

Лёд и Снег Том 65 Ice and Snow  
№ 2, 2025

Индекс 45198

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 65, № 2, 2025

молу рив ээл \* Лёд и Снег | Том 65, № 2, 2025

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



Лёд и Снег  
Ice and Snow



1880  
НАУКА  
1727

Le glacier de Chykhildi | Vallon latéral de l'ice de ...

Том 65  
№ 2, 2025



Состав редколлегии:

Главный редактор — академик РАН В.М. Котляков  
Ответственный секретарь редколлегии — канд. геогр. наук О.В. Рототаева  
Редактор — С.П. Горбунова

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

Editorial Board:

Editor-in-Chief — Academician Vladimir M. Kotlyakov  
Editorial Secretary — Oksana V. Rototaeva  
Editor — Svetlana P. Gorbunova  
Members of the editorial board:  
K.V. Chistyakov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-In-Chief), P.Ya. Groisman (USA),  
T.E. Khromova, V.G. Konovalov, N.I. Koronkevlch, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov,  
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain),  
N.I. Osokin, A.V. Panin, D.A. Petrakov, V.V. Popova, D. Raynaud (France),  
A.N. Salamatina, V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,  
O.N. Solomina (deputy of the Editor-In-Chief), A.V. Sosnovsky,  
P.A. Toropov, A.S. Turchaninova, V.E. Tumskey, N.A. Volodicheva

В подготовке журнала принимали участие:  
Л.Н. Тарасова и Л.В. Набокова.

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:  
117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.  
Тел.: 8-(499) 124-73-82

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

Фото на обложке:

Ледник Шхельда, июль 1886 года. Фото Морица Деши.  
Shkhelda Glacier, July 1886. Photo by Maurice de Déchy.

Москва  
ФГБУ «Издательство «Наука»

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,  
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций  
(Роскомнадзор)

Подписано к печати	Дата выхода в свет Тираж экз. Зак.	Формат 60 × 88/8. Усл. печ. л. Цена свободная.	Уч.-изд. л.
--------------------	---------------------------------------	---	-------------

Учредители: Российская академия наук,  
Институт географии Российской академии наук,  
Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14  
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-020-2-25 ФГБУ «Издательство «Наука»  
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.  
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»  
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN  
GEOGRAPHICAL SOCIETY

---

# Лёд и Снег

Том **65**, № **2**, **2025**

# Ice and Snow

# СОДЕРЖАНИЕ

---

Том 65, номер 2, 2025

---

## Ледники и ледниковые покровы

Архив изображений ледников России

*Т. Е. Хромова, С. А. Никитин, А. Я. Муравьев, Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский* 191

О возможном влиянии ложа ледника Колка на его динамическую нестабильность

*Р. А. Чернов, А. Я. Муравьев* 210

Изотопные параметры стока р. Мижирги (Кавказ): четырёхкомпонентное расчленение гидрографа

*Ю. Н. Чижова, А. Д. Крекова, С. С. Кутузов, В. Н. Михаленко,  
И. И. Лаврентьев, М. А. Воробьев, М. В. Виноградова* 218

## Снежный покров и лавины

Фракционирование приземного аэрозоля от ИК-излучения снежной поверхности:  
наблюдения в Томском регионе

*М. П. Тентюков, Д. А. Тимушев, Д. В. Симоненков, Б. Д. Белан,  
К. А. Шукуров, А. В. Козлов, Е. Г. Язиков, В. С. Бучельников, А. А. Яковлев* 234

О фоновых наблюдениях содержания микроэлементов в твёрдой фазе снежного покрова  
городских земель

*А. В. Захарченко, А. А. Тигеев, О. А. Пасько* 255

Межгодовая изменчивость дат наибольшей интенсивности снеготаяния  
и максимального расхода воды половодья в бассейне р. Иньва (Пермский край)

*А. А. Шайдулина, Д. А. Гырдымов, М. М. Козлова* 268

Влияние поверхностных покровов на тепловые потоки в грунт на Западном Шпицбергене

*А. В. Сосновский, Н. И. Осокин* 282

## Морские, речные и озёрные льды

Северная окраина Баренцевоморского шельфа после малого ледникового периода:  
изменчивость кромки дрейфующих льдов и динамика осадконакопления

*Г. В. Ильин, Н. И. Мещеряков, И. С. Усягина, О. В. Кокин* 295

## Палеогляциология

Будущий ледниковый цикл и его отражение в ледниковых циклах позднего плейстоцена

*Н. В. Вакуленко, Д. М. Сонечкин* 315

Озеро Спартаковское — исчезающий приледниковый водоём малого ледникового периода  
на архипелаге Северная Земля

*Д. Ю. Большиханов, А. С. Парамзин, И. С. Ёжиков, И. Д. Коблашов, А. О. Аксенов,  
В. А. Меркулов, С. В. Хотченков, В. Т. Соколов, А. А. Ньюбом, Н. Л. Секисов, Д. В. Бердинских* 327

---



## **Подземные льды и наледи**

Многолетняя изменчивость площади наледей в бассейне р. Селенги  
и её основные гидрометеорологические факторы

*Е. Ж. Гармаев, В. Н. Черных, С. В. Пьянков, А. Н. Шихов,  
А. А. Аюржанаев, Д. А. Богатырев*

342

---

## **Прикладные исследования**

Analysis of ice cuttings collected during drilling of the snow-firn layer at Vostok station

*D. A. Vasilev, I. V. Rakitin, S. A. Ignatev, A. V. Bolshunov, A. Yu. Ozhigin*

357

---

---

# Contents

---

Vol. 65, No. 2, 2025

---

## Glaciers and Ice Sheets

Archive of images of Russian glaciers

*T. E. Khromova, S. A. Nikitin, A. Ya. Muraviev, G. A. Nosenko, A. F. Glazovsky* 191

On the possible influence of the Kolka Glacier bed on its dynamic instability

*R. A. Chernov, A. Ya. Muraviev* 210

Isotopic parameters of the Mizhirgi river (Caucasus): four-component hydrograph separation

*Yu. N. Chizhova, A. D. Krekova, S. S. Kutuzov, V. N. Mikhaleiko,  
I. I. Lavrentiev, M. A. Vorobiev, M. V. Vinogradova* 218

## Snow Cover and Avalanches

Fractionation of ground-level aerosol from IR radiation of snow surface:  
observations in the Tomsk region

*M. P. Tentyukov, D. A. Timushev, D. V. Simonenkov, B. D. Belan,  
K. A. Shukurov, A. V. Kozlov, E. G. Yazikov, V. S. Buchelnikov, A. A. Yakovlev* 234

On background observations of the content of trace elements in the solid phase  
of the snow cover of urban lands

*A. V. Zakharchenko, A. A. Tigeev, O. A. Pas'ko* 255

Inter-annual variability of the dates of formation of the highest snowmelt intensity  
and maximum flood discharge in the Inva River basin (Perm Krai)

*A. A. Shaydulina, D. A. Gyrdaymov, M. M. Kozlova* 268

Effect of surface cover on the heat flow to the soil on Spitsbergen

*A. V. Sosnovsky, N. I. Osokin* 282

## Sea, River and Lake Ice

Northern margin of the Barents Sea shelf after the Little Ice Age:  
variability of the drift ice edge and sedimentation dynamics

*G. V. Ilyin, N. I. Meshcheryakov, I. S. Usyagina, O. V. Kokin* 295

## Paleoglaciology

The future glacial cycle and its reflection in the glacial cycles of the Late Pleistocene

*N. V. Vakulenko, D. M. Sonechkin* 315

Spartakovskoye Lake is the disappearing Little Ice Age periglacial lake  
on the Severnaya Zemlya Archipelago

*D. Yu. Bolshiyakov, A. S. Paramzin, I. S. Yozhikov, I. D. Koblashov, A. O. Aksenov,  
V. A. Merkulov, V. T. Sokolov, A. A. Nyubom, N. L. Sekisov, D. V. Berdinskikh* 327

---

## **Ground Ice and Icings**

Multiyear variability of aufies area in the Selenga River basin and its main hydrometeorological factors

*E. Zh. Garmaev, V. N. Chernykh, S. V. Pyankov, A. N. Shikhov,  
A. A. Ayurzhanaev, D. A. Bogatyrev*

342

---

## **Applied studies**

Analysis of ice cuttings collected during drilling of the snow-firn layer at Vostok station

*D. A. Vasilev, I. V. Rakitin, S. A. Ignatev, A. V. Bolshunov, A. Yu. Ozhigin*

357

---

---



## 2025 ГОД – МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГОД СОХРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ



Ледники — важный элемент природной среды и один из ключевых источников пресных вод. В последние десятилетия ледники стремительно теряют массу, что приводит к росту уровня моря, числа природных катастроф в горах и ускорению опустынивания в предгорьях. Поэтому не случайно Генеральная Ассамблея ООН провозгласила нынешний 2025 год как Международный год сохранения ледников и определила 21 марта как День ледников.

В этой связи в московской штаб-квартире Русского географического общества 20 марта 2025 г. состоялось заседание на тему «Современное состояние исследований ледников в России». Оно было посвящено Всемирному Дню ледников.

Цель заседания — обратить внимание на проблемы, связанные с программой мониторинга ледников в России, предупреждением опасных природных явлений, связанных с сокращением оледенения, сохранением культурного и природного наследия Российской Федерации.

Во вступительном слове академик В.М. Котляков отметил необходимость изучения ледников как важного элемента природной среды и важнейшей составляющей водных ресурсов планеты и назвал пять имён выдающихся отечественных гляциологов XX века: С.В. Калесника, М.В. Тронова,

П.А. Шумского, Г.А. Авсюка и Г.К. Тушинского. На заседании было заслушано пять научных докладов: П.А. Торопов «О необходимости мониторинга и моделирования ледников»; А.Ф. Глазовский «Ледники Арктики: вызовы и риски»; Г.А. Носенко «Пульсирующие ледники и связанные с ними риски»; В.М. Михаленко «Память льдов может исчезнуть: ледники как источник информации о климатах прошлого»; Т.Е. Хромова «Каталог ледников России: перспективы и проблемы».

В заседании приняли участие ученые Института географии РАН, Института Водных проблем РАН, Института Физики атмосферы РАН, Института лимнологии РАН, Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Института Арктики и Антарктики, Высогогорного геофизического института, Санкт Петербургского государственного университета, Томского государственного университета, представители Отделения наук о Земле РАН, Отделения ФАО для связи с Российской Федерацией, средств массовой информации.



## ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.6

### АРХИВ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЛЕДНИКОВ РОССИИ

© 2025 г. Т. Е. Хромова\*, С. А. Никитин, А. Я. Муравьев,  
Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский

*Институт географии РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: tkhromova@gmail.com*

Поступила в редакцию 04.03.2025 г.

После доработки 03.04.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Создан Архив изображений ледников России, в который вошли документы, датируемые с середины XIX века до наших дней. В открытом доступе представлены временные ряды изображений ледников основных ледниковых районов России. Анализ полученных данных подтверждает устойчивый тренд отступления фронтов ледников. Исключение составляют динамически неустойчивые ледники и ледники вулканических районов Камчатки.

**Ключевые слова:** ледники, изображения ледников, изменение климата, изменения ледников

**DOI:** 10.31857/S2076673425020011, **EDN:** FPYKWJ

### ВВЕДЕНИЕ

Происходящие в настоящее время изменения климата и связанные с ними изменения в окружающей среде привлекают внимание и учёных, и широкой общественности. Один из самых чувствительных и видимых индикаторов этих изменений — ледники. Наряду с современными данными дистанционного зондирования и полевыми исследованиями важную роль в изучении динамики ледников играют исторические материалы, в том числе и фотодокументы, которые являются частью ледниковой летописи и помогают восстановить ледниковую историю.

В архивах, разбросанных по всему миру, существуют фотографии ледников, сделанные и с земли, и с воздуха. Подобные коллекции охватывают более полутора веков — от середины XIX в. до наших дней. Большая их часть хранится в Мировом центре данных по гляциологии в г. Боулдер, США (NSIDC..., 2025). На конец 2024 г. этот архив включал 25 655 фотографий ледников, расположенных в разных районах земного шара. Из них более 19 000 сделаны на территории США, около 2000 в Гренландии, 913 в Швейцарии, 423 в Канаде. Менее масштабны собрания фотографий ледников, находящиеся в Скандинавии, Франции, Германии, Италии, Южной Америке, Гималаях и Антарктиде. В нашей стране до недавнего времени подобные

систематизированные и доступные данные практически отсутствовали.

В Институте географии РАН при поддержке РГО впервые были начаты работы по созданию базовой основы такой коллекции в России. Серии разновременных фотографий ледников представляют собой важнейший архив записей о состоянии и изменении основного элемента ландшафтов высокогорья и полярных районов России. Уже во второй половине XIX в. Русским географическим обществом была поставлена задача наблюдений за состоянием и регистрации изменений ледников России. В РГО была создана первая в Европе ледниковая комиссия, которую возглавил известный деятель РГО И. В. Мушкетов. Проект по формированию архива изображений ледников России — научно-исторического архива материалов с XIX в. по настоящее время — продолжает эту работу на современном уровне, с использованием компьютерных технологий, позволяющих работать с систематизированными материалами онлайн.

### ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Поиск изображений ледников проводился в архивах Института географии РАН, Томского государственного университета, Московского государственного университета, Института

вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Института лимнологии СО РАН, в библиотеке Русского географического общества, научных публикациях, в личных архивах, Интернете. Особое внимание уделялось наличию исторических документов, датируемых серединой XIX — началом XX в. Важное значение для отбора изображения имело наличие даты и автора. Большое количество изображений не было использовано в проекте в связи с невозможностью их атрибуции.

Собранные изображения ледников были рассортированы по району расположения объекта и по дате исполнения. В подписях, сопровождающих исторические и современные фотографии, указаны название объекта съёмки, автор и год. В нескольких случаях, когда авторство фотографии не было установлено, в подписи указывалось «Автор неизвестен».

При отсутствии современных фотографий рассматриваемых ледников, снятых с совпадающих ракурсов, использовались объёмные реконструкции изображений этих ледников по космическим снимкам в приложении Google Earth.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные ряды изображений размещены на специально созданном сайте «Архив изображений ледников России». Сайт сформирован на платформе Google Сайты (Архив изображений ледников России..., 2025). На Главной странице дано описание разделов сайта, организован доступ к разделам и страницам, посвящённым ледниковым районам и отдельным ледникам.

Раздел «О проекте» содержит краткую информацию о проекте, методах и используемых материалах, описание содержания и структуры базы данных, пояснения к страницам ледниковых районов.

Раздел «Ледниковые районы» обеспечивает доступ к страницам ледниковых районов. Для каждого ледникового района создана отдельная страница, на которой дано краткое описание собранного архива и можно перейти к разделам «Природные особенности региона», «История исследований» и «Ледники». В раскрывающемся меню раздела «Ледники» можно выбрать конкретный ледник и перейти на страницу, на которой в хронологическом порядке представлены изображения ледника.

К настоящему времени сформированы разделы архива, посвящённые ледникам Кавказа,

Алтая, Камчатки, Полярного Урала, хребтов Кодар, Байкальский, Баргузинский, Верхнеангарский, Восточного Саяна, Корякского нагорья, Кузнецкого Алатау, Новой Земли и Северной Земли. Наиболее полные коллекции собраны для Кавказа, Алтая и Камчатки.

**Кавказ.** Документальные изображения ледников Кавказа стали появляться с середины XIX века. И одним из первых, кто оставил дошедшее до наших дней исторические изображения ледников Приэльбрусья, был немецкий геолог и путешественник — Герман Вильгельмович Абиш. Созданные им гравюры демонстрируют положение фронта ледника Большой Азау в 1849 и 1874 гг. (рис. 1, а).

Основное количество использованных в проекте исторических фотографий Кавказа сделано в период 1884—1913 гг. Большая их часть принадлежит двум выдающимся фотографам, путешественникам и альпинистам венгру Морицу фон Деши и итальянцу Витторио Селле. Главным регионом географических исследований Морица фон Деши был Кавказ, от Новороссийска до Кундуша в Дагестане, где Мориц фон Деши провёл девять больших экспедиций. Во время первой своей экспедиции в 1884 г. он совершил первовосхождение на Мамисон и третье восхождение на Восточный Эльбрус. В 1905—1907 гг. Деши издал трёхтомную монографию о горном Кавказе на немецком языке, проиллюстрированную фотографиями, сделанными им во время кавказских экспедиций (см. рис. 1, б) (Déshi, 1905—1907).

Итальянский альпинист Витторио Селла считается одним из самых лучших специалистов в истории горной фотографии. В 1889, 1890 и 1896 гг. он организовал экспедиции на Центральный Кавказ (Фонд В. Селлы..., 2025). В первой экспедиции Селла посетил труднодоступное Безенгийское ущелье, где провёл работы по исследованию ближайших хребтов, вершин и перевалов. О событиях тех дней напоминает само название одной из вершин этого района — пик Селла. Исследованию Главного Кавказского хребта в районе от Мкинварцвери до Эльбруса посвящена вторая экспедиция, предпринятая им в 1890 г. При фотосъёмке Селла использовал фотопластины большого размера (30×40 см), что позволило получить фотографии очень высокого качества (рис. 2).

