyed in the summer of 2023. Due to the danger of collapses, the cave on the Lunny Cap was partially explored in the summer of 2023. The cave was completely crossed and mapped in April 2024. Difficulties in mapping the cave arose due to the strong magnetization of the rocks in the cave and the inability to use a compass. However, the recorded GPS track with low ice thickness above the cave channels made it possible to construct a plan of the cavity. The width and height were recorded at certain points of the track, which allowed to build a plan and a longitudinal profile of the cave. The length of the through channel of the cave was 250 m, the length of the passages was 380 m, the height difference between the entrances was 20 m, average width of the galleries was 9 m and average height was 3 m. The description of the cave is given. Sections with gallery widths up to 12 m characterized by stable arches. Ice collapses from the vaults were typical for sections of galleries of greater width. In winter, collapses stopped due to the frozen ice in the cavity. The cave has existed in any form for at least 18 years. The cave could result from subglacial movement of the channel under the warming effect of the water flow when the glacier bed slopes away from the ice edge. At the same time, the position of the subglacial channel is partially inherits the channel shape formed near the glacier edge during the period when the glacier was retreating.

Keywords: ice cap, glacier dynamics, glacier margin

REFERENCES

- Grosswald M.G., Krenke A.N., Vinogradov O.N., Markin V.A., Psariova T.V., Razumeiko N.G., Sukhodrovskiy V.L. *Oledenenie Zemli Frantsa Iosifa*. Glaciers of Franz Josef Land. Moscow: Nauka, 1973: 352 p. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. *Vnutrennie drenazhnye sistemy lednikov*. Internal drainage systems of glaciers. Moscow: Institute of Geography RAS. 2006: 396. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Arctic speleological country. *Atlas pescher Rossii*. Atlas of caves of Russia. Ed. A.L. Shelepin. Moscow: Russian Geographical Society, Russian Union of speleologists, 2019: 193–200. [In Russian].
- Gulley J.D., Benn D.I., Mueller D., Luckman A. A cut-and-closure origin for englacial conduits in uncrevassed regions of polythermal glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2009. 55 (189): 66–80.
- Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal glacier hydrology: a review. *Reviews of Geophysics*. 2011. 49 (4): 75–87.

ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ЛЕДНИКА ШХЕЛЬДА, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ, ДЕНДРОХРОНОЛОГИИ И КОСМОГЕННОГО (^{10}Be) ДАТИРОВАНИЯ МОРЕН

© 2024 г. О. Н. Соломина^{1,2}, И. С. Бушуева^{1,*}, В. Джомелли³

¹Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

²Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

³Университет Экс-Марсель, Марсель, Франция

*e-mail: irinasbushueva@gmail.com

Поступила 03.09.2024 г.

После доработки 13.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

По данным дистанционного зондирования, картографии, дендрохронологии и анализа космогенных изотопов (^{10}Be) установлены границы ледника Шхельда в 1880-х–2022 годах, во время наступаний в XIX в., а также около 0.5, 0.89 и 1.4–1.6 тыс. л.н.

Ключевые слова: колебания ледников, морены, космогенные изотопы, дендрохронология, малый ледниковый период, позднеантичный малый ледниковый период

DOI: 10.31857/S2076673424040123, EDN: HSWZYO

ВВЕДЕНИЕ

Ледник Шхельда (43.18 N, 42.64 E) – он же ледник Адыл или Шхильды, многократно был описан исследователями, посещавшими его начиная со второй половины XIX в. (Динник, 1884; Мушкетов, 1899; Ренгартен, 1895; Буш, 1914; Альтбрег, 1928; Демченко, 1952; Ковалев, 1961; Никулин, Трошкина, 1974; Baume, Marcinek, 1998; Сейнова, Золотарев, 2001).

Одна из его главных отличительных особенностей – мощный чехол поверхностной морены, покрывающий язык. Предполагается (Сейнова, Золотарев, 2001), что из-за этой его особенности динамика ледника существенно отличается от остальных ледников региона. Так, для него, например, не зафиксировано улучшения состояния в 1960–70-е годы, когда климат на Кавказе стал несколько более благоприятным для ледников. С другой стороны, он продолжал наступать в 1880–1910-е годы, когда большинство ледников региона постепенно уменьшались в размерах после достижения своего максимума в малом ледниковом периоде ранее XIX в.

В работе приводится реконструкция положения фронта ледника по данным дешифрирования аэрофото-, космических снимков, старых карт и

первые определения возраста морен ледника по космогенным изотопам; рассмотрены также результаты наших дендрохронологических и лихенометрических исследований.

Главная цель исследования – определение возраста позднеголоценовых морен ледника Шхельда. Это позволит в какой-то мере ответить на вопрос о том, насколько своеобразна динамика ледника, язык которого забронирован поверхностной мореной, и отличается ли она от других ледников региона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Метод датирования с помощью космогенных изотопов в последние десятилетия широко применяется для определения возраста ледниковых отложений во всем мире. На Кавказе пока имеются лишь первые, немногочисленные датировки голоценовых морен (Solomina et al., 2016, Solomina et al., 2024).

Основу метода составляет измерение содержания изотопов некоторых элементов (например, ^{10}Be , ^{36}Cl), которые накапливаются в поверхностных слоях горных пород, например, в кварце (Balco, 2011). Поток космических лучей, проникающая вглубь экспонированной поверхности, быстро

уменьшается с глубиной в соответствии с экспоненциальной зависимостью. Концентрация космогенных нуклидов в породе пропорциональна продолжительности времени, в течение которого образец находился на поверхности земли. Скорость производства космогенных нуклидов зависит от высоты над уровнем моря (экранирующий эффект атмосферы) и магнитного поля Земли (геомагнитная широта).

Картирование мест отбора образцов и соответствующих морен проводилось в полевых условиях с помощью GPS-прибора Garmin (точность 10 м) (табл. 1). С помощью молотка и зубила на гребнях морен были отобраны образцы с гранитных валунов, которые возвышались более чем на 60 см над поверхностью. Для измерения топографического экранирования каждого образца в полевых условиях использовался клинометр Suunto Compass Clinometer PM-5.

Все образцы были обработаны в лаборатории CEREGE (Экс-ан-Прованс, Франция). Образцы были измельчены и просеяны до фракции 250–1000 мкм. Кварц сначала концентрировали путём магнитной сепарации, а затем выделяли путем последовательного выщелачивания в смеси $\text{H}_2\text{SiF}_6/\text{HCl}$. Полученную фракцию кварца выщелачивали не менее трех раз в растворе 10% HF – 10% HNO_3 , чтобы удалить оставшиеся полевые шпаты и очистить зерна от атмосферного ^{10}Be . Очищенный кварц полностью растворяли в концентрированной HF после добавления 150 мкл раствора ^9Be (3025 ± 9 ppm; Merchel et al., 2008). Бериллий извлекали последовательным щелочным осаждением $\text{Be}(\text{OH})_2$, чередуя с разделением на анионных и катионных колонках. Затем образцы окисляли при 700 °C в течение одного часа, а конечный BeO смешивали с порошком Nb и загружали в медные катоды. Измерения соотношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ методом AMS проводились на французской установке AMS

ASTER (Arnold et al., 2010). Образцы калибровали по собственному стандарту STD-11 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 1.191 \pm 0.013 \cdot 10^{-11}$; Braucher et al., 2015) и периода полураспада ^{10}Be $1.387 \pm 0.0012 \cdot 10^6$ лет (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Аналитическая ошибка включают статистику подсчета ASTER, стандартную неопределённость, внешнюю неопределённость (0.5%; Arnold et al., 2010) и коррекцию машинного холостого хода. Концентрация ^{10}Be в образце, рассчитанная по соотношению $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, была скорректирована по соответствующим химическим пробам (см. табл. 1). Коррекция на месторасположение проб была выполнена в соответствии с физически обоснованной моделью LSD (Lifton et al., 2014), которая работает аналогично эмпирическим моделям (Borchers et al., 2016). Параметры модели включают атмосферный реанализ ERA40 (Uppala et al., 2005) и геомагнитную базу данных VDM 2016. Мы использовали глобальную скорость производства нуклидов (PR), поскольку региональная PR пока недоступна. Расчеты возраста морен были сделаны с помощью онлайн-программы CREP (Martin et al., 2017; <http://crep.crpge.cnrs-nancy.fr>) и представлены в табл. 1.

Возраст ^{10}Be указан с ошибкой в 1σ , которая включает неопределённости измерения, скорости производства нуклидов и масштабирования (например, Balco et al., 2008). В ходе полевых исследований мы также рассматривали геоморфологические особенности долины для выявления возможных ошибочных определений возраста морен по космогенным датировкам.

Аэрофотоснимки привязывались к эталонному изображению в два этапа. В качестве эталонного был выбран высокодетальный снимок, полученный космическим аппаратом GeoEye-1 4.10.2014 г. На первом этапе все аэрофотоснимки были ортотрансформированы с использованием контрольных

Таблица 1. Результаты датирования образцов по космогенным изотопам ^{10}Be

Название образца		Долгота, °	Широта, °	Высота, м	Концентрация ^{10}Be , ат/г, атомов/грамм	Погрешность/ошибка, ат/г	Коррекция экранирования	Плотность породы, г/см ³	Коррекция толщины образца	Скорость эрозии, см/г	Возраст, тыс. л.н.	Ошибка 1σ , тыс. л.н.
sh1	SH20	43.21	42.65039	2209	3248	438.1	0.9367	2.75	3	0	0.16	0.02
sh2	Sh25	43.21055	42.65042	2209	10818.4	1645.5	0.9573	2.75	3	0	0.5	0.08
sh3	SH24	43.21055	42.65042	2207	19750.2	4189.5	0.99	2.75	2	0	0.89	0.22
sh4	SH19	43.21091	42.65052	2207	29762.5	4938	0.99	2.75	2	0	1.42	0.29
sh5	SH22	43.20988	42.64984	2221	31967.3	3739	0.96	2.75	3	0	1.6	0.25
sh6	SH21	43.21088	42.65077	2208	31704.8	3555.3	0.9573	2.75	3	0	1.62	0.24

точек и цифровой модели рельефа SRTM v.3. На втором этапе проводилось уточнение геопривязки с помощью нового набора контрольных точек и метода сплайн. Таким образом достигалась точность корегистрации в несколько пикселей. Используемые космические снимки уже были ортотрансформированы, поэтому при необходимости уточнение корегистрации проводилось по контрольным точкам. Для повышения точности дешифрирования границ ледника в XXI в. мы обрабатывали интерферометрические пары снимков, сделанные космическим аппаратом Sentinel-1A в 2015 (18–30 августа) и 2022 (29 августа – 10 сентября) гг. На основе этих пар снимков были посчитаны когерентности, которые показывают, изменилась ли территория между датами съемки. За счет движения льда ледник имеет низкую когерентность, в то же время снижение когерентности может быть вызвано и оползнями, и просто сильным таянием мертвого льда, и т.п., поэтому известная доля неопределенности наших заключений в этом отношении сохраняется.

Карты Бурместера (1911 г.) и военных топографов (1887 г.) мы привязывали по характерным особенностям рельефа (скалы, выступы, впадение рек и т.п.), а также обращались к фотографиям, сделанным в годы создания карт. Хотя точность привязки довольно низкая, для приблизительных оценок динамики конца ледника она достаточна.

Лихенометрический и дендрохронологический методы применительно к определению возраста морен Кавказа описаны, например, в работе (Solomina et al., 2016). Мы используем классическую модель определения возраста с помощью лихенометрии (см., например, Innes, 1985) – измеряем размеры максимальных лишайников *Rhizocarpon geographicum sensu lato* на всей поверхности датируемой формы рельефа и в качестве основного индикатора используем диаметр одного максимального лишайника, если он не превосходит следующий по размеру более чем на 20%. В противном случае он считается аномальным и за основу расчетов принимается следующий по размеру лишайник. Несмотря на критику этого метода (см., например, Osborn et al., 2015), мы считаем, что для приблизительных оценок и относительного датирования ледниковых форм рельефа, этот метод пригоден.

Дендрохронологический метод дает возможность оценить минимальный возраст экспонирования поверхности. На Кавказе он применяется для датирования молодых отложений возрастом до 200–300 лет (Solomina et al., 2016). Для определения минимального возраста той формы рельефа, на которой растет дерево (в нашем случае это сосна обыкновенная *Pinus sylvestris*), к возрасту дерева необходимо прибавить 10–20 лет, которые требуются для пионерного заселения поверхности.

Кроме того, следует добавить 10–20 лет – поправку на высоту бурения. Итоговая поправка минимального дендрохронологического возраста морены в этой работе принята в 20–30 лет. Отмечено, что минимальный и истинный возраст датируемой поверхности, даже относительно молодой, может существенно различаться, особенно там, где ощутимо антропогенное воздействие на лес.

Образцы на дендрохронологический анализ были отобраны на предпольях ледника и на моренах левого борта долины в 2004 и 2023 гг. (табл. 2). Лихенометрические исследования проведены также в 2004 г. В это время мы не имели возможности точно определить координаты точек, но наши измерения привязаны в пространстве к определенным формам рельефа, которые были описаны в 2004 г. в полевых условиях (см. табл. 2). Группой В. Джомелли в 2016 г. с конечных морен левого борта и отобрано шесть образцов на анализ космогенных изотопов (см. табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности ледника и его краткая история с конца XIX в. Определение границ ледника Шхельда представляет довольно большую сложность, так как нижняя часть его языка, покрытая поверхностной мореной с огромными глыбами до 20 м в диаметре, скорее всего представляет собой мертвый лед, хотя ледяной обрыв, расположенный на высоте 2440 м в 2004 г. снизу выглядел как настоящий фронт ледника (рис. 1, а). Этот феномен описал еще в 1950-х годах П.В. Ковалев: «Примерно в километре выше конца языка находится ледяной обрыв, являющийся как бы вторым языком» (с. 67). Кроме того, интересной особенностью Шхельды является «серповидная морена», которая показана на карте Г. Бурместера 1911 г. (Burmester, 1913) на высоте 2630 м в верхней части языка ледника. С 1911 по 1959 г. она спустилась вниз на 970 м, в 1959–1979 гг. – еще на 60 м (Сейнова, Золотарев, 2001). Темпы перемещения этой морены, по нашим данным, представлены на рис. 2. Вал хорошо читается на всех снимках вплоть до 2014 г., когда морена располагалась около самого края ледника и уже начала осыпаться с обрыва. В 2022 г. ее на снимках уже нет (источник: Google Earth).

Возможно, происхождение этой морены и исключительно мощный чехол поверхностной морены на языке ледника в целом связаны с обвалом, в результате которого на поверхность льда обрушилась большая масса обломков и забронировала лед. Этой версии придерживается значительная часть исследователей (Динник, 1884; Альтбег, 1928; Никулин, Трошкина, 1974; Сейнова, Золотарев, 2001). Судя по рассказам местных жителей, обвал произошел в 1863 г. Динник (1884) приводит яркое описание этого обвала, который, как он пишет,

Таблица 2. Минимальный возраст морен ледника Шхельда

Точки	Даты
<i>Береговые морены</i>	
L1	1918 (1916) 1892 (1890) 1924 (1922) 1925 (1924)
L2	1916 (1914) 1926 (1924) 1925 (1922) 1930 (1929) 1930 (1928)
L3	1881 (1880) 1883 (1881) 1934 (1931) 1894 (1893)
L4	1888 (1887) 1895 (1895) 1892 (1891) 1918 (1918) 1881 (1880) 1881 (1880)
L5	1904 (1900) 1888 (1887) 1889 (1887) 1822 (1820) 1893 (1890) 1823 (1823) 1865 (1865) 1955 (1954)
Склон выше L5	1851 (1850) 1870 (1869) 1887 (1887) 1892 (1892)
<i>Конечные морены</i>	
M1 (1920-е гг.)	1977 (1976) 1973 (1972) 1968 (1966) 1980 (1976) 1982 (1981)
M2	1955 (1954) 1934 (1933) 1953 (1951) 1916 (1914) 1941 (1936) 1979 (1975) 1958 (1956) 1967 (1964) 1919 (1916) 1926 (1924)
M3	1960 (1959) 1918 (1917) 1920 (1919) 1945 (1940) 1891 (1890) 1909 (1904) 1921 (1917) 1981 (1979) 1963 (1961)
M4	1937 (1936) 1897 (1892) 1891 (1889) 1935 (1932) 1894 1943 (1941) 1876 (1874)

Номера морен соответствуют рис. 1. Годы — возраст первого годичного кольца, в скобках — с поправкой на недостающие кольца из-за неточности попадания в сердцевину при бурении. Жирным шрифтом выделен возраст самых старых деревьев. Для определения минимального возраста собственно морены от возраста самого старого дерева необходимо вычесть 20–30 лет (см. пояснения в тексте).

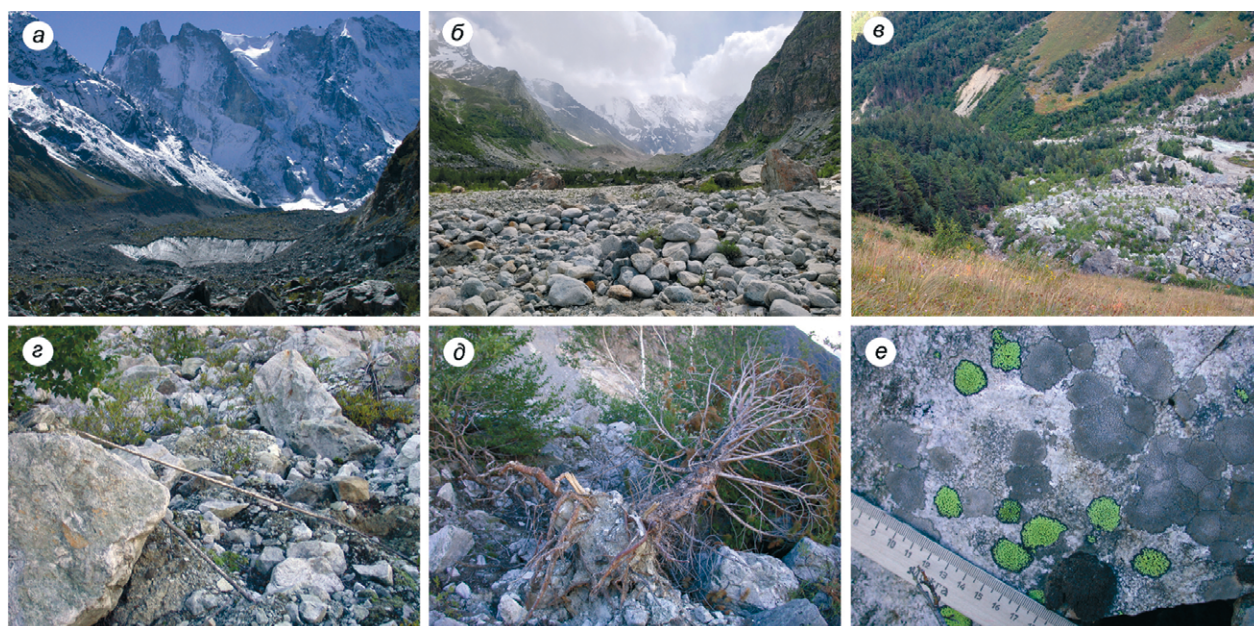


Рис. 1. Фотографии долины ледника Шхельда: *а* — общий вид долины Шхельда с обрывом мертвого льда, 14 сентября 2004 (фотография В. Джомелли); *б* — фотография В.Н. Михаленко, 12 июля 2023 г.; *в* — морена М1, 30 августа 2009 г. (фотография В. Джомелли); *г* — береза с удлинёнными корнями на нестабильной поверхности мертвого льда; *д* — погибшая сосна на языке мертвого льда; *е* — лишайники на той же поверхности

Fig. 1. Photos of Shkhelda Glacier valley.

a — General view of the Shkhelda valley with dead ice cliff, September 14, 2004 (photo by V. Jomelli); *б* — photo by V. Mikhailenko, July 12, 2023; *в* — M1 moraine, August 30, 2009 (photo by V. Jomelli); *г* — birch with elongated roots on unstable surface of dead ice; *д* — dead pine on dead ice tongue; *е* — lichens on the same surface

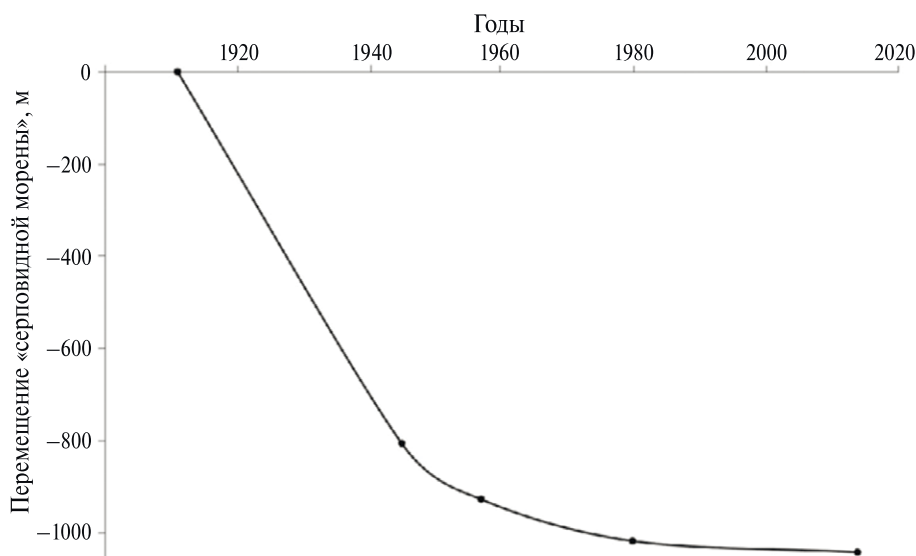


Рис. 2. Перемещение «серповидной морены» по поверхности ледника Шхельды

Fig. 2. Movement of the “sickle-shaped moraine” on the surface of the Shkhelda Glacier

в частности, уничтожил взрослый сосновый лес на 4 версты ниже по долине.

Другая группа исследователей (Burmester, 1913; Ковалев, 1961) считает, что поверхностная морена Шхельды формируется обычным способом — путем слияния срединных и боковых морен. Ковалев (1961) рассчитал, что материал обвала, который, по данным Динника, случился в 1863 г., к 1959 г. должен был передвинуться в нижнюю часть языка, и освободить то место, куда он попал при обвале. Между тем этого не произошло — язык остается забронированным и сегодня.

Исследователи, посетившие ледник в конце XIX — начале XX веков, отмечали его необычное поведение: на фоне общего тренда сокращения ледников Кавказа в это время, по данным Мушкетова (1899), в 1897 г. ледник наступал; Поггенполь (Демченко, 1952) отмечал наступание в 1905 г., Буш (1914) — в 1911 г., Ренгартен (1915) — в 1913–1914 гг. Это подтверждается и нашим анализом положения конца ледника на картах военных топографов (Карта военных топографов, 1887) и Бурместера (Burmester, 1913). На карте военных топографов конец ледника показан на высоте чуть выше отметки в 1035 саженей (≈ 2208 м) (рис. 4; табл. 3), на карте Бурместера 1911 г. (Burmester, 1913) масштаба 1:20000 — на высоте 2220 м. Сохранились фотографии конечного положения ледника (рис. 3) в конце XIX и начале XX вв., на которых видно, что фронт ледника в это время был крутым, что свидетельствует о его наступании, и он располагался вблизи границы незадернованной части зандра, которая обрамлена несколькими моренными валами (см. рис. 1, в), за которыми начинается

густой лес. Несмотря на низкую точность привязки старых карт можно утверждать, что ледник в 1911 г. был длиннее, чем в 1887 г., что согласуется с историческими описаниями (см. выше).

Орешникова (1936) отмечает, что между 1887 и 1933 гг. ледник отступил «незначительно». Темпы и характер отступления ледника в 1920–50-х годах в подробностях описаны в работе Ковалева (1961). Ссылаясь на данные С.П. Соловьева, Я.И. Фролова и М.А. Демченко, он утверждает, что с 1925 по 1931 г. ледник отступал со скоростью 3–6 м в год, с 1931 по 1932 г. — по 2 м в год. С 1940 по 1947 г. ледник отступил на 49 м. Примечательно, что такое медленное отступление продолжалось до 1950-х годов. В 1959 г. была составлена карта ледника в масштабе 1:10 000 (Никулин, Трошкина, 1974). Высота конца ледника на ней — 2232 м, линейное сокращение, по сравнению с 1911 г., — всего 200 м. После 1950-х годов скорость отступления немного увеличилась. Судя по карте того же масштаба, в 1979 г. конец ледника Шхельда находился на высоте 2270 м, линейное отступление за 20 лет, таким образом, в среднем составило около 530 м (Сейнова, Золотарев, 2001).

По данным Панова с 1959 по 1965 г. ледник отступил на 84 м, с 1985 по 2007 г. — на 180 м (Панов, 1993). Судя по изображению на космических снимках, конец ледника Шхельда в 2014 г. находился на высоте 2275 м и отступил от положения 1980 г. на 590 м (см. рис. 4; табл. 3). В табл. 3 указаны масштабы линейного отступления ледника, определенные по картографическим и дистанционным данным.