В архив вошли исторические фотографии и других авторов. Среди них Н.А. Буш — известный исследователь природы Кавказа, его флоры и ледников. С 1894 по 1911 г. Н.А. Буш





**Рис. 1.** Ледник Большой Азау со стороны Баксанского ущелья. 1849 и 1874 гг. Гравюра. Автор: Отто Вильгельм Герман фон Абих (а). Ледник Большой Азау со стороны Баксанской долины. 1884 год. Автор: Мориц фон Деши (б)

**Fig. 1.** Bolshoi Azau Glacier from the Baksan Gorge. 1849 and 1874. Engraving. Author: Otto Wilhelm Hermann von Abich (a). The Bolshoi Azau Glacier from the Baksan valley. 1884. Author: Moritz von Deschy (b)





**Рис. 2.** Фотография ледника Караугом. 1890 г. Виторио Селла

**Fig. 2.** A photograph of the Karaugom Glacier. 1890. Vitorio Sella

осуществил одиннадцать путешествий на Кавказ (Буш, 1905). Российский и советский фотограф и кинооператор Н.Л. Минервин в 1908 г. во время восхождения на Эльбрус произвёл серию фотоснимков и стереоскопических диапозитивов ледников и вершин Кавказа. Использованы также фотографии Д.И. Ермакова, русского фотографа, востоковеда и этнографа.

С появлением в 1902 г. Кавказского горного общества началось активное рекреационное освоение современных курортно-туристических территорий Кавказа. Одним из председателей Кавказского горного общества был Григорий Иванович Раев — фотограф, опубликовавший более 200 работ с видами гор и ледников Кавказского региона, снятых с 1910 по 1917 г. Г.И. Раев по праву считается известным «фотолетописцем Кавказа» и крупнейшим издателем видовых открыток этого края.

Для сравнительной визуальной оценки изменений ледников к историческим фотографиям

были подобраны современные фотографии начала XXI в., снятые с совпадающих ракурсов. Их авторами являются Мигуэль Алонсо, Ю. Балицкий, А. Батаева, И. Бринк, Милис Винд, Т. Галимзянов, М. Голубев, М. Докукин, Фабиано Вентура, С. Кудрин, С. Кучма, В. Моргоев, Р. Нечаев, С. Никитин, Т. Олесницкий, И. Паша, К.П. Рототаев, М. Сиглер, Ю. Суриков, В. Туркин, Т. Хасимов, П. Чочиа и Н. Шакилов.

В 1965 г. был выпущен фотоатлас ледников Эльбруса (Атлас..., 1965). В нём содержатся наземные фотографии, сделанные А. Брюхановым, Ю. Книжниковым, Ф. Никулиным и Б. Фамицыным всех ледников Эльбруса по результатам экспедиций 1957–1960 гг. Международного геофизического года. В 2020–2022 гг. группа исследователей в составе Н. Елагиной, М. Тарасова, Е. Егорейченкова, Е. Корниловой и А. Белоцерковского провели повторную съёмку ледников. В разделе приводятся снимки с похожих ракурсов 2020–2022 и 1957–1960 гг., а также некоторые дополнительные фотографии, общие планы

и панорамы отдельных ледников и горы Эльбрус. Кроме того, приводится сравнение аэрофотоснимков 1957 г. и космических снимков SPOT 7 от 20.08.2016. Представленные материалы наглядно свидетельствуют о деградации ледников Эльбруса с середины XX в.

Один из наиболее интересных гляциологических объектов на Кавказе ледник Колка известен своими подвижками, которые происходили неоднократно — в 1834, 1902, 1969 г. (Рототаев и др., 1983) и 2002 г. (Котляков и др., 2014).

Практически сразу после катастрофы 2002 г. в опустевшем цирке ледника Колка начался процесс формирования нового ледникового тела. В настоящее время восстановление ледника Колка продолжается с постепенно возрастающей скоростью, несмотря на неблагоприятные метеорологические условия последних лет. Главными факторами формирования баланса массы ледника по-прежнему остаются лавинное питание, усиленная абляция льда и нестационарный процесс бронирования ледника обломочным материалом. В архиве собраны изображения ледника в 1889, 1901, 1902, 1958, 1970, 1978, 1987, 2003, 2006, 2010, 2014 и 2020 гг. (рис. 3).

Всего к настоящему времени на сайте размещено 511 изображений 55 ледников Кавказа. Сопоставление размещённых на сайте изображений свидетельствует о сокращении размеров ледников начиная с конца XIX века. Гравюра Абиha 1849 г. — документальный источник, подтверждающий наступание ледника Большой Азау в последнюю фазу малого ледникового периода. Последующие фотодокументы фиксируют отступление фронтов ледников Кавказа. На этом фоне выделяется ледник Колка, который продолжает своё восстановление после катастрофы 2002 г.

Собранные изображения иллюстрируют и дополняют полученные ранее результаты анализа дистанционных данных. Так, за период с 2001 по 2012 г. ледники Центрального Кавказа уменьшились на  $4.7 \pm 2.1\%$ , а ледники Западного Кавказа — на  $4.1 \pm 2.7\%$  (Носенко и др., 2013; Shahgedanova et al., 2014). Ледниковые фронты отступали с 1987 по 2010 г. в пределах от 50 до 500 м в зависимости от размеров ледников, их морфологии и высоты языков. Ледники Эльбруса за период с 1999 по 2012 г. потеряли 4.9% площади. Среднегодовые темпы уменьшения площади ледников составляли 0.4% в год. Ускорение таяния ледников на Большом Кавказе произошло в период с 2000 по 2020 г. (Tielidze et al., 2022).

**Алтай.** Самые ранние фотографии ледников Алтая, сохранившиеся до нашего времени, были сделаны в 1870 г. первой женщиной-фотографом Л.К. Полторацкой. К ним относятся панорама «Катунских Альп» с вершиной Белухи и фотографии Катунского ледника. Они были опубликованы в 1879 г. (рис. 4, а) в альбоме Л.К. Полторацкой «Виды и типы Западной Сибири» (Полторацкая, 1879).

Спустя 25 лет фотосъёмка Катунского ледника была повторена учёным-путешественником В.В. Сапожниковым в его первой экспедиции на Алтай в 1895 г. В последующих его алтайских экспедициях 1897–1899 гг. (Сапожников, 1901) Катунский ледник был неоднократно им сфотографирован с разных ракурсов, начиная от подходов к нему по долине Катунь и кончая Седлом Белухи, расположенным на высоте 4000 м между её восточной и западной вершинами. Его книга «По Алтаю. Дневник путешествия 1895 года» является первым научным изданием, насыщенным снимками ледников (Сапожников, 1897). Фотоматериалы экспедиций В.В. Сапожникова хранятся в Музейном центре Томского государственного университета.

В 1907–1911 гг. Катунский и другие ледники фотографировал известный алтайский фотограф Сергей Иванович Борисов (см. рис. 4, б). Эти фотодокументы хранятся в фондах Алтайского государственного краеведческого музея, Государственного музея истории литературы, искусства и культуры Алтая, Ивановского государственного историко-краеведческого музея имени Д.Г. Бурылина. Дальнейшие съёмки ледников Алтая с начала XX века до 1930-х годов проводились исследователями братьями М.В. и Б.В. Троновыми, геологом К.Г. Тюменцевым и естествоиспытателем Р.Г. Тюменцевым. В архиве размещены фотографии Тюменцевых 1901–1933 гг. из фондов Томского областного краеведческого музея им. М.Б. Шатилова и Музейного центра Томского государственного университета. Используются также многочисленные фотографии первой половины XX в. из научных трудов профессора Томского государственного университета М.В. Тронова (Тронов, 1949).

Для сопоставления с историческим материалом подобрано 35 современных фотографий гляциологов, альпинистов и туристов. Для большей наглядности или при отсутствии современных фотографий рассматриваемых ледников, снятых с совпадающих ракурсов, использовались объёмные реконструкции

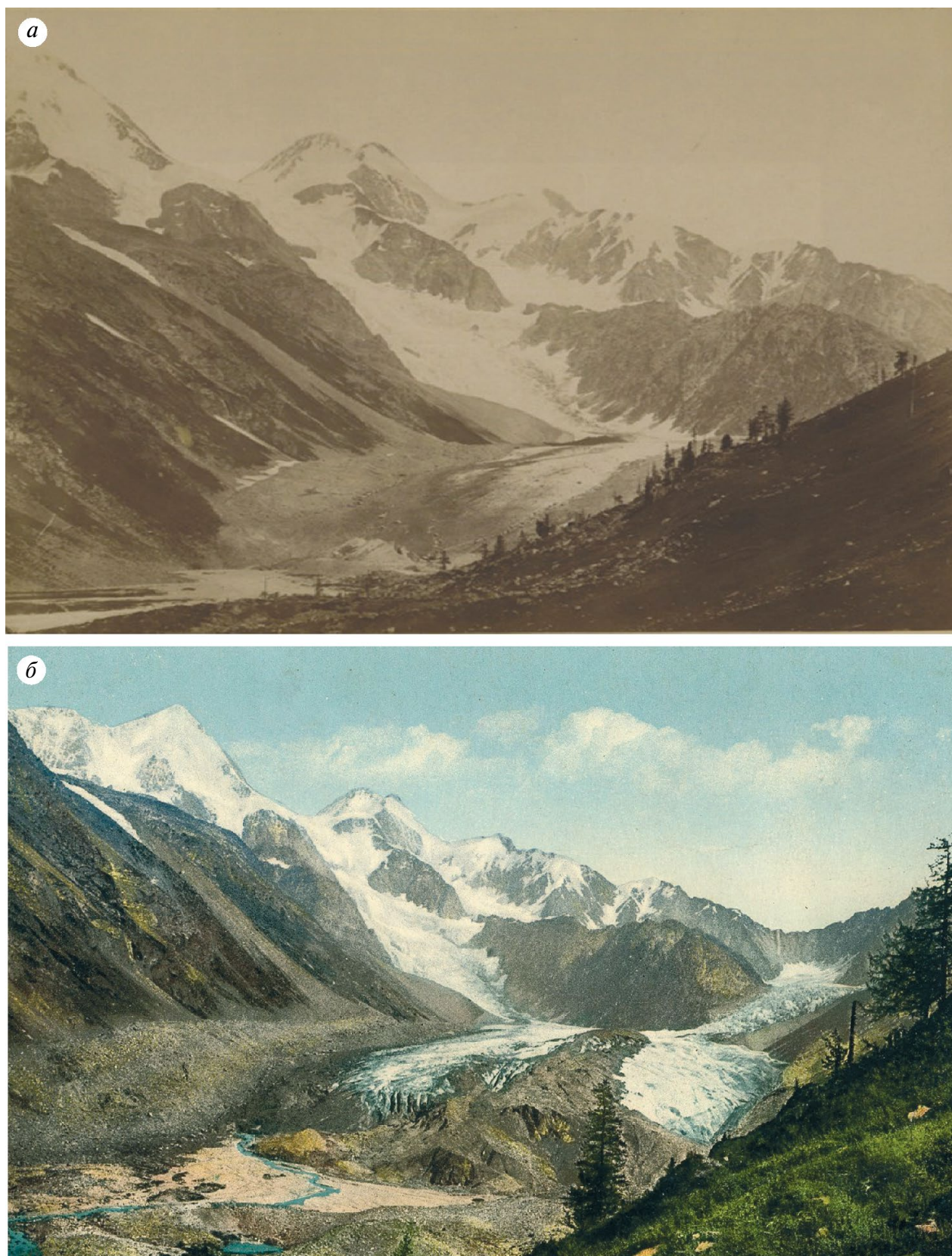




**Рис. 3.** Ледники Майли и Колка в 1901 г. Фото М.П. Преображенской (Преображенская, 1904) (а) и в 2014 г. фото С.А. Никитина (б). Снимки сделаны с одной и той же точки

**Fig. 3.** Maily and Kolka glaciers in 1901. Photo by M.P. Preobrazhenskaya (Preobrazhenskaya, 1904 (a) and in 2014 photo by S.A. Nikitin (b). The images were taken from the same point





**Рис. 4.** Ледник Катунский. Фото Л. Полторацкой 1870 г. (а) и С.И. Борисова 1910 г. (б)

**Fig. 4.** Katunsky Glacier. Photo by L. Poltoratskaya 1870 (a) and S.I. Borisov 1910 (б)

изображений этих ледников по космическим снимкам в программе Google Earth.

Анализ изображений подтвердил устойчивый тренд сокращения ледников Алтая с конца XIX в. до наших дней. Определена величина сокращения длины рассматриваемых ледников за период 1968–2022 гг. Для ряда ледников на снимках Sentinel-2 2022 г. обозначено положение их границ в 1968 г., которые определены по снимкам Corona. Результаты исследования космических снимков показывают, что сокращение ледников Горного Алтая происходило на всём протяжении второй половины XX в. и в начале текущего столетия. За период, прошедший после составления Каталога ледников СССР (1952 г.), ледники Российского Алтая сократились на 39% (Хромова и др., 2021).

**Камчатка.** Первые имеющиеся в нашем распоряжении фотодокументы относятся к периоду работ геологического отдела Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908–1910 гг. (Конради, Келль, 1925). В 1909 г. Н.Г. Келлем была сделана панорамная фотография ледника Желтый (Ключевская группа вулканов). Важный вклад в изучение оледенения Ключевской группы вулканов внёс вулканолог Б.И. Пийп. Сохранились его фотографии ледников района, сделанных в начале 1950-х годов. Сведения о ледниках Камчатки в работах первой половины XX века носят преимущественно описательный характер. Фотографий ледников, сделанных в этот период, сохранилось мало. Среди них выделяются материалы, полученные в ходе фотографирования вулканов Камчатки с воздуха в 1948 г. На них хорошо видны ледники.

С 1958 г. были начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов Камчатки (Муравьев, 2017). Количество фотографий ледников со временем стало увеличиваться. Однако, поскольку фотографии делались в ходе маршрутных исследований или с воздуха (фотографирование ледников не было основной целью), актуальной оставалась проблема различных ракурсов съёмки. Кроме того, фотографии, сделанные с воздуха, часто не охватывают наиболее изменчивую конечную часть ледников (если основным объектом съёмки были не ледники).

Далеко не для всех ледников, расположенных на вулканах, можно подобрать подходящий ракурс при фотографировании с земли. Во-первых, если вулканическая постройка стоит обособленно, около неё может не быть подходящих

точек с хорошим обзором ледника. Во-вторых, некоторые ледники Камчатки настолько велики (например, ледники Эрмана и Богдановича), что охватить их целиком можно только с воздуха или с вершин ближайших вулканов. Дополнительно съёмку усложняет фактор погоды (прежде всего облачность), которая в горах Камчатки очень переменчива.

Наиболее подробные серии разновременных фотографий существуют для ледников Козельский (Авачинская группа вулканов), Жёлтый (Ключевская группа вулканов) и Кропоткина (вулкан Большой Семячик).

Ледники практически всех горных районов России и мира в целом в настоящее время имеют тенденцию к отступанию. Однако существуют и исключения, к которым относятся некоторые ледники Камчатки, расположенные на активных вулканах. Языки этих ледников забронированы мощной поверхностной мореной, предохраняющей их от таяния (Муравьев, 2017). Следует отметить, что механизмы воздействия активных вулканов на ледники разнообразны. Они существенно различаются по территориальному охвату, силе и длительности воздействия (Муравьев, 2020).

Ледник Козельский, спускающийся на юг с седловины между вулканами Авачинский и Козельский, находится недалеко от г. Петропавловск-Камчатский и относительно легко доступен для посещений. Фронт этого ледника практически непрерывно наступает с середины 1960-х годов. За 1967–2022 гг. он продвинулся вниз по долине примерно на 1.03 км и продолжает наступать. При этом площадь ледника Козельский за 1977–2022 гг. практически не изменилась, его объём сократился на  $34.15 \pm 6.74$  млн м<sup>3</sup>, а поверхность в среднем понизилась на 17.3 м. То есть в последние 45 лет на этом леднике происходила убыль льда и его перераспределение на более низкие гипсометрические уровни, не компенсирующееся абляцией (Муравьев и др., 2023).

Ледник Эульченоч, спускающийся с вулкана Крестовский (Ключевская группа вулканов) в северном направлении, в период с 1949 по 2000 г. продвинулся вниз по долине более чем на 700 м (Муравьев и Муравьев, 2016). После 2000 г. его фронт стабилизировался и его положение практически не меняется.

На фотографиях 1948–2014 гг. можно видеть практически стационарное состояние языка ледника Жёлтый. Его положение за этот продолжительный период практически не изменилось.

Положение фронта ледника Института вулканологии, спускающегося на север с вулкана Толбачик, с 1975 г. изменилось мало. На различных участках выявлено его наступание и отступление в пределах  $50 \pm 10$  м (Муравьев и Муравьев, 2016). Фотографии ледника Кори́то на Кроноцком полуострове делались во время эпизодических работ, проводимых на нём гляциологами. Этот район труднодоступен и посещается редко. На фотографиях 1971–1997 гг. хорошо видно, как отступает фронт ледника (рис. 5).

Спускающийся с вулкана Толбачик на юго-запад ледник Черемошный относится к пульсирующим. Известна его подвижка, начавшаяся во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. В дальнейшем наступание этого ледника подтверждалось полевыми данными 1978 и 1983 гг. В настоящее время фронт ледника отступает. К 2011 г. отступление его фронта относительно его положения в 1975 г. составило около 680–700 м (Муравьев и Муравьев, 2016).

Северная часть Срединного хребта по сравнению с другими ледниковыми районами Камчатки изучена слабо. Первая экспедиция с целью комплексного изучения вулканов и ледников была организована Камчатским отделом Географического общества СССР летом 1964 г. Повторные гляциологические исследования в этом районе велись на леднике Гречишкина в 1979 г. С тех пор других гляциологических исследований на ледниках северной части Срединного хребта не проводилось до июля 2014 г. (Муравьев, 2017). Ледники северной части Срединного хребта удалены от активных вулканов и имеют тенденцию к сокращению площади.

**Урал.** Первые фотографии ледников Приполярного Урала были получены геологом А.Н. Алешковым в 1929 г. Самый крупный из них был назван именем Э. Гофмана, посетившего эти места в середине XIX века. В 1932–1933 гг. во время проведения II Международного полярного года под руководством А.Н. Алешкова была организована Уральская ледниковая экспедиция, продолжившая исследования ледников, результаты которых были опубликованы в 1935 г. (Урал..., 1935). Они содержат описания, схемы и фотографии отдельных ледников, которые можно использовать для оценки происходящих изменений. Для сравнения даны современные фотографии этих ледников, полученные во время экспедиций Института географии РАН в 2002–2006 гг.

Наиболее ранние фотографии ледников Полярного Урала, представленные в архиве, относятся к периоду 1945–1953 гг. В районе Хадатинских и Щучьих озёр Л.Д. Долгушин обнаружил наиболее крупный очаг современного оледенения Урала, в который входили два крупнейших на тот момент ледника — ИГАН и МГУ. Основной объём исторических фотографий этого района был получен во время работы Полярно-Уральской экспедиции Института географии РАН в период 1956–1981 гг., когда практически ежегодно проводились гляциологические исследования на ледниках и фотогеодезический мониторинг изменений их размеров. В эти же годы выполнялась аэрофотосъёмка, использованная в дальнейшем для создания каталога ледников Урала.

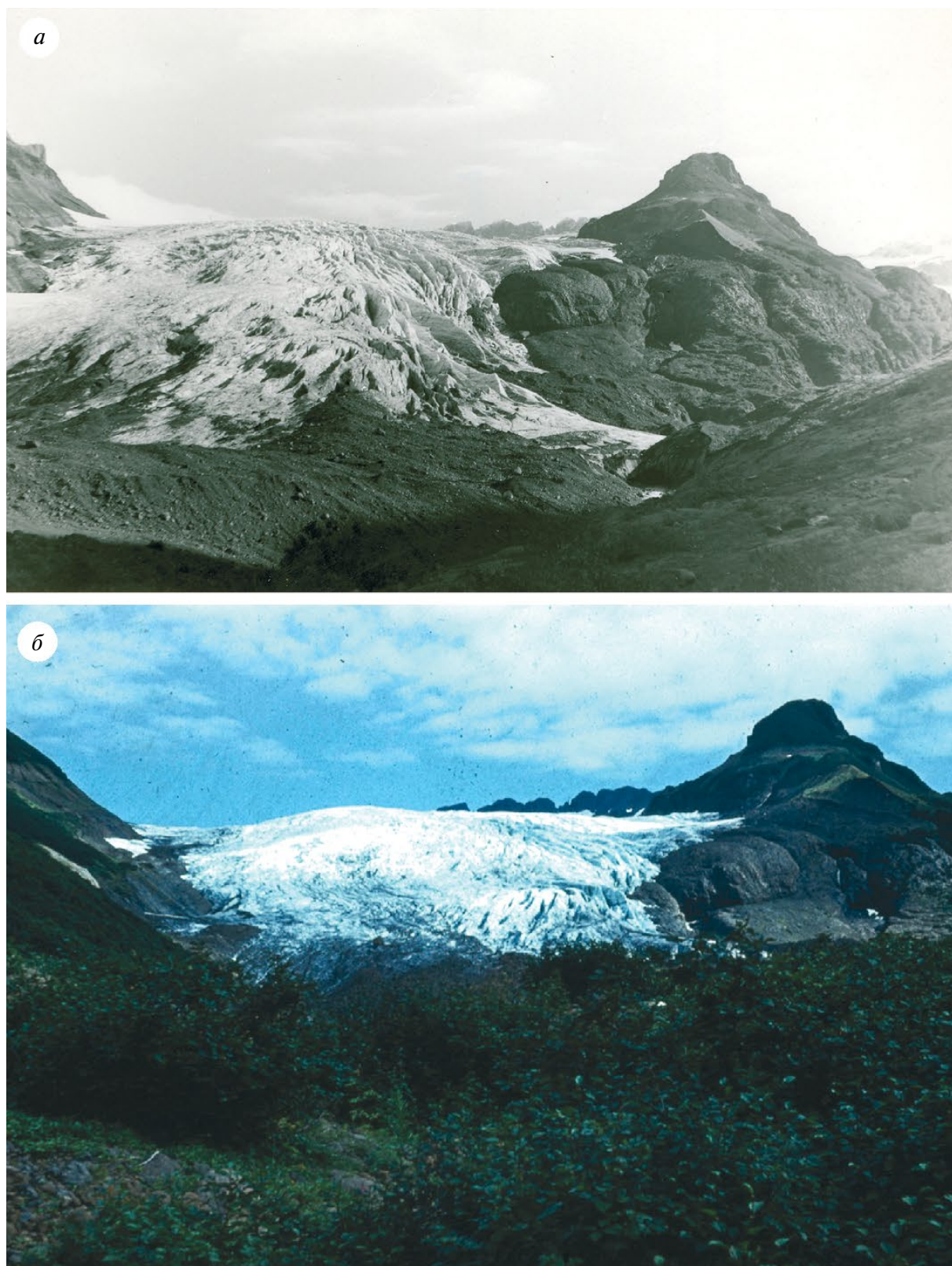
После перерыва почти в четверть века исследования ледников Полярного Урала были продолжены гляциологами Института географии РАН в рамках грантов РФФИ, National Geographic и РГО. Этот период представлен фотографиями, полученными во время экспедиций 2005–2018 гг. В отдельных случаях использовались снимки, выполненные участниками туристических групп, посещавших ледники Полярного Урала. Представленные изображения свидетельствуют о существенном уменьшении размеров ледников Полярного и Приполярного Урала начиная с 20-х годов XX века.

**Хребет Кодар.** Ледники на Кодаре были обнаружены в конце XIX в. членом Русского географического общества Жозефом Мартеном, прошедшим с группой эвенков через Кодарский хребет с севера на юг (Преображенский, 1962). В 1958 и 1959 гг. эти ледники посетили участники двух экспедиций В.С. Преображенского. В 1972 г. в отделе гляциологии Институт географии АН СССР был составлен Каталог ледников хребта Кодар с использованием аэрофотоснимков 1955, 1959 и 1963 гг. Выяснилось, что здесь существует 30 ледников общей площадью 18.8 км<sup>2</sup>. По данным Э.Ю. Осипова, в 2001 г. здесь насчитывалось 42 ледника общей площадью 11.9 км<sup>2</sup>, площадь открытой части ледников составляла 60%.

В разделе представлены фотографии ледников, сделанные во время научных экспедиций Института лимнологии СО РАН под руководством Э.Ю. Осипова с 2006 по 2021 г. из личного архива Э.Ю. Осипова.

**Восточный Саян.** Первые три ледника Центрального района в истоках Тиссы и Сенцы





**Рис. 5.** Фронт ледника Корыто на Кроноцком полуострове. Фото В.Н. Виноградова 1971 г. (а) и Я.Д. Муравьева 1982 г. (б), 1997 г. (в)

**Fig. 5.** Front of the Koryto Glacier on the Kronotsky Peninsula. Photo by V.N. Vinogradov in 1971 (a) and Ya.D. Muraviev in 1982 (б) and 1997 (в)





Рис. 5. Продолжение

Fig. 5. Continued

обнаружил Л.А. Ячевский (1888). В 1940-х годах ледники пика Топографов были нанесены на топографические карты. В 2013 г. были опубликованы результаты исследований 10 ледников вблизи пика Топографов с помощью топографических карт и космоснимков высокого разрешения 2006 и 2008 гг. (Осипов и др., 2013). Они показали, что за последние 160 лет здешние ледники потеряли 3.94 км<sup>2</sup>, или 48% своей площади.

Ледники массива Мунку-Сардык открыл в 1859 г. член-корреспондент Петербургской Академии наук Густав Иванович Радде (1831–1903) (Радде, 1861). С 1897 по 1906 г. их инструментальное исследование провёл С.П. Перетолчин (1908). В 2006–2008 гг. ледники Мунку-Сардыка исследовали сотрудники экспедиции Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (Китов и др., 2009). В 2011–2012 гг. ледник Перетолчина посетили сотрудники Института лимнологии СО РАН (Осипов и др., 2013).

В разделе представлены фотографии ледников, сделанные во время научных экспедиций Института лимнологии СО РАН под руководством

Э.Ю. Осипова с 2011 по 2017 г. из личного архива Э.Ю. Осипова.

**Кузнецкий Алатау.** В 1967 г. преподаватель Новокузнецкого педагогического института П.С. Шпинь открыл первый ледник в верховьях р. Чёрный Июс площадью в 0.2 км<sup>2</sup> (Шпинь, 1970). По итогам экспедиций 1968–1975 гг. и результатам анализа аэрофотоснимков 1951–1953 гг. была обнаружена целая ледниковая система, состоящая из каровых, висячих и присклоновых ледников размером от 0.01 до 0.3 км<sup>2</sup>, преимущественно северо-восточной экспозиции, и составлен Каталог ледников. Сравнение размеров ряда ледников за 1966–1975 гг. с их состоянием в 1951–1953 гг. (по аэрофотоснимкам) указывает на увеличение их площади и толщины. В особенно благоприятном для оледенения 1966 г. ледники оставались погребёнными под снегом вплоть до установления снежного покрова следующего года. Аналогичную картину П.С. Шпинь предполагает для 1970, 1971, 1973 и 1975 гг.

Среди многочисленных групп ледников одной из наиболее изученных является Июско-Тер-

синская группа. Результаты гляциальных исследований этой группы ледников в 2005, 2008, 2011 и 2021 гг. показывают, что крупные ледники продолжают сокращаться. Темпы сокращения в 2011–2021 гг. замедлились по сравнению со второй половиной XX — первым десятилетием XXI в. Замедление темпов сокращения ледников напрямую связано с увеличением количества твёрдых осадков в горах Кузнецкого Алатау (Адаменко и др., 2022).

В разделе представлены в основном фотографии из личного архива М.М. Адаменко, сделанные П.С. Шпинем в 1970-е годы и М.М. Адаменко в 2010–2022 гг.

**Корякское нагорье.** Современное оледенение Корякского нагорья до сих пор остаётся малоизученным. В значительной мере это обусловлено удалённостью и труднодоступностью объекта исследований. Несколько стадий активизации криосферных процессов на протяжении периода голоцена привели в этом регионе к многообразию существующих в настоящее время гляциально-криогенных образований. Опубликованные в разные годы материалы содержат разноречивую информацию о количестве и параметрах существующих там ледников (Николаев, Колосов, 1939; Васьковский, 1955; Сватков, 1965; Каталог ледников СССР, 1982). Последние инструментальные гляциологические исследования были проведены в этом районе в 1961 г. экспедицией Института географии РАН (Сватков, Цветков, 1965).

Сравнение топоплана ледников Нежданный и Соседний, построенного по результатам стереофотограмметрической съёмки 1961 г., с космическими снимками SPOT 6 (август 2017 г.) позволило оценить сокращение площади ледников за это время. Площадь этих ледников сократилась на 15.2% ( $0.75 \text{ км}^2$ ), объём — на  $71.74 \pm 16.51 \text{ млн м}^3$ . Их поверхность понизилась в среднем на 16.7 м. На фоне деградации ледника развивается процесс его преобразования в каменный глетчер (Носенко и др., 2022).

В архиве представлены также три небольшие горно-ледниковые системы, открытые сравнительно недавно. Это малые ледники **Байкальского, Баргузинского и Ангарского хребтов**. В наше распоряжение были предоставлены современные снимки ледников, полученные авторами во время экспедиций с начала 2000-х годов. Это фотографии ледника Черского (Байкальский хребет), сделанные в 2004, 2013, 2015 и 2021 гг. участниками научных экспедиций К.Е. Вершининым,

Э.Ю. Осиповым и А.А. Абрамовым, фотографии А.А. Абрамова 2021 г. ледника Урел-Амутис (Баргузинский хребет). Ледник Огында-Маскит (Верхнеангарский хребет) был сфотографирован Г.Ю. Пакиным (2018 г.) и А.А. Абрамовым (2019 и 2021 гг.) во время экспедиционных работ (Ананичева и др., 2019).

**Северная Земля.** Документальные свидетельства о состоянии ледников Северной Земли имеют очень краткую историю. Сам архипелаг Северная Земля был открыт только в 1913 г. Первые сведения о ледниках архипелага, их фотографии и карта, на которых изображены их примерные границы и высоты, относятся к 1930–1932 гг., когда на Северной Земле работала известная экспедиция Н.Н. Урванцева и Г.А. Ушакова.

Важным объектом, как с точки зрения самой длительной серии документальных свидетельств о состоянии ледника, так и научной важности этих сведений, является шельфовый ледник **Матусевича**, который находится в восточной части о. Октябрьской Революции. Он был образован слиянием семи выводных ледников, спускающихся с ледникового купола Русанова (на севере) и ледникового купола Карпинского (на юге), и занимает часть фьорда Матусевича. Этот шельфовый ледник был открыт 8 апреля 1931 г. Г.А. Ушаковым и в том же 1931 г., 8–11 июня при его повторном пересечении Н.Н. Урванцев сделал его подробное описание и составил карту масштаба 1:1 500 000, на которой достаточно подробно нанесены границы шельфового ледника Матусевича и его окружения (Урванцев, 1935).

В том же 1931 г. с 26 по 30 июня состоялся известный полёт дирижабля LZ 127 «Граф Цеппелин» в Российскую Арктику. Дирижабль посетил Новую Землю, Землю Франца-Иосифа и Северную Землю. Во время полёта производилась аэрофотосъёмка, которая очень подробно захватила ледник Матусевича. После обработки материалов аэросъёмки «Цеппелина» была составлена и опубликована карта по маршруту его полёта на Северной Земле (1:400 000) и более подробная карта-врезка района ледника Матусевича (Gruber, 1931).

Затем был длинный период, когда шельфовый ледник не посещался, но по данным аэрогеодезических съёмок 1950-х годов были сделаны топографические карты, а с началом космических наблюдений появилась серия космических изображений Landsat, ASTER,

Sentinel-2, позволяющая сопоставить их с первыми картами и в результате их обобщений составить схемы, показывающие, как изменялся шельфовый ледник Матусевича за последние 80 лет (Michael et al., 2015).

После разрушения в августе 2020 г. от шельфового ледника оставалась только его северная часть в бухте Красная (площадью около 40 км<sup>2</sup>), которая к августу 2024 г. сократилась ещё до 25 км<sup>2</sup>. Бухта Сказочная, прежде отгороженная ледником, теперь напрямую соединяется с морем.

В 1931 г. площадь ледника Матусевича составляла около 232.8 км<sup>2</sup>. С тех пор край ледника то несколько выдвигался, то отступал — примерно с 30-летним периодом — так что площадь ледника то росла, то убывала, но всегда превышала 200 км<sup>2</sup> (1953 — 241.1 км<sup>2</sup>, 1984 — 217.2 км<sup>2</sup>, 1988 — 222.1 км<sup>2</sup>). Но в августе — начале сентября 2012 г., который был аномально тёплым годом в Арктике, произошло его крупнейшее разрушение — от ледника осталось меньше половины площади (97.7 км<sup>2</sup>). Далее ледник продолжал разрушаться, и последние события после августа 2020 г. свидетельствуют о том, что ледник навряд ли имеет шансы для восстановления, а скорее будет и дальше деградировать.

В разделе представлены материалы, иллюстрирующие историю ледника Матусевича: карта 1931 г., составленная Н.Н. Урванцевым, аэрофотосъёмка с дирижабля LZ 127 «Графа Цеппелин»; карта по маршруту полёта дирижабля LZ 127 «Граф Цеппелин» на Северной Земле; фотография с вертолёта 21 августа 2014 г.; фотографии и участок топокарты 1985 года; фрагмент изображения Sentinel-1 от 12 июля 2013 г.; карта З. Запрудновой и А. Шарова (2014 г.); дезинтеграция шельфового ледника Матусевича на Северной Земле 1931–2014 гг.; схема «Изменение края ледника Матусевича 1931–2013 гг.» (Willis et al., 2015); анимация разновременных космических изображений: 12 марта — 12 августа и 5 августа — 4 октября 2020 г.

Ещё один динамичный объект на архипелаге Северная Земля — это купол Вавилова. Разновременные космические снимки и топокарты показывают, что с 1963 г. край западного бассейна этого ледникового купола, обрамлённый полосой мореносодержащего льда шириной до 500 м, начал медленно выдвигаться в сторону моря. Это продвижение захватило кромку ледникового купола протяжённостью около 7 км, располагавшуюся ближе всего к береговой линии. В первое десятилетие, с 1963 по 1973 г., наступание

было очень медленным: от 2–5 м/год по краям лопасти до 12 м/год в осевой части её фронта. С 1980-х годов продвижение стало ускоряться: от первых десятков метров в год до первой сотни метров в год в 2000-х годах. Перелом наступил в 2012 г., когда фронт стал выдвигаться уже со скоростями около 0.5 км/год, а максимальные темпы продвижения, составляющие 4.5 км/год, были отмечены в 2016 г. Всего за период с 1963 по 2017 г. край ледника выдвинулся на 11.7 км, а его площадь увеличилась на 134.1 км<sup>2</sup> (Бушуева и др., 2018). В 2020 г. форма фронта и его положение стабилизировались (на глубинах моря 40–50 м). Но приток льда продолжается, при этом быстрая струя льда шириной около 8 км сейчас прорывается сквозь замедлившуюся лопасть, выросшую за предыдущие годы. Скорости движения льда в этой струе несколько убывали к 2020 г. (по сравнению с 2016–2019 гг., когда они достигали 15–25 м/сутки), но сохраняются их сезонные колебания: в августе 2020 г. — 7–8.5 м/сутки (2.6–3.1 км/год), в апреле 2020 г. — 1.2–3 м/сутки (0.4–0.7 км/год).