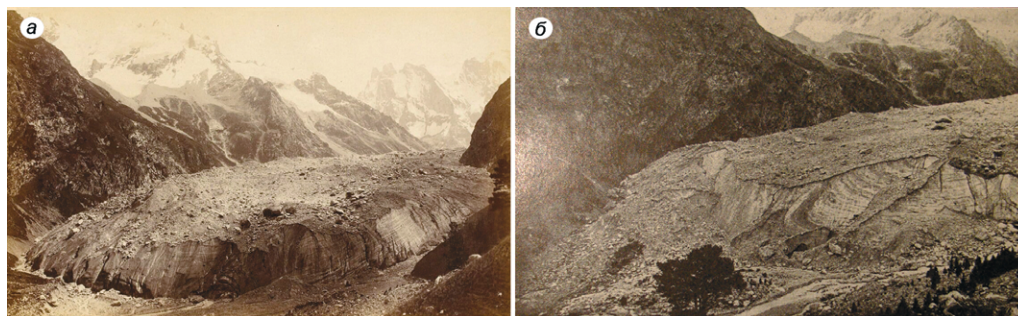


Рис. 3. Старые фотографии ледника Шхельда. *а* — фотография М. фон Деши, июль 1886, *б* — фотография Г. Бурместера (1913), 1911

Fig. 3. Old photos of Shkhelda Glacier. *a* — photo by M. Dechy, July, 1886; *b* — photo by H. Burmeister, (1913), 1911

Таблица 3. Отступление ледника Шхельда по данным ДЗЗ и картам

Год	Величина отступления, м	Изменение длины ледника, м
1850-е (МЗ)	0	0
1887	–309	–309
1911	+141	–168
1945	–65	–233
1957	–93	–326
1980	–760	–1086
2014	–580	–1666
2022	–550	–2216

Таким образом, судя по картографическим и историческим данным, в 1880–1920-х годах конец ледника находился примерно в одном месте, вблизи последней незадернованной морены (рис. (рис. 1, *в*), фото Джомелли). В 1920-х годах ледник начал отступать, постепенно сокращался и продолжает уменьшаться в размерах вплоть до настоящего времени.

Морены и оценки их возраста. В 2004 г. среднюю часть долины Шхельда заполнял массив мертвого льда, который в своей нижней части в 2004 г. заканчивался обрывом чистого ледникового льда (см. рис. 1, *а*). На поверхности мертвого льда слой обломочного материала разной размерности достигал нескольких метров, начинала формироваться почва, уже росли сосны и березы, которые при вытаивании льда приспосабливаются к обычным условиям (см. рис. 1, *з*) или погибают (см. рис. 1, *д*). Судя по количеству мутовок, возраст погибшей сосны, показанной на фотографии, — 18 лет. На поверхности мертвого языка уже было много лишайников *Rhizocarpon geographicum sensu lato* (см. рис. 1, *е*), что дополнительно

свидетельствует об отсутствии активного движения льда, так как лишайники предпочитают стабильную поверхность. Размер некоторых лишайников в 2004 г. достигал 33 мм. Во время нашего посещения долины летом 2023 г. лёд существенно стаял и уже не выглядел как настоящий язык ледника (см. рис. 1, *б*).

На обширном зандре между концом ледника и моренным комплексом, замыкающим незадернованную часть зандра М1 (см. рис. 1), в 2004 г. мы отобрали несколько образцов старых сосен; самое старое дерево поселилась здесь в 1960-х годах (см. табл. 2).

Моренный вал М1 обрамляет незадернованную часть зандра. Высота вала, сложенного серыми гранитами, достигает 10 м. В его состав включены огромные, плохо окатанные валуны. На одном из них в 2004 г. была обнаружена метка белой краской: «конец языка ледника 1928 г. ИГ». На валу растут сосны, пять из них были выбраны для дендрохронологического датирования (см. табл. 2). Возраст самой старой из них — 1966 год. Прибавив 15 лет на время колонизации и поправку в 10–15 лет на высоту бурения, получаем минимальный возраст морены — 1930-е годы, что близко к указанному на валуне. По данным Г. Бурместера, в 1911 г. конец ледника находился на высоте 2220 м, т.е. примерно там, где находятся моренные валы на правом и левом бортах долины (см. рис. 4), здесь заканчивается незадернованная часть зандра и начинается густой молодой сосновый лес. К сожалению, в 2023 г. нам не удалось обнаружить этот камень с меткой и отразить его положение на карте.

За этой незадернованной мореной, в лесу, на дне долины, по обеим берегам реки расположен конечно-моренный комплекс, в котором читаются следы четырёх стадий наступания ледника (М2–М5; см. рис. 4), однако следы отдельных стадий наступания ледника выражены в нем нечетко и ясных границ между валами зачастую не видно. Две самые древние М4 и М5 представляют собой нагромождения огромных неокатанных и слабо

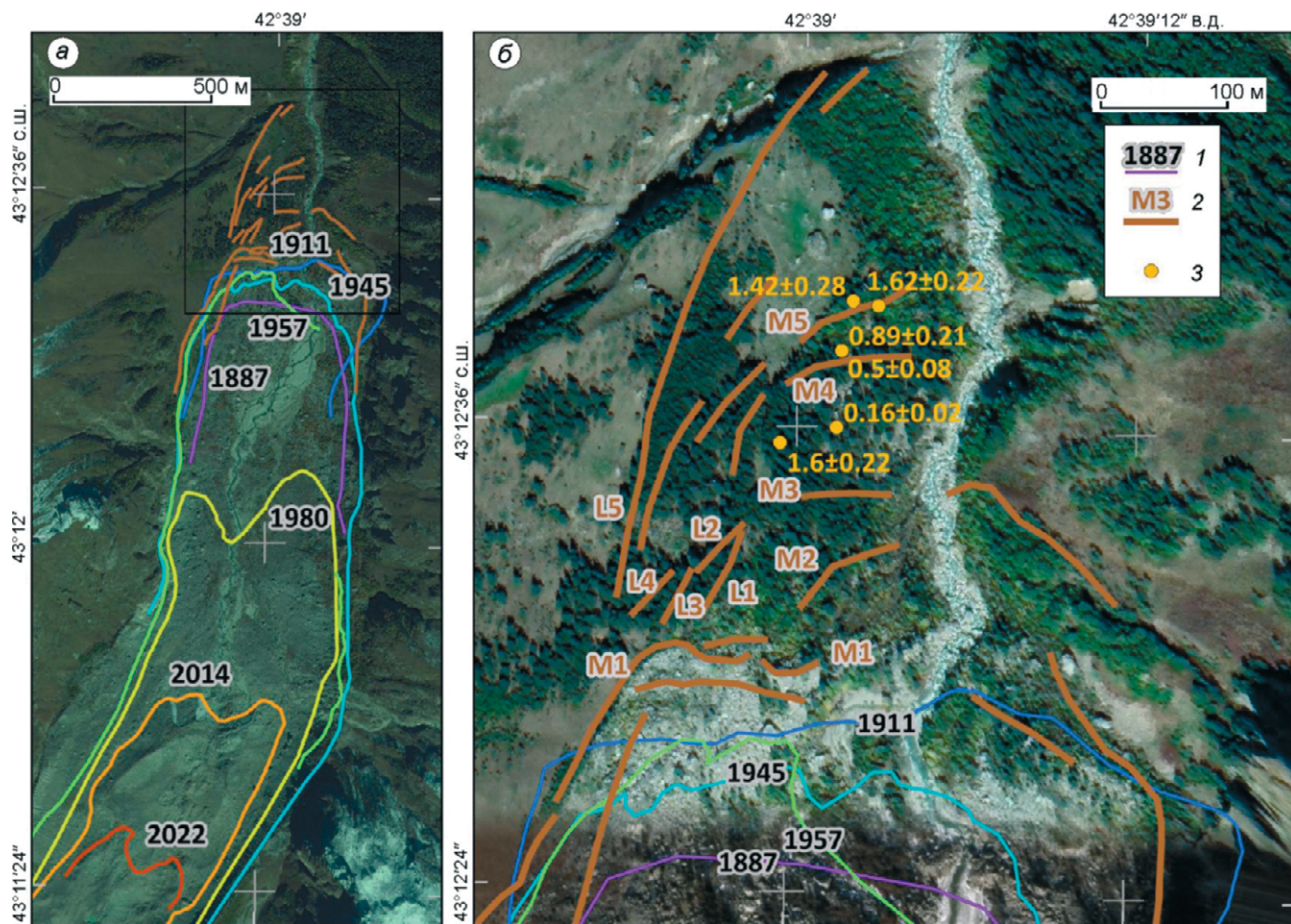


Рис. 4. Положение конца ледника Шхельда по данным дистанционного зондирования и картам. Возраст морен по космогенным изотопам и минимальный возраст морен и участков зандра по дендрохронологическим данным: *а* – обзорный вид, *б* – увеличенный фрагмент.

1 – положение ледника в разные годы, *2* – расположение морен и их названия, *3* – место отбора образцов и результаты датирования по космогенным изотопам

Fig. 4. Terminus position of the Shkhelda Glacier according to remote sensing data and maps: *a* – overview, *б* – enlarged part. *1* – position of the glacier in different years, *2* – location of moraines and their names, *3* – sampling location and results of cosmogenic isotope dating

окатанных валунов, на которых растут сосны. Вал M2 имеет более ясно очерченные контуры и более классический облик, характерный для конечной морены.

Интересно, что на дне долины деревьев старше полутора столетий мы не обнаружили (см. табл. 2). На моренах M2, M3 и M4 возраст самых старых деревьев – 1916, 1890 и 1874 годы, соответственно. Значит, с поправками на время заселения и на высоту бурения, минимальный возраст валов – вторая половина XIX века. Как будет показано ниже, для морены M4 это не так, и ее минимальный возраст существенно отличается от истинного.

На левом борту долины читается несколько ярусов береговых морен. Два верхних яруса прослеживаются вдоль борта, но соответствующие им части конечных морен размыты и в рельефе не

выражены. Судя по конфигурации этих береговых морен, их конечно-моренные комплексы должны были располагаться на высоте примерно 2140 и 2133 м, ниже морены M5. Эти стадии выделены на схеме (Baume, Marcinek, 1998) и условно отнесены там к «исторической» стадии и к наступаниям «XIV–XVII вв.», хотя и не датированы. Третья морена, более молодая, на схеме Бауме и Марсинека (Baume, Marcinek, 1998) обозначена как морена середины XIX в. По-видимому, она примерно соответствует нашей морене M3.

Между моренами M2 и M3 на склоне выделяется несколько фрагментов более молодых береговых морен, расположенных компактно и покрытых лесом. Поскольку эти фрагменты морен непосредственно между собой не соединяются, не исключено, что некоторые из них сформировались во

время одного или нескольких близких по времени наступаний. На береговых моренах старый лес сохранился несколько лучше, чем на дне долины, где его мог уничтожить и обвал, описанный Динником (см. выше) и вырубки. Хотя точно датировать береговые морены с помощью дендрохронологии невозможно, но примерное время относительно недавних наступаний, сформировавших эти уровни, оценить все же реально. Самое старое дерево на нижнем ярусе береговой морены L1 по возрасту относится к 1916 г. (см. табл. 2). На втором ярусе (L2) самая старая сосна имеет возраст 1914 г., на третьем — L3 — 1880 г., на четвертом — L4 — также 1880 г. На морене L5 — самой высокой и, следовательно, более древней морене, — три дерева старше — 1865, 1823 и 1820 гг. Выше этой морены, на склоне, возраст деревьев опять уменьшается (1850 г.). Таким образом, учитывая поправки на время поселения и высоту бурения (в сумме около 20–30 лет), можно предполагать, что в середине — второй половине XIX в. было несколько наступаний ледника последовательно меньшего масштаба (морены L1 — L4). Минимальный дендрохронологический возраст самой высокой морены L5 — конец XVIII в. (1820 г. — самое старое дерево) нереалистичен, поскольку эта морена выклинивается ниже конечной морены M5, которая, как будет показано ниже, датируется по космогенным данным временем примерно 1.4–1.6 тыс. л.н.

Наши попытки датировать морены, дендрохронологическим методом в долине ледника Шхельда показывают, что в данном случае возможности метода довольно ограничены. Тем более важно было получить первые результаты датирования морен по космогенным изотопам (см. табл. 1; рис. 4).

К сожалению, эти датировки единичны и они дают представление о хронологии ледниковых событий лишь в самом первом приближении. Результаты датирования показаны в табл. 1. Выбор валунов для датирования по космогенным изотопам, проведенного группой В. Джомелли с коллегами в 2016 г., был затруднен тем, что, как уже отмечалось выше, рельеф дна долины Шхельды существенно изменен, по-видимому, в связи с обвалом 1863 г. Таким образом, различить отложения обвального и ледникового генезиса очень сложно.

Самая молодая дата для одного из валунов, полученная в долине Шхельды, — 0.16 ± 0.02 тыс. л.н., расположена несколько ниже морены M3, минимальный возраст которой, по дендрохронологическим данным, относится примерно к 1860-м годам (1890 г. минус 30 лет на поправку). Четыре уровня нижних береговых морен выклиниваются примерно в районе конечной морены M3. По дендрохронологическим данным они датируются XIX в., что соответствует датировке конечной морены. Таким образом, можно утверждать, что в XIX в. ледник испытывал минимум четыре стадии наступания, а его

язык располагался не ниже морены M4 на высоте 2180 м.

Непосредственно за мореной M4 два валуна показали существенно более древние космогенные даты 0.5 ± 0.08 и 0.89 ± 0.21 тыс. л.н. Валуну расположены в нескольких метрах друг от друга, но их даты не перекрываются. Хотя эти датировки и не дают точной оценки времени формирования морены M4, они все же указывают на то, что эти отложения формировались ранее пика наступаний ледников малого ледникового периода в середине XIX в. и, вероятно, имеют возраст 500–900 лет. Возможно, они относятся к двум разновременным наступаниям ледника примерно одинакового масштаба, что вполне характерно для кавказских ледников (Solomina et al., 2024). Как единичные и не имеющие подкрепления другими методами эти датировки можно было бы игнорировать, если бы похожие даты не были бы получены для других ледников региона (см. Дискуссию).

Две даты для самой древней из сохранившихся конечных морен M5 — 1.42 ± 0.28 и 1.62 ± 0.22 тыс. л.н. перекрываются с учетом доверительных интервалов и дают более надежное представление об обособленной подвижке ледника. Третья дата, которая также относится к этому временному интервалу, — 1.6 ± 0.22 тыс. л.н., по всей вероятности, имеет неверные координаты, и, хотя и совпадает с датами, приведенными выше, трудно объяснима с точки зрения расположения этого валуна на поверхности, которая, по комплексу признаков, датируется XIX в.

Ледник продвигался и ниже морены M5 по долине, о чем свидетельствуют описанные выше береговые морены. Возвращаясь к вопросу о времени формирования верхней береговой морены L5, минимальный возраст которой по дендрохронологии определен как конец XVIII в., и опираясь на оценки возраста конечной морены M5, можно заключить, что морена L5 существенно старше малого ледникового периода и даже позднеантичного похолодания (Buentgen et al., 2016).

ДИСКУССИЯ

Одним из важных дискуссионных методических вопросов является комплекс проблем, связанный с определением границы между мёртвым льдом и собственно ледником. Для такого необычного, покрытого толстым слоем поверхностной морены, ледника, как Шхельда, эта проблема стоит особенно остро. Сопоставляя аэрофото- и космические снимки, мы оценивали перемещение характерных глыб на поверхности ледника, чтобы понять, является ли рассматриваемый участок отделившимся от ледника или его языком, покрытым поверхностной мореной. Так, на аэрофотоснимке 1945 г. видно несколько близко расположенных валунов, на

изображении 1957 г. они сместились в северо-восточном направлении на 100 м, а к 1980 г. их смещение составило еще 50 м. Эти наблюдения подтверждают, что в 1957 г. валуны располагались на подвижной части языка ледника. Это позволило нам с большей уверенностью провести границу языка.

Для определения границ ледника в последние годы мы также использовали радарные снимки, полученные с космического аппарата Sentinel-1A. Мы брали пары снимков, полученных в интерферометрическом режиме, и вычисляли когерентность между ними. Этот параметр показывает, происходили ли изменения на поверхности за время между снимками. Граница ледника, оцифрованная по оптическому космическому снимку 2014 г. и выделенная по когерентности снимков 2015 г., практически полностью совпадают, что подтверждает правильность определения границы ледника. Для 2022 г. ситуация менее очевидная, так как перед оцифрованной границей встречаются фрагменты с низкой когерентностью, что говорит об изменении поверхности. Такие изменения могут быть вызваны смещениями грунтов, оползнями, таянием льда. Так как перед выделенной по оптическому снимку границей ледника местá с низкой когерентностью фрагментарны, скорее всего они не относятся к леднику. Несмотря на использование комплекса данных, мы допускаем возможность ошибок и неточностей в определении положения конца этого ледника, покрытого плотным слоем морены, которая трудно отличима от отложенной основной морены, обрамляющей язык. Величины отступления конца ледника приведены в табл. 3. На рис. 5 для сравнения приведены величины отступления ледника по инструментальным и историческим данным. Наши оценки для величин отступления конца ледника хорошо согласуются с данными

Ковалева (1961) и Панова (2008) (рис. 5), но они непосредственно привязаны в пространстве, чем отличаются от предшествующих реконструкций. Нам также удалось продлить ряд с помощью космических снимков до 2022 г.

Возможность использования лихенометрии на предполях ледника Шхельда требует дополнительных комментариев. Поскольку поверхность языка Шхельды покрыта слоем поверхностной морены и уже на леднике поселяются корковые лишайники, которые, видимо, сохраняются и на отложенных моренах, лихенометрическое датирование конечных морен здесь проблематично. Однако некоторые наблюдения кажутся нам любопытными. Так, на отложениях, которые сформировались около 100 лет назад (с маркой 1928 г.), размер лишайников составлял 31 мм (измерения 2004 г.) и почти такой же размер лишайники имели на поверхности мертвого льда. По кривой роста (Solomina et al., 2016), это соответствует примерно 120 годам. Морена, которая помечена на местности 1928 годом, судя по карте военных топографов 1887 г. и карте Бурместера 1911 г., находится примерно там же, где ледник был в конце XIX — начале XX вв. Видимо, материал в ней перемешан. Интересно, что время экспонирования этой поверхности по данным лихенометрии согласуется с картографическими и историческими данными. Более того, размер лишайников на поверхности мертвых льдов составляет примерно такую же величину. Если придерживаться теории об обвальном происхождении поверхностной морены ледника, размер лишайников на этом участке не противоречит датировке обвала (1863 г.). По нашей кривой он должен быть чуть больше (около 35 мм), но несколько занижен, возможно, из-за нестабильности поверхности.

В этой работе мы выделили шесть фрагментов береговых морен, четыре из которых мы датировали по дендрохронологическим данным. Примерная оценка их возраста — середина — вторая половина XIX в. — в целом хорошо согласуются с данными по другим ледникам (см., например, Solomina et al., 2016; Solomina et al., 2024) и с историческими свидетельствами первых путешественников. Показательно, что морены L1 — L4 (середина, вторая половина XIX в.), находятся примерно на уровне конечной морены M3, для которой получена ^{10}Be дата 0.16 ± 0.02 тыс. л.н. (максимальный возраст, так как морена находится чуть выше по долине). Таким образом несмотря на то, что одной даты для окончательного суждения о возрасте морены M3 явно недостаточно, дендрохронологические данные поддерживают эту датировку. Положение морены M3 относительно современного конца ледника (на расстоянии 2325 м по горизонтали и 250 м по высоте) также не противоречит нашим представлениям о динамике ледников Кавказа в малый ледниковый период. Интересно, что на леднике Кашкаташ,

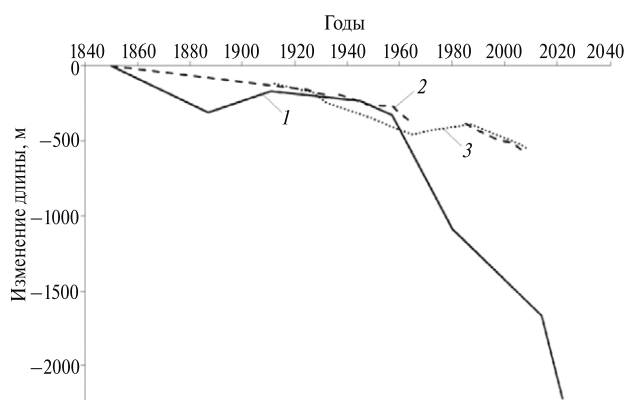


Рис. 5. Изменение длины ледника Шхельда по нашим данным (1), Панова и соавторов (2008) (2) и ледника Кашкаташ по нашим данным (3)

Fig. 5. Change in the length of the Shkhelda Glacier according to our data (1), Panov et al. (2008) (2) and Kashkatash Glacier according to our data (3)

расположенном неподалеку от Шхельды, по космогенным данным также датируется наступание 0.16 ± 0.02 тыс. л.н., которое подтверждается данными дендрохронологии: там на морене обнаружено дерево, поврежденное в результате наступания ледника (Solomina et al., 2024).

Минимальный дендрохронологический возраст морен L1 и L2 (конец XIX в.) занижен, так как положение конца ледника в 1880-х годах известно по карте военных топографов: в это время ледник оканчивался на несколько сот метров выше. Возможно, морены L1 и L2 образовались во время одного из более ранних наступаний или периодов стационарного состояния ледника второй половины XIX в. На леднике Большой Азау, например, наступания, по историческим данным, отмечались в 1840-х, 1876, 1884 и 1890-х годах (Володичева, Войтковский, 2004). Минимальный возраст береговых морен L3 и L4 с одинаковыми дендрохронологическими датировками (1880 г.) с учетом поправок — 1850-е годы или несколько ранее. В это время, по разным данным, на Кавказе многие ледники наступали и, более того, формировали мощные морены (Володичева, Войтковский, 2004; Solomina et al., 2016; Tielidze et al., 2020; Solomina et al., 2024). Середина XIX в. — время последнего максимума наступания ледников в малый ледниковый период во многих горных странах (Solomina et al., 2015).

Возраст отложений, которые примыкают к комплексу XIX в., определен в значительной степени условно. Здесь для двух валунов, расположенных неподалеку друг от друга, получены ^{10}Be даты 0.5 ± 0.08 и 0.89 ± 0.21 тыс. л.н., которые можно трактовать и как следы двух отдельных наступаний, и как две даты для одной морены с большим разбросом значений возраста. Морфологически эти отложения не различаются: они не формируют ясно выраженные отдельные генерации, а представлены массивом валунов, среди которых встречаются гигантские. Возможно, что дата 0.5 ± 0.08 тыс. л.н. синхронна бериллиевой датировке ясно выраженной левой береговой морены ледника Кашкаташ (0.53 ± 0.13 тыс. л.н.), тоже единичной, т.е. отложение обеих морен сформировались в XV в. н.э.

Для второй даты — 0.89 ± 0.22 тыс. л.н. также есть аналоги в моренных комплексах других ледников: Кашкаташ (0.82 ± 0.18 , 0.72 ± 0.11 , 0.70 ± 0.11 тыс. л.н.), Донгуз-Орун (0.77 ± 0.1 тыс. л.н.) в Приэльбрусье (Solomina et al., 2024) и Чалаати (0.79 ± 0.08 , 0.67 ± 0.10 тыс. л.н.) на южном макросклоне Кавказа, в Грузии (Tielidze et al., 2020). Эти наступания относятся к так называемой первой фазе активизации ледников малого ледникового периода. Их размах несколько превосходит пик наступаний в XIX в., но в целом имеет примерно ту же амплитуду, поэтому на некоторых ледниках он не выражен, поскольку эта морена перекрыта более поздними

отложениями второго ледникового максимума малого ледникового периода.

Последняя из датированных конечных морен имеет две перекрывающиеся космогенные даты 1.42 ± 0.28 , 1.62 ± 0.22 тыс. л.н. Третья дата 1.6 ± 0.22 тыс. л.н. в том же временном диапазоне получена для валуна, который расположен несколько выше по долине, ближе к ее борту. Возможно, он переместился с береговой морены той же стадии, что и описанная конечная морена M5, но в отношении этой даты остается неопределенность в интерпретации. В настоящее время мы склонны отбросить эту дату. В период 1.7–1.6 тыс. л.н. сформировались морены на леднике Ирик (Solomina et al., 2024), которые, скорее всего, синхронны этому наступанию на леднике Шхельда. Примерно в этот период отложения небольшого пересыхающего озера Гарабаши в период 1.5–1.7 тыс. л.н. имеют ненарушенную стратификацию, возможно, годовую. Она указывает на то, что в это время озеро не пересыхало и первоначальное залегание слоев не нарушалось, т.е. был влажный и прохладный климат. Похолодание, которое получило название «позднеантичный малый ледниковый период», подробно описано в статье Бюнтгена с соавторами (Büntgen et al., 2016) и отнесено ими к VI–VII вв. н.э. Учитывая неточность космогенных датировок, не исключено, что морена ледника Шхельда образовалась 1.4–1.6 тыс. л.н. в результате наступания ледника, связанного с этим похолоданием.