Площадь образовавшейся лопасти в 2020 г. была около 134.7 км<sup>2</sup> (Бушуева и др., 2018). Фронт ледника выдвинулся в море более чем на 13 км. Поверхность лопасти возвышается над морем более чем на 60 м (налегая на морское дно глубиной в среднем около 40 м). В лопасти содержится более 10 км<sup>3</sup> льда, который был вынесен из тела ледникового купола в море, в результате чего поверхность всего ледосборного бассейна купола просела в среднем на 35 м. В 2020 г. приток льда в лопасть продолжался в объёме около 0.7 км<sup>3</sup> льда в год. В разделе представлено 40 космических снимков Landsat с 1985 по 2020 г. иллюстрирующих процесс подвижки.

**Новая Земля.** Оледенение Новой Земли известно ещё с XIII–XIV вв. Её берега посещались русскими, голландскими, английскими и другими исследователями и промысловиками. Ещё в 1596–1597 г. Виллем Баренц обогнул Новую Землю с севера и описал ледяные берега и айсберги. В 1877 г. на Южном острове возник посёлок Малые Кармакулы. В последующие годы в различных районах архипелага проводились метеорологические, гидрографические и гляциологические исследования, в 1909 г. полярный исследователь Владимир Русанов обследовал архипелаг и составил его картографическое описание. Во время второго Международного полярного года (МПГ) в 1932–1933 гг. экспедицией Арктического института под руководством М.М. Ермолаева были получены

сведения о движении льда, морфологии и строении ледникового покрова, его толщине.

В 1952 г. была проведена аэрофотосъёмка архипелага. В 1958 и 1959 гг. на западном склоне ледникового покрова Новой Земли (район Русской Гавани) детальные исследования по программе Международного геофизического года (МГГ) проводила экспедиция Института географии АН СССР. По результатам этих работ и материалам аэрофотосъёмок был составлен Каталог ледников.

Оледенение Новой Земли деградирует. За период с 1913 по 1933 г. его площадь сократилась на 0.4%; с 1933 по 1959 г. — на 2.2%; с 1959 по 1973 г. — на 1.4% и за 1973–1988 г. — на 0.7% (Ali et al., 2023). По одной из последних оценок с 1952 по 2012 г. площадь горных ледников на Северном и Южном островах уменьшилась на 150 км<sup>2</sup> (11.7%), в области полупокровного оледенения — на 180 км<sup>2</sup> (5.7%); площадь покровного оледенения уменьшилась на 250 км<sup>2</sup> (1.2%). В целом по архипелагу сокращение площади составило за этот период 580 км<sup>2</sup> (2.4%), объём льда уменьшился на 160 км<sup>3</sup>.

Практически все фронты выводных ледников с 1952 г. отступали, за исключением ледника Броунова, который продвинулся в среднем на 170 м, увеличив площадь на 0.28 км<sup>2</sup> (Carr et al., 2014). В результате сокращения ледников внешние части фьордов и подледниковых долин освободились ото льда и возникли новые заливы и бухты, например, у ледников Вера, Мака и Велькена. Прежние нунатаки превратились в острова и мысы, появились новые участки берега, свободные ото льда. В среднем за 50 лет (1952–2001 гг.) выводные ледники отступили на 1.5 км; максимальное отступление (ледник Кривошеина и Жан) составило 5.7 км. Скорость отступления выводных ледников на побережье Карского моря (19 м/год) в 1.8 раза ниже, чем на побережье Баренцева моря (34 м/год). При этом ледники, заканчивающиеся в море, отступали намного быстрее, чем те, что лежат целиком на суше. По данным измерений на шести выводных ледниках, общий айсберговый сток с ледников Новой Земли оценивается примерно в 1 км<sup>3</sup>/год. Судя по имеющимся данным потери массы льда на архипелаге оцениваются в  $-11.2 \pm 5.5$  км<sup>3</sup>/год за период 2004–2008 гг. и  $-5.2 \pm 3.9$  км<sup>3</sup>/год 2008–2012 гг.

В разделе помещены фрагменты аэрофотоснимков 1952 г. трёх выводных ледников (Ru10-02.0257, Ru10-02.0258, Ru10-02.0265). Для сравнения

приведены космические снимки Landsat-9 2022 г. Ледники за 70 лет отступили в среднем на 10.5 км и потеряли по площади в среднем 3.7 км<sup>2</sup>. Ледник Павлова (Ru10-02.0012) напротив, демонстрирует явное продвижение, связанное с пульсацией в 1986–2000 гг. Он увеличил площадь на 3.2 км<sup>2</sup> и продвинулся на 1.3 км к 2000–2001 гг. по сравнению с 1986–1989 гг. (Carr et al., 2014). Однако в течение второго временного периода (2000–2001–2019–2021 гг.) ледник отступил и показал резко отрицательное изменение площади в  $-3.4\%$  между 1986–1989 и 2019–2021 гг.

В целом в XX–XXI вв. шельфовые ледники всей Арктики катастрофически убывали и продолжают убывать. Это связано как с повышением летних температур воздуха, так и, вероятно, с потеплением морских вод, в результате чего усиливается таяние на верхней и нижней поверхностях ледников, и они теряют устойчивость.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате реализации проекта созданы временные ряды изображений ледников Кавказа, Алтая, Камчатки, хребтов Кодар, Восточный Саян, Байкальский, Баргузинский, Верхнеангарский, Корякского нагорья, Кузнецкого Алатау, Новой Земли, Северной Земли. Анализ полученных данных подтверждает устойчивый тренд отступления фронтов ледников во всех представленных районах. Но есть и исключения. Это динамически неустойчивые ледники и ледники вулканических районов. На Камчатке в районах активного вулканизма ледники, преимущественно, находятся в стационарном состоянии. Ряд ледников при этом в последние десятилетия наступает. На Кавказе восстанавливается после катастрофы 2002 г. пульсирующий ледник Колка. Продолжается развитие подвижки выводного ледника купола Вавилова на Северной Земле.

Самый важный результат работы — это создание и развитие архива изображений ледников России, который представляет собой пополняемый информационный ресурс. Организован широкий доступ к данным на специализированном сайте ([google.com](https://google.com)..., 2025). На начало 2025 г. на сайте размещено более 1500 изображений ледников. Созданный архив, по аналогии с другими подобными коллекциями, представляет собой источник фактических исторических данных о ледниках. Это расширяет наши знания о состоянии ледников в прошлом

и позволяет уточнить результаты моделирования и прогноза их будущего развития.

Данные могут быть использованы и в научных исследованиях для подробного анализа изменений ледников, и для широкой аудиторией, активно интересующейся природой горных и полярных районов России. Планируется расширение и пополнение архива изображений ледников России.

**Благодарности.** Исследование выполнено в рамках темы Государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0004.

**Acknowledgements.** The study was 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

- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Треньков И.П. Современные тенденции развития малого оледенения гор Кузнецкого Алатау на примере ледников Июско-Терсинской группы // Региональные геосистемы. 2022. Т. 46. № 1. С. 40–52.  
<https://doi.org/10.52575/2712-7443-2022-46-1-40-52>
- Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Энтин А.Л. Исследования Верхнеангарской группы ледников // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 423–432.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415>
- Архив изображений ледников России // Электронный ресурс. <https://sites.google.com/view/images-of-russian-glaciers> (Дата обращения: 04.03.2025).
- Атлас ледников Эльбруса. Ч. 1. Фотоснимки ледников. М.: Изд-во МГУ, 1965. 30 с.
- Буш Н.А. Ледники Западного Кавказа // Записки Императорского Русского географического общества по общей географии. СПб.: Тип. Имп. Акад. Наук, 1905. Т. 32. № 4. 134 с.
- Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306>
- Васьковский А.П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР // Колыма. 1955. № 10. С. 42–45.
- Каталог ледников СССР. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1965–1982.
- Китов А.Д., Коваленко С.В., Плюсин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 101–108.
- Конради С.А., Келль Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
- Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинев Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
- Муравьев А.Я. Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Релет, 2017. 23 с.
- Муравьев А.Я. Распределение и морфология современных ледников Камчатки // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 325–342.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030043>
- Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д. Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-480-492>
- Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Миронов И.К., Двигово В.Н., Муравьев Я.Д. Баланс массы ледника Козельский на Камчатке за 1977–2022 гг. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 317–331.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423030079>
- Николаев И.Г., Колосов Д.М. Современные ледники в Корьяком хребте // Изв. Гос. геогр. об-ва. 1939. Т. 71. Вып. 8. С. 1154–1162.
- Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В. Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменение температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 26–33.
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А. Баланс массы ледников Корьякского нагорья Нежданный и Соседний за 1961–2016 гг. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 5–16.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010112>
- Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 45–54.
- Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томского технологич. ин-та. 1908. Т. 9. Вып. 1. 47 с.
- Полторацкая Л.К. Альбом типов и видов Западной Сибири. СПб., 1879. 30 с.
- Преображенская М.П. Вокруг Казбека // Ежегодник Русского горного общества. 1904. Т. 2. С. 56–77.
- Преображенский В.С. Исследование Кодарского ледникового района (Забайкалье) // МГИ. 1962. Вып. 4. С. 106–108.
- Радде Г.И. Путешествие в Юго-Восточную Сибирь // Зап. ИРГО. 1861. Кн. 4. С. 1–78.



- Роттаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.
- Сапожников В.В. По Алтаю: дневник путешествия 1895 г. Томск: Паровая типолитография П.И. Макушина, 1897. 127 с.
- Сапожников В.В. Катунь и её истоки: путешествия 1897–1899 гг. Томск: Паровая типолитография П.И. Макушина, 1901. 271 с.
- Сватков Н.М., Цветков Д.Г. Исследование ледников центральной части Корякского нагорья // Тепло-вой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 31–65.
- Сватков Н.М. Современное оледенение хребта Малиновского // МГИ. 1965. Вып. 15. С. 111–119.
- Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географ-гиз, 1949. 376 с.
- Урал. Приполярные районы (Труды ледниковых экспедиций. Вып. 4) / Под ред. С.В. Калесника. Л.: ЦУЕГМС, 1935. 315 с.
- Фонд В. Селлы // Электронный ресурс. URL: <https://www.fondazioneella.org/photo-funds/sella-vittorio-5/> (Дата обращения: 04.03.2025).
- 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>
- Урванцев Н.Н. Два года на Северной Земле. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. 362 с.
- Шпинь П.С. К вопросу об особенностях современного оледенения Кузнецкого Алатау // Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. Новокузнецк, 1970. Вып. 3. С. 118–124.
- Ali A., Dunlop P., Coleman S., Kerr D., McNabb R.W., Noormets R. Glacier area changes in Novaya Zemlya from 1986–89 to 2019–21 using object-based image analysis in Google Earth Engine // Journ. of Glaciology. 2023. V. 69. № 277. 1305–1316.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2023.18>
- Carr J.R., Stokes C., Vieli A. Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 219. P. 155–170.  
<https://doi.org/10.3189/2014JoG13J122>
- Déshi von M. Kaukasus. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Bd. I–III. Berlin, 1905–1907. 1544 p.
- google.com // Электронный ресурс. URL: <https://sites.google.com/view/images-of-russian-glaciers> (Дата обращения: 04.03.2025).
- Gruber O.V. Über die photogrammetrische Ausrüstung des “Graf Zeppelin” auf der Arktisfahrt 1931, über die Auswertungsmethoden und die bisherigen Ergebnisse aus dem gewonnenen Aufnahmematerial // Petermanns Geographische Mitteilungen. Gotha, 1931. URL: <https://epic.awi.de/id/eprint/37271>
- National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // Электронный ресурс. [http://nsidc.org/data/glacier\\_photo/index.html](http://nsidc.org/data/glacier_photo/index.html) (Дата обращения: 04.03.2025).
- Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov C., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21<sup>st</sup> century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 6. P. 2367–2379.  
<https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014>
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus over the past two decades // The Cryosphere. 2022. V. 16. № 2. P. 489–504.  
<https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Willis M.J., Melkonian A.K., Pritchard M.E. Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // Journ. of Geophys. Research. Earth Science. 2015. V. 120. № 10. P. 2040–2055.  
<https://doi.org/10.1002/2015JF003544>

Citation: Khromova T.E., Nikitin S.A., Muraviev A.Ya., Nosenko G.A., Glazovsky A.F. Archive of images of Russian glaciers. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 191–209. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020011

## Archive of Images of Russian Glaciers

© 2025 T. E. Khromova<sup>#</sup>, S. A. Nikitin, A. Ya. Muraviev, G. A. Nosenko, A. F. Glazovsky

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

<sup>#</sup>e-mail: tkhromova@gmail.com

Received March 4, 2025; Revised April 3, 2025; Accepted April 18, 2025

Historical materials, including photographic records, play an important role in the study of glacier dynamics. Archives scattered around the world contain collections of glacier images from the mid-19<sup>th</sup> century to the present day. In Russia, until recently, such systematized and accessible data were practically absent. For the first time work on compiling such a collection in Russia was started at the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences with the support of the Russian Geographic Society. Images of glaciers were searched in the archives of Institute of Geography RAS, Tomsk State University, Moscow State University, Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Institute of Limnology SB RAS, the library of the Russian Geographical Society, scientific publications, personal archives, and the Internet. Special attention was paid to the availability of historical documents dating back to the mid-19<sup>th</sup> – early 20<sup>th</sup> century. For comparison with historical images, modern photographs of the beginning of the 21<sup>st</sup> century taken from the same points were selected. As a result of the project, time series of images of glaciers of the Caucasus, Altai, Kamchatka, Kodar, Eastern Sayan, Baikal, Barguzinsky, Verkhneangarsky, Koryak Plateau, Kuznetsk Alatau, Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya ranges were created. Analysis of the data obtained confirms the stable trend of glacier fronts retreat in all represented areas. But there are some exceptions. These are dynamically unstable glaciers and glaciers of volcanic areas of Kamchatka. In the Caucasus, the surging Kolka glacier is recovering after the catastrophe of 2002. The surge of the Vavilov Ice Cap outlet glacier on Severnaya Zemlya continues. Access to the data is a website (<https://sites.google.com/view/images-of-russian-glaciers>). As of the beginning of 2025, more than 1500 glacier images have been placed on the site. The data can be used both in scientific research for detailed analysis of glacier changes and for a wide audience actively interested in the nature of mountain and polar regions of Russia. It is planned to expand and replenish the archive of images of Russian glaciers.

**Keywords:** glaciers, glacier images, climate change, glacier changes

## REFERENCES

- Adamenko M.M., Gutak Ya.M., Trenkov I.P. Modern trends in the development of small glaciation of the Kuznetsk Alatau mountains on the example of glaciers of the Iyusko-Tersinskaya group. *Regionalnye geosistemy. Regional geosystems*. 2022, 46 (1): 40–52. <https://doi.org/10.52575/2712-7443-2022-46-1-40-52> [In Russian].
- Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Entin A.L. Exploration of the Upper Angara group of glaciers. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (3): 423–432. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415> [In Russian].
- Archive of images of glaciers in Russia. Retrieved from: URL: <https://sites.google.com/view/images-of-russian-glaciers> (Last access: March 4, 2025). [In Russian].
- Atlas lednikov Elbrusa, Chast 1 Fotografii lednikov*. Atlas of Elbrus glaciers. Part 1. Photographs of glaciers. Moscow: Moscow University Publishing House, 1965: 30 p. [In Russian].
- Bush N.A. Glaciers of Western Caucasus. *Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geographicheskogo obshchestva po obsheq geographii*. Notes of the Imperial Russian Geographical Society on General Geography. St. Petersburg: Imp. Acad. of Sciences, 1905, 32 (4): 134 p. [In Russian].
- Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A. Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 293–306. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306> [In Russian].