В целом на Кавказе геохронологический контекст, в который можно было бы вписать наши единичные пока датировки морен ледника Шхельда, еще очень невелик. Отметим здесь реконструкцию колебаний ледника Большой Азау, основанную на радиоуглеродном датировании палеопочв, погребенных между моренными горизонтами. Наступания ледника максимальной амплитуды, которые приводили к перекрытию льдом левой береговой морены ледника, по этим данным, относятся к XIX, XV–XVII, VII–XIX вв. и 3–3.2 тыс. л.н. (Solomina et al., 2022). Наши датировки наступаний ледника XIX, XV и, возможно, V–VII вв. в целом согласуются с этими данными. Одна из двух недатированных морен, замыкающих позднеголоценовый комплекс, может соотноситься с наступанием 3–3.2 тыс. л.н., маркированным нижним моренным горизонтом в разрезе береговых морен Большого Азау. Интересно, что наши первые датировки по космогенным изотопам в целом согласуются со схемой Vaume, Marcinek (1998), основанной на косвенных данных и аналогиях с другими горными странами, согласно которой на предполях ледника Шхельда выделялись морены XIX, XIV–XVII вв. и «исторической стадии», которая на Кавказе традиционно относится к началу 1 тыс. н.э.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе описаны первые рекогносцировочные результаты космогенного датирования морен в долине ледника Шхельда. Предполагалось, что после получения первых датировок эти исследования будут продолжены, однако поскольку перспектива дальнейших работ по датированию пока не просматривается, мы решили обнародовать эти предварительные результаты. В целом они показывают удачную комбинацию дендрохронологических и космогенных датировок для молодых морен, а также совпадение, вероятно, неслучайное, датировок более древних позднеголоценовых морен у нескольких ледников, причем как расположенных по соседству (Шхельда — Кашкаташ), так и более удаленных (Шхельда — Ирик, Донгуз-Орун, Большой Азау) и даже находящихся на разных макросклонах Кавказа (Шхельда — Чалаати).

Ледник Шхельда, обладающий весьма специфическими особенностями, поскольку его поверхность забронирована мореной, отличался своеобразной динамикой в конце XIX—начале XX вв., т.е. наступал, когда другие ледники Кавказа отступали. Привязка старых карт позволила установить его границы в это время. В 1920-х годах ледник начал медленно отступать, но в XXI в. скорость его отступления существенно увеличилась; заметно деградировал и язык мертвого льда, который заканчивался обнажением чистого льда — «улыбка Шхельды». Космогенные и дендрохронологические датировки позднеголоценовых морен, хоть и совершенно предварительные, указывают на возможные наступания ледника в конце и середине XIX в., 500–800 л.н. (возможно два наступания), 1.4–1.6 тыс. л.н. Интересно, что эти наступания характерны и для обычных, незабронированных мореной ледников Кавказа и, вероятно, вызваны сходными изменениями климата. Хочется надеяться, что эти исследования будут продолжены и добавят определенности изложенным здесь результатам.

Благодарности. Мы благодарны А.Д. Алейникову за ценные консультации, нашим французским коллегам из Университета Экс-Марсель, CNRS, за внедрение метода космогенного датирования на Кавказе, а также за их усилия по отбору и обработке образцов в лаборатории. В.Н. Михаленко, И. Павловой и М.Ю. Александрина за участие в полевых работах и помощи в отборе образцов. Е.А. Долгова оказала большую помощь в датировании древесных колец; М.А. Лукьянчева приняла участие в обработке образцов; Р.Н. Курбанов оказал большую помощь в организации лабораторных исследований. Исследование выполнено при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

Acknowledgements. We are grateful to A. Aleinikov for valuable consultations, to our French colleagues of the Aix-Marseille University, CNRS, for the introduction of this method in Caucasus as well as for their continuous efforts in sampling and processing the samples in the lab. V. Mikhaleenko, I. Pavlova and M. Aleksandrino took part to the field campaigns and the data sampling. E. Dolgova was very helpful in tree-ring dating. M. Lukyanicheva took part to the sample preparation, R. Kurbanov was very helpful in the logistic of laboratory experiments. The studies were supported by grant of the Ministry of Science and Higher Education of Russian Federation (agreement № 075-15-2024-554 of 24.04.2024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альтберг В.Я.* О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне реки Баксан в период 1925–1927 гг. // Известия Гос. гидрологического института. 1928. Т. 22. С. 79–89.
- Буш Н.А.* О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах // Известия Императорского Русского географического общества по общей географии. 1914. Т. L. Вып. V и IX. С. 461–510.
- Володичева Н.А., Войтковский К.Ф.* Эволюция ледниковой системы Эльбруса. // География, общество, окружающая среда. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Под. ред. В.И. Конищева и Г.А. Сафьянова. М.: Издат. дом. «Городец», 2004. Т. I. С. 44–50.
- Демченко М.А.* Ледник Шхельды // Тр. географического фак-та ХГУ. 1952. Т.1.
- Динник Н.Я.* Горы и ущелья Терской области // Записки КОРГО. 1884. Т. XIII. Вып. 1. С. 1–48.
- Карта военных топографов. 1:42 000. 1887. Управление военных топографов. Ростов-на-Дону: 4-я картографическая фабрика Геокартпром.
- Ковалев П.В.* Современное оледенение бассейна реки Баксана // Материалы Кавказской экспедиции по программе МГГ. Т. 2. Харьков: Изд-во ХГУ, 1961. С. 3–106.
- Мушкетов И.В.* Исследование ледников России в 1897 г. // Изв. Русского географического общества. 1899. Т. 35. Вып. 2. С. 228–230.
- Орешникова Е.И.* Ледники Эльбурского района по исследованиям 1932–33 гг. // Кавказ: Тр. ледниковых экспедиций. 1936. Вып. 5. С. 239–297.
- Никулин Ф.В., Трошкина Е.С.* Эволюция ледников Центрального Кавказа (на примере ледников Адыр-Су и Шхельды) // Тр. Зак НИГМИ. 1974. Вып. 58 (64). С. 74–81.
- Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д.* Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия. Пятигорск: Северокавказское изд-во МИЛ, 2008. 330 с.

- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэль-брусся (Эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 203 с.
- Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gottdang A., Klein M. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2010. № 268. 1954–1959.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai T.J. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements // Quat. Geochronol. 2008. № 3. P. 174–195.
- Balco G. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010 // Quaternary Science Reviews. 2011. № 30. P. 3–27.
- Baume O., Marcinek J. Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes. Die Lawienentätigkeit. Verlag Gotha, Gotha. 1998. [In German].
- Borchers B., Marrero S., Balco G., Caffee M., Goehring B., Lifton N., Nishiizumi K., Phillips F., Schaefe J., Stone J. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project // Quaternary Geochronology. 2016. № 31. P. 188–198.
- Braucher R., Guillou V., Bourlès D.L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K., Nottoli E. Preparation of Aster in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B. 2015. № 361. P. 335–340.
- Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclauss J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., De Vries M.A.C., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD // Nature Geoscience. 2016. № 9 (3). P. 231–236.
- Burmester H. Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanquellgebiet (Kaukasus) // Zeitschrift für Gletscherkunde. 1913. № 8. Ht. 1. P. 1–41 [In German].
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. 2010. Sect. B 268 (2). P. 192–199.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Innes J.L. Lichenometry // Progress in Physical Geography. 1985. V. 9. № (2). P. 187–254.
- Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A. A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2010. № 268 (2). P. 187–191.
- Lifton N., Sato T., Dunai T.J. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. № 386. P. 149–160.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>
- Martin L.C.P., Blard P.-H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N., Laurent V. The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages // Quaternary geochronology. 2017. № 38. P. 25–49.
- Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D.L., Braucher R., Alfimov V., Freeman S.P.H.T., Steier P., Wallner A. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10–14 level: Influence of sample preparation. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2008. № 266 (22). P. 4921–4926.
- Osborn G., McCarthy D., LaBrie A., Burke R. Lichenometric dating: science or pseudo-science? // Quaternary Research. 2015. № 83 (1). P. 1–12.
- Solomina O., Bradley R., Hodgson D., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A., Nesje A., Owen L., Wanner H., Wiles G., Young N. Holocene glacier fluctuations // Quaternary Science Reviews. 2015. № 111 (1). P. 9–34.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Dolgova E.A., Jomelli V., Alexandrin M.J., Mikhalev V.N., Matskovsky V.V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // Glob. Planet. change. 2016. № 140. P. 28–58.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008>
- Solomina O.N., Alexandrovskiy A.L., Zazovskaya E.P., Konstantinov E.A., Shishkov V.A., Kuderina T.M., Bushueva I.S. Late-Holocene advances of the Greater Azau Glacier (Elbrus area, Northern Caucasus) revealed by ^{14}C dating of paleosols // The Holocene. 2022. № 32 (5). P. 468–481.
- Solomina O.N., Jomelli V., Bushueva I.S. Chapter 19 – Holocene glacier variations in the Northern Caucasus, Russia. European Glacial Landscapes. Elsevier. 2024. P. 353–365.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00005-2>
- Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhalev V.N., Braucher R., ASTER Team. Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data // Ice and Snow. 2020. 60. № 3. P. 453–470.
<http://dx.doi.org/10.31857/S2076673420030052>
- Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K. The ERA-40 re-analysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography. 2005. № 131 (612). P. 2961–3012.

Citation: Solomina O. N., Bushueva, I. S., Jomelli V. Late Holocene history of the Shkhelda Glacier, Northern Caucasus, according to remote sensing, dendrochronology and cosmogenic (^{10}Be) dating of moraines. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 628–642. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040123

Late Holocene history of the Shkhelda Glacier, Northern Caucasus, according to remote sensing, dendrochronology and cosmogenic (^{10}Be) dating of moraines

O. N. Solomina^{1,2}, I. S. Bushueva^{1,#}, V. Jomelli³

¹*Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

²*HSE University, Moscow, Russia;*

³*Aix-Marseille University, Marseille, France*

[#]*e-mail: irinasbushueva@gmail.com*

Received September 9, 2024 / Revised September 13, 2024 / Accepted October 7, 2024

The position of the Shkhelda valley glacier front (Elbrus region, 43.18N, 42.64 E) for the period from the 1880s to 2022 was reconstructed based on interpretation of aerial and satellite images and old maps. For the first time, the age of the Late Holocene moraines was determined using cosmogenic isotopes (^{10}Be) and the results of dendrochronological dating. Judging from historical and cartographic data, the Shkhelda Glacier was advancing in the 1880–1910, when most glaciers in the region gradually decreased in size after reaching their maximum during the Little Ice Age. In the 1880–1920, the front of the glacier was located at an altitude of about 2207 m asl. In the 1920s, the glacier began to retreat, and by 2022 had shrunk by 1.9 km; the altitude of its terminus was 2430 m asl. Left lateral moraines of the glacier, overgrown with pine forest, is indicative of 4 stages of its advance (or stationary positions), which, according to dendrochronological data, are dated to the middle and second half of the XIX century. The terminal moraine corresponding to these stages is dated by ^{10}Be to 0.16 ± 0.02 ka. Similar date (0.16 ± 0.02 ka) was previously determined for the neighboring Kashkatash Glacier. Two older moraines at the Shkhelda Glacier with the cosmogenic dates of 0.5 ± 0.08 ka and 0.89 ± 0.22 ka apparently had been formed synchronously with the moraines of the Kashkatash Glacier (cosmogenic dates of 0.5 and 0.7–0.8 ka). Evidences of the glacier advance occurred in about 0.7–0.8 ka were also revealed for the glaciers Donguz-Orun and Chalaati. The older (outer) moraine of the Shkhelda Glacier was formed 1.4–1.6 ka, i.e. approximately simultaneously with the moraine of the Irik Glacier, dated earlier by the same method of the cosmogenic isotope analysis. All cosmogenic isotope dates, determined for the forefield of the Shkhelda Glacier, need to be confirmed, as they are still single, sporadic and isolated. Despite this, they are in a good agreement with other moraine dates; the similarity of the late Holocene fluctuations of the Shkhelda Glacier with the neighboring Kashkatash Glacier is especially significant, notwithstanding the fact that the Shkhelda Glacier is covered with a dense debris cover of the supraglacial deposits, and the Kashkatash Glacier is practically free of it. The anomalous behavior (advancing) of the Shkhelda Glacier in the 1880–1910 is apparently explained by rockfall that occurred in the 1860s, which caused the glacier to be covered by debris and protected it from melting that decreased its ablation.

Keywords: glacier fluctuations, moraines, CRE dates, tree rings, Little Ice Age, Late Antique Little Ice Age

REFERENCES

- Altberg V.Ya. On the condition of glaciers of Elbrus and the Main Caucasus Range in the Baksan River basin in the period 1925–1927. *Ottisk iz Izvestiya Gosudarstvennogo gidrologicheskogo instituta*. Reprint from Proceedings of the State Hydrological Institute. 1928, 22: 79–89. [In Russian].
- Bush N.A. On the state of glaciers on the northern slope of the Caucasus in 1907, 1909, 1911 and 1913. *Izvestiya Imperatorskogo russkago geograficheskogo obshchestva po obshchey geografii*. Proceedings of the Imperial Russian Geographical Society on General Geography. 1914, IX: 461–510. [In Russian].
- Volodicheva N.A., Voitkovskiy K.F. *Evolutsiya lednikovoy sistemi El'brusa*. Evolution of Elbrus glacial system. *Geografiya, obshchestvo, okruzhayushchaya sreda. Struktura, dinamika, evolutsiya prirodnih geosystem*. Geography, Society and Environment. Structure, Dynamics and Evolution of Natural Geosystems. Moscow: Gorodets, p. 44–50. [In Russian].
- Demchenko M.A. Glacier Shkhelda. *Trudi geograficheskogo faculteta KHGU*. Proceedings of the Faculty of Geography of KHSU. 1952:1. [In Russian].

- Dinnik N.Ya.* Mountains and gorges of the Tersk region. *Zapiski KORG.O.* Notes of Caucasian branch of the Russian Geographical Society. 1884, 13 (1): 1–48. [In Russian].
- Military Topographers Map, 1887–1890. 1:42 000, Office of military topographers. Rostov on Don: 4th Cartographic Factory Geokartprom.
- Kovalev P.V.* *Sovremennoe oledenenie basseina reki Baksan.* Modern glaciation of the Baksan River basin. *Materiali kavkazskoi ekspedicii po programme MGG.* Data of Caucasian expedition by the program of International Geophysical Year. 1961, 2: 3–106. [In Russian].
- Mushketov I.V.* Investigation of glaciers in Russia in 1897. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva.* Proceedings of the Russian Geographical Society. 1899, 35 (2): 228–230. [In Russian].
- Oreshnikova E.I.* Glaciers of the Elbrus region according to the studies of 1932–33. *Kavkaz: Trudi lednikovih ekspedicii.* Caucasus: Proceedings of glacial expeditions. 1936, 5: 239–297. [In Russian].
- Nikulin F.V., Troshkina E.S.* Evolution of glaciers of the Central Caucasus (on the example of Adyr-Su and Shkhelda glaciers). *Trudi Zak NIGMI.* Proceedings of Zak Scientific and Research Hydrometeorological Institute. 1974, 58 (64): 74–81. [In Russian].
- Panov V.D., Il'ichev Yu.G., Salpagarov A.D.* *Kolebaniya lednikov Severnogo Kavkaza za XIX–XX stoletiya.* Fluctuations of glaciers of the North Caucasus for XIX–XX centuries. Pyatigorsk: North Caucasian Publishing House of the MIL, 2008: 330 p. [In Russian].
- Seinova I.B., Zolotarev E.V.* *Ledniki i seli Prielbrusiya.* Glaciers and debris flows of vicinity of the Mt. Elbrus. Moscow: Nauchnyy mir, 2001: 203 p. [In Russian].
- Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gottsdang A., Klein M.* The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2010, 268: 1954–1959.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai T.J.* A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat. Geochronol.* 2008, 3: 174–195.
- Balco G.* Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews.* 2011, 30: 3–27.
- Baume O., Marcinek J.* Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes. Die Lawienentätigkeit. Verlag Gotha, Gotha. 1998. [In German].
- Borchers B., Marrero S., Balco G., Caffee M., Goehring B., Lifton N., Nishiizumi K., Phillips F., Schaefe J., Stone J.* Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology.* 2016, 31: 188–198.
- Braucher R., Guillou V., Bourlès D.L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K., Nottoli E.* Preparation of Aster in-house $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B.* 2015, 361: 335–340.
- Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclaus J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., De Vaan M.A.C., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V.* Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature Geoscience.* 2016, 9 (3): 231–236.
- Burmester H.* Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanquellgebiet (Kaukasus). *Zeitschrift für Gletscherkunde.* 1913, 8: 1: 1–41.
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D.* Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B* 268 (2): 192–199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Innes J.L.* Lichenometry. *Progress in Physical Geography.* 1985, V. 9 (2): 187–254.
- Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A.* A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting." *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms.* 2010, 268 (2): 187–191.
- Lifton N., Sato T., Dunai T.J.* Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014, 386: 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>
- Martin L.C.P., Blard P.-H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N., Laurent V.* The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary geochronology.* 2017, 38: 25–49.
- Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D.L., Braucher R., Alfimov V., Freeman S.P.H.T., Steier P., Wallner A.* Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10–14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms.* 2008, 266 (22): 4921–4926.
- Osborn G., McCarthy D., LaBrie A., Burke R.* Lichenometric dating: science or pseudo-science? *Quaternary Research.* 2015, 83 (1): 1–12.
- Solomina O., Bradley R., Hodgson D., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A., Nesje A., Owen L., Wanner H., Wiles G., Young N.* Holocene glacier fluctuations.

- Quaternary Science Reviews. 2015, 111 (1): 9–34.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Dolgova E.A., Jomelli V., Alexandrin M.J., Mikhalenko V.N., Matskovsky V.V.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. *Glob. Planet change*. 2016, 140: 28–58.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008>
- Solomina O.N., Alexandrovskiy A.L., Zazovskaya E.P., Konstantinov E.A., Shishkov V.A., Kuderina T.M., Bushueva I.S.* Late-Holocene advances of the Greater Azau Glacier (Elbrus area, Northern Caucasus) revealed by ¹⁴C dating of paleosols. *The Holocene*. 2022, 32 (5): 468–481.
- Solomina O.N., Jomelli V., Bushueva I.S.* Chapter 19 – Holocene glacier variations in the Northern Caucasus, Russia. *European Glacial Landscapes*. Elsevier. 2024: 353–365.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00005-2>
- Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhalenko V.N., Brauche R., ASTER Team.* Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (3): 453–470.
<http://dx.doi.org/10.31857/S2076673420030052>
- Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K.* The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*. 2005, 131 (612): 2961–3012.

УДК 551.89; 551.32

ИЗМЕНЕНИЯ РАЗМЕРОВ ЛЕДНИКОВОГО КУПОЛА БЕЛЛИНСТАУЗЕНА (ОСТРОВ КИНГ-ДЖОРДЖ, АНТАРКТИКА) В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

© 2024 г. Б. Р. Мавлюдов

Институт географии РАН, Москва, Россия

**e-mail: bulatrm@bk.ru*

Поступила 08.07.2024 г.

После доработки 26.08.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Рассмотрено изменение ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) в позднем голоцене по имеющимся геоморфологическим и биологическим признакам, а также по данным радиоуглеродного датирования органических остатков, обнаруженных в моренах с ледяным ядром или вне них (мертвые мхи, ракушки и кости кита). Выделено два этапа активизации ледникового купола Беллинсгаузена – 600–800 и 300 лет назад.

Ключевые слова: ледниковый купол, динамика оледенения, границы льда, радиоуглеродное датирование

DOI: 10.31857/S2076673424040136, **EDN:** HSRDIP

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы возросло понимание того, что ледниковые щиты и ледники Антарктиды были подвержены достаточно большим изменениям в позднем голоцене (Simms et al., 2021). Косвенные данные предполагают наличие неогляциального роста размеров ледников, но к настоящему времени датировано еще недостаточное количество морен или связанных с ледниками отложений этого времени по сравнению с ледниковыми ландшафтами Северного полушария. Поэтому среди ученых продолжают споры о том, происходил или нет в некоторых частях Антарктиды рост ледников в малый ледниковый период (далее – МЛП), который хорошо задокументирован в Северном полушарии. Рассмотрим эти вопросы на примере о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), расположенного в архипелаге Южных Шетландских островов вблизи Антарктического полуострова.

Оледенение острова Кинг-Джордж занимает около 92% его территории, что примерно равно 1044 км² (Simões et al., 2004). Оледенение острова представляет собой систему взаимосвязанных ледниковых куполов высотой до 750 м над ур. моря. Ледниковые купола частично разгружаются в море через выводные ледники, такие как Ланге, Ушер, Коллинз и др. (Braun et al., 2001). Остальные участки куполов малоподвижны. Нижние части ледниковых куполов и выводных ледников в настоящее

время находятся в основном в стадии деградации, хотя в верхней части ледяных полей происходит интенсивное накопление массы снега (Rückamp et al., 2011). В некоторых случаях ледники при отступании оставляют после себя моренные гряды (Birkenmajer, 1979), а иногда после деградации никаких или почти никаких следов не бывает. Это может быть связано как с неподвижностью краев ледниковых шапок, так и с отсутствием обломочного материала во льду, а может объясняться и интенсивным морозным выветриванием и солифлюкционными процессами в перигляциальной зоне, быстро уничтожающими моренный рельеф.

Ледниковый купол Беллинсгаузен – самый западный купол острова Кинг-Джордж (Ватерлоо). Он расположен в северо-восточной части полуострова Файлдс, самой большой территории острова, свободной ото льда. Ледниковый купол почти повсеместно заканчивается на суше на высотах от 1 до 40 м над ур. моря, за исключением его северной части, где он примыкает к другим ледниковым куполам острова на высоте около 215–230 м над ур. моря. Размеры купола 3–3.5 км, площадь незаморенной части купола около 9 км², общая площадь купола около 10 км², наибольшая высота около 250 м над ур. моря. В северо-западной, западной, юго-западной, южной и юго-западной частях ледниковый купол примыкает к краевой морене с ледяным ядром, сформированной надвигами. И только в восточной части купола со стороны

залива Коллинз была обнаружена напорная морена, средняя часть которой разрушена морем.

Ледниковый купол Беллинсгаузен получил свое название, утвержденное впоследствии Научным комитетом по изучению Антарктики (Scientific Committee on Antarctic Research, SCAR), в 1984 г. по предложению польских исследователей (Composite...). До этого с 1968 г. его называли Малым куполом или куполом «А» (а большой купол, ныне купол Арктового, куполом «Б») (Заморуев, 1972). На немецком фотоплане полуострова Файлдс 1988 г. купол почему-то был назван куполом Коллинз по имени примыкающей морской бухты и имени выводного ледника, спускающегося в бухту с севера. Такое же название купола было приведено и на первой топографической карте полуострова Файлдс, выполненной чилийскими геодезистами в 1996 г. Многие исследователи до 2001 г. и позже использовали аналогичное название купола (например, Hall, 2007; Simões et al., 2015; Petsch et al., 2020). Однако это, во-первых, нарушает правила наименования объектов, принятые SCAR, а во-вторых, приводит к путанице, так как некоторые исследователи называют ледником Коллинз весь ледяной покров о. Кинг-Джордж (например, Jiankang et al., 1999; Seong et al., 2008). В соответствии с перечнем географических названий SCAR для Антарктики мы будем использовать название «купол Беллинсгаузен».

К настоящему времени ледниковый купол Беллинсгаузен изучен неплохо. На нем в 1968–1970 гг. масс балансовые наблюдения проводили сначала советские учёные (Заморуев, 1972; Говоруха, Симонов, 1973; Orkheim, Govorukha, 1982), затем в 1991–1995 гг. китайские исследователи (Wen et al., 1998, Jiankang et al., 1999), далее в 1999–2008 гг. немецкие ученые (Braun, 2001, Rückamp et al., 2011). С 2007 по настоящее время на ледниковом куполе Беллинсгаузен масс балансовые исследования проводят российские исследователи (Мавлюдов, 2022, 2023).

Вопросами динамики оледенения на полуострове Файлдс в прошлом занимались разные исследователи (Watcham et al., 2011, Веркулич и др., 2012; Heredia Varión et al., 2022), но большинство из них интересовались общей голоценовой историей оледенения полуострова. И только в работе (Hall, 2007) впервые был частично поднят вопрос о состоянии ледникового купола во время позднего голоцена. По ее данным после ~650 лет назад (~1300 г.), одновременно с МЛП в Европе ледниковый покров расширился не менее чем на 400–500 м по отношению к современной границе. Автор показал, что распространение льда во время МЛП было наибольшим за последние 3500 лет. При этом отложения МЛП были найдены только на одном участке морены ледникового купола. Граница максимального распространения льда в

течение МЛП была проведена в работах (Simões et al., 2015, Petsch et al., 2020), основанных на единичных полевых исследованиях и анализе космических снимков. Однако во всех этих работах граница распространения льда во время МЛП проведена довольно условно. В настоящей работе на основании новых датировок, результатах полевых исследований и опубликованных данных мы попытались установить динамику КБ в позднем голоцене и местоположение его границы во время МЛП.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КУПОЛА БЕЛЛИНСГАУЗЕН

Купол Беллинсгаузена представляет собой ледниковую шапку с очень пологими склонами, уклон которых на многих участках купола не превышает 10° , и плоскую вершину. И только в восточной части основание купола имеет уклон около 20° и на отдельных участках ледяной обрыв высотой в несколько метров. По всему периметру кроме самой северной и восточной частей купол Беллинсгаузен оконтуривается мореной с ледяным ядром. В северной части лед просто налегает на крупный скальный выступ, который некогда был нунатаком. В восточной части купола видна напорная конечная морена, которая спускалась в море, где она и была в средней части разрушена морскими водами (рис. 1).