- Vaskovski A.P. Dimensions of modern glaciation in the North-East of the USSR. *Kolyma*. Kolyma. 1955, 10: 42–45 [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. Moscow; Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965–1982 [In Russian].
- Kitov A.D., Kovalenko C.V., Plyusnin V.M. Results of 100-year observations of the dynamics of glacial geosystems of the Munku-Sardyk massif. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and natural resources. 2009, 3: 101–108 [In Russian].
- Konradi C.A., Kell N.G. Geological Department of the Kamchatka Expedition 1908–1911. *Izvestiya RGO*. News of RGS. 1925, 57 (1): 3–32 [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov P.A. *Karmadonskaya katastrofa: chto sluchilos i chto zhdet dalshe*. The Karmadon disaster: what happened and what to expect next. Moscow: Publishing House “Kodeks”, 2014: 184 p. [In Russian].
- Muraviev A.Ya. *Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroi polovine XX – nachale XXI veka*. Glacier fluctuations in Kamchatka in the second half of XX – beginning of XXI centuries. PhD thesis. Moscow: Institute of Geography RAS, 2017: 168 p. [In Russian].
- Muraviev A.Ya. Distribution and morphology of present-day glaciers on Kamchatka. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (3): 325–342.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030043> [In Russian].
- Muraviev A.Ya., Muraviev Ya.D. Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20<sup>th</sup>–21<sup>st</sup> centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 480–492.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-480-492> [In Russian].
- Muraviev A.Ya., Nosenko G.A., Mironov I.K., Dvigalo V.N., Muraviev Ya.D. The Mass Balance of the Kozelsky Glacier in Kamchatka for 1977–2022. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (3): 317–331.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423030079> [In Russian].
- National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Retrieved from: URL: [http://nsidc.org/data/glacier\\_photo/index.html](http://nsidc.org/data/glacier_photo/index.html) (Last access: March 4, 2025).
- Nikolaev I.G., Kolosov D.M. Modern glaciers in the Koryatsky ridge. *Izvestiya Gosudarstvennogo geograficheskogo obshchestva*. News of the State Geographical Society 1939, 71 (8): 1154–1162 [In Russian].
- Nosenko G.A., Khromova T.E., Rototaeva O.V., Shakhgedanova M.V. Glacier reaction to temperature and precipitation change in Central Caucasus, 2001–2010. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (1): 26–33.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-26-33> [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A. Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 5–16.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010112> [In Russian].
- Osipov E.Y., Ashmetiev A.Y., Osipova O.P., Klevtsov E.V. New inventory of glaciers in southeastern part of the Eastern Sayan Mountains. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 45–54.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-45-54> [In Russian].
- Peretolchin C.P. Glaciers of the Munku-Sardyk Range. *Izvestiya Tomskogo tekhnologicheskogo instituta*. Proceedings of the Tomsk Technological Institute. 1908, 9 (1): 47 p. [In Russian].
- Poltoratzhkaya L.K. *Albom tipov i vidov Zapadnoi Sibiri*. Album of types and species of Western Siberia. St. Petersburg, 1879: 30 p. [In Russian].
- Preobrazhenskaya M.P. Around Kazbek. *Ezhegodnik Russkogo gornogo obshchestva*. Yearbook of the Russian Mountain Society. 1904, 2: 56–77 [In Russian].
- Preobrazhenski V.S. Study of the Kodar glacial region (Transbaikalia). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1962, 4: 106–108 [In Russian].
- Radde G.I. Journey to South-Eastern Siberia. *Zapiski IRGO*. Notes of IRGS. 1861, 4: 1–78. [In Russian].
- Rotottaev K.P., Khodakov V.G., Krenke A.N. *Issledovanie pulsiruyushchego lednika*. Study of the Kolka surging glacier. Moscow: Nauka, 1983: 169 p. [In Russian].
- Sapozhnikov V.V. *Po Altayu: dnevnik guteshestviya 1895 g.* On the Altai: diary of a trip in 1895. Tomsk: Parovaya tipolitografiya P.I. Makushina, 1897: 127 p. [In Russian].
- Sapozhnikov V.V. *Katun i ee isroki: puteshestviya 1897–1899 gg.* The Katun and its sources: travels 1897–1899 yy. Tomsk: Parovaya tipolitografiya P.I. Makushina, 1901: 271 p. [In Russian].
- Svatkov N.M., Tsvetkov D.G. Study of glaciers in the central part of the Koryak Upland. *Teplovoy i vodnyy rezhim snezhno-lednikovyykh tolshch*. Thermal and water regime of snow-glacial strata. Moscow: Science, 1965: 31–65. [In Russian].
- Svatkov N.M. Modern glaciation of the Malinovsky ridge. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1965, 15: 111–119. [In Russian].
- Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays on the glaciation of Altai. Moscow: Geographgiz, 1949: 376 p. [In Russian].
- Ural. *Pripolyarnyye raiony (Trudy lednikovukh ekspeditsiy, Vyp. 4)*. Pod red. C.V. Kalesnika. Ural. Subpolar regions (Proceedings of glacial expeditions. V. 4). Leningrad: TzhUEGMS, 1935: 315 p. [In Russian].

- V. Sella Foundation. Retrieved from: URL: <https://www.fondazionebella.org/photo-funds/sella-vittorio-5/> (Last access: March 4, 2025).
- Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Ya., 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].
- Urvantzhev N.N. *Dva goda na Severnoi Zemle*. Two years on Severnaya Zemlya. Leningrad: Izdatelstvo Glavsevmorpyti, 1935: 362 p. [In Russian].
- Shpin P.C. To the question about the peculiarities of modern glaciation of Kuznetsk Alatau. *Voprosy geographii Kyzbassa i Gornogo Altaia*. Issues of Geography of Kuzbass and Mountain Altai. Novokuznetsk, 1970, 3: 118–124. [In Russian].
- Ali A., Dunlop P., Coleman S., Kerr D., McNabb R.W., Noormets R. Glacier area changes in Novaya Zemlya from 1986–89 to 2019–21 using object-based image analysis in Google Earth Engine. *Journ. of Glaciology*. 2023, 69 (277): 1305–1316. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.18>
- Carr J.R., Stokes C., Vieli A. Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions // *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (219): 155–170. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J122>
- Déshi von M. *Kaukasus. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge*. Bd. I–III. Berlin, 1905–1907: 1544 p.
- google.com: official site. Retrieved from: URL: <https://sites.google.com/view/images-of-russian-glaciers> (Last access: March 4, 2025).
- Gruber O.V. Über die photogrammetrische Ausrüstung des “Graf Zeppelin” auf der Arktisfahrt 1931, über die Auswertungsmethoden und die bisherigen Ergebnisse aus dem gewonnenen Aufnahmematerial // *Petermanns Geographische Mitteilungen*. Gotha, 1931. Retrieved from: URL: <https://epic.awi.de/id/eprint/37271>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov C., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21<sup>st</sup> century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography. *The Cryosphere*. 2014, 8 (6): 2367–2379. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014>
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus over the past two decades. *The Cryosphere*. 2022, 16 (2): 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Willis M.J., Melkonian A.K., Pritchard M.E. Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya. *Russian Arctic. Journ. of Geophys. Research. Earth Science*. 2015, 120 (10): 2040–2055. <https://doi.org/10.1002/2015JF003544>



## О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ЛОЖА ЛЕДНИКА КОЛКА НА ЕГО ДИНАМИЧЕСКУЮ НЕСТАБИЛЬНОСТЬ

© 2025 г. Р.А. Чернов\*, А.Я. Муравьев

*Институт географии РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: chernov@igras.ru*

Поступила в редакцию 28.12.2024 г.

После доработки 23.02.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

По данным дистанционных методов исследований отмечены высокие темпы продвижения фронта ледника Колка — около 380 м за 2018–2024 гг. В результате полевых работ 2024 г. в предполье ледника Колка выявлено несколько термокарстовых воронок, указывающих на наличие пласта льда толщиной до 20 м. Предположительно, фронт ледника надвинулся на массив мёртвых льдов, который сохранился после схода ледника в 2002 г., и продвигается по нему.

**Ключевые слова:** Кавказ, фронт ледника, термокарстовые процессы, мертвые льды, плоскость скольжения

**DOI:** 10.31857/S2076673425020029, **EDN:** FPKCSY

### ВВЕДЕНИЕ

Карово-долинный ледник Колка расположен в верховье левого притока р. Геналдон, в глубоком скалистом цирке, образованном горными массивами Джимара-Хох и Шау-Хох. Ледник получает питание за счёт притока льда от висячих ледников, лавинных и ледово-каменных обвалов. Нестабильность ледника Колка неоднократно проявлялась в прошлом на примере его подвижки 1969–1970 гг. или катастрофических обрушениях 1902 и 2002 гг. Катастрофа 2002 г. характеризовалась непредсказуемостью и высокой скоростью движения ледово-каменного потока. Несмотря на усилия многих научных групп, причины выброса ледника Колка и преобразование его в высокоскоростной поток до конца не ясны.

В начале 2000-х годов в научных кругах преобладала обвальная гипотеза причин катастрофы (Васьков, 2004; Познанин, 2009), связанная с проявлением сейсмичности района и разрушением мёрзлых пород в цирке. Также была выдвинута гипотеза о мощном газодинамическом взрыве под ледником (Муравьев, 2005; Бергер, 2007). Вероятно, влияние вулканогенного фактора было значимым, на что указывают исследования данных тепловой космической съёмки и наземных датчиков, выявившие активизацию

глубинных процессов в недрах «спящего» вулкана Казбек (Гурбанов и др., 2014). Высказано мнение о внеочередной пульсации ледника, хотя характер катастрофы резко отличался от пульсации ледника в 1969–1970 гг. (Десинов, 2004). В то же время, ряд гляциологов отмечали, что основными факторами, спровоцировавшими катастрофическое обрушение ледника 2002 г., были проявление поствулканических процессов под ледником и накопление в теле ледника значительных объёмов воды (Котляков и др., 2014). Оба фактора непосредственно связаны с условиями на ложе ледника. Предположение о возможном изменении условий скольжения ледника Колка по ложу, приводящих к динамической неустойчивости, было приведено ещё в результатах исследований его пульсации (Рототаев и др., 1983).

В 2003–2023 гг. гляциологи Института географии РАН и географического факультета МГУ проводили регулярные наземные наблюдения в цирке ледника Колка. Фотосъёмки цирка с опорных точек и с воздуха при помощи БПЛА, повторные GPS съёмки поверхности ледника и его фронта, анализ спутниковых снимков позволяли наблюдать динамику возрождения ледника с 2002 г. (Чернов, Рототаева, 2010; Носенко

и др., 2017; Аристов и др., 2019). После заполнения льдом верховья цирка ледника Колка, процесс его наступания, казалось бы, замедлился. В 2015–2016 гг. скорость продвижения его фронта составляла 15–20 м в год. На этом этапе было высказано мнение о невозможности восстановления ледника в прежних размерах и снижении по этой причине потенциальной опасности его обрушения (Котляков и др., 2014).

Регулярные наблюдения показали, что уже с 2003 г. наблюдался процесс заполнения льдом тыловой части цирка ледника. В первые годы после катастрофы со склонов Джимарай-Хох поступало до 4.5 млн м<sup>3</sup> от висячих ледников и в виде снежно-ледовых обвалов. Но постепенно поступающее ежегодно количество льда сократилось до величин от 2 (Котляков и др., 2014) до 3.5 млн м<sup>3</sup> (Аристов и др., 2019). С 2017 г. состояние ледника изменилось, его фронт заметно активизировался.

Тело ледника образовано слиянием потоков льда с правого борта и тыловой части цирка. С левого борта движению ледника препятствует высокий моренный вал. Особенностью морфологии ложа ледника является его постоянный уклон от тыловой части до уровня около 2900 м. Кроме того, днище ложа сужается, и на уровне около 3000 м его ширина не превышает 300 м. Вся поверхность ледника бронирована мореной, что препятствует летнему таянию льда. Эти особенности морфологии, питания и абляции ледника создают условия для быстрого накопления его массы.

Цель исследования – выявление массивов мёртвых льдов на ложе перед ледником Колка как вероятной причины активного продвижения фронта ледника в последние годы, выявление особенностей стока из цирка ледника.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные полевых наблюдений и разновременных спутниковых съёмок. Спутниковые снимки использовались для определения пространственного положения границ ледника на разные даты. Дешифрирование границ фронта ледника было произведено ручным методом по следующим спутниковым снимкам: WorldView-2 от 01.10.2012 и 19.08.2019, Sentinel-2 от 01.09.2020, 27.08.2021, 03.09.2022, 27.08.2023 и 02.09.2024. Граница ледника 2018 г. была взята из Каталога ледников России (glacru.ru..., 2025), где она была

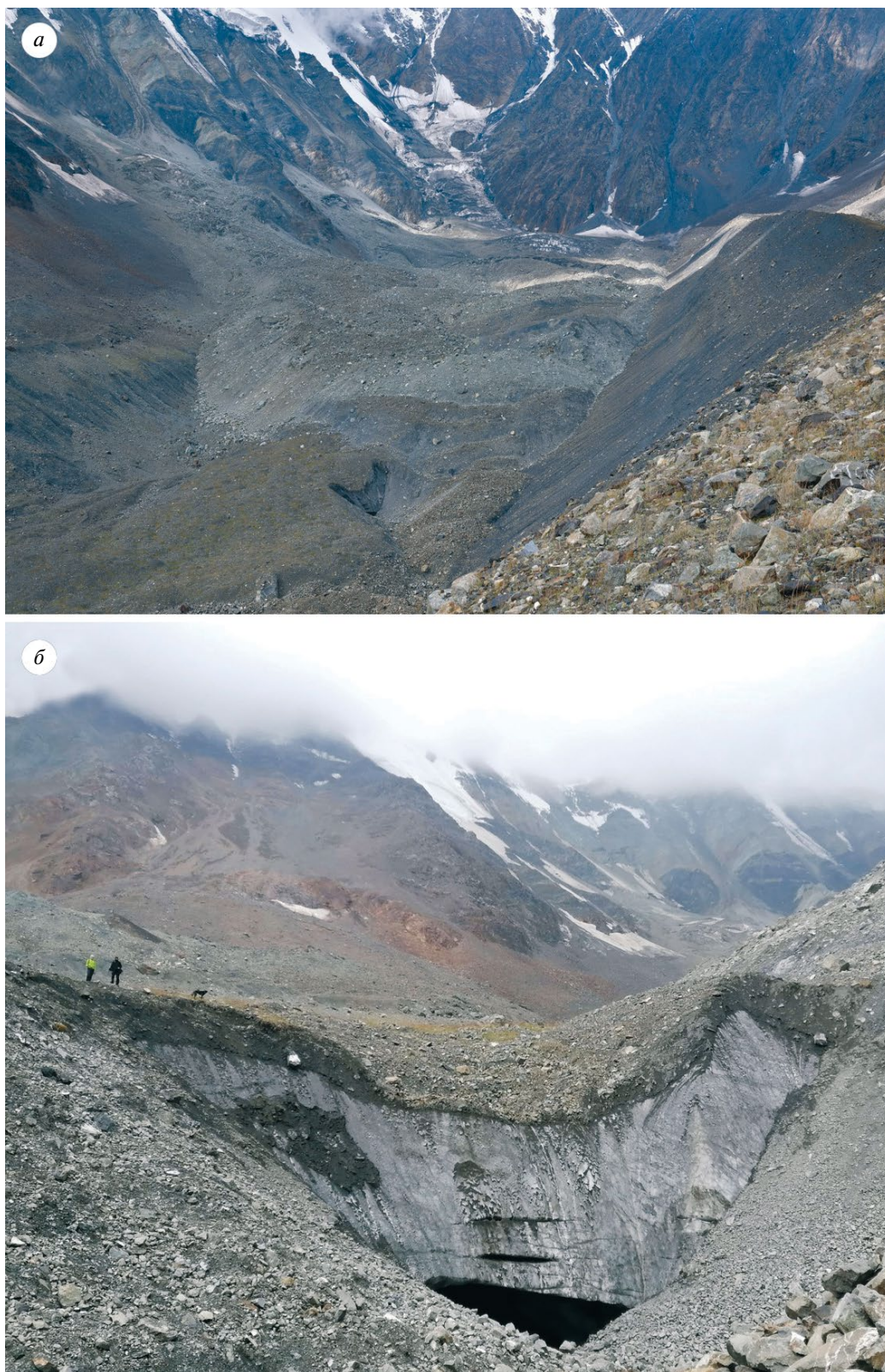
получена в результате дешифрирования по снимку Sentinel-2 от 28.08.2018. При расчёте изменений площади прифронтальной части ледника погрешность рассчитывалась как произведение длины границы участка приращения ледника на разрешающую способность спутниковых снимков, по которым она была дешифрирована (10 м для снимков Sentinel-2 и 2 м для WorldView-2).

Полевое обследование термокарстовых воронок перед фронтом ледника включало: определение их местоположения, глубины и толщины обнажений льда, где это было возможным. Для определения координат и высот объектов в полевых исследованиях использована GPS-съёмка. Рулеткой и мерной рейкой измерялись толщина слоя морены в шурфах, глубина и ширина водотоков. Расход воды в притоках ручья Колка был определён как произведение площади сечения потока на прямолинейном участке и мгновенной скорости воды (измерено поплавком).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным полевых наблюдений в сентябре 2024 г. фронт ледника имеет высоту около 40 м, его средний уклон составляет 35°. По периметру фронта ледника образовался напорный вал морены, который состоит из пород, слагающих морену предполья ледника. В сентябре 2024 г. фронт ледника находился на высоте около 3040 м (рис. 1, а).

На пологом пространстве перед ледником наблюдается развитие термокарстовых процессов. Термоэрозионные воронки вытянутой формы образовались около бортов ложа. Наиболее глубокая из них имеет вертикальное обнажение, которое указывает на мощность подстилающего льда – около 20 м (см. рис. 1, б). В основании воронок имеются туннели, по которым талая вода дренируется в долину подо льдом. На поверхности морены протяжённых водотоков не наблюдается и, фактически, весь сток из цирка ледника имеет подлёдный характер. На удалении от ледника развитие термокарстовых процессов локализовано в центральной части ложа. Здесь массив мёртвых льдов значительно возвышается (Л.В. Десинов называл эту часть массива «ригелем») и имеет сложную форму, напоминающую подкову, обращённую вершиной к долине. Многочисленные обнажения на крутых склонах сооружения показывают, что под слоем морены находится лёд. Несмотря на положительные



**Рис. 1.** Фронт ледника Колка в сентябре 2024 г. (а), обнажение мёртвого льда на пространстве перед фронтом ледника (б). Фото А.Я. Муравьева (а) и Р.А. Чернова (б), 08.09.2024

**Fig. 1.** The Kolka Glacier front in September 2024 (a), exposure of dead ice in the area in front of the glacier (b). Photo by A.Ya. Muraviev (a) and R.A. Chernov (b), 09/08/2024



температуры воздуха в летний период, таяние происходит, по-видимому, крайне медленно из-за мощного слоя морены. Общая конфигурация массива сохранилась с момента катастрофы 2002 г. Это лёд, который остался в цирке после схода ледника в 2002 г. на высоте около 3020 м (Котляков и др., 2014).