Морена с ледяным ядром сформирована серией крупных субпараллельных надвигов (на северо-западе купола их насчитывается более 20), по плоскостям которых из-под ледника были вынесены на поверхность примороженные к нижней части льда донные отложения. Эти отложения были представлены донной мореной, морскими и наземными отложениями, которые сформировались задолго до МЛП, а некоторые и задолго до максимума оледенения. В частности, в западной части купола у края льда были найдены морские раковины возрастом около 45 тысяч лет и более (Hall, 2007; Веркулич и др., 2012). Присутствие надвигов в моренах впервые было отмечено в работе (Hall, 2007). Наше обследование всех морен с ледяным ядром на куполе Беллинсгаузена показало, что участие надвигов в их формировании происходило повсеместно, кроме восточной части купола. Вынесенный по плоскостям надвигов из-под ледника материал (в виде слоев толщиной до 1 м и более) бронирует все поверхности с внутренней стороны каждой из гряд морены с ледяным ядром с уклоном около 40° . Толстый слой морены на внутреннем крае моренной гряды во многих случаях очень сильно замедляет или даже полностью предотвращает таяние льда под ней. Однако с внешней стороны моренного комплекса толщина слоя обрушивающегося с гребня морены материала уменьшается до 0.05–0.3 м, что приводит к таянию подстилающего

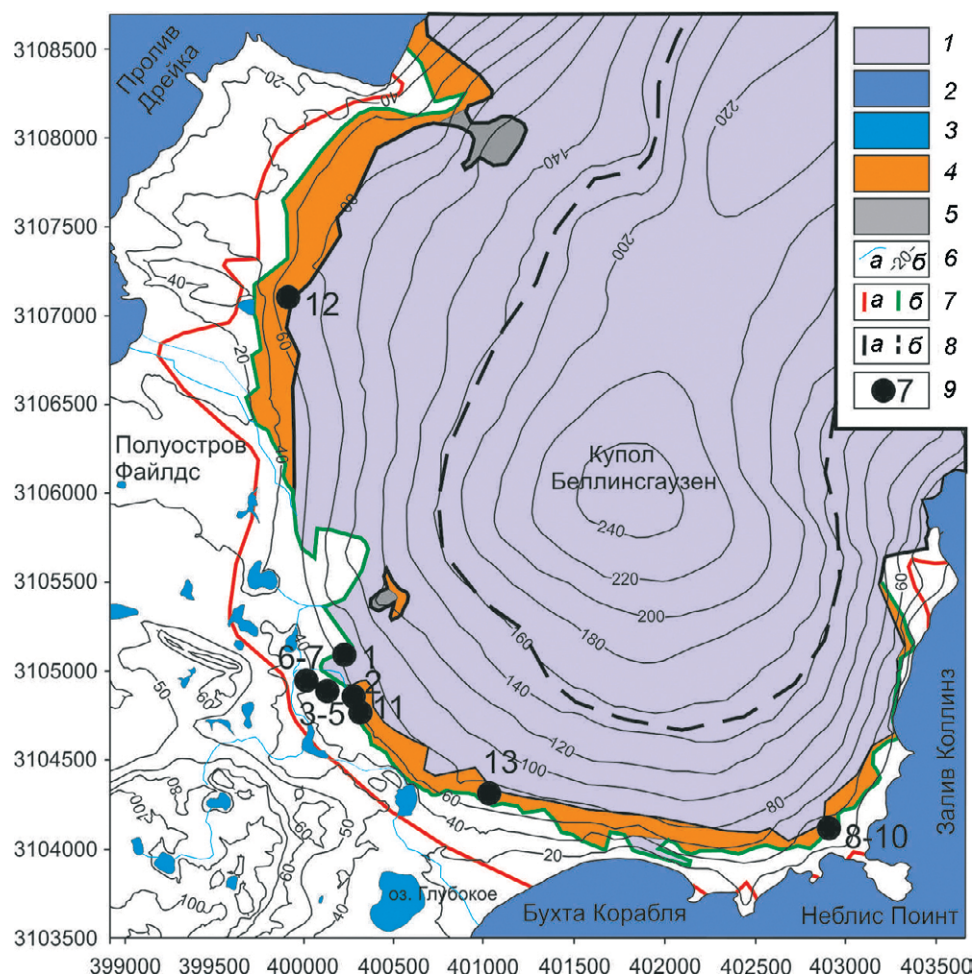


Рис. 1. Ледниковый купол Беллинсгаузен. 1 – ледник; 2 – море; 3 – озера; 4 – морена с ледяным ядром; 5 – нуна-таки; 6 – территория, свободная от льда: а – основные водные потоки, б – горизонтали и их высоты; 7 – границы купола: а – в 1956 г., б – в 2019 г.; 8 – границы: а – чистого льда, б – предполагаемая граница купола после потепления 1400–800 лет назад; 9 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование (см. табл. 1)

Fig. 1. Bellingshausen Ice Dome. 1 – glacier 2 – sea; 3 – lakes; 4 – ice core moraine; 5 – nunataks; 6 – ice-free area: а – main water flows, б – horizontal lines and their heights; 7 – boundaries of the dome: а – in 1956, б – in 2019; 8 – ice dome boundaries: а – pure ice, б – estimated boundary of the dome after warming 1400–800 years ago; 9 – sampling sites for radiocarbon dating (see Table 1)

льда и сползанию моренного материала вниз по склону. Таким образом, морена с ледяным ядром представляет собой гряду с внутренним более стабильным склоном (или склонами) и внешним нестабильным склоном, по которому постоянно вниз по склону перемещается моренный материал. Несмотря на кажущееся обилие сползающего материала водные потоки, текущие у края льда, выносят мелкозем и мелкие обломки так, что при отступании края льда на склоне не формируются гряды моренных отложений. Выглядит это так, как будто край льда всегда имел современное положение, и водный поток у его края течет в постоянном месте. Особенно хорошо это заметно на склонах рельефа, падающих под край льда. Границу края льда купола Беллинсгаузена следует проводить по внешнему

краю морены с ледяным ядром, так как чистый и покрытый моренным чехлом лед представляет собой единое целое. При этом движение льда отсутствует или почти отсутствует как в пределах морены с ледяным ядром, так и в краевой части купола. На первый взгляд возникает ощущение, что размеры купола остаются стабильными во времени, практически не смещаясь с 2006 г. Однако это не совсем так, и край льда под моренным чехлом постепенно смещается, уменьшая размеры ледникового купола. По нашим измерениям в последние годы скорость отступания края льда на внешней стороне морены с ледяным ядром в среднем не превышает 1–2 м в год. На участках, где лед лежит за пределами морены с ледяным ядром или перекрывает ее, там отступление края льда происходит

интенсивнее и может достигать 2.5 м/год и более (Evgrafova et al., 2024).

Период похолодания климата в 2009–2016 гг. показал, что в условиях холодного лета высота границы питания опускается до уровня моря и накопленный за зиму снег сохраняется не только на поверхности чистого льда внутри полукольца моренной гряды, но и с ее внешней стороны. Поскольку в течение всего периода сохранения снега в его основании за лето ежегодно накапливался слой наложенного льда в среднем толщиной около 15 см, через несколько лет из-за сохранения слоя снега с внешней стороны морены под ним возникала толща льда, которая была распространена в пространстве за внешним краем морены. Фактически, это был неподвижный лед, прислоненный к морене с ледяным ядром с внешней стороны. За счет прироста такого льда площадь купола в период похолодания увеличивалась. По-видимому, такая же ситуация могла возникнуть и во время МЛП, когда значительная ледяная толща сформировалась за пределами морены с ледяным ядром. Наличие активной части купола Беллинсгаузена в виде моренной гряды, сформированной надвигами, и пассивной его части, расположенной с внешней стороны морены, говорит о значительных по продолжительности периодах активизации и стабилизации в истории купола. При накоплении льда с внешней стороны морены толщина льда внутри полукольца моренной гряды также вырастала. На аэрофотоснимках 1956 г. хорошо видно, что лед распространен далеко за краем морены с ледяным ядром (см. рис. 1), а сама морена только чуть-чуть выступает из-под льда, а местами (на западе купола), морена оказалась полностью перекрыта льдом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены исследования автором ледникового купола Беллинсгаузен в течение 2007–2012 и 2014–2024 гг. В это время исследования проводились как на ледниковом льду, так и в пределах моренного комплекса и приледниковой территории. В качестве границы купола Беллинсгаузена в разные периоды времени принималось положение края льда за пределами, по границе морены с ледяным ядром или внутри современного полукольца моренной гряды. При сокращении размеров купола у его края могли накапливаться как наземная органика (мхи), так и при более высоком уровне моря морские отложения (кости кита и ракушки). Для оценки возможности проведения границы купола во время МЛП мы использовали следующие полевые данные: границу распространения лишайников вокруг ледникового купола, границу распространения ступеней, образованных водными потоками, текущими вдоль смещающегося края льда, границы положения морены

с ледяным ядром, а также аэрофотоснимки 1956, 1983–1984 гг. и космические снимки разных лет. С целью анализа характера изменения размеров ледникового купола в прошлом мы можем ориентироваться только на оценки ситуации с распространением остатков растительности на территориях, ранее покрытых льдом, и найденных в отложениях, выдвинутых надвигами из-под льда в пределах морен с ледяным ядром, и сохранившейся на поверхности нунатаков. Мы можем базироваться на предположении, что при освобождении ото льда поверхность отложений начинает колонизироваться растительностью в течение 1–3 лет (Miller et al., 2023), в нашем случае — мхами и лишайниками. Значит, наличие мхов определенного возраста говорит об отсутствии льда на этой территории в момент его роста (Hall, 2007; Pendleton et al., 2019). На многих участках у западных границ купола после отступления края льда на поверхности грунта был обнаружен мертвый мох. Это свидетельствовало о присутствии участков мохового покрова на территориях вне современного положения морены с ледяным ядром до того, как его накрыло льдом. Значит, возраст этого мха показывает время увеличения размеров купола. Внутри территории, окруженной мореной, о присутствии мха и других органических остатков можно было судить по их находкам, выдвинутым по надвигам на гребни морены с ледяным ядром. Таким образом, для анализа изменения границы купола во времени были использованы данные радиоуглеродного датирования органических остатков (мхи, водоросли, ракушки и костные остатки) из моренных отложений, полученные разными исследователями (Hall, 2007, Веркулич и др., 2012, Heredia Barion et al., 2022), а также автором, и карта подледного рельефа на территорию ледникового купола, полученная при помощи геофизических методов (Sobiech, 2015).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение размеров купола Беллинсгаузен. Известно, что купол Беллинсгаузена приобрел близкие к современным размеры еще около 5000 лет назад, что подтверждается данными, полученными при анализе озерных кернов (Веркулич и др., 2012). Видимо, размеры купола мало менялись в течение следующих 1000 лет при относительно стабильном прохладном климате.

4000–2000 лет назад. Для этого периода было характерно потепление климата, что вызвало сокращение размеров ледникового купола (Веркулич и др., 2012). Авторами высказывались даже предположения, что в это время купол Беллинсгаузена мог исчезать полностью. Это предположение было основано на том, что купол может исчезнуть довольно быстро, как, например, согласно расчетам, при сохранении современных климатических условий

(до похолодания 2009–2016 гг.) купол может полностью исчезнуть в ближайшие 285 лет (Rückamp et al., 2011). Однако никаких доказательств полного исчезновения купола в этот период найдено не было. Относительно небольшая толщина льда в краевых частях купола Беллинсгаузена, которая составляет первые десятки метров (Sobiech, 2015), делают предположение о существенном сокращении размеров купола в период длительного потепления климата вполне достоверным. Но сказать однозначно, исчезал в это время ледниковый купол полностью или нет, не представляется возможным. Отложения этого периода возрастом от 2000 до 3500 лет назад были обнаружены в моренах на юго-западе и юго-востоке (Неблис Поинт) купола (Hall, 2007; Веркулич и др., 2012).

2000–1400 лет назад. В тот период на полуострове Файлдс было зафиксировано относительное похолодание климата (Веркулич и др., 2012). Однако не были найдены отложения, которые начали бы накапливаться в это время. Косвенным подтверждением возможности этого похолодания и возможного распространения льда до современного положения на куполе Беллинсгаузена может быть только отсутствие дат мхов на моренах, относящихся к этому периоду времени (Hall, 2007; Веркулич и др., 2012). В этот период купол мог либо начать расти от своего сокращенного реликтового состояния, либо от вновь возрожденного.

Анализ данных, полученных при изучении кер-на скважины во льду, пробуренной китайскими учеными на вершине ледникового купола в 1991–1993 гг. до глубины 80.2 м при толщине льда 120–130 м, и модельным расчетам, показал, что возраст льда в основании ледяной толщи может достигать примерно 2000 лет (Jiankang et al., 1999). Данные бурения на куполе Беллинсгаузен также свидетельствуют о том, что, по крайней мере, начиная с 2000 лет назад, купол Беллинсгаузен сохранялся, правда, изменяя свои размеры.

Косвенным доказательством того, что капол Беллинсгаузена в это время разрастался и на некоторых участках мог достигать примерно современных размеров, можно судить по датам моренных отложений возрастом примерно 2000–1600 лет назад в районе мыса Неблис-Поинт на юго-востоке купола (Веркулич и др., 2012). О том же говорит и находка мхов возрастом около 2000 лет назад на западе купола (Hall, 2007).

1400–600 (800) лет назад. В этот период отмечено потепление климата (Веркулич и др., 2012). О теплом климате и отступании края льда можно судить по многочисленным датированным остаткам мха этого возраста, найденным на гребнях морен с ледяным ядром (табл. 1). Все это говорит о том, что на протяжении довольно значительного времени (по крайней мере, с 1300 до 800 лет назад) мхи

росли внутри контура морены с ледяным ядром, что также свидетельствует о значительном сокращении площади купола Беллинсгаузена. Однако точных размеров купола в это время установить не удается.

Остатки мха в отложениях, выдвинутых из-под льда надвигами, в западной части купола мы не обнаружили выше 130 м над ур. моря, что может быть косвенным свидетельством того, что выше мог располагаться лед. При этом на нунатаке на том же склоне, на высоте около 200 м над ур. моря, который вскрылся из-под льда в 2018 г., никаких следов растительности обнаружено не было. Значит, граница льда в период последнего сокращения площади ледникового купола в его западной части могла располагаться между 130 и 200 м над ур. моря. Отсутствие следов растительности на нунатаке на абсолютной высоте около 200 м может говорить и о том, что лед здесь мог сохраняться и в период предыдущего потепления, произошедшего между 4000 и 2000 лет назад.

Но в южной части купола остатки растительности отсутствуют на выступах ложа уже на высоте 80–83 м над ур. моря. Вероятно, на южном склоне купола лед до начала МЛП опускался до этих высот. Однако возможно, что мох на этих выступах просто не сохранился из-за движения льда. В целом вся морена с ледяным ядром в южной части купола содержит гораздо меньше растительных остатков, чем в западной части купола, что, возможно, говорит о том, что лед до начала МЛП здесь распространялся ниже, чем на западном склоне. На юго-востоке ледникового купола мох рос внутри контура морены, что хорошо видно по остаткам мха в надвигах в пределах морены вблизи полуострова Неблис Поинт. Однако до каких высот мог располагаться мох в этой части купола — неизвестно. Остатки мха были найдены и в морене с ледяным ядром на северо-западе купола, что также свидетельствует о присутствии мхов внутри контура морены с ледяным ядром.

Используя полученные данные и основываясь на карте подледного рельефа (Sobiech, 2015), мы приблизительно провели границу купола Беллинсгаузен в период сокращения масштабов оледенения после потепления 1400–800 лет назад (рис. 2).

600 (800) — 300 лет назад. В течение последних 600 лет на полуострове имело место, как минимум, одно похолодание, которое вызвало увеличение заснеженности территории и небольшое продвижение границ ледникового купола. Свидетельством этому служат включенные в моренные отложения на краю и вблизи края ледника мхи возрастом примерно до 600 лет назад (Hall, 2007; Веркулич и др., 2012). Однако даты этого времени отражают положение границы льда около 600 лет назад, когда

Таблица 1. Радиоуглеродное датирование образцов возрастом перед и во время малого ледникового периода из морен купола Беллинсгаузен

№*	Образец	№	Место	Положение	Возраст, лет BP	Автор
1	мох	АА-43568	морена	на западе купола	1200±81	Hall, 2007
2	мох	АА-43565	морена	на западе купола	824±92	Hall, 2007
3	мох	АА-46798	морена	на западе купола	745±55	Hall, 2007
4	мох	АА-46809	морена	на западе купола	683±42(86%) 577±13(14%)	Hall, 2007
5	мох	АА-46802	морена	на западе купола	654±34 (57%) 583±30 (43%)	Hall, 2007
6	мох	АА-44276	поверхность вне морены	на западе купола	304±31 (45%) 403±55 (42%) 162±12 (11%)	Hall, 2007
7	мох	АА-44276, повтор	поверхность вне морены	на западе купола	104±47 (44%) 225±53 (40%) 27±21 (16%)	Hall, 2007
8	кость кита	ИГРАН-3946**	морена	на юго-востоке купола	1046±66	наше исследование
9	кость кита	ИГРАН-3947**	морена	на юго-востоке купола	1012±79	наше исследование
10	мох	ИГРАН-3948**	морена	на юго-востоке купола	824±100	наше исследование
11	мох	ИГРАН-10343**	морена	на западе купола	800±90	наше исследование
12	мох	55-58	морена	на северо-западе морены	1095±30	Веркулич и др., 2012
13	мох	Art-03	морена	на юго-западе морены	1240±80	Heredia Barión et al., 2022

*Номера образцов, место отбора которых показаны на рис. 1; **радиоуглеродное датирование образцов проведено в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН.

произошло выдвижение отдельных языков льда со стороны купола. В это время купол Беллинсгаузена уже, вероятно, был сформирован, поскольку морены возрастом около 600 лет назад перекрывают морену с ледяным ядром, которая, по-видимому, сформировалась ранее. Когда это происходило, можно приблизительно определить по возрасту мхов, найденных на гребнях морен с ледяным ядром. Здесь нет ни одной даты мхов моложе 800 лет назад. Можно предположить, что основное разрастание размеров ледникового купола произошло именно в период с 800 до 600 лет назад. Если это так, то с этого периода по настоящее время размеры купола Беллинсгаузена сильно не уменьшались, оставаясь в пределах контура морены с ледяным ядром и уходя за ее пределы.

Именно период отмирания мхов маркирует то время, когда размеры ледникового купола начали активно расти, его края оказались приморожены, из-за чего и стали формироваться надвиги, образовавшие морену с ледяным ядром и вытащившие на поверхность мох из-под ледника. Систем надвигов

на краю купола довольно много, но только некоторые из них отличались значительными размерами, что, вероятно, маркирует периоды существенной активизации накопления массы и движения льда. Однако впоследствии размеры купола стабилизировались, что, возможно, было связано с некоторым локальным изменением климата.

Активизация движения льда около 600 лет назад сформировала язычок льда, выдвинутый из-за контура морены с ледяным ядром в западном направлении (Hall, 2007), которая, видимо, и заставила автора предположить, что во время МЛП границы купола отодвигались от современных на 400–500 м.

Видимо, похожая активизация движения льда, приведшая к формированию напорной морены, произошла и в восточной части ледникового купола, где небольшой язычок льда спускался в море. Однако подтверждающих дат этой активизации не обнаружено. Похоже, что активизация движения льда в это время затронула только два этих участка купола Беллинсгаузена. Если это так, то такое обстоятельство может свидетельствовать о

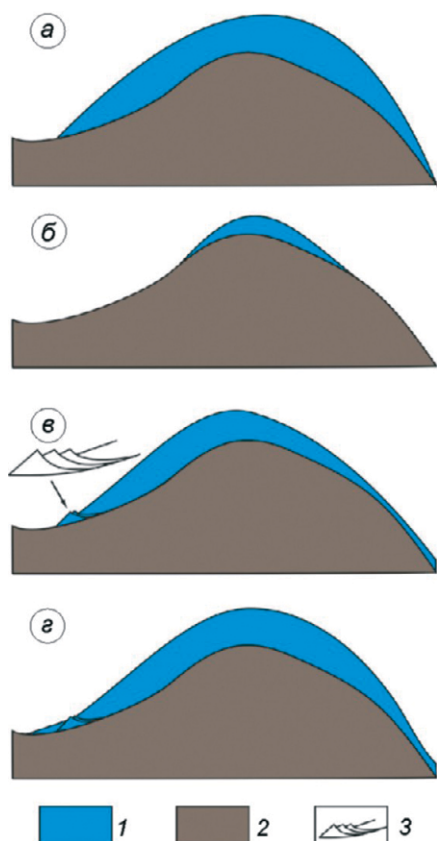


Рис. 2. Стадии изменения купола Беллинсгаузен во времени. а – 5000 лет назад, б – 2000 лет назад, в – 600–800 лет назад, г – 300–150 лет назад. 1 – лед, 2 – грунт и порода, 3 – система надвигов на краю купола, по которым на поверхность выносились материалы, примороженные к основанию льда

Fig. 2. Stages of change of the Bellingshausen Dome over time. а – 5000 years ago, б – 2000 years ago, в – 600–800 years ago, г – 300–150 years ago. 1 – ice, 2 – ground and rocks, 3 – a system of thrusts on the edge of the dome, along which materials frozen to the base of the ice were carried to the surface

преобладании в этот период ветров ориентации З–В (сейчас преобладают СЗ–ЮВ), из-за чего и возникло накопление массы льда на соответствующих склонах купола, что привело к активизации движения льда именно в этих направлениях.

300 лет назад – настоящее время. Впоследствии стабилизация сменилась новым накоплением массы на куполе Беллинсгаузена. По-видимому, последняя активизация на ледниковом куполе могла произойти около 300–130 лет назад, поскольку мертвый мох именно такого возраста был обнаружен вблизи края ледникового купола (Hall, 2007). Однако эту находку можно интерпретировать по-разному. Можно предположить, что эта находка приурочена к самой западной части языка льда, который мог сформироваться к западу от современного положения края ледникового купола (Hall,

2007). Но, возможно, эта находка не относится к языку льда, а просто мох погиб, когда размеры ледникового купола увеличились во всех направлениях. Подтверждением этого предположения могут быть границы ледникового купола, хорошо различимые на аэрофотоснимках 1956 года, в пределах которых оказывается и точка с обнаруженными мертвыми мхами. Существенно, что разрастание размеров купола Беллинсгаузена на восток выразилось не только в перекрытии льдом всех морен, что говорит о недавнем времени произошедшего, но и выдвигание языка льда в море. К сожалению, напорная морена, возникшая при этой активизации движения льда, не датирована, потому точное время этого события на востоке купола пока установить невозможно.

Сколько времени продолжался этот временной отрезок МЛП, не известно. Известно только, что с 1956 г. размеры купола Беллинсгаузена стали уменьшаться как за счёт понижения поверхности льда, так и за счёт сокращения площади купола, в основном, из-за таяния льда вне контура морены с ледяным ядром. Можно предположить, что с момента максимального распространения льда во время МЛП до настоящего времени происходило в основном постепенное уменьшение размеров купола Беллинсгаузена (за исключением возможных непродолжительных похолоданий, таких как похолодание 2009–2016 гг.). Вероятно, такие похолодания могли происходить и в прошлом. Например, краткосрочные похолодания, когда средняя летняя температура воздуха опускалась до нулевых или отрицательных значений, по метеорологическим данным были зафиксированы в регионе в 1948/49, 1958/59 и 1968 гг. (Мавлюдов, 2023). Именно в эти периоды высота границы питания могла опускаться до уровня моря, что приводило к кратковременным увеличениям размеров купола. Однако отсутствие более ранних инструментальных наблюдений не позволяет выделить такие периоды ранее.

О хронологии отступления края льда свидетельствует и строение лестницы ступеней, образованных водными потоками, протекавшими вдоль края льда на склонах рельефа, падающих в направлении края ледникового купола на его западной окраине. На отдельных участках таких ступеней можно насчитать до 80 или более. Если считать их ежегодными, то верхние ступени относятся к 1940-м годам или к более раннему периоду. Об этом же говорят и аэрофотоснимки 1956 и 1983/84 гг., на которых видно, что край ледникового купола постепенно отступал в сторону современных границ морены с ледяным ядром.

После таяния льда вне контура морены с ледяным ядром, которое преимущественно завершилось к 2006 г., уменьшение площади купола стало происходить на участках, где лёд перекрывает морену с ледяным ядром, то есть на западе и востоке

купола. На краю морены с ледяным ядром таяние происходило с малой интенсивностью за счёт брошенных рыхлых обломочных отложений на льду.

Дополнительным подтверждением цельности и продолжительности этого периода являются данные, полученные при анализе керна скважины, пробуренной на вершине КБ (Jiankang et al., 1999). В керне удалось идентифицировать слои пепла от 1650 г. до настоящего времени, что говорит о том, что в течение этого периода на вершине купола происходило в основном накопление массы. Поскольку скважина не была пробурена до ложа КБ, не известно наличие или отсутствие перерывов в накоплении снега ранее, чем 300 лет назад, как, собственно, и точная продолжительность этого периода.

Итак, в течение МЛП можно выделить два этапа: первый более мощный и продолжительный, предположительно 800–300 лет назад, и второй более короткий и, возможно, не менее интенсивный – 300–130 лет назад. В течение первого периода сформировалась морена с ледяным ядром, то есть размеры ледникового купола были близки к современным. Обилие надвигов в морене говорит о том, что накопление массы на куполе было не постоянным, а происходило с некоторыми перерывами. Заходил ли в это время лед за пределы морены с ледяным ядром, не ясно. Но даже если и заходил, то он был перекрыт льдом второго этапа и не оставил собственных следов. После 600 лет назад образовались два языка льда на западе и востоке купола. При этом небольшой западный язык вышел на пределы морены с ледяным ядром. Второй этап, по-видимому, характеризовался более низкими температурами воздуха, из-за чего лёд был менее подвижен, и надвиги на краю купола уже не формировались. Поверхность льда на куполе повысилась, почти сравнявшись с гребнем морены с ледяным ядром. При этом лед распространялся на некоторое расстояние за пределы морены с ледяным ядром. Об этом можно судить по характеру распределения льда в 1956 г.

Однако не исключено, что между первым и вторым этапом наступания ледника мог существовать временной перерыв. На это предположение наводит возраст мертвого мха около 700 лет назад (Hall, 2007), обнаруженный за пределами морены с ледяным ядром. Возможно, в это время край льда отступал до морены с ледяным ядром, что позволило мхам колонизировать эту территорию на короткое время. Отсутствие промежуточных возрастов мха между 700 и 260 лет назад может говорить о том, что все это время территория вокруг купола за пределами морены с ледяным ядром могла быть покрыта снегом и льдом.

Время образования морены с ледяным ядром. Когда сформировалась морена с ледяным ядром –

точно не известно. Маловероятно, чтобы она могла образоваться еще 5000 лет назад и благополучно пережить период потепления климата, продолжавшийся с 4000 до 2000 лет назад, то есть около 2000 лет (Веркулич и др., 2012). Нет никаких подтверждений и того, что морена с ледяным ядром могла сформироваться в период похолодания с 2000 до 1400 лет назад.

Можно предположить, что морена с ледяным ядром могла быть сформирована в самом начале МЛП. Формирование морены с ледяным ядром в середине или конце МЛП маловероятно, о чем свидетельствуют те же аэрофотоснимки 1956 г., где морена с ледяным ядром либо частично выступает из льда или полностью перекрыта им, то есть была сформирована до последующего накопления льда на ней.

Имеющиеся данные говорят о том, что эта морена образовалась в самом начале малого ледникового периода. Доказательством этого служит возраст мха, вытасченного надвигами из-под края сформировавшегося ледникового купола в его юго-восточной части (близ мыса Неблис Поинт), который оказался равен 890 ± 120 лет назад (образец ИГРАН № 3948). Аналогичный возраст был получен для мха, вытасченного по надвигам в западной части ледникового купола, который оказался равен 800 ± 90 лет (образец ИГРАН № 10343); аналогичен и возраст мха, полученный ранее (Hall, 2007). Это значит, что мох произрастал внутри кольца морены с ледяным ядром как раз перед началом МЛП. Из этого следует также, что, вероятно, весь моренный комплекс ледникового купола был сформирован в начале МЛП, а может быть также он подновлялся и в дальнейшем. Поскольку язычок ледника возрастом около 600 лет назад перекрывает морену с ледяным ядром, то время образования этой морены ограничивается периодом между 800–600 лет назад.

Косвенным доказательством того, что морена образовалась во время МЛП, служит также находки костей кита, вытасченных надвигами в морену. Эти кости свидетельствуют о том, что еще около 1000 лет назад в юго-восточной части купола близ Неблис Поинт существовал морской залив, на берег которого был вынесен погибший кит. Это означает, что тогда морены еще не существовало. После осушения залива (возможно из-за гляциоизостатического поднятия) там обильно росли мхи, которые также были вынесены надвигом на морену с ледяным ядром.

Границы ледникового купола во время МЛП. В настоящее время очень мало информации о максимальном распространении границы ледникового купола во время МЛП. Связано это с тем, что на местности явных следов этой границы практически нет. В основном в это время ледниковый

купол распространялся за морену с ледяным ядром за счет преобразования снега в лед при ежегодном накоплении слоя наложенного льда под нетающим снежным покровом. Это привело к тому, что лёд практически или совсем не двигался, будучи при мороженным к ложу. Об этом свидетельствуют мерзлотные кольца, сохранившиеся неподалеку (в десятках метров) от современных внешних границ морены с ледяным ядром, которые были еще перекрыты льдом до 1983 г. А их возраст можно примерно оценить по их диаметру — он составляет около 2000 лет (Jeong, 2006). Поэтому при отступании края такого льда следов ледника в виде конечной морены не оставалось. Именно это и затрудняет проведение максимальной границы купола во время МЛП.

В работе (Hall, 2007) приводится информация о том, что граница ледникового купола в позднем голоцене или, возможно, в течение последних 3500 лет располагалась менее чем в 400–500 м за современным краем ледника. Что понимал автор под краем ледника, в работе не говорится, но, видимо, имелась ввиду внутренняя часть морены с ледяным ядром, которую автор называет мореной «Shetland I». При этом доказательства в статье относятся только к западной части купола — участку расположения язычка льда, вышедшего за пределы морены с ледяным ядром во время МЛП. Граница льда во время МЛП также приведена в работе (Petsch et al., 2020). Авторы проводили границу положения фронта ледника во время МЛП на основании расчета по скорости отступления края льда, базирясь на снимках Landsat от 03.01.1986; 27.02.1988; 28.01.1989; 19.01.2003; 17.03.2015 и 29.04.2018 и предполагая, что отступление края льда происходило равномерно. Хронология датирования и картирование морены с ледяным ядром, которую авторы называют напорной мореной, использовались для интерпретации положения фронта ледника во время МЛП. Авторы этой статьи ошибочно считали морену с ледяным ядром напорной мореной, что, тем не менее, не помешало им провести границу купола во время МЛП на северо-западе по внутренней стороне морены с ледяным ядром, а на западе и юго-западе купола как по внутренней стороне морены с ледяным ядром, так и за пределами такой же морены, отступив от ее внешнего края. При этом даже на аэрофотоснимках 1956 г. хорошо видно, что граница льда располагается повсеместно с внешней стороны морены с ледяным ядром (см. рис. 1).

Какие методы можно использовать для проведения границы купола во время МЛП? Мы пользовались лестницами врезания потоков при отступании края льда, границами распространения озов и кустистых лишайников, для колонизации которыми требуется от 40 до 100 лет, а может и больше (Харионов, 2009).

Использование всех этих методов показало, что граница максимального распространения льда во время МЛП, видимо, близка к границам льда, видимых на аэроснимках 1956 г., хотя, может быть, и несколько распространялась далее за её пределы. Но поскольку никаких доказательств другой границы максимального распространения льда на куполе Беллинсгаузена в настоящее время не имеется, вероятно, пока, т.е. до получения новых данных, за нее следует принимать границу распространения льда в 1956 г. В этом случае граница распространения льда отстоит от внешнего края морены с ледяным ядром на расстояние от 250 до 600 м (см. рис. 1).

Сравнение с другими ледниками. Ряд исследователей предположил, что последнее наступание ледников на Южных Шетландских островах произошло в то же время, что и МЛП в Европе (Birkenmajer, 1979; Curl, 1980; Clapperton, Sugden, 1988). При этом некоторые ученые нашли свидетельства двух отдельных периодов наступания ледников в позднем голоцене на Южных Шетландских островах (Clapperton, Sugden, 1988). Исследования, подобные выполненным Hall (2007), были проведены у мыса Ротера (67° 34' ю.ш.; 68° 07' з.д.) в заливе Маргерит на западе Антарктического полуострова, где авторы пришли к аналогичным выводам (Guglielmin et al., 2016). В исследовании, где при помощи космогенно-изотопного метода для определения возраста ледниковых форм рельефа на острове Джеймса Росс, расположенном к востоку от Антарктического полуострова, получили четыре возраста по ^{10}Be из ряда фронтальных морен в бухте Рам и еще четыре возраста по ^{10}Be из залива Крофт, которые предполагают наступание ледников в течение последних 300 лет (Karlan et al., 2020). На основании этих и ряда других данных представляется, что наступание ледников во время МЛП и возможное похолодание было широко распространено по всему Антарктическому полуострову с 600–450 до 150 лет назад, т.е. эти события имеют, вероятно, региональный масштаб (del Valle, Tatur, 1993; Simms et al., 2021).

В работе (Simms et al., 2021) получены новые доказательства колебаний ледников в позднем голоцене в трех местах в районе Антарктического полуострова. Морена или слой тиллитов от приливного ледника пересекает ряд поднятых пляжей в Тей-Хед на острове Жоинвиль вдоль северо-западной части моря Уэдделла. В районе Спарк-Пойнт на острове Гринвич Южных Шетландских островов ледник перекрыл поднятые голоценовые пляжи, а морские отложения, содержащие ракушки, превратились в ледниковый диамиктон. Третий участок в заливе Калметт в пределах более крупного залива Маргерит также содержит недавнюю морену, которая пересекает ряд поднятых пляжей. Полученные новые данные о возрасте, ограничивающем

это наступание ледников, в целом согласуются с несколькими другими известными возрастами на моренах и косвенными записями, свидетельствующими о более прохладных условиях на Антарктическом полуострове. Обобщение авторами имеющихся данных дает возраст от 400 до 90 лет назад (1550–1860 гг.; 95%) для МЛП на Антарктическом полуострове. Рассмотрение двухфазного наступания ледников соответствует большему количеству данных со всего Антарктического полуострова и предполагает наступание от 575 до 330 л.н. (1375–1620 гг.) и от 400 до 50 л.н. (1550–1900 гг.). Эти данные в целом согласуются с нашими результатами по куполу Беллинсгаузена за исключением начала разрастания оледенения в период от 800 до 600 лет назад. Однако, видимо, необходимы дополнительные исследования для точного определения возможности многократного наступания ледников во время МЛП. Наблюдающееся сходство времени наступания ледников на Антарктическом полуострове и в Северном полушарии, вероятно, подтверждает предположение о связи похолодания МЛП с общеземными причинами – загрязнением атмосферы вулканическими аэрозолями или падением солнечной активности (Соломина, 2014; Simms et al., 2021). Анализ полученных данных позволяет предположить, что антарктические ледниковые щиты и ледники, возможно, были более чувствительны к прошлым изменениям климата, чем считалось ранее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрено изменение ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) в позднем голоцене по имеющимся геоморфологическим и биологическим признакам, а также по данным радиоуглеродного датирования органических остатков, обнаруженных в моренах с ледяным ядром или вне них (мертвые мхи, ракушки и кости кита). Перед началом МЛП ледниковый купол сильно сокращался в размерах, хотя точные размеры сохранившегося поля льда не известны. Малый ледниковый период, вероятно, начался около 600 или 800 лет назад. Первоначально происходило активное накопление снега, что позволило ледниковому куполу увеличиться в размерах примерно до аналогичных современным. Значительное похолодание приморозило края купола, что при увеличении количества снега и некотором потеплении климата заставило лед наползать на примороженные края по надвигам. Поскольку наползающий лед прихватывал примороженные донные отложения, это привело к формированию краевой морены с ледяным ядром. Многократные повторения надвигания материала на края купола привели к разрастанию ширины морены до 300 м, как это видно в северо-западной части купола.

Активизация накопления материала на склонах купола Беллинсгаузена около 600 лет назад привела к формированию двух разнонаправленных язычков льда. Далее, видимо, произошла некоторая стабилизация оледенения.

Второй этап активизации купола Беллинсгаузена произошел позже, вероятно, около 300 лет назад. Для него характерно обширное накопление снега не только на площади купола, но и за внешней границей морены с ледяным ядром, что, скорее всего, говорит о периоде с продолжительной холодной погодой, вероятно, без существенных периодов потеплений. В результате купол Беллинсгаузена рос не только в высоту, но и по площади из-за накопления снега вне контура морены, где лед формировался за счет ежегодного увеличения толщины наложенного льда. В результате лед почти скрыл, а местами перекрыл морену с ледяным ядром, следы чего мы наблюдаем на снимках 1956 г. Это означало, что лед на периферии купола почти не двигался. В результате таяния льда вне контура морены с ледяным ядром происходило отступление края льда, практически не оставляя следов в виде морены. Потому здесь сохранилась ледниковая штриховка и мерзлотные кольца, образованные ранее. В последующем наблюдалось сокращение площади купола Беллинсгаузена преимущественно за счет таяния льда за пределами морены с ледяным ядром.

Выявленное автором участие надвигов в формировании всех морен с ледяным ядром, а также полученные новые даты для мертвого мха и костей кита, вытасканные по надвигам из-под ледникового купола, дополняют данные, полученные другими исследователями. Они позволили по-новому взглянуть на историю изменения размеров купола в позднем голоцене.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы госзадания Института географии РАН “Криосфера в условиях изменяющегося климата” FMWS-2024-0004. Автор приносит благодарность Российской антарктической экспедиции за представленную возможность проведения многолетних исследований на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо).

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State Assignment “Cryosphere in a Changing Climate” FMWS-2024-0004 by the Institute of Geography RAS. The author expresses gratitude to the Russian Antarctic Expedition for the opportunity to conduct long-term research on King George (Waterloo) Island.

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. С. 17–28.
- Говоруха Л.С., Симонов И.М. Географические исследования на о. Кинг-Джордж (о. Ватерлоо) // Бюллетень САЭ. 1973. № 85. С. 8–15.
- Заморуев В.В. Результаты гляциологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 1968 году // Тр. Советской Антарктической экспедиции. 1972. Т. 55. С. 135–144.
- Мавлюдов Б.Р. Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 325–342.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
- Мавлюдов Б.Р. Высота границы питания на куполе Беллинсгаузен, Антарктика // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 540–552.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423040117>
- Соломина О.Н. Колебания ледников в голоцене и возможное влияние на них орбитального сигнала, солнечной и вулканической активности и антропогенного воздействия // Лёд и Снег. 2014. 54 (3). С. 81–90.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-81-90>
- Харитонов Н.П. Лишайники и их изучение // Исследователь. Researcher. 2009. № 3–4. С. 182–198.
- Birkenmajer K. Lichenometric dating of glacier retreat at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica) // Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Science 1979. V. 27. No. 1–2. P. 77–85.
- 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/Wurt. 2001. 165 p.
- Braun M., Simões J.C., Blindow N., Vogt S., Bremer U.F., Pfender M., Saurer H., Aquino F.E., Ferron F.A. The compilation of a DTM and a new satellite image map for King George Island, Antarctica // Geo-spatial Information Science. 2001. V. 4. No. 2. P. 47–51.
<https://doi.org/10.1007/BF02826977>
- Clapperton C.M., Sugden D.E. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica // Quaternary Science Review. 1988. V. 7. P. 185–198.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90005-4](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90005-4)
- Composite Gazetteer of Antarctica (CGA) // Электронный ресурс. <https://scar.org/library-data/maps/cga-composite-gazetteer-of-place-names> Дата обращения: 07.07.2024.
- Curl J.E. A glacial history of the south Shetland islands, Antarctica. Institute of Polar Studies Report. 1980. V. 63. P. 1–129.
- del Valle R., Tatur A. Holocene evolution of landscape and biota on King George Island, Antarctica // Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen, 1993. V. 25. No 2. P. 1128–1130.
<https://doi.org/10.1080/03680770.1992.11900338>
- Evgrafova S.Y., Mavlyudov B.R., Chukmasov P.V., Chetverova A.A., Masyagina O.V. Fossil mosses are emitting methane after maritime Antarctic glacier retreat // Marine Pollution Bulletin. 2024. V. 199. 115959. P. 1–7.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2023.115959>
- Guglielmin M., Convey P., Malfasi F., Cannone N. Glacial fluctuations since the «Medieval warm period» at Rothera Point (Western Antarctic Peninsula) // Holocene. 2016. T. 26. No. 1. P. 154–158.
<https://doi.org/10.1177/0959683615596827>
- Hall B.L. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George island, South Shetland Islands // Holocene. 2007. V. 17. No. 8. P. 1253–1258.
<https://doi.org/10.1177/0959683607085132>
- Heredia Barión P., Roberts S.J., Spiegel C., Binnie S.A., Wacker L., Davies J., Gabriel I., Jones V.J., Blockley S., Pearson E.J., Foster L., Davies S.J., Roland T.P., Hocking E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A., Hayward C.L., McCulloch R.D., Strelin J.A., Kuhn G. Holocene deglaciation and glacier readvances on the Fildes Peninsula and King George Island (Isla 25 de Mayo), South Shetland Islands, NW Antarctic Peninsula // Holocene. 2023. V. 33, No. 6. P. 636–658.
<https://doi.org/10.1177/09596836231157059>
- Jeong G.Y. Radiocarbon ages of sorted circles on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica // Antarctic Science. 2006. V. 18. № 2. P. 265–270.
<https://doi.org/10.1017/S0954102006000307>
- Jiankang H., Zichu X., Fengnian D., Zhang W. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica // Annals of Glaciology. 1999. V. 29. No. 1. P. 121–125.
<https://doi.org/10.3189/172756499781821139>
- 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 Planet Science Letter. 2020. V. 534, 116077. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116077>
- Miller G.H., Pendleton S.L., Jahn A., Zhong Y., Andrews J.T., Lehman S.J., Briner J.P., Raberg J.H., Bueltmann H., Reynolds M., Geirsdóttir Á., Southon J.R. Moss kill dates and modeled summer temperature track episodic snowline lowering and ice cap expansion in Arctic Canada through the Common Era // Climate Past. 2023. 19. P. 2341–2360.
<https://doi.org/10.5194/cp-19-2341-2023>
- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands // Annals of Glaciology. 1982. V. 3. P. 233–238.
<https://doi.org/10.3189/s0260305500002834>

- Pendleton S.L., Miller G.H., Lifton N., Lehman S.J., Southon J., Crump S.E., Anderson R.S.* Rapidly receding Arctic Canada glaciers revealing landscapes continuously ice-covered for more than 40,000 years // *Nature communications*. 2019. V. 10 (1). No. 445. P. 1–8.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-08307-w>
- Petsch C., da Rosa K.K., Vieira R., Braun M.H., Costa R.M., Simões J.C.* The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century // *Investigaciones Geográficas*. 2020. № 103. P. 1–17.
<https://doi.org/10.14350/ig.60153>
- Rückamp M., Braun M., Suckro S., Blindow N.* Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 79. P. 99–109.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.009>
- Seong Y.B., Owen L.A., Lim H.S., Yoon H.I., Kim Y., Lee Y.I., Caffee M.W.* Rate of late Quaternary ice-cap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica defined by cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating // *Boreas*, 2008. V. 38. No. 2. P. 207–213.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00069.x>
- Simms A.R., Bentley M.J., Simkins L.M., Zurbuchen J., Reynolds L.C., DeWitt R., Thomas E.R.* Evidence for a “Little Ice Age” glacial advance within the Antarctic Peninsula – Examples from glacially-overrun raised beaches // *Quaternary Science Reviews*. 2021. V. 271. No. 1. 107195. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2021.107195>
- Simões J.C., Goßmann H., Delmas R.J., Moskalevsky M.Yu.* Glaciological research in King George Island: missions and developments in the 1990s // *Pesquisa Antártica Brasileira (Brazilian Antarctic Research)*. 2004. No. 4. P. 1–8.
<https://doi.org/10.31789/pab.v4n1.001>
- Simões C.L., da Rosa K.K., Czapela F.F., Vieira R., Simões J.C.* Collins Glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica // *Geographical Review*. 2015. V. 105. No. 4. P. 462–471.
<https://doi.org/10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x>
- Sobiech J.D.* Geometry and glacial hydrology of Bellingshausen Dome, King George Island, Antarctica. Results from GPR-measurements. Diplomarbeit im Fach Landschaftsökologie. Münster: Westfälische Wilhelms-Universität, 2009. 56 p.
- Watcham E., Bentley M., Hodgson D., Roberts S., Fretwell P., Lloyd J., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Moreton S.* A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. No. 21–22. P. 3152–3170.
<https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.021>
- Wen J., Kang J., Han J., Xie Z., Liu L., Wang D.* Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1998, 27. P. 105–109.
<https://doi.org/10.3189/1998AoG27-1-105-109>

Citation: Mavlyudov B.R. Size variations of the Bellingshausen Ice Dome on King George Island (Antarctica) in the Late Holocene. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 643–657. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673424040136

Size variations of the Bellingshausen Ice Dome on King George Island (Antarctica) in the Late Holocene

B. R. Mavlyudov[#]

Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia

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

Received July 8, 2024 / Revised August 26, 2024 / Accepted October 7, 2024

Based on the data of field studies, dating of dead mosses and analysis of aerial and satellite imagery, the change in the size of the Bellingshausen Ice Dome during the last 5000 years was investigated. During this period the ice dome underwent profound changes from the size close to the present day in the period from 5000 to 4000 years ago under cold climate to significant reduction or even complete disappearance in the period of climate warming from 4000 to 2000 years ago. During the next cooling period from 2000 to 1400 years ago, the dome revived and increased its size to almost its present size, but the warming from 1400 to 600 years ago greatly reduced the size of the dome. It began to increase in size again with the onset of the Little Ice Age. At this time, due to the freezing of ice edges, a complex of moraines with an ice core appeared, girdling the dome along its perimeter. It is not excluded that the main growth of the dome size occurred from 800 to 600 years ago, which is confirmed by the dates of samples collected by the author. The next period of activation occurred after about 300 years ago, when, due to the predominance of westerly and easterly winds, the accumulation of mass resulted in the formation of two small glacial tongues, one of which crossed the ice core moraine in the west of the dome, and the other went into the sea, creating a push moraine in the east. However, the subsequent more uniform accumulation of snow and ice masses on the dome slopes hid the western tongue, increasing the dome size due to the accumulation of ice masses outside the moraine with the ice core. Apparently, the maximum ice spreading was close to that seen on the aerial photographs of 1956. Later the dome size began to decrease and ice outside the moraine with the ice core melted mostly by 2006. Afterwards, the retreat of the ice edge under the moraine cover slowed down and did not exceed 1–2 m/year. At present, there is a decrease of the ice surface at the base of the dome accompanied by ice accumulation at its top.

Keywords: ice cap, glaciation dynamics, ice boundaries, radiocarbon dating

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 in the natural environment on the Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctica). *Problemy Arctiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2012, 3: 17–28. [In Russian].
- Govorukha L.S., Simonov I.M. Geographical studies on King George (Waterloo) Island. *Bulleten' Sovetskoy Antarkticheskoy Expeditsii*. Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1973, 85: 8–15. [In Russian].
- Zamoruev V.V. Results of glaciological observations on Bellingshausen station in 1972. *Trudy Sovetskoy Antarkticheskoy Expeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic Expedition. 1972, 55: 135–144. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Summer mass balance of the Bellingshausen Ice Dome. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 325–342.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
[In Russian].
- Mavlyudov B.R. Equilibrium Line Altitude on the Bellingshausen Dome, Antarctic. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 540–552.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423040117>
[In Russian].
- Solomina O.N. Holocene glacier variations and their potential orbital, solar, volcanic and anthropogenic forcings. *Ice and Snow*. 2014, 54 (3): 81–90.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-81-90>
[In Russian].
- Kharitonov N.P. Lichens and their study. *Issledovatel'. Researcher*. 2009, 3–4: 182–198. [In Russian].
- Birkenmajer K. Lichenometric dating of glacier retreat at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland

- Islands, West Antarctica). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.* 1979, 27 (1–2): 77–85.
- 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.
- Braun M., Simões J.C., Blindow N., Vogt S., Bremer U.F., Pfender M., Saurer H., Aquino F.E., Ferron F.A. The compilation of a DTM and a new satellite image map for King George Island, Antarctica // *Geo-spatial Information Science*. 2001, 4 (2): 47–51. <https://doi.org/10.1007/BF02826977>
- Clapperton C.M., Sugden D.E. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica/ *Quaternary Science Review*. 1988, 7: 185–198. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90005-4](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90005-4)
- Composite Gazetteer of Antarctica (CGA). Retrieved from: <https://scar.org/library-data/maps/cga-composite-gazetteer-of-place-names>. Last access: July 7, 2024.
- Curl J.E. A glacial history of the south Shetland islands, Antarctica. Institute of Polar Studies Report. 1980, 63: 1–129.
- del Valle R., Tatur A. Holocene evolution of landscape and biota on King George Island, Antarctica. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 1993, 25 (2): 1128–1130. <https://doi.org/10.1080/03680770.1992.11900338>
- Evgrafova S.Y., Mavlyudov B.R., Chukmasov P.V., Chetverova A.A., Masyagina O.V. Fossil mosses are emitting methane after maritime Antarctic glacier retreat. *Marine Pollution Bulletin*. 2024, 199.115959: 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2023.115959>
- Guglielmin M., Convey P., Malfasi F., Cannone N. Glacial fluctuations since the “Medieval warm period” at Rothera Point (Western Antarctic Peninsula). *Holocene*. 2016, 26 (1): 154–158. <https://doi.org/10.1177/0959683615596827>
- Hall B.L. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands. *Holocene*. 2007, 17 (8): 1253–1258. <https://doi.org/10.1177/0959683607085132>
- Heredia Barión P., Roberts S.J., Spiegel C., Binnie S.A., Wacker L., Davies J., Gabriel I., Jones V.J., Blockley S., Pearson E.J., Foster L., Davies S.J., Roland T.P., Hocking E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A., Hayward C.L., McCulloch R.D., Strelin J.A., Kuhn G. Holocene deglaciation and glacier readvances on the Fildes Peninsula and King George Island (Isla 25 de Mayo), South Shetland Islands, NW Antarctic Peninsula. *Holocene*. 2023, 33 (6): 636–658. <https://doi.org/10.1177/09596836231157059>
- Jeong G.Y. Radiocarbon ages of sorted circles on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica. *Antarctic Science*. 2006, 18 (2): 265–270. <https://doi.org/10.1017/S0954102006000307>
- Jiankang H., Zichu X., Fengnian D., Zhang W. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 1999, 29 (1): 121–125. <https://doi.org/10.3189/172756499781821139>
- 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 Planet Sci. Lett.* 2020, 534. 116077: 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116077>
- Miller G.H., Pendleton S.L., Jahn A., Zhong Y., Andrews J.T., Lehman S.J., Briner J.P., Raberg J.H., Bueltmann H., Reynolds M., Geirsdóttir Á., Southon J.R. Moss kill dates and modeled summer temperature track episodic snowline lowering and ice cap expansion in Arctic Canada through the Common Era. *Clim. Past*. 2023, 19: 2341–2360. <https://doi.org/10.5194/cp-19-2341-2023>
- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. *Ann. Glaciol.* 1998, 3: 233–238. <https://doi.org/10.3189/s0260305500002834>
- Pendleton S.L., Miller G.H., Lifton N., Lehman S.J., Southon J., Crump S.E., Anderson R.S. Rapidly receding Arctic Canada glaciers revealing landscapes continuously ice-covered for more than 40,000 years. *Nature communications*. 2019, 10 (1) 445: 1–8 <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08307-w>
- Petsch C., da Rosa K.K., Vieira R., Braun M.H., Costa R.M., Simões J.C. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. *Investigaciones Geográficas*. 2020, 103: 1–17. <https://doi.org/10.14350/rig.60153>
- Rückamp M., Braun M., Suckro S., Blindow N. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. *Global and Planetary Change*. 2011, 79. P. 99–109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.009>
- Seong Y.B., Owen L.A., Lim H.S., Yoon H.I., Kim Y., Lee Y.I., Caffee M.W. Rate of late Quaternary ice-cap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica defined by cosmogenic ³⁶Cl surface exposure dating. *Boreas*. 2008, 38 (2): 207–213. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00069.x>
- Simms A.R., Bentley M.J., Simkins L.M., Zurbuchen J., Reynolds L.C., DeWitt R., Thomas E.R. Evidence for a “Little Ice Age” glacial advance within the Antarctic Peninsula – Examples from glacially-overrun raised beaches. *Quaternary Science Reviews*. 2021, 271 (1). 107195: 1–16. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2021.107195>
- Simões J.C., Gofmann H., Delmas R.J., Moskalevsky M.Yu. Glaciological research in King George Island: missions and developments in the 1990s.