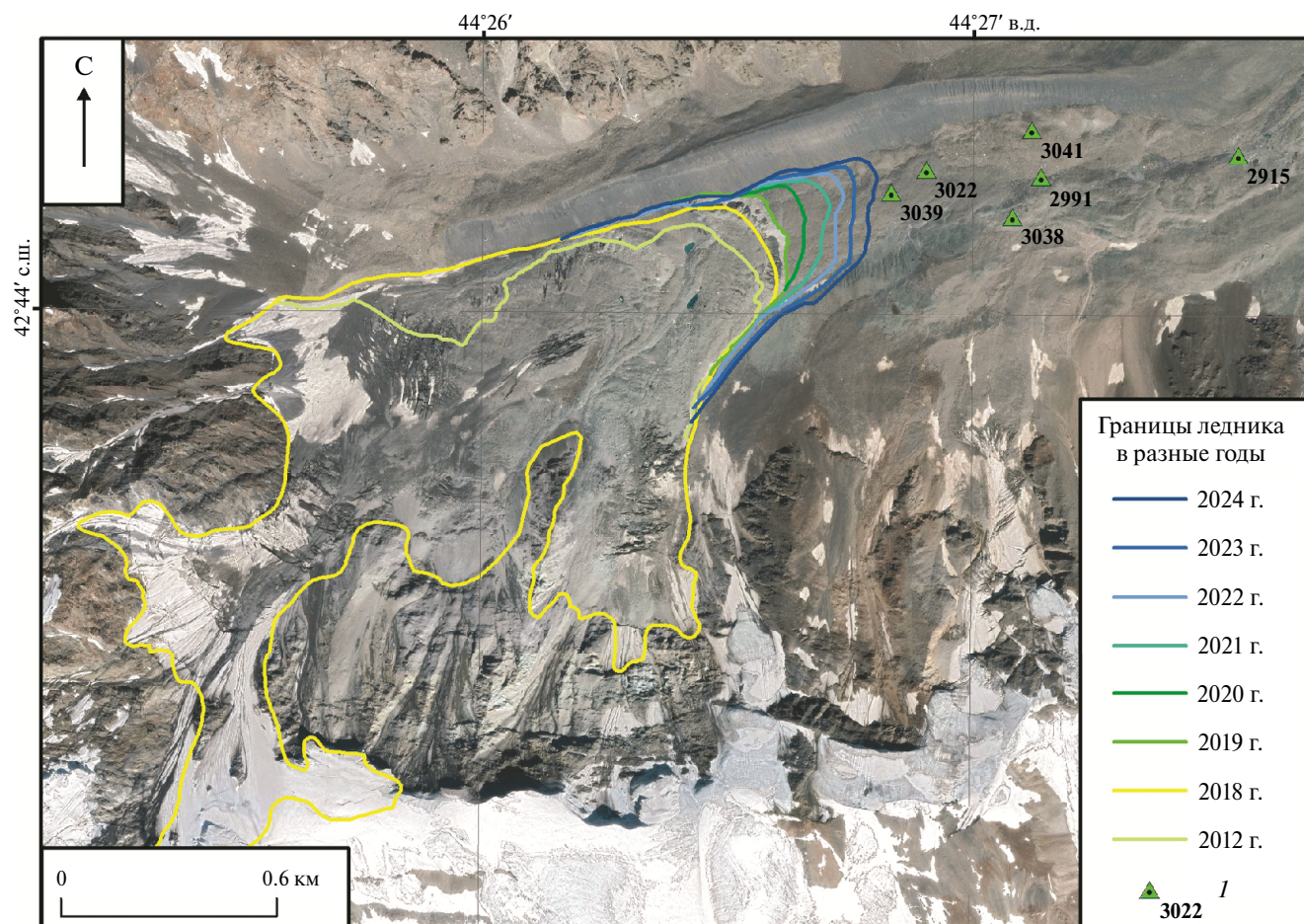
Маршрутные наблюдения в области сооружения массива мёртвых льдов не выявили каких-либо поверхностных водотоков. Определённо, талая вода из цирка ледника протекает по подлёдным каналам. Выход талых вод на поверхность происходит на удалении 1.1 км от текущего положения фронта ледника на высоте 2915 м (рис. 2). Многочисленные родники, расположенные возле правой морены, формируют два ручья, которые соединяются вместе перед впадением в ручей Шао. Их протяжённость составляет около 300 м. На момент посещения расходы воды в них были соизмеримы и суммарно составляли около 0.8 м<sup>3</sup>/с. Расход воды в обоих ручьях был измерен в период между 14 и 15 часами при ясной погоде 09.09.2024.

Текущее положение фронта ледника показывает, что с августа 2023 г. по сентябрь 2024 г. он продвинулся примерно на 70 м. Динамика границ ледника за последнее десятилетие показывает высокие темпы продвижения ледника (см. рис. 2). В период с 2012–2018 гг. приращение площади ледника составило  $0.12 \pm 0.02$  км<sup>2</sup>. До 2014 г. оно происходило, в основном, за счёт заполнения пространства перед левым моренным валом (Котляков и др., 2014), после 2014 г. — за счёт продвижения его фронта. За 2018–2024 гг. площадь ледника увеличилась на  $0.13 \pm 0.03$  км<sup>2</sup>. Оба периода оказались фактически равноценны по приращению площади, но в последние 10 лет площадь ледника увеличивалась преимущественно за счёт удлинения его языковой части. Её продвижение на 380 м в плане соответствует понижению абсолютной высоты нижней границы ледника на 40 м. Кроме того, на основе геодезических измерений было отмечено повышение его поверхности. Как показано в работе (Аристов и др., 2019), высота поверхности ледника в 2014–2017 гг. увеличивалась в среднем на 2 м в год. В этих условиях следует предположить, что отток льда из цирка не компенсирует его питание. При уровне питания ледника около 2–3.5 млн м<sup>3</sup> ежегодный отток льда головной части ледника в несколько раз меньше — порядка 0.7 млн м<sup>3</sup> (объём льда у фронта ледника, перемещенный за год на 70 м).

В настоящее время ледник надвигается на поле мёртвых льдов. Скорости наступания фронта уже достаточно велики и по величине достигли значений, которые были измерены на кануне подвижки 1969 г., т.е. около 20 см в сутки (Рототаев и др., 1983). Вероятно, изменившиеся условия на ложе фронтальной части ледника будут способствовать увеличению скорости его движения. Даже при сохранении настоящих темпов его продвижения через 3–4 года ледник достигнет сооружения из массива мёртвых льдов, которое по высоте соизмеримо с фронтом. Встретившись с препятствием, фронт ледника неизбежно замедлит своё движение.

Возникает вопрос о причине активного продвижения фронта ледника Колка после 2018 г. Условия питания ледника не могли заметно измениться за последние два десятка лет. До 2016 года отмечается стабильный уровень зимних осадков (Котляков и др., 2014; Носенко и др., 2017). Приращения площади ледника показывают, что продвижение его фронта вполне отражает стабильные условия питания. Выявленные высокие скорости его движения связаны с условиями скольжения на ложе. Вероятно, фронтальная часть ледника движется по пласту льда, который остался после катастрофы 2002 г. Ранее неоднократно было отмечено, что в цирке ледника и на его ложе могло остаться много льда (Котляков и др., 2014). В ходе полевых работ в сентябре 2024 г. термокарстовые воронки (в них наблюдались обнажения льда) были обнаружены у левого и правого краёв, а также в нижней части выположенной поверхности ниже фронта ледника (см. рис. 2). Это позволяет предположить, что внутреннее строение этого тела, относительно однородно, как и вид его поверхности. Развитие термокарстовых воронок происходило при воздействии временных поверхностных водотоков. Прямые измерения показали, что толщина моренного чехла составляет около 1 м, что также видно в обнажении на рис. 1, б. При такой толщине морены фактически исключается таяние пласта льда, так как его температура близка к среднегодовой температуре на ложе и поэтому отрицательна (Чернов, Рототаева, 2010).

Существование пласта льда, предположительно сохранившегося с Кармадонской катастрофы, указывает на то, что в момент срыва ледника в сентябре 2002 г. массы льда могли двигаться по плоскости скольжения, а не собственно по ложу, как предполагалось ранее. Возможность срыва ледника по плоскости скольжения была высказана по результатам изучения подвижки



**Рис. 2.** Границы ледника Колка и положение его фронта с 2012 по 2024 г., *1* — абсолютные высоты поверхности мёртвого льда в августе 2024 г. В подложке спутниковый снимок WorldView-2 от 19.08.2019

**Fig. 2.** Boundaries of the Kolka Glacier and the position of its front from 2012 to 2024, *1* — absolute heights of the dead ice surface, August 2024. In the background is a satellite image WorldView-2 from 08/19/2019

в 1969–1970 гг. (Рототаев и др., 1983). Поверхность скольжения генерализует подлёдный рельеф, поэтому её сопротивление движению ледника много меньше, чем движение по неровностям ложа. Следует отметить, что моренный чехол в предполье ледника исключается из плоскости контакта ледника и мёртвого льда, так как он сдвигается фронтом. По периметру фронта ледника образовался напорный вал из рыхлого материала высотой более 10 м (см. рис. 1, *a*).

Анализ материалов, описывающих катастрофы ледника Колка в 1902 и 2002 гг. и подвижки 1969–1970 гг. (Рототаев и др., 1983; Чернов, Рототаева, 2010; Котляков и др., 2014), указывает на перемещения льда из цирка ледника двумя различными сценариями, отличающимися скоростями движения ледовых масс. Возможность преобразовываться в высокоскоростной поток

ледово-каменных масс, по-видимому, обусловлена значительным накоплением воды в теле ледника и срывом ледника по плоскости скольжения.

Полевые исследования на пространстве перед фронтом ледника подтвердили наличие пологой поверхности, сложенной льдом. Её уклон составляет  $6^\circ$ , ширина — около 200 м, а протяжённость — 300–350 м. В нашем представлении эта поверхность является фрагментом плоскости скольжения, по которой происходило обрушение ледника. Ниже уровня 2990 м поверхность перекрывается грядой мёртвых льдов. Эта гряда высотой до 50 м и протяжённостью около 500 м окажется значительной преградой продвижению ледника через несколько лет. Приблизительный расчёт объёма мёртвого льда в массиве даёт величину 6–8 млн  $\text{м}^3$ . Смыкание тела ледника и сооружения мёртвых льдов значительно увели-

чат общую массу ледника, но при этом остановят движение его фронта.

На этом этапе возрождения ледника Колка, его состояние может приблизиться к критическому. Под напором ледника массив мёртвых льдов неизбежно включится в движение. Общая масса будет выдвигаться в область, имеющую уклон более  $10^\circ$ , и способствовать его неустойчивости. Не исключена вероятность накопления воды в теле ледника вследствие деформации базального слоя льда, под которым идёт сток. Упоминания о нарушении стока ручья Колка накануне катастрофы 2002 г. были неоднократно выделены в публикациях Л.В. Десинова (Десинов, 2004). Также ранее в работе (Рототаев и др., 1983) было отмечено, что в случае затруднённого стока вода, накапливающаяся в леднике, может отжиматься к плоскости скольжения и боковым зонам. Динамика этого процесса изучена мало, но при затруднении подлёдного стока накопление воды в теле ледника в течение одних суток может достигать 70 тыс.  $\text{м}^3$ , в соответствии с нашими оценками расходов воды в притоках ручья Колка ( $0.8 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Неустойчивость ледника, который движется по ледяной плоскости скольжения и слою воды, становится крайне вероятной. Импульс для начала ускоренного движения масс льда может зависеть от случайных внешних воздействий: обвал, землетрясение, газовый выброс под ледником или обрушение внутренней полости ледника.

Фактически за нижней границей массива мёртвых льдов начинается зона транзита масс льда, где ледник преобразовался в скоростной поток. Об этом явно свидетельствует «сглаженный» рельеф бортов долины и характерная поверхностная штриховка крупных блоков обломочного материала. Деформация массива мёртвых льдов под напором ледника — ключевой этап для возможных прогнозов следующей катастрофы ледника. Включение их в движение и выдвигание в зону транзита может иметь характер подвижки подобно событиям 1969 г. или срыва части ледника по плоскости скольжения и образование скоростного потока. Наиболее вероятно то, что решающую роль в неустойчивости ледника снова сыграет накопление воды в его теле. В настоящее время сток воды из цирка происходит через узкий створ под массивом мёртвых льдов. С целью мониторинга состояния ледника Колка необходимо провести детальное исследование объёма мёртвого льда методами радиолокации и, возможно, получить сведения о структуре подлёдной гидросети, определить режим стока в летний период.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полевые исследования в цирке ледника Колка позволили сделать предположение о существовании обширного массива мёртвых льдов, который заполняет днище цирка и простирается перед ледником на расстояние до 0.9–1.0 км. Непосредственно перед фронтом обнаружены термокарстовые воронки, в одной из них толщина льда достигает 20 м. Предположительно, массив льда имеет форму пласта, покрытого слоем моренного материала. Этот пласт сохранился с момента Кармадонской катастрофы 2002 г. Сток талой воды из цирка ледника идёт под массивом мёртвых льдов и выходит на поверхность уже за его пределами.

Сравнение данных о положении фронта ледника за последние 10 лет указывают на значительные скорости его наступания, которые достигли значений, измеренных накануне подвижки в 1969 г. С августа 2023 по сентябрь 2024 г. фронт переместился примерно на 70 м. По-видимому, быстрому продвижению фронта ледника Колка способствует то, что ледник выдвинулся и скользит по пласту льда, который прежде был плоскостью срыва и скольжения при катастрофе 2002 г. На расстоянии около 300–350 м от текущего положения фронта ледника расположена гряда мёртвых льдов высотой до 50 м, которая является частью ледника Колка, оставшейся в цирке после катастрофы 2002 г. При смыкании ледника и массива мёртвых льдов отток льда из цирка будет затруднён. На этом этапе восстановления ледника его состояние может приблизиться к критическому, так как деформация подлёдной гидросети стока может способствовать накоплению воды в теле ледника.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН № FMWS-2024-0004. Авторы выражают благодарность ведущему инженеру-геологу (НИИОСП им. Н.М. Герсевича) Т.В. Вшивцевой за участие в полевых работах в цирке ледника Колка.

**Acknowledgements.** The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences FMWS-2024-0004. The authors express their gratitude to the leading engineer-geologist T.V. Vshivtseva (Gersevanov Research Institute of Bases and Underground Structures) for her participation in field work in the cirque of Kolka Glacier.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов К.А., Петраков Д.А., Коваленко Н.В., Тимошин С.А., Колчин А.А., Дробышев В.Н. Мониторинг ледника Колка в 2014–2017 гг. методом наземной стереофотосъёмки // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 49–58.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-49-58>
- Бергер М.Г. Ледник Колка. Катастрофа 20 сентября 2002 года — внезапный газодинамический выброс ледника. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 246 с.
- Васьков И.М. Возможный механизм обвала и динамика движения ледово-каменных масс в верховьях р. Геналдон (на Центральном Кавказе в сентябре 2002 г.) // *Вестник Владикавказского науч. центра РАН*. 2004. Т. 4. № 2. С. 34–45.
- Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Цуканова Л.Е. Изучение динамики теплового поля в контурах выявленной дистанционными методами тепловой аномалии (по данным наземных термодатчиков). Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ: Центр геофиз. исслед. Владикавказского науч. центра РАН и РСОА, 2014. С. 74–87.
- Десинов Л.В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // *Вестн. Владикавказского науч. центра*. 2004. Т. 4. № 3. С. 72–87.
- Каталог Ледников России // Электронный ресурс. URL: <https://www.glacru.ru/ледниковые-районы/кавказ/> (Дата обращения: 01.04.2020).
- Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
- Муравьев Я.Д. Газовое извержение в цирке — возможная причина развития подвижек ледника Колка по катастрофическому сценарию // *Материалы гляциол. исследований*. 2005. Вып. 98. С. 44–55.
- Носенко Г.А., Рототаева О.В., Никитин Н.А. Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 4. С. 468–482.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-468-482>
- Познанин В.Л. Механизмы селевых ледниковых катастроф. М.: ИМГРЭ, 2009. 182 с.
- Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Чернов Р.А., Рототаева О.В. О развитии посткатастрофических процессов в цирке ледника Колка и долине р. Геналдон (северный склон Казбекского массива) // *Лёд и Снег*. 2010. № 4. С. 25–29.  
[glacru.ru](https://www.glacru.ru) // Электронный ресурс. URL: <https://www.glacru.ru> (Дата обращения: 23.02.2025).

---

Citation: Chernov R.A., Muraviev A.Ya. On the possible influence of the Kolka glacier bed on its dynamic instability. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (2): 210–217. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020029

---

## On the Possible Influence of the Kolka Glacier Bed on Its Dynamic Instability

© 2025 R. A. Chernov<sup>#</sup>, A. Ya. Muraviev

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

<sup>#</sup>*e-mail: chernov@igras.ru*

Received December 28, 2024; Revised February 23, 2025; Accepted April 18, 2025

After the Karmadon catastrophe of 2002, the viewpoint was discussed that the important factors triggered the Kolka Glacier collapse were post-volcanic processes beneath the glacier and the accumulation of significant volumes of water in the glacier body. Both factors are directly related to the conditions on the glacier bed. The hypothesis of a possible change in the conditions of the Kolka Glacier sliding along the bed, leading to dynamic instability, was proposed earlier in the results of studies of its movement in 1969–1972. Field studies in the Kolka Glacier cirque in September 2024 revealed several thermokarst funnels in which ice is exposed. In the thermokarst funnel located near the glacier front, the visible ice thickness exceeds 20 m. The location of the thermokarst funnels and the surface character in the glacier foreland indicate the presence of an extensive layer of dead ice appears to extend just in front of the glacier and served as the sliding plane along which the glacier left



the bed in 2002 In the last 6 years, a significant advance of glacier terminus (up to 70 m per year) has been noted, the revived glacier moves over a layer of dead ice and its speeds are close to the critical values on the eve of the 1969 movement. It is possible that the water in the glacier body will influence its dynamic instability in the future, since the meltwater runoff from the cirque is of a subglacial nature. The accumulation of water in the glacier body can be facilitated by deformation of the ice mass at the bed and obstruction of drainage.