- Pesquisa Antártica Brasileira (Brazilian Antarctic Research). 2004, 4: 1–8.
<https://doi.org/10.31789/pab.v4n1.001>
- Simões C.L., da Rosa K.K., Czapela F.F., Vieira R., Simões J.C.* Collins Glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica. *Geographical Review*. 2015, 105 (4): 462–471.
<https://doi.org/10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x>
- Sobiech J.D.* Geometry and glacial hydrology of Bellingshausen Dome, King George Island, Antarctica. Results from GPR-measurements. Diplomarbeit im Fach Landschaftsökologie. Münster: Westfälische Wilhelms-Universität, 2009: 56 p.
- Watcham E., Bentley M., Hodgson D., Roberts S., Fretwell P., Lloyd J., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Moreton S.* A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30 (21–22): 3152–3170.
<https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.021>
- Wen J., Kang J., Han J., Xie Z., Liu L., Wang D.* Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Ann. Glaciol.* 1998, 27: 105–109.
<https://doi.org/10.3189/1998AoG27-1-105-109>

УДК 910.4(091)

ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ВТОРОЙ РОССИЙСКОЙ ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ “САГАСТЫРЬ” В ЛИЦАХ И ОБСТОЯТЕЛЬСТВАХ

© 2024 г. Е. В. Александров*

МГУ имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

*e-mail: eale@yandex.ru

Поступила 03.07.2024 г.

После доработки 24.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Статья посвящена истории создания в 1882 г. станции Сагастырь по программе Первого международного полярного года в одном из самых малоизученных, труднодоступных и малопригодных для проживания мест на сибирском побережье Северного Ледовитого океана. Сопоставление разных источников и краткий рассказ об основных персонажах события позволяют представить, в каких обстоятельствах пришлось действовать исследователям.

Ключевые слова: Первый международный полярный год, арктическая метеостанция Сагастырь, дельта реки Лены, долгий путь на север, трудный успех

ВВЕДЕНИЕ

С идеей создать с участием всех заинтересованных в полярных исследованиях стран цепь арктических полярных станций, объединенных общими подходами к исследованиям, выступил один из руководителей австро-венгерской экспедиции 1872–1874 гг. Карл Георг Людвиг Вильгельм Вайпрехт (1838–1881) — исследователь Арктики и геофизик, капитан-лейтенант австро-венгерских ВМС. Поводом для рождения проекта стала недавно завершившаяся двухлетняя экспедиция. Хорошо подготовленное плавание вполне современного по тем временам судна “Адмирал Тегетгоф”, хотя и закончилось триумфальным открытием большого архипелага Земля Франца-Иосифа, по выражению второго руководителя экспедиции, опытного полярника и художника — Юлиуса Иоганнеса Людовика фон Пайера (1841–1915), было случайным. Приключение поставило экспедицию на грань выживания и чудом позволило избежать гибели, в очередной раз показав насколько опасна и трудно предсказуема изменчивая ледовая обстановка полярных морей. В своей книге Пайер рассказывает, какой волей и какой ценой удалось Вайпрехту спасти товарищей от, казалось бы, неизбежной трагедии. Характер своего друга он выразил в картине “Возврата нет”, символически олицетворяющей упорство исследователей севера в достижении цели (Пайер, 2024).

Через год после возвращения, докладывая о результатах экспедиции в Венской Академии наук, Карл Вайпрехт предлагает полярникам нескольких

стран организовать совместные одновременные наблюдения в полярных областях одинаковыми методами и инструментарием. Свои соображения Вайпрехт разослал в страны, где работали заинтересованные ученые. Такая координирующая идея была подхвачена многими исследователями северных стран (Парыгина, 2022).

Основные персонажи подготовки проекта

Практически соавтором проекта был второй друг Карла Вайпрехта — известный австрийский исследователь и меценат граф Иоганн Непомук (Ганс Йозеф) Вильчек (1837–1922). Начиная с 1875 г., Ганс Вильчек был самым верным соратником Карла Вайпрехта в продвижении проекта, невзирая на все препятствия, иногда грозившие крахом задуманного. Около шести лет было потрачено на преодоление сомнений колеблющихся ученых и убеждение правительств нескольких стран войти в кооперацию. Но 29.03.1881 Вайпрехт скончался, так и не узнав о полученном через месяц принципиальном согласии подавляющего числа стран осуществить его предложения в полном масштабе. Вильчек пообещал сделать все от него зависящее для практического воплощения идеи. Позднее он организовал на собственные средства в 1882 г. австро-венгерскую станцию на необитаемом острове Ян-Майен между Норвегией и Гренландией. Согласно регламенту Первого МПГ станция проработала на острове один год. В 1930-х годах на Ян-Майене стала работать норвежская станция (Berger, Besser, 2008).

Инициатива Вайпрехта долгое время не приобретала практических форм из-за необходимости получить подтверждение финансирования от всех государств, претендующих на исследование полярного севера. Дело удалось сдвинуть с мертвой точки благодаря активной позиции России, которую представлял избранный в 1880 г. президентом Международной полярной комиссии Генрих Иванович Вильд (Heinrich von Wild, 1833–1902). Еще в 1868 г. известный швейцарский физик и метеоролог принял приглашение стать членом Российской Академии наук и директором Главной физической обсерватории в Санкт-Петербурге. В последующие годы он усовершенствовал государственную метеорологическую систему, открыл Бюро прогноза погоды, построил образцовую магнитную и метеорологическую обсерваторию в Павловске. К 1895 г. число метеостанций в России выросло в 30 раз.

Будучи с самого начала увлечен идеей Вайпрехта, Вильд сумел объединить усилия сторонников в Академии наук, Военном министерстве и Министерстве иностранных дел, Императорском Русском географическом обществе (далее – ИРГО). Большинство членов Общества поддержало план совместного исследования севера, и самую деятельную позицию занимал председатель созданной позднее комиссии по учреждению полярных станций Роберт Эмильевич Ленц (1833–1903).

Международный авторитет, решительная позиция и поддержка царского правительства, а также большинства заинтересованных организаций и общественного мнения в России, помогли Г.И. Вильду преодолеть сомнения колеблющихся стран и добиться их согласия участвовать в программе К. Вайпрехта.

В августе 1881 г. в Санкт-Петербурге, в Главной физической обсерватории на Васильевском острове прошла Третья полярная конференция. Участники почтили память Карла Вайапрехта, и Вильд рассказал о стране, согласившихся участвовать в проекте. В Северном полушарии были готовы создать 12 станций, в Южном – две. По согласованной программе Международный полярный год (далее – I МПГ) должен был проходить с 1.08.1882 по 1.09.1883 (Андреев и др., 2007).

Для проведения исследований по новой программе, кроме уже существовавшей на Новой Земле станции Малые Кармакулы, Россия обязывалась организовать вторую станцию в дельте реки Лены.

На заседании Совета ИРГО 16.10.1880 на должность начальника российской станции в дельте реки Лены профессором Морской академии Фердинандом Фердинандовичем Врангелем (1844–1919) был рекомендован Николай Данилович Юргенс (1847–1898), которого позднее, в апреле 1881 г.

по предложению Р.Э. Ленца ввели в состав Полярной комиссии ИРГО.

К этому моменту у 33-летнего офицера Н.Д. Юргенса был большой опыт флотской службы. Окончив в 1868 г. штурманское училище, он прошел практику в трехлетнем кругосветном плавании на клипере “Всадник”, где в составе Сибирской флотилии участвовал в мензульной съемке северо-восточных берегов Тихого океана. После возвращения служил в Компасной обсерватории в Кронштадте и поступил в Морскую академию, окончив ее в звании прапорщика КФШ (Корпус флотских штурманов). В должности старшего штурманского офицера прошел стажировку в США, после которой был произведен в поручики.

Когда в 1880 г. вице-президент ИРГО Петр Петрович Семенов-Тян-Шанский (1827–1914) обратился за помощью в Гидрографический департамент Морского министерства, Н.Д. Юргенс был откомандирован в распоряжение ИРГО на три года.

В Петербург Юргенс вернется в 1884 г. после двух лет успешной работы на станции Сагастырь. По ходатайству Р.Э. Ленца его на некоторое время оставляют в ИРГО для обработки материалов экспедиции. В 1885 г. его производят в штабс-капитаны. На Общем собрании ИРГО он делает предварительный отчет о результатах работы Усть-Ленской станции. В благодарственном письме в Морское министерство П.П. Семенов-Тян-Шанский отметил “рвение, какое отличает работу” Юргенса, и сообщил о присуждении ему “высшей награды, какою общество располагает, именно Константиновской медали”. По ходатайству Морского министерства император Александр III наградил штабс-капитана Н.Д. Юргенса орденом Св. Владимира IV степени и установил ежегодную пенсию в размере 400 руб.

В мае 1881 г. на заседании совета ИРГО в состав Ленской экспедиции в качестве врача, естествоиспытателя и помощника начальника станции был включен доктор медицины Александр Александрович Бунге (1851–1930).

К этому времени Бунге закончил Дерптский университет и получил степень доктора медицины, защитив диссертацию на биологическую тему. После переезда в Санкт-Петербург служил в больнице Св. Марии Магдалины старшим чиновником медицинского департамента при Министерстве внутренних дел. У будущего знаменитого полярного исследователя А.А. Бунге, в отличие от Н.Д. Юргенса, профессиональной гидрографической подготовки и очевидных заслуг для включения в полярную экспедицию, казалось бы, не было. Тем не менее, было принято решение о включении доктора Бунге в состав экспедиции, оказавшееся в дальнейшем более чем удачным. В конце своей

долгой карьеры, помимо множества других орденов и медалей за полярные и военные заслуги, он будет награжден медалью графа Ф.П. Литке от ИРГО (1888) и кавалерским крестом шведского ордена Полярной Звезды (1898).

Другим помощником начальника станции по метеорологическим работам был назначен работавший до этого несколько лет физиком и астрономом в Дерптской обсерватории кандидат математики Адольф Георгиевич Эйгнер. К сожалению, о нем сохранилось немного сведений, в основном по дневникам его коллег — преимущественно о топографических работах во время экспедиции, где он провел несколько маршрутов по картированию территории. Тем не менее, очевидно, что на нем лежала значительная часть обязанностей, связанных с астрономией и метеорологией — главной тематикой в комплексе задач экспедиции. А на завершающем этапе он обработал и подготовил к изданию основные труды экспедиции по программе материалов МПГ. По представлению Ленца Эйгнеру была присуждена Малая золотая медаль ИРГО и положена пенсия — 300 рублей в год (рис. 1).

В состав экспедиции были включены также пять “нижних чинов”: два матроса из Компасной обсерватории в Кронштадте (где служил до экспедиции Юргенс), а позднее — два солдата из Иркутского гарнизона и казак Якутского полка (Сухова, 2020).

Сбор информации о месте предстоящего исследования

Поскольку программа I МПГ предполагала одновременное начало исследований для участников всех стран — 1.08.1882, у российской группы оставалось до отъезда немногим больше года. Подготовка проходила под руководством Г.И. Вильда — директора двух обсерваторий — Главной физической в Петербурге и магнитной в Павловске. В Николаевской астрономической обсерватории в Пулкове работы велись под руководством старшего астронома Вильгельма Карловича Деллена (1820—1897). Предстояло изучить и подготовить для будущей работы целую серию всевозможных метеорологических, магнитных, гидрографических и прочих приборов. Осваивалось и готовилось к транспортировке все необходимое оборудование и снаряжение, включая медикаменты, вооружение, фотоаппарат и многое другое, предоставленное различными ведомствами и организациями (Юргенс, 1885).

Одновременно нужно было собрать всю необходимую информацию и подготовиться к работе в очевидно тяжелейших природных условиях, о которых все участники имели поверхностное представление, так как никто из них раньше на Полярном севере не бывал.

Первичные сведения о северном побережье дельты реки Лены были получены отрядами Харитона Лаптева и Василия Прончищева в ходе Великой Северной экспедиции 1739—1743 гг. Спустя 80 лет П.И. Ильин и И.А. Бережных — штурманы Петра Федоровича Анжу (1820—1824 гг.) — уточнили

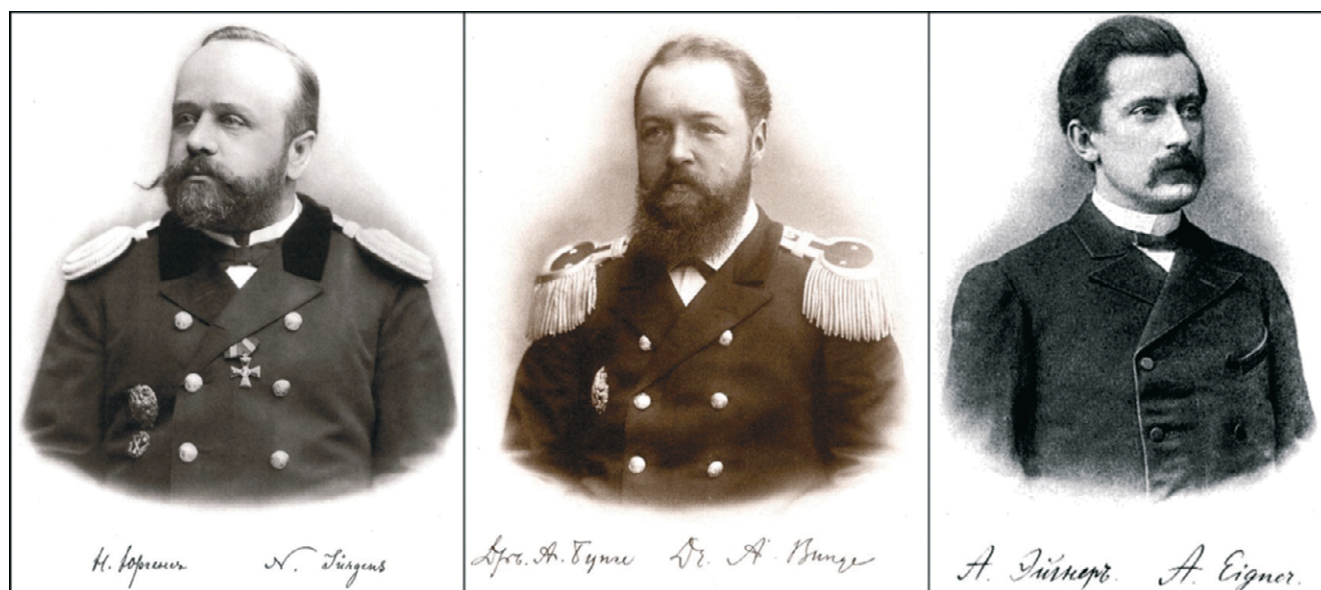


Рис 1. Портреты Н.Д. Юргенса, А.А. Бунге, А.Г. Эйгнера (слева направо) (из Бунге 1888)

Fig. 1. Portraits of N.D. Jürgens, A.A. Bunge, A.G. Eigner (from left to right) (from Bunge, 1888)

контуры побережья моря Лаптевых. Карта, изданная Гидрографическим управлением в 1855 г., по-видимому, стала основанием для выбора места для будущей станции. Насколько она была точна, можно судить по отсутствию на севере острова Дунай. Вместо него указан остров Сагастыр. Вероятно, поэтому он и был выбран для устройства станции как самый северный (Большаинов и др., 2013) (рис. 2).

В своем дневнике, описывая проблемы с поиском нужного фарватера во время сплава по Лене, в качестве источника топографических сведений Бунге упоминает Александра Лаврентьевича Чекановского (1833–1876), трехлетние исследования которого (1873–1875 гг.) внесли дальнейшие уточнения в карту дельты Лены. По мнению академика Федора Богдановича Шмидта (1832–1908), экспедиция Чекановского представила более важные результаты, чем какая-либо другая, из работавших в те годы в Сибири (Мостахов, 1982).

О степени доступности северного побережья дельты Лены, где было выбрано место для будущей станции, наглядное представление дает история, описанная Нильсом Адольфом Эриком Норденшельдом (1832–1901) в книге о первом в истории

сквозном плавании Северо-Восточным проходом по Северному морскому пути.

Один из меценатов его путешествия — сибирский золотопромышленник Александр Михайлович Сибиряков (1849–1933) обеспечил сопровождение парусно-парового судна “Вега” современным винтовым пароходом “Лена”. После прохождения Енисейского залива суда должны были расстаться, так как пароходу предстояло участвовать в речной навигации. Был составлен договор с лоцманом Афанасием Федоровичем Винокуровым и капитаном “Лены” Гансом Христианом Иоганнесеном, согласно которому ко времени встречи парохода “Лена” лоцман обязывался заблаговременно соорудить в море Лаптевых на острове Тумат 13-метровый морской знак с флагом и зажигать по ночам сигнальные костры. Но когда пароход вышел на соответствующие координаты, его никто не встречал. Как потом выяснилось, получив задаток, лоцман загулял и сломал руку.

Непонятно, удалось ли капитану Иоганнесену обнаружить остров Тумат, но попытка найти его с помощью современных поисковиков не дает результата. Судя по названию одной из протоков, такой остров мог существовать, но, видимо, его постигла судьба типичных для дельты Лены многих других

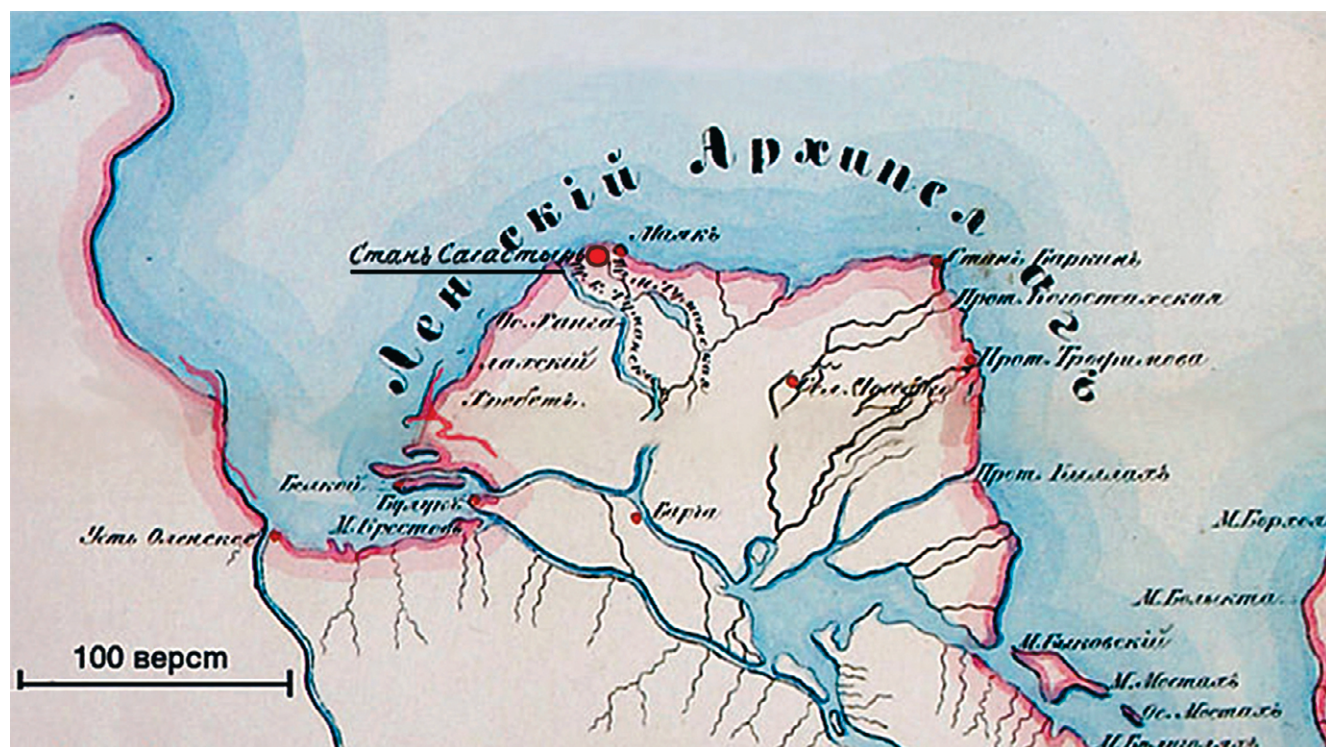


Рис. 2. Фрагмент карты, изданной Гидрографическим Управлением в 1855 г. по сведениям экспедиций Х. Лаптева и П.Ф. Анжу, на основе которой было принято решение организовать станцию на о. Сагастыр (из: Большаинов и др., 2013)

Fig. 2. A fragment of a map published by the Hydrographic Office in 1855 based on information from the expeditions of H. Laptev and P.F. Anzhu, on the basis of which it was decided to organize a station on Sagastyr Island (from: Bolshiyanov et al., 2013)

исчезающих и появляющихся островов. И неточность старых карт, и мелководье постоянно укутанного туманами побережья моря Лаптевых, и ежегодная миграция многочисленных протоков, вынудили Иоганнесена отказаться от первоначального плана добраться до Якутска одним из центральных рукавов Лены. Даже в самой проходимой Быковской протоке на востоке Лены пароход с полного хода шел на мель, хотя по карте была указана глубина в 8 м (Норденшельд, 2019).

Эти подробности объединенное заседание отделений математической и физической географии ИРГО узнало в ноябре 1878 г. из сообщения секретаря В.И. Срезневского о письме командированного в экспедицию А. Норденшельда офицера императорской гвардии О. Нордквиста (Сухова, 2020). Оправданность выбора более долгой и более надежной сухопутной дороги по сравнению с морским вариантом позднее подтвердила неудачная попытка преодолеть Карское море голландской и датской экспедициями по программе МПГ.

В то время, когда после года зимовки в апреле 1880 г. экспедиция Норденшельда вернулась в Европу и принимала заслуженные поздравления, в том числе и награду от ИРГО — Большую золотую (Константиновскую) медаль, судьба поспешившей на их выручку американской экспедиции Джорджа Де-Лонга (1844—1881) оставалась неизвестной. Лишь 13.12.1881 Сибирская газета № 49 сообщает, что еще “7 ноября нарочный из Верхоянска привез в Якутск известие о найденных вблизи Быковского мыса, вдали от жилых мест 11 изнуренных голодом иностранцев, спасшихся после крушения”. Из того же номера газеты становится ясно, что тремя якутами на мысу Бар-Хая 14 сентября была найдена шлюпка инженера Мелвилла со спутниками, которым помогли добраться до селения Булун. 29 октября в Булун пришли также моряки Ниндеман и Норос и сообщили, что посланы начальником экспедиции лейтенантом Де-Лонгом за помощью. Их лодка пристала к берегу в северной части дельты Лены. Все люди обморозились, находятся в бедственном положении от недостатка пищи и не способны передвигаться. Нет сомнения, что эта информация, дошедшая до Санкт-Петербурга в середине декабря 1881 г., не оставила равнодушными читающее общество и, в первую очередь, готовящихся к отъезду полярников.

Сухопутная дорога до Якутска

16 декабря пять человек экспедиции I МПГ с грузом в 50 пудов самых необходимых метеорологических, магнитных и прочих приборов, подготовленных к работе на станции, начала свой 8-месячный путь с железнодорожного вокзала Санкт-Петербурга.

В то время Транссибирская магистраль была еще далека от завершения. Первый отрезок железной дороги кончился в Нижнем Новгороде, откуда на трех повозках добрались до Перми. По второму участку только что выстроенной железной дороги экспедиция доехала до Екатеринбурга. Чтобы закупить значительную часть продуктов в Томске, воспользовались санным путём. Здесь пришлось задержаться из-за масленицы, во время которой торговля замирала. Другая остановка из-за отсутствия снега была перед Красноярском, где только с помощью полиции удалось достать у крестьян 38 лошадей. 19 февраля экспедиция добралась до Иркутска, в котором предстояло задержаться до мая. К началу навигации большой, основательно потяжелевший за дорогу груз нужно было отправить в верховья Лены и после ледохода сплавиться до Якутска (Бунге, 1886).

Юргенс хотел уехать в Якутск, пользуясь еще зимней дорогой, чтобы до открытия навигации на Лене успеть подготовиться к дальнейшему путешествию. Но по заданию Петербурга предстояло решить проблему создания сети метеорологических станций между Иркутском и устьем Лены. Юргенсу пришлось трижды выступать на заседаниях распорядительного комитета Восточно-Сибирского отдела ИРГО с рассказом о программе МПО.

Несмотря на встреченное понимание и полученную поддержку постоянно возникали трудности, задерживающие отъезд. Хотя необходимое оборудование было доставлено, найти людей, которые могли бы с ним работать, оказалось не просто. В частности, возникли сложности с назначением ссыльного поляка Ивана Дементьевича Черского (1845—1892), которые удалось преодолеть только через Петербург, благодаря Р.Э. Ленцу, с которым Юргенс вел переговоры по телеграфу.

После участия в польском восстании 1863 г. военно-полевой суд осудил И. Черского на бессрочную рекрутскую службу в Сибири с конфискацией имущества и лишением дворянского звания. Восточно-Сибирское отделение ИРГО в Иркутске в те годы играло активную роль в исследованиях Сибири, привлекая к работе купечество и поддерживая ссыльных поляков, в том числе А.Л. Чекановского, И.Д. Черского и других. После того, как далось выхлопотать разрешение на переезд Черского из Омска в Иркутск, он становится деятельным участником географических и геологических успешных экспедиций. В 1886 г. И.Д. Черский будет награжден двумя золотыми медалями ИРГО “за геологические исследования в Восточной Сибири”.

На протяжении всего времени работы экспедиции в Сибири ей всячески содействовали иркутский генерал-губернатор Дмитрий Гаврилович Анучин (1833—1900) и бывший в то время президент Иркутского отделения ИРГО Павел

Федорович Унтербергер (1842–1917). В значительной степени с их помощью удалось выполнить в полном объеме намеченный программой МПГ план, включая организацию метеостанций в Магане, Мархе, Олекминске. Во всех случаях приходилось подбирать грамотных людей и инструктировать для работы с точными приборами (Антонов, 2012).

Одновременно проводились метеорологические и магнитные наблюдения, а также обучение арифметике и предстоящей работе с инструментами нижних чинов, число которых увеличилось вдвое, так как в состав экспедиции добавили еще двух солдат местного гарнизона.

В начале мая экспедиция разделилась. Юргенс отправился в Якутск для подготовки завершающего этапа путешествия, а Эйгнер и Бунге на несколько дней задержались в Иркутске дожидаться открытия навигации на верхней Лене.

Якутск стал последним пунктом, где можно было рассчитывать на чью-то помощь, и откуда предстояло отправиться в мало изученное и почти не заселенное пространство дельты реки Лены.

Губернатор генерал-майор Георгий Федорович Черняев (1825–1885), который накануне прибыл в Якутск 21.09.1878 на пароходе “Лена”, приложил много усилий, чтобы экспедиция Юргенса благополучно состоялась. В частности, именно благодаря гостеприимству генерала, за общим ужином 8 июня, произошла встреча Юргенса с Джорджем Уоллесом Мелвиллом (1841–1912), давшая возможность из первых уст получить представление о предстоящей части путешествия.

Тогда же состоялось знакомство с вице-губернатором Василием Львовичем Приклонским (1852–1899) — известным библиографом, автором труда “Летопись Якутского края”, который до 1885 г. по приглашению генерал-губернатора Восточной Сибири Д.Г. Анучина (1833–1900) жил в Якутской области. В 1883 г. Приклонский летом будет работать на станции Сагастырь.

Скупые упоминания Юргенса и Мелвилла о встрече не позволяют представить, насколько подробным был рассказ за праздничным столом о героической и трагической истории экспедиции капитана Джорджа Вашингтона Де-Лонга (1844–1881). Но эпопея спасения группы Мелвилла, гибели экипажа лодки Де-Лонга и поисков погибших 19 участников экспедиции, наверняка, была в центре внимания собравшихся. Позднее, этот выдающийся полярник XIX века расскажет о трагедии в одной из самых честных книг об истории полярных исследований (Мелвилль, 2022).

Вероятно, Юргенс и Мелвилл снова увиделись через два дня на прощальном завтраке для отбывающей на юг американской группы. Во всех случаях, они нашли время для обсуждения неточной

карты Петермана, которая ввела в заблуждение группу Де-Лонга. Отголоском их бесед стала публикация в Сибирской газете № 37 от 12.09.1882, в которой приводится мнение Мелвилла, что наиболее достижимы для экспедиции селения в Туматской протоке и Баркин-стане.

Также Мелвилл сообщил Юргенсу, что одновременно с ним, и, практически, в те же места, сплавляются по Лене для продолжения поисков пропавшей третьей шлюпки “Жаннетты” два лейтенанта ВМФ США Джайлс Харбер и Уильям Шютце (Мелвилль, 2022).

Сплав по реке Лене до северного побережья дельты

По воспоминаниям Бунге, он и Эйгнер увиделись с лейтенантами Харбером и Шютце, когда добрались до верхнего течения Лены, где американцы строили две маленькие шлюпки и небольшую шхуну, которую называли “Search”.

После подъема воды в реке, погрузив в Качуге прибывшие из Томска товары, 10 мая барки экспедиции спустились вниз по реке и 27 мая достигли Витимска, где пробыли несколько дней в ожидании парохода. Отсюда начался самый легкий и приятный период за все время плавания по реке Лене. Сибирский золотопромышленник — камергер П.А. Сиверс безвозмездно предоставил для экспедиции приисковые барки и пароход “Тихон Задонский”, который должен был доставить экспедицию в Якутск. Люди переместились на пароход, а суда американцев, как и баржа с грузом экспедиции, шли на буксире.

Наконец, 4 июня вся экспедиция собралась в Якутске.

К этому времени Юргенс успешно окончил все приготовления. После долгого обсуждения было решено размещать станцию не в юртах, как предполагалось ранее, а в деревянном доме. Он уже стоял на берегу, готовый к разборке и перемещению в устье Лены, где его можно будет вновь быстро построить. Таким же образом были подготовлены к перевозке будка для астрономических наблюдений и клетка для помещения термометров. Кроме предусмотрительно добавленных в Якутске запасов провизии на полтора года, не были забыты и две коровы с телятами, а также кирпич для печей и глина. Общий вес груза достиг 8000 пудов. В Якутске состав экспедиции пополнился казаком А. Большевым в качестве переводчика и метеонаблюдателя. Экипаж эскадры включал также и 19 якутов: двух лоцманов и 17 рабочих. Главное затруднение представляла теперь дальнейшая транспортировка.

По нижней Лене, от Якутска до ее устья, ходили так называемые каюки, довольно большие суда первобытной конструкции, вмещавшие до тысячи

пятисот пудов груза. Но их было мало, а главное, режим работы и рыбачьих, и купеческих каюков не совпадал со временем сплава экспедиции. Пришлось остановить выбор на “паузках” — судах, пригодных только для сплава вниз по течению.

Дно паузков сколочено из бревен, связанных между собою деревянными гвоздями и ивовыми прутьями. Тяжелыми и неглубоко сидящими в воде судами управляют несколько человек с помощью кормового весла, сделанного из большого бревна. Двумя веслами по бортам гребут также по 3–4 человека. Небольшие помещения из дощатых стен служат каютами для пассажиров. На эти одноразовые плоскодонные суда грузят до 2000 пудов. На месте назначения их разбирают, и бревна употребляются для различного рода построек.

Ниже Якутска на таких неуклюжих и ненадежных судах бывалые якутские лоцманы сплавлялись не рвались (рис. 3). И хотя опытные речники уверяли, что это предприятие отчаянное, пришлось размещать весь груз и людей на трёх паузках и одном карбасе. 19 июля под громкие крики провожающих эскадра отправилась в путешествие, которое, несмотря на все предостережения, благополучно закончилось спустя месяц (Бунге, 1888).

Ниже Якутска берега реки расходятся до 50 верст и теряются в тумане, а плавание напоминает медленное движение по бескрайнему озеру. Множество плоских островов, которые в половодье

подмываются и затопляются, превращались в коварные мели, с которых приходилось постоянно сталкивать низко сидящие паузки. На некоторых островах встречались рыбаки, с радостью угощавшие экспедицию знаменитой ленской рыбой: нельмой, муксуном, стерлядью. При слабом ветре идиллическое настроение портили также тучи свирепых комаров, которые гнездились в щелях между бревен. Но когда поднимался сильный ветер или опускался туман, приходилось срочно причаливать к берегу. Паузкам были одинаково страшны мели и высокие волны.

Миновав впадающие в Лену с правого берега реки Алдан и Вилюй, путешественники увидели громаду знаменитого острова Столб, мимо которого и в настоящее время не желательно проплывать, не принеся злобным ведьмам символической дани.

С многочисленными остановками из-за частых ветреных дней, не раз пугавших срывом графика продвижения, путешествие продолжалось до 19 июля, когда был услышан звон колоколов селения Булун. Это селение было последней деревней с русским населением. Сюда съезжались купцы на встречу для торговли не только с северными жителями дельты Лены, но и с восточными народами: юкагирами, ламутами, тунгусами и даже чукчами. Отсюда меха и мамонтова кость отправлялись на ярмарку в Якутск. На большинстве современных карт названия этих поселков отсутствуют, хотя



Рис. 3. Одноразовые плоскодонки из больших бревен — “паузки”, на которых сплавлялась по р. Лене экспедиция Первого международного полярного года. Фото А.А. Бунге. 1881 г.

Fig. 3. Disposable punts made of large logs — “pauzki”, which were used for rafting along the river. Lena expedition of the First International Polar Year. Photo by A.A. Bunge, 1881

длительное время они были административными центрами улуса в дельте Лены.

Здесь же прерывалось относительно доступное общение с верховьем Лены. Ниже начинался еще более опасный этап плавания, к которому не были готовы лоцманы из Якутска. С огромным трудом удалось найти старого тунгуса, который согласился вести паузки дальше. Пришлось также заменить нескольких заболевших рабочих. Некоторые из вновь нанятых работников никогда раньше не видели коров и смотрели на них с нескрываемым ужасом. Один даже сказал, что скорее пойдет безоружным на медведя, чем свяжется с этим чертом с рогами.

Население нижней Лены, особенно в ее устье, состоит из оседлых якутов и кочующих тунгусов. Но одинаковые занятия: охота, рыбная ловля, оленеводство, настолько сблизили оба народа, что бывает трудно определить, кто есть кто. Принято считать, что едзющие на собаках и более оседлые — якуты, а владеющие оленями — тунгусы. На господствующем якутском языке говорят и русские, и тунгусы.

Булун по-якутски означает поворот. Русло Лены здесь поворачивает на запад, и примерно на 72° с.ш., у острова Тит-Ары (Лиственничного) заканчивается граница лесов. С этого места собственно и начинается самая таинственная малоизвестная дельтовая часть Лены, представляющая собой кружево переплетенных и каждый год меняющих свой вид бесчисленных водных рукавов. Современные крупномасштабные карты насчитывают до тысячи мелких протоков.

Чтобы к сроку добраться до намеченного программой МПГ северного побережья, нужно было избежать более известных рукавов: Оленевского на западе, по которому не так давно прошла экспедиция Чекановского, и Быковского на востоке, самого проходимого и ставшего спасением для шлюпки Джорджа Мелвилла. С большим вероятием можно предположить, что Юргенсу была знакома карта дельты Лены, составленная Мелвиллом зимой во время поисков погибших моряков “Жаннетты”.

Если новому лоцману и приходилось плавать по нужной протоке, то, наверняка, не на таких громоздких и неповоротливых судах, постоянно застревавших на мелях и грозящих развалиться в бурных волнах. Не то удивительно, что не сразу удалось попасть в Туматскую протоку, и даже не то, с какими приключениями и потерями происходило плавание, а то, каким чудом все же удалось почти вовремя добраться до подходящего места на морском берегу.

27 июля около острова Тас-Ары на относительно мелководье началась небывалая буря, длившаяся двое суток. Полузатонувшие суда разбросало вдоль берега. Волны перекатывались по грозящим

развалиться паузкам. Ящики смывало в воду, утонули и были испорчены некоторые приборы. Совершенно мокрые люди старались спасти, что можно. Хорошо, что удалось перетащить на берег часть имущества и коров.

Непривычные к купанию якуты недоумевали, почему господин-начальник экспедиции так расстраивается из-за каких-то непонятных механизмов. Только наступившая после бури хорошая погода заставила людей снова работать.

Дальнейший путь по тундровой части дельты, которая простирается с юга на север примерно на 150 верст, а на восток-запад — на 200, проходил относительно благополучно. Высота бесчисленных островов, омываемых множеством протоков, обычно не выше 25–30 футов. По мере продвижения к северу низкорослый ивовый кустарник превращается в стелющийся и перемежается пестрым ковром тундровых растений. Почва покрыта преимущественно мхами и лишайниками, на радость диким оленям. Однообразие тундровых торфяников нарушается мелкими и глубокими озерами, а также единственными ориентирами — поднимающимися на 60–70 футов холмами-булгунами.

В задачу исследований по программе МПГ входило также обобщение опыта, имеющегося “у коренного населения арктических районов Якутии по организации жизнедеятельности в специфических природно-географических условиях региона” (Сулейманов, 2023). Страницы дневника А.А. Бунге подтверждают, что натуралист с удовольствием выполнял это предписание.

Мужские занятия — езда на оленях и собаках, охота и ловля рыбы, осмотр песцовых ловушек. Летом плавают на маленьких, выдолбленных из одного бревна, лодках (ветках). Все домашние заботы лежат на женщинах: заготовка топлива, приготовление пищи, запасы на зиму, одежда, содержание в порядке юрт.

“...здешние якуты жалкие работники. Они умеют только как стрела нестись на своих маленьких лодочках, ставить сети, убить гуся своим первобытным способом или заколоть плывущего оленя; но всякая другая работа потруднее им уже не под силу. Так, иногда шесть человек якутов, принеся одно бревно с барок до места его назначения, садятся сейчас же вокруг огня, пьют чай и болтают; если же их прогнать, то вся компания садится тотчас же на берегу и обсуждает, очевидно, наши странные занятия. Они совершенно не были в состоянии постичь цели наших работ; они не понимали, зачем рыть ямы в земле, но в совершенное недоумение приводило их то, что с подобной работой еще спешат” (Бунге, 1888).

Эта длинная цитата преследует две цели. С одной стороны показать, что острый взгляд одного из великих натуралистов позапрошлого века жестче,

чем щепетильная толерантность современного исследователя, а с другой — обозначить, что долгое плавание, венчающее восьмимесячную дорогу экспедиции к острову Сагастырь, завершилось.

*Два года полярной станции
Первого МПГ “Сагастырь”*

7 августа изрядно потрепанная флотилия, наконец, добралась до северной оконечности Ленской дельты. Навстречу, в окружении жителей селения Кетах (как и другое название — Тумат, на современных картах не встречаются) вышел 80-летний старшина, помнящий еще экспедицию Анжу. С его помощью доктор Бунге двое суток искал место для станции, пока не нашелся подходящий участок с южной стороны острова Сагастырь в двух верстах от развалин бывшего селения.

С напряжением всех сил к 19 августа перетащили на берег все содержимое паузков, поставили дом и отпустили не горевших энтузиазмом рабочих-якутов. Но самое главное — к установленному программой МПГ сроку начали метеорологические наблюдения, которые без перерыва продолжались все время работы станции (Юргенс, 1885).

С первых дней появления экспедиции на Сагастыре ее постоянными гостями становятся американские лейтенанты Д. Харбер и У. Шютце. Их яхта “Search” стояла около Булуна, а они, сначала на шлюпке, а когда выпал снег — на собачьих упряжках, продолжали начатый Мелвиллом поиск третьей группы экипажа “Жаннетта”. Обследовав в течение зимних месяцев северное побережье дельты, лейтенанты подтвердили печальный вывод своего предшественника. После этого им пришлось распоряжение конгресса США — доставить в Вашингтон найденные и временно захороненные Мелвиллом на острове Америка-Хая останки капитана “Жаннетты” Де-Лонга и экипажа его шлюпки.

10 деревянных гробов в Якутске запяли в металлические ящики. С остановками и всевозможными почестями скорбный груз продвигался по городам Российской империи и, преодолев 12 191 миль, оказался в феврале 1884 г. в Нью-Йорке (Мелвилл, 2022).

В 1885 г. лейтенант Шютце вернулся в Якутию, снова посетив самые отдаленные селения дельты Лены, чтобы вручить 12 золотых и 17 серебряных медалей людям, помогавшим Джорджу Мелвиллу в розысках погибших товарищей. Медали с надписью “От президента США Гровера Кливленда” были именными и на них значилось: “За мужество и человеколюбие”. Кроме того, было вручено 13 весьма ценных ружей, 1200 р. деньгами и на 4000 р. разных вещей: чаю, табаку, одежды, посуды, украшений и проч.” Но до вручения самого дорогого

подарка губернатор Якутии генерал Г.Ф. Черняев не дожил. Золотые ножны от шпаги, с изображением “Жаннетты” и посвящением от президента США, теперь хранятся в Эрмитаже (Обоимов 2022).

Благодаря распоряжению генерал-губернатора Восточной Сибири Д.Г. Анучина на станцию раз в месяц доставлялась почта. Харбер и Шютц не забывали о станции Сагастырь, регулярно присылая американские журналы и газеты.

Была в распоряжении полярников и достаточно большая библиотека. Правда, на чтение, особенно в первый год, много времени не оставалось. В зимние дни, когда снег засыпал дом по самую крышу, а температура в течение двух недель опускалась до 50 градусов, жесткий регламент комплекса измерений, даже вне помещений, выполнялся неукоснительно. Целый ряд видов работ требовал одновременного участия всего состава экспедиции.

Хотя для астрономических наблюдений, из-за постоянно затянутого облаками неба, дельта Лены оказалась неблагоприятна, был заведен особый журнал, в котором фиксировался широкий и разнообразный спектр северных сияний.

С наступлением светлого времени года интенсивность работы не снижалась. А когда 2 апреля от председателя полярной комиссии ИРГО Р.Э. Ленца поступило предложение продолжить работу еще на год, оно было принято. Решили уехать только три местных жителя (Юргенс, 1885). Вместо них прибыли грамотные и знавшие ремесла казаки Якутского полка Тимофей Шахурдин, Семен Корякин и Антон Попов (Мостахов, 1982). С помощью генерала Г.Ф. Черняева удалось решить и прочие проблемы, возникшие с продлением работы на год. Недостающие припасы доставил вице-губернатор В.Л. Приклонский, который остался для исследований на станции до зимы.

Помимо стационарных наблюдений, во второй год удалось выполнить большой объем топографических работ, позволивших значительно уточнить карту дельты Лены. Летом на шлюпках и якутских долбленках (ветках), а зимой на собачьих упряжках (оценив по достоинству навыки местных жителей) полярники обследовали центральные протоки и северные острова с востока на запад. Юргенс посетил могилу Прончищевых и добрался до северного угла дельты — острова Дунай. По дороге он обнаружил несколько больших селений — Хойук-Сагастырь, Черкай, Булганьяк и Шань, о которых якуты раньше ничего не сообщали. А.Г. Эйгнер побывал на острове Куба в Осохотской протоке, куда пристала лодка Де-Лонга, и установил бревенчатую пирамиду, к которой прибил доску с именами погибших (Белов, 1977).

Место последних часов жизни Де-Лонга на острове Барон-Белькее, которое с таким трудом

нашел Мелвилл, посетил А.А. Бунге. Тяжелое чувство испытал он и на высоком мысу острова Америка-Хая, где и сейчас стоит когда-то поставленный Мелвиллом в честь погибших моряков “Жаннетты” крест из могучих бревен, восстановленный и дополненный в 1976 г. стелой от “комсомольцев и молодежи поселка Тикси” (Вельмина, 2018) (рис. 4).

Бунге также внес свою лепту в исследование “путаницы каналов, начало и конец которых невозможно определить”. Присоединяясь к мнению Н.Д. Юргенса, он пишет: “Потребовалась бы масса времени, чтобы составить точную карту дельты Лены, и при том это было бы вообще бесцельно, так как такая карта оставалась бы верной лишь на очень короткое время” (Бунге, 1888).

Выполнил Бунге и свою биологическую часть программы МПГ, обследовав место нахождения скелета мамонта, найденного в 1799 г. М.И. Адамсом (1780–1836), а позднее найдя останки другого мамонта. В результате он приходит к решению продолжить исследования на севере Якутии.

Его проект поддерживает Императорская Академия наук и назначает начальником трехгодичной экспедиции (1885–1887 гг.) в Прианский край и Новосибирские острова для выполнения обширных метеорологических, биологических, геологических исследований. В экспедицию он приглашает барона Эдуарда Васильевича Толля (1858–1902).

Начинается новый этап в жизни А.А. Бунге и в полярных исследованиях России.

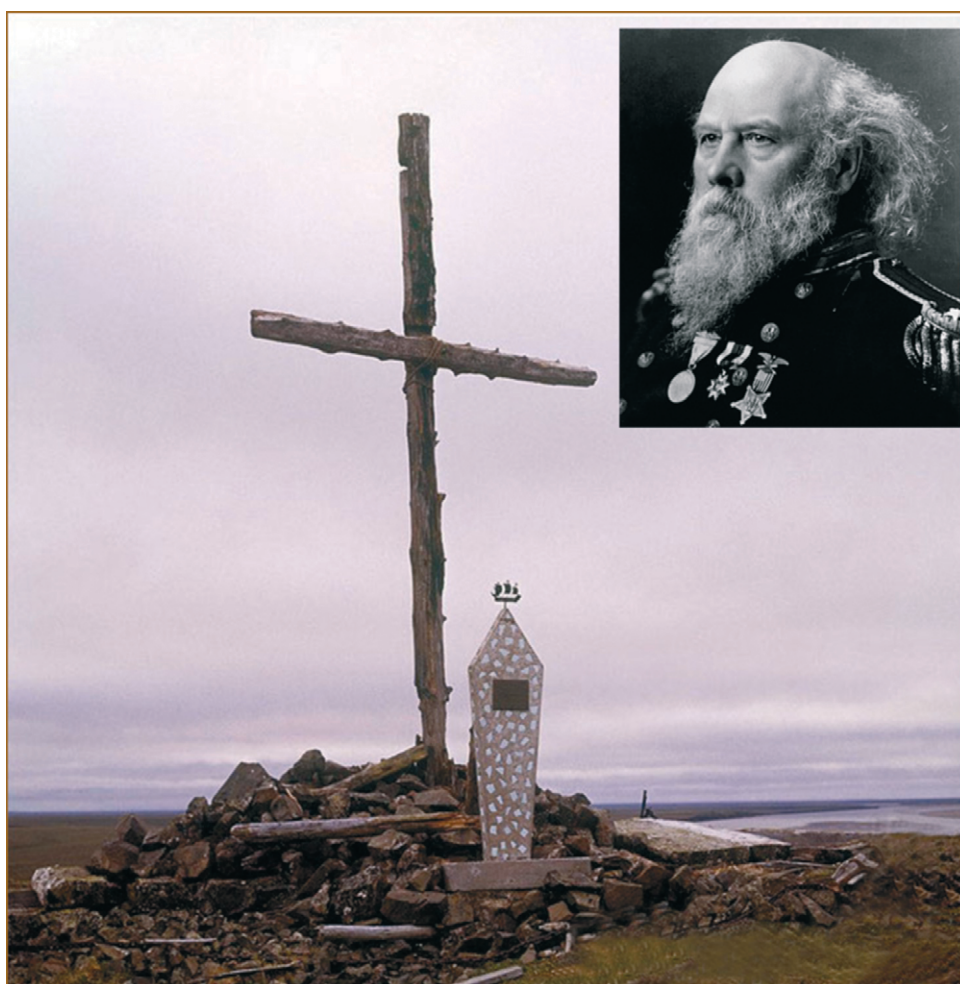


Рис. 4. Джордж Мелвилл поставил в 1881 г. на о. Америка-Хая в честь погибших в 1881 г. участников американской экспедиции Джорджа Де-Лонга с яхты “Жаннетта” крест из могучих бревен. В 1976 г. комсомольцы и молодежь поселка Тикси восстановили крест и добавили памятную стелу (Из: Н.А. Вельмина, 2018)

Fig. 4. In 1881, George Melville erected a cross made of mighty logs on the island of America-Haya in honor of the members of the American expedition of George DeLong from the yacht “Jeannette” who died in 1881. In 1976, Komsomol members and youth of the village of Tiksi restored the cross and added a memorial stele (From: N.A. Velmina, 2018)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В России, имеющей со времен Петра Первого внушительный (хотя и “пунктирный”) опыт изучения приполярного побережья, Географическое общество встречает с воодушевлением идею создать на основе международной кооперации вдоль всего побережья Ледовитого океана во всех примыкающих странах цепь метеостанций, проводящих одинаковые синхронные исследования. Принимается решение помимо имеющейся станции на Новой Земле организовать в 1882 г. еще одну восточнее Югорского шара. Был выбран доступный для сухопутного (и частично речного) пути остров Сагастырь в дельте Лены. На устаревшей карте 1855 г. он обозначен как самый северный, что соответствовало задаче программы.