**Keywords:** Caucasus, glacier front, thermokarst processes, dead ice, sliding plane

## REFERENCES

- Aristov K.A., Petrakov D.A., Kovalenko N.V., Timonin S.A., Kolchin A.A., Drobyshev V.N. Monitoring of Kolka Glacier in 2014–2017 by terrestrial stereophotogrammetry. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 49–58. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-49-58> [In Russian].
- Berger M.G. *Lednik Kolka. Katastrofa 20 sentyabrya 2002 goda – vnezapnyy gazodinamicheskiy vybros lednika*. Kolka Glacier. The Catastrophe of September 20, 2002 – sudden gas-dynamic ejection of the glacier. Moscow: LKI Publishing House, 2007: 246 p. [In Russian].
- Vaskov I.M. Possible mechanism of collapse and dynamics of icerock masses in the upper reaches of the Genaldon river. *Vestnik Vladikavkaz Scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2004, 2: 34–45 [In Russian].
- Gurbanov A.G., Gazeev V.M., Leksin A.B., Dokuchaev A.Ya., Tsukanova L.E. *Izuchenie dinamiki teplovogo polya v konturah vyyavlennoj distancionnymi metodami teplovoj anomalii (po dannym nazemnyh termodatchikov)*. *Lednik Kolka: vchera, segodnya, zavtra*. Study of thermal field dynamics in contours of thermal anomaly detected by remote methods (according to data from ground-based temperature sensors). Kolka Glacier: yesterday, today, tomorrow. Vladikavkaz: Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and the Russian North Ossetian, 2014: 74–87 [In Russian].
- Desinov L.V. Pulsation of the Kolka Glacier in 2002. *Vestnik Vladikavkaz Scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2004, 4 (3): 72–87 [In Russian].
- Katalog Lednikov Rossii*. Glaciers of Russia. Retrieved from: URL: <https://www.glacru.ru/ледниковые-районы/кавказ/> (Last access: April 1, 2020) [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov R.A. *Karmadonskaya katastrofa – chto sluchilos i chego zhdut dalshe*. Karmadon disaster: what happened and what to expect further. Moscow: “Kodeks” Publishing House, 2014: 184 p. [In Russian].
- Muraviev Ya.D. Gas eruption in the circus is a possible cause of development of the Kolka glacier movements by the catastrophic scenario. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 44–55 [In Russian].
- Nosenko G.A., Rototaeva O.V., Nikitin N.A. Features of changes in the Kolka glacier from 2002 to 2016. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 468–482 [In Russian].
- Poznanin V.L. *Mekhanizmy selevykh lednikovykh katastrof*. Mechanisms of mudflow glacial disasters. Moscow: Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, 2009: 182 p. [In Russian].
- Rototaev K.P., Khodakov V.G., Krenke A.N. *Issledovanie pulsiruyushchego lednika Kolka*. Study of the pulsating Kolka Glacier. Moscow: Science, 1983: 169 p. [In Russian].
- Chernov R.A., Rototaeva O.V. On the development of post-catastrophic processes in the cirque of the Kolka glacier and the valley of the river Genaldon (the northern slope of the Kazbek massif). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 4: 25–29 [In Russian].
- glacru.ru: official site. Retrieved from: URL: <https://www.glacru.ru> (Last access: February 23, 2025).

## ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СТОКА Р. МИЖИРГИ (КАВКАЗ): ЧЕТЫРЁХКОМПОНЕНТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГИДРОГРАФА

© 2025 г. Ю. Н. Чижова<sup>1,2,\*</sup>, А. Д. Крекова<sup>3</sup>, С. С. Кутузов<sup>4</sup>, В. Н. Михаленко<sup>2</sup>,  
И. И. Лаврентьев<sup>2</sup>, М. А. Воробьев<sup>2</sup>, М. В. Виноградова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

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

<sup>3</sup>Высшая школа экономики, Москва, Россия

<sup>4</sup>Школа наук о Земле, Университет штата Огайо, Колумбус, США

\*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.12.2024 г.

После доработки 01.03.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Изучены изотопные параметры стока в бассейне ледника Мижирги в середине периода абляции, установлены изотопные и гидрохимические характеристики компонент стока — тающего льда на языке ледника, снега лавинных снежников, ледникового льда и снежного покрова в области питания. Выполненное четырёхкомпонентное расчленение стока по двум изотопным ( $\delta^{18}\text{O}$ , d-exc) маркерам и величине минерализации показало возможность изучения структуры таяния в высокогорном ледниковом бассейне. Эта возможность обусловлена отличием величин дейтериевого эксцесса снежного покрова, формирующегося в зимний и летний сезоны в области аккумуляции ледников Безенгийского узла оледенения.

**Ключевые слова:** изотопный состав кислорода, дейтериевый эксцесс, речной сток, ледники, Кавказ

DOI: 10.31857/S2076673425020037, EDN: FPRMPO

### ВВЕДЕНИЕ

Талый ледниковый сток — основной компонент питания многих горных рек, изменяющийся в характерные фазы водного режима в сезонном и межгодовом масштабах. Наблюдения за изменениями вклада талого ледникового стока приобретают особую важность, поскольку позволяют судить о реакции ледников на климатические изменения. Задача установления вклада основных компонент питания реки в гидрологии чаще всего решается методом расчленения гидрографа. Графическое разделение гидрографа применяется в гидрологической практике более 60 лет и базируется на разделении быстрых и медленных компонент, часто приравниваемых соответственно к поверхностному стоку и грунтовым водам. Использование стабильных изотопов в качестве инструмента для разделения гидрографа стока на компоненты в конце 1960-х годов стало прорывом в гидрологии рек. В отличие от

графических методов, метод изотопного расчленения является измеримым, объективным и основывается на компонентах самой воды (Klaus, McDonnell, 2013). Впервые этот метод был применён в работе (Hubert et al., 1969), где расчленение гидрографа выполнялось с помощью трития. Впоследствии, с 1970-х годов метод стал применяться с использованием стабильных изотопов кислорода и водорода (Behrens et al., 1978; Sklash, Farvolden, 1979). Изотопные трассеры в сочетании с гидрохимическими (электропроводность воды, растворённый углерод и др.) применяют для выявления особенностей гидрологических процессов в пределах небольших водосборов, особенно в периоды выпадения дождей и таяния снега. Изотопное расчленение стока горных рек с ледниковым питанием позволяет исследовать гидрологические особенности ледниковых бассейнов и, более того, оценивать структуру таяния. Эти оценки возможны ввиду того, что

снежный покров в области аккумуляции отличается по своим изотопным и геохимическим параметрам от льда в области абляции и эти различия обуславливают корректность установления вклада отдельных компонент в сток на основе масс-балансовых уравнений.

На данный момент прямых наблюдений за поведением изотопных и гидрохимических характеристик речного стока в высокогорных бассейнах в России крайне мало, и изотопные методы применяются скорее эпизодически для количественных расчётов, как это было сделано для Кавказа (Васильчук и др., 2016; Rets et al., 2024) и Алтая (Банцев и др., 2018). Выполненное недавно исследование количественного вклада талых вод снега и ледников с разных по площади водосборов, а также осадков в сток р. Баксана охватывает два летних периода 2020 и 2021 годов (Rets et al., 2024).

Цель работы — анализ формирования талого стока в высокогорном ледниковом бассейне с применением методов геохимии стабильных изотопов. Для достижения этой цели установлены изотопные и гидрохимические характеристики компонент, участвующих в формировании речного стока, и выполнено изотопное расчленение гидрографа стока р. Мижирги.

Река Мижирги, вытекающая из-под одноимённого ледника на высоте 2640 м, является притоком р. Черек Безенгийский, относится к горно-долинному типу рек. Водный режим определяется в основном таянием ледников и высокогорных снегов (Панов, 1973). Максимальный расход воды отмечается в июне—июле, минимальный — в январе—феврале. Из-за небольших размеров реки на ней нет постоянного гидропоста и отсутствуют регулярные наблюдения. С 2000-х годов р. Мижирги была объектом нескольких гидролого-гидрохимических работ (Газаев и др., 2012; Керимов и др., 2014; Шарпова и др., 2018; Кучменова, 2021), в частности, связанных с оценкой содержания в воде микроэлементов и тяжёлых металлов (Reutova et al., 2018; Керимов, Курашева, 2022).

## МЕТОДЫ

**Район исследований.** Ледник Мижирги (43.06° с.ш., 43.17° в.д.) расположен на северо-западном склоне Бокового хребта Большого Кавказа (рис. 1) в Безенгийской горной долине. Ледник Мижирги относится к морфологическому типу сложных долинных ледников. Он берёт своё

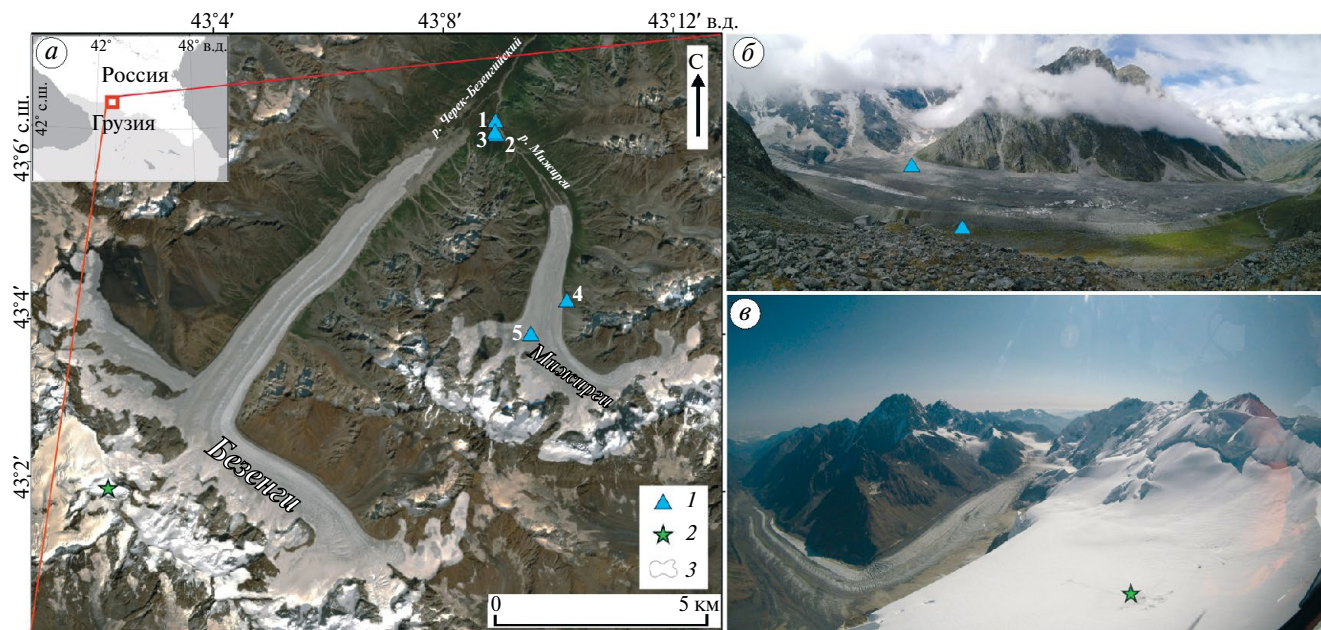
начало в цирке, образованном северными стенами Коштантау и вершиной Кундюм-Мижирги (4526 м), являющимися частью Северного массива. Зоной питания ледника служит группа горных вершин Дыхтау-Коштантау. Согласно каталогу ледников России (Хромова и др., 2021), по данным на 2018 год площадь ледника Мижирги составляла 12.44 км<sup>2</sup>, длина — 9.17 км. Отметка высшей точки ледника — 5150 м, низшей — 2640 м.

Характерная особенность ледника Мижирги — сильно заморенная поверхность языка практически на всём его протяжении, что может влиять на интенсивность таяния льда. Продолжительность периода аккумуляции на ледниках бассейна изменяется в широких пределах: от 150 дней на концах языков до 365 дней на высотах более 4500 м. Основными источниками питания ледников служат твёрдые атмосферные осадки, метелевый перенос и лавины. Общее количество твёрдых атмосферных осадков на ледниках 600–1000 мм, что составляет 48–100% общей величины питания ледников. Сложные долинные и некоторые карово-долинные ледники имеют дополнительное питание за счёт обвалов льда всяких ледников. Продолжительность периода таяния изменяется от 100–220 дней на языках ледников до нескольких дней в областях питания. В широком диапазоне изменяются и величины таяния по высотным зонам, составляя 68 м на высотах около 2100 м и до 0.1 м на высоте 4200 м. Для оценки изотопно-геохимических параметров льда в области питания ледников Безенгийского узла оледенения летом 2021 г. было выполнено керновое бурение ледника Безенги.

**Полевые методы.** Отбор проб воды для изучения вариаций изотопного состава стока р. Мижирги проводился в период с 6 по 16 июля 2022 г. Регулярные гидрохимические измерения выполняли на территории альплагеря «Безенги» на левом рукаве реки Мижирги, ~750 м выше её слияния с рекой Черек Безенгийский (см. рис. 1). Площадь бассейна к створу отбора проб составляет около 43 км<sup>2</sup>.

Отбор речной воды на гидропосте производили трижды в сутки — в 7:30 утра, около 15 часов дня и в 19–20 часов вечера каждый день. Все пробы отбирали единообразно в метре от берега на глубине ~10 см. Вместе с отбором проб измеряли температуру воды, мутность, электропроводность (минерализацию), pH. Уровень и температуру воды фиксировали каждую минуту установленным на гидропосте датчиком-логгером Keller DCX-18. Расходы воды рассчитывали по эмпирической зависимости расходов от





**Рис. 1.** Схема района исследований: точки отбора проб (1 – гидропост на р. Мижирги, 2–3 – родники, 4 – снежник, 5 – лёд на языке ледника (кора таяния)) (а); края ледника (б); положение глубокой скважины на леднике Безенги (в)

**Fig. 1.** Scheme of the research area: sampling points (1 – gauge on the Mizhirgi River, 2–3 – springs, 4 – snowpack, 5 – glacial ice on the tongue (melting crust)) (a); glacier margins (б); position of a deep borehole on the Bezengi Glacier (в)

уровней, определённой методом ионного паводка. выпадающие атмосферные осадки отбирались осадкомером, входящим в комплект метеостанцией Davis Vintage Pro 2. Был произведён также отбор проб льда и талой воды на леднике Мижирги, получены две пробы из родников выше гидропоста по течению реки.

В летний сезон 2021 г. было выполнено бурение ледникового льда вблизи вершины Катын-Тау на высоте 4750 м в верхней части Безенгийской стены с использованием бурового оборудования GeoTech без применения заливочных жидкостей. Был получен ледяной керн длиной 92 м, который транспортировался в замороженном состоянии в лабораторию палеоэкологических реконструкций Института географии РАН, Москва.

**Аналитические методы.** Работы с ледниковым керном выполнялись в условиях холодной лаборатории, где проводили описание льда и отбор образцов. Полученные образцы льда растапливали в лаборатории класса «чистое помещение». Для верхних 30 м керна (16 м водного эквивалента) с шагом 20 см выполнен изотопный анализ и анализ содержания основных макрокомпонентов: фторида ( $F^-$ ), хлорида ( $Cl^-$ ), нитрата ( $NO_3^-$ ), сульфата ( $SO_4^{2-}$ ), а также катионов натрия ( $Na^+$ ),

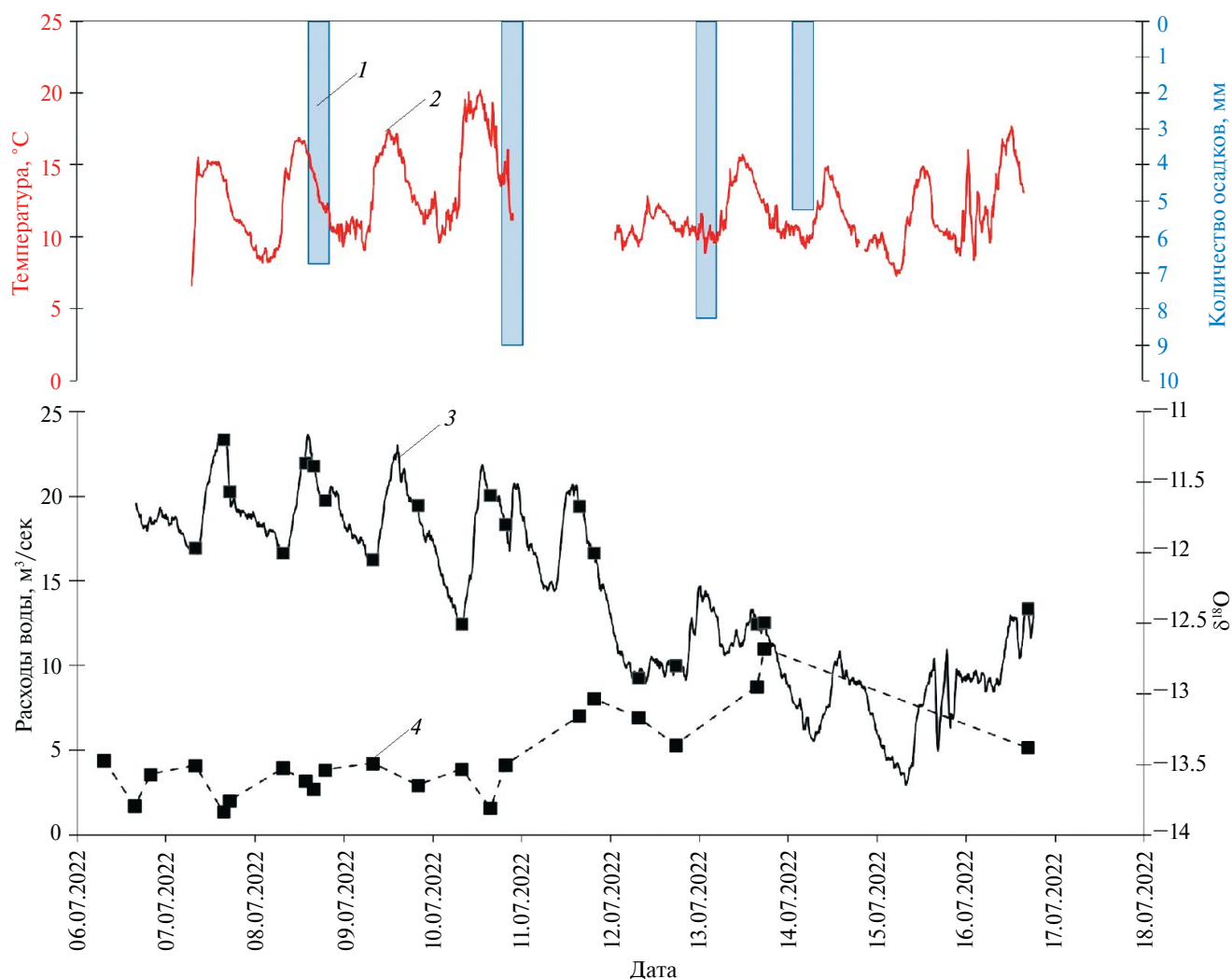
аммония ( $NH_4^+$ ), калия ( $K^+$ ), магния ( $Mg^{2+}$ ), кальция ( $Ca^{2+}$ ).