А дальше началась восьмимесячная эпопея трех героев (морской штурман, биолог и астроном) в сопровождении двух безымянных матросов. По дороге им помогали сотни людей от генерал-губернаторов до жителей якутских селений, включая американцев с погибшей шхуны “Жаннетта”. С восемью тоннами груза на полузатопленных лодках-“паузках” они чудом добирались до затерявшегося в протоках дельты р. Лена о. Сагастырь. На необжитой территории за несколько дней были построены помещения для жизни и аппаратуры, чтобы в обозначенный срок начать работы.

Вместо намеченного одного были проведены два года исследований по международной программе, зимовки в одном из самых малоприспособленных для выживания мест и тысячи километров топографических съёмок на лодках и собачьих упряжках. После выполнения программы станция Сагастырь была закрыта. Главным ее недостатком сами исследователи посчитали непригодность местоположения для астрономических наблюдений. Научная значимость отсроченного сопоставления полученных метеорологических данных на всех участвовавших в международной программе станциях также вызвала впоследствии критику.

Но у всех эпизодов истории полярных исследований (вне зависимости от их научных или практических достижений) есть еще одно важное свойство. Сохранение опыта взаимодействия участников экспедиций между собой, с местным населением и с непрощающей ошибкой стихией полярного севера не только обеспечивает возможность дальнейшей профессиональной деятельности, но и показывает вклад полярников в культуру диалога человеческого общества с природой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.О., Дукальская М.В., Фролов С.В. Первый международный полярный год // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 7–17.

Антонов Ю.К. На острове Сагастырь — 130 лет назад // Наука и техника в Якутии. 2012. № 2 (23). С. 34–37.

Белов М.И. По следам полярных экспедиций. Часть II. На архипелагах и островах, Л.: Гидрометеиздат, 1977. 132 с.

Большаков Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.

Бунге А.А. Описание путешествия к устью р. Лены, 1881–1884 гг. СПб., 1888. 96 с.

Вельмина Н.А. У могилы Де-Лонга // Наука и техника в Якутии. 2018. № 2 (35). С. 110–116 // Электронный ресурс. <https://cyberleninka.ru/article/n/u-mogily-de-longa> Дата обращения: 18.04.2023.

Мелвилл Дж. В дельте Лены. История поисков командер-лейтенанта ДеЛонга и его спутников. New York: The Riverside Press: Cambridge, 1896. 355 с.

Мостахов С.Е. Русские путешественники-исследователи Якутии (XVII — начало XX в.). Якутск: Якутское книжное изд-во, 1982. 191 с.

Норденшельд А.Э. Плавание на “Веге”. М.: Paulsen, 2019. 559 с.

Обоимов А. По зову Большой Медведицы. Якутские мотивы. Продолжение // Александр Обоимов, 2022. 406 с. Электронный ресурс: http://www.litres.ru/pages/biblio_book/?art=56556947 Дата обращения: 14.02.2022.

Пайер Ю. 725 дней во льдах Арктики: австро-венгерская полярная экспедиция 1871–1874. М.: Paulsen, 2024. 392 с.

Парыгина Д.В. Международный полярный год: истоки, экспедиции, результаты (по материалам фонда Президентской библиотеки) // Полярные чтения на ледоколе “Красин”. 2022. С. 143–152.

Сулейманов А.А. “Пример героизма российских полярников”: из истории становления систематического научного изучения арктических районов Якутии (конец XIX — начало XX вв.) // Современная научная мысль. 2023. № 5. С. 189–195.

Сухова Н.Г. Русское географическое общество и полярные исследования в XIX столетии // Полярные чтения на ледоколе “Красин”. 2020. С. 523–541.

Юргенс Н.Д. Экспедиция к устью реки Лены с 1881 года по 1885 год. Предварительный отчет начальника экспедиции Н.Д. Юргенса (читан в общем собрании Императорского Русского Географического Общества 6 марта 1885 г.) СПб.: Изд-во типография А.С. Суворина, 1885. 54 с.

Berger F., Besser B.P., Krause R.A. Carl Weyprecht (1838–1881) Seeheld, Polarforscher, Geophysiker. Wissenschaftlicher und privater Briefwechsel des österreichischen Marineoffiziers zur Begründung der internationalen Polarforschung. Wien, 2008. S. 543.

Citation: *Aleksandrov E.V. The history of the second Russian polar station “Sagastyr” in persons and circumstances. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2024, 64 (4): 658–670. [In Russian].**

The history of the second Russian polar station “Sagastyr” in persons and circumstances

E. V. Aleksandrov[#]

The Earth Science Museum at the Moscow State University

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

Received July 3, 2024 / Revised July 24, 2024 / Accepted October 7, 2024

Less than half of the total number of polar stations that once encircled the northern coast of Russia are currently operating. Regardless of how justified were the decisions to close them, in due time their creation seemed to be necessary both for the country and for the people, on whose shoulders lay extremely difficult conditions for the fulfillment of the task. The fates of each station are individual, and the restoration of the circumstances of their organization and existence can be compared to the addition of lost fragments to the chronicle of scientific exploration of the most difficult for living part of the Earth's surface. The purpose of the article is to reconstruct an episode related to Russia's participation in the program of the First International Polar Year. In addition to the Mal'ye Karmakuly station, which had already operated earlier on Novaya Zemlya, it was urgent to organize the second polar station in the delta of the Lena River, which was named after the Sagastyr Island. The chosen place was one of the most understudied, difficult to access and uninhabitable on the Siberian coast of the Arctic Ocean. Nevertheless, in extremely limited time and under the most difficult conditions the station was organized on the specified date and successfully operated in 1882–1884, a year longer than planned according to the program regulations. A comparison of information from various sources and a brief account of the main characters of this event and of those who directly or indirectly influenced the events allow us to look from the perspective of the present time at the circumstances and historical context in which the polar explorers had to operate in the late 19th century.

Keywords: First international polar year, Arctic weather station Sagastyr, the Lena River delta, the long journey to the north, difficult success

REFERENCES

- Andreev A.O., Dukalskaya M.V., Frolov S.V. The first international polar year. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of the Arctic and Antarctic*, 2007, 75: 7–17. [In Russian].
- Antonov Yu.K. On Sagastyr Island – 130 years ago. *Nauka i tekhnika v Yakutii. Science and technology in Yakutia*, 2012, 2 (23): 34–37. [In Russian].
- Belov M.I. *Po sledam polyarnykh ekspeditsiy. Chast' II. Na arkhipelagakh i ostrovakh. In the footsteps of polar expeditions. Part II. On archipelagos and islands.* Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 132 p. [In Russian].
- Bolshiyarov D.Yu., Makarov A.S., Schneider V., Shtof G. *Proiskhozhdeniye i razvitiye del'ty reki Leny. Origin and development of the Lena River delta.* St. Petersburg: AARI, 2013: 268 p. [In Russian].
- Bunge A.A. *Opisaniye puteshestviya k ust'yu r. Leny 1881–1884 gg. Description of the journey to the mouth of the Lena River. 1881–1884.* St. Petersburg, 1888: 96 p. [In Russian].
- Velmina N.A. At the grave of De-Long. *Nauka i tekhnika v Yakutii. Science and technology in Yakutia*, 2018, 2 (35): 110–116. Retrieved from: <https://cyberleninka.ru/article/n/u-mogily-de-longa> (Date of access: 04/18/2023) [In Russian].
- Melville G.W. *V del'te Leny. Istoriya poiskov kommanderleytenanty DeLonga i yego sputnikov. In the Lena delta. The story of the search for Lieutenant Commander DeLong and his companions.* New York: The Riverside Press, Cambridge, 1896: 355 p. [In Russian].
- Mostakhov S.E. *Russkiye puteshestvenniki-issledovateli Yakutii (XVII – nachalo XX v.). Russian travelers-researchers of Yakutia (XVII-early XX centuries).* Yakutsk, Yakut book publishing house, 1982: 191 p. [In Russian].
- Nordenskiöld A.E. *Plavaniye na “Vege”. Sailing on the Vega.* Moscow, Paulsen, 2019: 559 p. [In Russian].
- Oboimov A. *Po zovu Bol'shoy Medveditsy. Yakutskiy motiv. Prodlazheniye. At the call of Ursa Major. Yakut motives. Continued.* Alexander Oboimov, 2022: 406 p. Retrieved from: http://www.litres.ru/pages/biblio_book/?art=56556947 Date of access:

- 02/14/2022.
[In Russian].
- Payer J.* 725 dney vo l'dakh Arktiki: avstro-vengerskaya polyarnaya ekspeditsiya 1871–1874. 725 days in the Arctic ice: the Austro-Hungarian polar expedition of 1871–1874. Moscow: Paulsen, 2024: 392 p. [In Russian].
- Parygina D.V.* International Polar Year: origins, expeditions, results (based on materials from the Presidential Library collection). Polyarnyye chteniya na ledokole “Krasin”. Polar readings on the icebreaker “Krasin”. 2022: 143–152.
- Suleymanov A.A.* “An example of the heroism of Russian polar explorers”: from the history of the formation of systematic scientific study of the Arctic regions of Yakutia (late XIX – early XX centuries). Sovremennaya nauchnaya mysl'. Modern scientific thought. 2023: 5. P. 189–195. [In Russian].
- Sukhova N.G.* Russian Geographical Society and polar research in the 19th century. Polyarnyye chteniya na ledokole “Krasin”. Polar readings on the icebreaker “Krasin”. 2020: 523–541. [In Russian].
- Jürgens N.D.* Ekspeditsiya k ust'yu reki Leny s 1881 goda po 1885 god. Predvaritel'nyy otchet nachal'nika ekspeditsii N.D. Yurgensa (chitan v obshchem sobranii Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva 6 marta 1885 g.). Expedition to the mouth of the Lena River from 1881 to 1885. Preliminary report from the head of the expedition N.D. Jürgens (read at the general meeting of the Imperial Russian Geographical Society on March 6, 1885) St. Petersburg: Publishing house printing house A.S. Suvorin, 1885: 54 p. [In Russian].
- Berger F., Besser B.P., Krause R.A.* Carl Weyprecht (1838–1881) Seeheld, Polarforscher, Geophysiker. Wissenschaftlicher und privater Briefwechsel des österreichischen Marineoffiziers zur Begr. undung der internationalen Polarforschung. Wien, 2008: 543.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 2024 ГОД [№ 1–4, ТОМ 64]

Ледники и ледниковые покровы

Ананичева М. Д., Корнева И. А. Малые формы оледенения и климатические особенности Таймыра: новые оценки – 3. с. 345–357

Боронина А. С., Кашкевич М. П., Попов С. В., Михайлов Е. М., Дружин А. Е. Новые данные о строении и движении ледника в районе посадочной площадки станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) – 3. с. 387–402

Воробьев М. А., Кутузов С. С., Виноградова М. М., Хайрединова А. Г., Чижова Ю. Н., Михаленко В. Н. Исследование структуры и химического состава неглубокого ледяного керна вулкана Ушковский – 4. с. 550–567

Ганюшкин Д. А., Банцев Д. В., Грига С. А., Деркач Е. С., Останин О. В., Горбунова Ю. А., Распутина В. А., Чистяков К. В. Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода – 4. с. 497–412

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

Горбач Н. В., Философова Т. М., Михаленко В. Н. Идентификация горизонтов тefры в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка) – 1. с. 66–80

Дроздов Е. Д., Торопов П. А., Авилов В. К., Артамонов А. Ю., Полохов А. А., Железнова И. В., Ярынич Ю. И. Метеорологический режим высокогорной зоны Эльбруса в период аккумуляции – 1. с. 25–40

Екайкин А. А. Усовершенствованная модель формирования изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода – 1. с. 5–24

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

Лебедева Л. С., Капица В. П., Такибаев Ж. Д., Гончаренко В. В., Лыткин В. М., Камалбекова А. Н. О влиянии динамики каменных глетчеров на сток в бассейне р. Улкен Алматы (Большая Алматинка), Северный Тянь-Шань – 1. с. 54–65

Муравьев А. Я., Хромова Т. Е. Сокращение оледенения хребта Орулган (Верхоянский хребет) в 1951–2023 гг. – 4. с. 513–526

Носенко Г. А., Муравьев А. Я., Шешин А. Н., Иванов М. Н., Лаврентьев И. И., Леопольд Я. К., Синицкий А. И., Токмаков В. В. Баланс массы ледника ИГАН (Полярный Урал) в 2018–2023 гг. – 4. с. 568–580

Осипов Э. Ю., Осипова О. П. Измерение и моделирование абляции на Сыгьктинском леднике (хребет Кодар) – 3. с. 358–372

Постникова Т. Н., Рыбак О. О., Губанов А. С., Зеколари Х., Хусс М. Математическое моделирование ледников Эльбруса в XXI в. Часть 1. Гляциологическая модель и постановка численных экспериментов – 3. с. 303–325

Постникова Т. Н., Рыбак О. О., Губанов А. С., Зеколари Х., Хусс М. Математическое моделирование ледников Эльбруса в XXI в. Часть 2. Вероятные конфигурации в различных климатических сценариях и формирование прогляциальных озёр – 3. с. 326–344

Прохорова У. В., Барсков К. В., Терехов А. В., Чечин Д. Г., Репина И. А., Иванов Б. В., Варенцов М. И., Артамонов А. Ю. Роль турбулентного теплообмена в структуре теплового баланса ледников центральной части о. Западный Шпицберген, на примере ледника Альдегонда – 4. с. 481–496

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

Ромашова К. В., Чернов Р. А. Особенности сточных приледниковых озёр Шпицбергена – 4. с. 543–549

Солодова А. С., Петраков Д. А., Пуганов К. А. Моделирование селевого потока при прорыве оз. Башкара в 2017 г. – 4. с. 527–542

Терехов А. В., Прохорова У. В., Демидов В. Э. Влияние пространственной изменчивости солнечной радиации на баланс массы ледников залива Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген) – 1. с. 41–53

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

Чижова Ю. Н., Михаленко В. Н., Корнева И. А., Муравьев Я. Д., Хайрединова А. Г., Воробьев М. А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ледникового льда Камчатки: связь с современными климатическими изменениями в Тихоокеанском регионе – 3. с. 373–386

Снежный покров и лавины

Боброва Д. А. Результаты экспедиционных исследований снежных лавин на о. Кунашир. с. 581–590

Быков Н. И., Рыгалова Н. В., Шигимага А. А. Дендрохронологический анализ хвойных пород в лавиносборах Северо-Западного Алтая (бассейн р. Коргон) – 1. с. 81–95

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

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

Какарека С. В., Кухарчик Т. И., Тарасенко С. Ю., Рябычин К. О., Кокош Ю. Г., Курман П. В. Гидрохимическая характеристика снеговых и озёрных вод оазисов Антарктиды в районах размещения научных станций — 3. с. 431–446

Котова Е. И., Стародымова Д. П., Лохов А. С., Нецветева О. П. Состав взвеси в снежном покрове западного сектора Российской Арктики — 4. с. 591–601

Осокин Н. И., Сосновский А. В. Оценка термического сопротивления снежного покрова в условиях Западного Шпицбергена — 3. с. 420–430

Турков Д. В., Дроздов Е. Д., Ломакин А. А. Альбедо снежного покрова и его параметризация для целей моделирования природных систем и климата — 3. с. 403–419

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

Алексеев Г. В., Харланенкова Н. Е. Связь между сокращением морских льдов и ростом температуры воздуха в Арктике — 1. с. 96–105

Ершова А. А., Дымент Л. Н., Алексеева Т. А. Разрывы в арктическом ледяном покрове: от наблюдений к прогнозам — 1. с. 106–120

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

Микова К. Д., Калинин В. Г. Факторы, определяющие сроки появления льда на Камском водохранилище — 1. с. 143–154

Миронов Е. У., Егорова Е. С., Лис Н. А. Состояние ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата — 4. с. 602–619

Полищук Ю. М., Куприянов М. А., Полищук В. Ю. Разнонаправленные тенденции в динамике арктических озёр на севере Сибири при изменениях климата в 1985–2021 годах — 1. с. 133–142

Холопцев А. В., Наурузбаева Ж. К. Оценка повторяемости атмосферных блокировок над Прикаспийским

регионом в зимние месяцы 1959–2022 гг. и их влияния на ледовый режим Северного Каспия — 1. с. 121–132

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

Кузякин Л. П., Маслаков А. А., Семёнов П. Б., Белова Н. Г., Васильчук Ю. К., Киль А. О. Метан в пластовых льдах Восточной Чукотки как индикатор их генезиса — 3. с. 447–463

Мавлюдов Б. Р. Пещера на ледниковом куполе Лунный, остров Земля Александры, Земля Франца-Иосифа — 4. с. 620–627

Палеогляциология

Соломина О. Н., Бушуева И. С., Джомелли В. Позднеголоценовая история ледника Шхельда, Северный Кавказ, по данным дистанционного зондирования, дендрохронологии и космогенного (^{10}Be) датирования морен — 4. с. 628–642

Мавлюдов Б. Р. Изменения размеров ледникового купола Беллинсгаузена (остров Кинг-Джордж, Антарктика) в позднем голоцене — 4. с. 643–657

Прикладные проблемы

Джуманджи В. А., Шавлов А. В., Соколов И. В., Яковенко Е. С. Влияние «отжига» на удельную энергию разрушения послойно намороженного льда — 3. с. 464–474

Путешествия, открытия

Александров Е. В. История создания второй российской полярной станции «Сагастыр» в лицах и обстоятельствах — 4. с. 658–670

Лукин В. В. Дрейфующий долгожитель. К 50-летию открытия станции «Северный полюс — 22» — 1. с. 155–167

Экспресс-информация

Торопов П. А., Лаврентьев И. И., Артамонов А. Ю., Дроздов Е. Д., Киселева Т. Д., Абрамов А. А., Сушинцев И. М., Дегтярев А. И., Хайрединова А. Г., Елагина Н. Э. Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2024 г. — 4. с. 480

Обзорные статьи

Сазонов К. Е. Исследования тёртого льда (обзор) — 2. с. 302–312

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ [К ТОМУ 64 ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ» ЗА 2024 ГОД]

Абдуллин Р. К.	2, с. 257	Дроздов Е. Д.	1, с. 25;
Абрамов А. А.	4, с. 480		2, с. 225;
Авилов В. К.	1, с. 25		3, с. 403;
Александров Е. В.	4, с. 658		4, с. 480
Алексеев Г. В.	1, с. 96	Дружин А. Е.	3, с. 387
Алексеева Т. А.	1, с. 106	Дымент Л. Н.	1, с. 106
Ананичева М. Д.	2, с. 199;	Егорова Е. С.	4, с. 602
	3, с. 345	Екайкин А. А.	1, с. 5
Артамонов А. Ю.	1, с. 25;	Елагина Н. Э.	4, с. 480
	2, с. 225;	Ершова А. А.	1, с. 106
	4, с. 480;	Железнова И. В.	1, с. 25
	4, с. 481	Зеколлари Х.	3, с. 303;
Аюржанаев А. А.	2, с. 257		3, с. 326
Банцев Д. В.	4, с. 497	Иванов Б. В.	2, с. 214;
Барсков К. В.	4, с. 481		4, с. 481
Белова Н. Г.	3, с. 447	Иванов М. Н.	4, с. 568
Боброва Д. А.	4, с. 581	Кабанов Н. А.	2, с. 174
Боронина А. С.	3, с. 387	Какарека С. В.	3, с. 431
Бушуева И. С.	4, с. 628	Калинин В. Г.	1, с. 143;
Быков Н. И.	1, с. 81;		2, с. 283
	2, с. 243	Камалбекова А. Н.	1, с. 54
Варенцов М. И.	4, с. 481	Капица В. П.	1, с. 54
Васильчук Ю. К.	3, с. 447	Каретников С. Г.	2, с. 296
Веркулич С. Р.	2, с. 214	Кашкевич М. П.	3, с. 387
Виноградова М. М.	4, с. 550	Киль А. О.	3, с. 447
Воробьев М. А.	3, с. 373;	Киселева Т. Д.	4, с. 480
	4, с. 550	Кокош Ю. Г.	3, с. 431
Ганюшкин Д. А.	4, с. 497;	Коновалов В. Г.	2, с. 166
	4, с. 550	Корнева И. А.	3, с. 345;
Генсиоровский Ю. В.	2, с. 271		3, с. 373
Глазовский А. Ф.	2, с. 174	Котляков В. М.	2, с. 157
Гончаренко В. В.	1, с. 54	Котова Е. И.	4, с. 591
Горбач Н. В.	1, с. 66	Кузякин Л. П.	3, с. 447
Горбунова Ю. А.	4, с. 497	Куприянов М. А.	1, с. 133
Грига С. А.	4, с. 497	Курман П. В.	3, с. 431
Губанов А. С.	3, с. 303;	Кутузов С. С.	4, с. 550
	3, с. 326	Кухарчик Т. И.	3, с. 431
Дегтярев А. И.	4, с. 480	Лаврентьев И. И.	4, с. 480;
Демидов В. Э.	1, с. 41;		4, с. 568
	2, с. 214	Лебедева Л. С.	1, с. 54
Деркач Е. С.	4, с. 497	Леопольд Я. К.	4, с. 568
Джомелли В.	4, с. 628	Лис Н. А.	4, с. 602
Джуманджи В. А.	3, с. 464	Лобкина В. А.	2, с. 271

Ломакин А. А.	3, с.	403	Сазонов К. Е.	2, с.	302
Лохов А. С.	4, с.	591			
Лукин В. В.	1, с.	155	Семёнов П. Б.	3, с.	447
Лыткин В. М.	1, с.	54	Синицкий А. И.	4, с.	568
Мавлюдов Б. Р.	4, с.	620;	Соколов И. В.	3, с.	464
	4, с.	643	Солдатенко А. М.	2, с.	174
Маслаков А. А.	3, с.	447	Солодова А. С.	4, с.	527
Мачерет Ю. Я.	2, с.	174	Соломина О. Н.	4, с.	628
Микова К. Д.	1, с.	143	Сосновский А. В.	3, с.	420
Миронов Е. У.	4, с.	602	Стародымова Д. П.	4, с.	591
Михайлов Е. М.	3, с.	387	Сушинцев И. М.	4, с.	480
Михалев М. В.	2, с.	271	Такибаев Ж. Д.	1, с.	54
Михаленко В. Н.	1, с.	66;	Тарасенко С. Ю.	3, с.	431
	3, с.	373;	Терехов А. В.	1, с.	41;
	4, с.	550		2, с.	214;
Музыченко А. А.	2, с.	271		4, с.	481
Музыченко Л. Е.	2, с.	271	Титкова Т. Б.	2, с.	199
Муравьев А. Я.	2, с.	157;	Токмаков В. В.	4, с.	568
	4, с.	513;	Торопов П. А.	1, с.	25;
	4, с.	568		2, с.	225;
Муравьев Я. Д.	3, с.	373		4, с.	480
Наурызбаева Ж. К.	1, с.	121	Турков Д. В.	2, с.	225;
Нецветаева О. П.	4, с.	591		3, с.	403
Никитин С. А.	2, с.	157	Ухова Н. Н.	2, с.	271
Носенко Г. А.	2, с.	157	Философова Т. М.	1, с.	66
	4, с.	568	Хайрединова А. Г.	3, с.	373;
Осокин Н. И.	3, с.	420		4, с.	480;
Останин О. В.	4, с.	497		4, с.	550
Петраков Д. А.	4, с.	527	Харланенкова Н. Е.	1, с.	96
Полищук В. Ю.	1, с.	133	Холопцев А. В.	1, с.	121
Полищук Ю. М.	1, с.	133	Хромова Т. Е.	2, с.	157;
Полухов А. А.	1, с.	25		4, с.	513
Попов С. В.	3, с.	387	Хусс М.	3, с.	303;
Постникова Т. Н.	3, с.	303;		3, с.	326
	3, с.	326	Чернов Р. А.	4, с.	543
Прохорова У. В.	1, с.	41;	Черных В. Н.	2, с.	257
	2, с.	214;	Чечин Д. Г.	4, с.	481
	4, с.	481	Чижова Ю. Н.	3, с.	373;
Пуганов К. А.	4, с.	527		4, с.	550
Пьянков С. В.	2, с.	257	Чистяков К. В.	4, с.	497
Распутина В. А.	4, с.	497	Чичагов В. В.	2, с.	283
Репина И. А.	4, с.	481	Шавлов А. В.	3, с.	464
Ромашова К. В.	4, с.	543	Шеин А. Н.	4, с.	568
Рыбак О. О.	3, с.	303;	Шигимага А. А.	1, с.	81;
	3, с.	326		2, с.	243
Рыгалова Н. В.	1, с.	81;	Шихов А. Н.	2, с.	257
	2, с.	243	Яковенко Е. С.	3, с.	464
Рябычин К. О.	3, с.	431	Ярынич Ю. И.	1, с.	25