Содержание всех ионов было определено методом ионной хроматографии с помощью системы Dionex Integriон в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Подробное описание методики анализа и пробоподготовки приведено в работе (Воробьев и др., 2024).

Изотопный состав кислорода и водорода всех полученных проб был измерен на изотопном анализаторе Picarro L2130i в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Калибровка измеренных значений выполнялась методом линейной регрессии по международным стандартам USGS-46, USGS-47 и USGS-48. Значения  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  приведены в шкале V-SMOW-SLAP. Точность определения  $\delta^{18}O$  составила 0.1‰,  $\delta D$  – 1‰.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Речной сток.** За время наблюдений произошло общее падение расходов р. Мижирги несмотря на то, что температуры воздуха за этот период были довольно стабильными (рис. 2). В период с 6 по 12 июля средние расходы воды



**Рис. 2.** Количество осадков (1), среднесуточная температура (2), расходы воды р. Мижирги (3) и значения  $\delta^{18}\text{O}$  воды (4) 6–16 июля 2022 г.

**Fig. 2.** Precipitation amount (1), mean daily temperature (2), discharge of the Mizhirgi River (3) and  $\delta^{18}\text{O}$  values of water (4) on July 6–16, 2022

составлял около  $18.5 \text{ м}^3/\text{с}$ , а в последующие дни  $9.4 \text{ м}^3/\text{с}$ . Слой стока с 6 по 12 июля составлял около 37 мм в сутки, в последующие дни — около 18 мм. Суточные колебания расходов составляли порядка  $4\text{--}5 \text{ м}^3/\text{с}$ , максимальные отмечались в дневное и вечернее время, что связано с активным таянием на леднике и поступлением талых вод в сток, минимальные — в ночное и утреннее время. За период с 6 по 16 июля 2022 г. значения  $\delta^{18}\text{O}$  воды в р. Мижирги варьировали от  $-12.68$  до  $-13.83\text{‰}$ , значения  $\delta\text{D}$  — от  $-82.6$  до  $-92.35\text{‰}$  (табл. 1). На протяжении периода наблюдений в бассейне р. Мижирги (с 6 по 16 июля) прослеживается незначительное общее увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  речной воды (см. рис. 2). После

каждого события выпадения дождя отмечалось повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  стока.

Кора таяния на языке ледника Мижирги характеризовалась значением  $\delta^{18}\text{O} = -17.22\text{‰}$  (см. табл. 1). В области аккумуляции ледника Мижирги не удалось выполнить отбор образцов, однако в области питания соседнего ледника Безенги были получены значения  $\delta^{18}\text{O}$  фирна и льда, которые могут быть использованы в качестве референтных для данной работы.

**Изотопный и химический состав льда в области аккумуляции ледника Безенги.** В верхних 14 м ледникового керна, соответствующих 6 м водного эквивалента, были определены значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ , концентрации основных ионов. По глубине

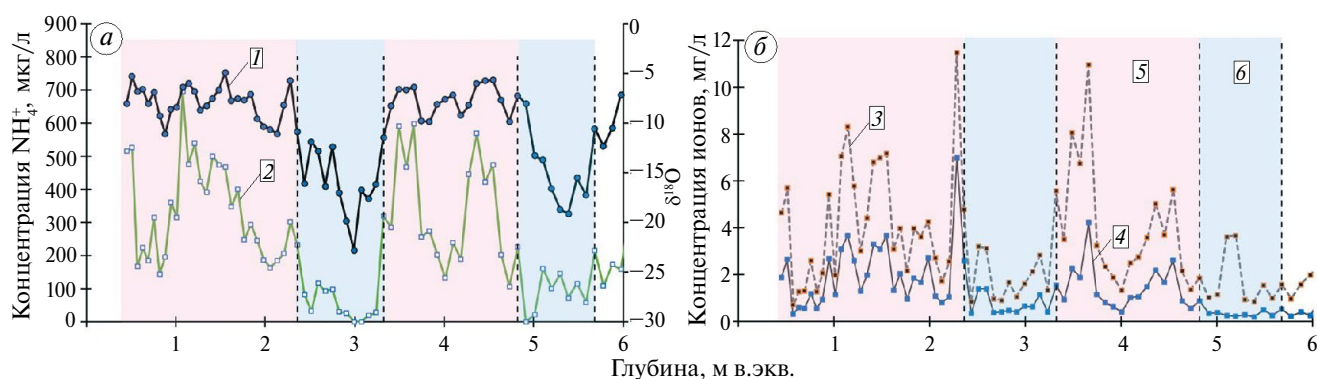
**Таблица 1.** Изотопные параметры и минерализация снега, льда, стока и атмосферных осадков в бассейне ледника Мижирги

Состав образца	Дата	Q, м³/с	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰	d-exc, ‰	Минерализация, мг/л
р. Мижирги	06.07.22	19.4	–13.47	–89.17	18.6	31.0
	06.07.22	19.8	–13.79	–91.99	18.3	20.7
	06.07.22	18.8	–13.57	–90.77	17.8	24.8
	07.07.22	16.9	–13.50	–90.01	18.0	31.1
	07.07.22	23.3	–13.83	–92.35	18.3	20.0
	07.07.22	20.3	–13.75	–91.85	18.2	21.8
	08.07.22	16.7	–13.52	–90.33	17.8	29.0
	08.07.22	22.0	–13.62	–91.25	17.7	–
	08.07.22	21.8	–13.67	–91.70	17.7	20.0
	08.07.22	19.8	–13.54	–90.37	17.9	23.1
	09.07.22	16.3	–13.49	–89.76	18.1	27.0
	09.07.22	19.5	–13.64	–90.33	18.8	22.0
	10.07.22	12.5	–13.53	–89.21	19.0	30.1
	10.07.22	20.1	–13.81	–91.35	19.1	20.0
	10.07.22	18.3	–13.50	–90.10	17.9	22.0
	11.07.22	19.4	–13.16	–87.08	18.2	–
	11.07.22	16.7	–13.03	–86.39	17.9	–
	12.07.22	9.3	–13.17	–85.75	19.6	25.0
	12.07.22	10.0	–13.36	–87.94	18.9	20.0
	13.07.22	12.5	–12.95	–83.56	20.0	–
	13.07.22	12.6	–12.68	–82.64	18.8	–
	16.07.22	13.4	–13.38	–87.86	19.2	20.0
Лёд на языке – кора таяния			–17.22	–118.18	19.60	2.0
Снег из лавинного снежника в верхней части языка ледника Мижирги			–16.15	–110.92	18.29	–
Ручей на поверхности языка ледника Мижирги			–14.04	–93.14	19.21	–
Дождь			–0.68	2.13	7.59	–
Дождь			–1.28	0.41	10.61	–
Родник 1			–12.11	–80.69	16.20	–
Родник 2			–12.02	–80.50	15.65	74.7
Ручей под склоном в кармане орографически левой береговой морены ледника Мижирги			–11.79	–78.82	15.48	–

керны значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  ледникового льда изменяются от –4.9 до –22.8 и от –12.2 до –170.0‰ соответственно (рис. 3, а). Величины дейтериевого эксцесса варьируют от 12.2 до 31‰. Сумма катионов и анионов, которую условно можно

принять за общую минерализацию льда, варьирует от 0.4 до 11 мг/л (см. рис. 3, б). В распределении значений  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине проявляется сезонность, выраженная в понижении значений в зимний период и повышении – в летний.





**Рис. 3.** Величина  $\delta^{18}\text{O}$  (1) льда, содержание иона аммония (2), катионов (3) и анионов (4) в верхних 6 м в.экв. керна ледника Безенги в летних (5) и зимних (6) горизонтах

**Fig. 3.** The  $\delta^{18}\text{O}$  values of ice (1), ammonium ion (2), cation (3) and anion (4) concentrations in the upper 6 m w.e. of the Bezengi ice core in summer (5) and winter (6) horizons

Величины d-экс также немного изменяются по сезонам — для летних значения выше, в отдельных случаях достигают 25–30‰, в то время как в зимние сезоны, как правило, d-экс составляет от 14 до 20‰. Высокие величины дейтериевого эксцесса для снега и льда на Кавказе обусловлены происхождением осадков из районов Средиземного и Чёрного морей (Чижова и др., 2023), а в летний сезон дополнительным вкладом повторно испаряющейся влаги.

Ярче всего сезонность проявляется в концентрациях иона аммония, что позволяет использовать их для разделения сезонов в ледяном керне (Mikhalenko et al., 2024). Такая выраженная сезонная изменчивость обусловлена преимущественно двумя факторами (Maupetit et al., 1995). Во-первых, основным источником  $\text{NH}_4^+$  в снеге и, соответственно, в ледниковом льду в европейском регионе служит сельскохозяйственная деятельность, которая практически отсутствует в зимний период. Во-вторых, ион аммония может попадать на большие высоты с потоками хорошо развитой горно-долинной циркуляции, которая также в большинстве случаев характерна для тёплой половины года. Таким образом, содержание  $\text{NH}_4^+$  от 0 до 100 мкг/л маркирует холодные сезоны, а в горизонтах тёплых сезонов возрастает до 1000–1500 мкг/л.

С помощью содержания  $\text{NH}_4^+$  были чётко установлены границы летнего сезона, что дало возможность оценить изотопные параметры горизонтов льда, сформированных летними осадками. С учётом допущения, что все летние осадки, выпадающие в области аккумуляции ледника Безенги, переходят в лёд и что общая картина формирования изотопного состава

снега повторяется из года в год, можно говорить о том, что летний снег в области аккумуляции Безенгийского узла оледенения для двух летних сезонов, предшествующих отбору проб речной воды, имеет средние значения  $\delta^{18}\text{O} = -7.9 \pm 1.6\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -41.9 \pm 15.2\text{‰}$  и d-экс =  $21.3 \pm 3.9\text{‰}$ , а среднее значение общей минерализации летних горизонтов составило  $4 \pm 2.5$  мг/л. Для зимних горизонтов средние значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и d-экс составили  $-16.3 \pm 2.8$ ,  $-113.8 \pm 24$  и  $16.9 \pm 2.7\text{‰}$  соответственно. Средняя величина общей минерализации составила  $1.8 \pm 1$  мг/л. Интересно, что среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  льда зимних горизонтов в области питания ледника Безенги практически совпадает со значением  $\delta^{18}\text{O}$ , полученным для лавинного снежника (см. табл. 1), который был сформирован, очевидно, зимним снегом. Лёд, отобранный на языке ледника Мижирги, представляющий кору таяния, имеет чуть более низкое значение  $\delta^{18}\text{O}$ , чем среднее для зимних горизонтов в области аккумуляции, вероятно, на языке вскрывается более старый лёд. Очевидно, что на языке ледника с поверхности можно встретить разный по изотопному составу лёд из-за неравномерности таяния и разного возраста льда, однако для величины общей минерализации мы получили близкие значения для современного льда в области аккумуляции (1.8 мг/л) и льда в области абляции на леднике (2 мг/л).

Предположено, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  и минерализации летних горизонтов керна Безенги в целом описывают летний снег и вблизи границы питания, где в течение летнего сезона он активно тает. Поэтому эти значения использованы в качестве параметров летнего снега для расчёта гидрографа.

**Расчленение гидрографа.** На изотопной диаграмме  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta\text{D}$  (рис. 4) точки, соответствующие воде ручьёв, лежат на линии, которая отражает процессы смешения тающего льда и дождевой воды. Эта линия смешения описывается уравнением  $\delta\text{D} = 7.4 \delta^{18}\text{O} + 8.7$ . Все точки, относящиеся к пробам воды р. Мижирги, в целом, соответствуют этой линии смешения, однако расположены чуть выше, и это, вероятно, говорит о том, что в речном стоке присутствуют не два основных компонента — талая ледниковая и дождевая вода, но и третий компонент — летний снежный покров вблизи границы питания.

Это обстоятельство особенно заметно, если рассмотреть все эти значения в координатах  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{d-exs}$  (см. рис. 4, б). Дейтериевый эксцесс служит показателем второго порядка и рассчитывается из формулы линии Крейга как  $\text{d-exs} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964), которая в глобальном масштабе описывает распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  атмосферных осадков (линия метеорных вод). Использование дейтериевого эксцесса здесь корректно, поскольку все полученные значения, кроме дождевой воды, не соответствуют линии метеорных вод, и, следовательно, дейтериевый эксцесс является самостоятельным изотопным трассером.

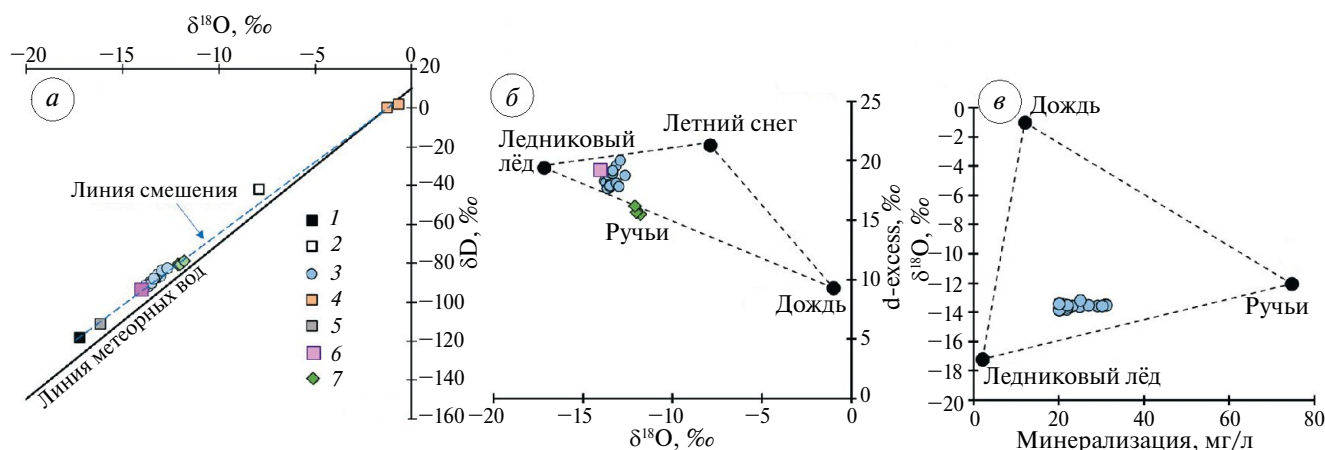
Воды ручьёв, точки которых на изотопной диаграмме (см. рис. 4, а–б) лежат на линии

смешения, являются смесью талых и дождевых вод. Пробы из ручьёв отбирались на склоне вблизи лавинных снежников, скорее всего их воды в наибольшей степени связаны с таянием этих перелетовывающих снежников и фильтрацией дождевой воды. Дождевые воды могут попадать в речной сток напрямую, а могут, смешиваясь и фильтруясь через рыхлые отложения. При этом происходит обогащение фильтрующейся воды основными ионами, и в результате воды ручьёв заметно отличаются по величине минерализации (см. рис. 4, в).

Использование дейтериевого эксцесса как второго самостоятельного изотопного трассера и величины минерализации позволяет решить систему уравнений с четырьмя неизвестными:

$$\begin{cases} f_1 + f_2 + f_3 + f_4 = 1, \\ \delta^{18}\text{O}_1 f_1 + \delta^{18}\text{O}_2 f_2 + \delta^{18}\text{O}_3 f_3 + \delta^{18}\text{O}_4 f_4 = \delta^{18}\text{O}_{\text{стока}}, \\ d_1 f_1 + d_2 f_2 + d_3 f_3 + d_4 f_4 = d_{\text{стока}}, \\ M_1 f_1 + M_2 f_2 + M_3 f_3 + M_4 f_4 = M_{\text{стока}}, \end{cases} \quad (1)$$

где  $f_i$  — доли отдельных компонент в формировании общего стока (льда ледника, снежного покрова вблизи границы питания, дождевой воды и воды ручьёв соответственно),  $\delta^{18}\text{O}_i$  — изотопный состав кислорода каждой компоненты,  $d_i$  — дейтериевый эксцесс каждой компоненты,  $M_i$  — минерализация воды каждой компоненты.



**Рис. 4.** Изотопные параметры речных вод и опробованных компонент таяния: соотношение  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta\text{D}$  в компонентах стока и в воде р. Мижирги (а), соотношение  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{d-exs}$  (б),  $\delta^{18}\text{O}$ –минерализация (в). Прерывистая линия показывает границы процессов смешения: 1 — лёд на языке ледника Мижирги (кора таяния), 2 — летний снег по данным осреднения керна ледника Безенги, 3 — вода р. Мижирги, 4 — дождевая вода, 5 — лавинный снежник на борту долины, 6 — ручей на поверхности языка ледника Мижирги, 7 — ручьи в долине

**Fig. 4.** Isotopic parameters of river waters and runoff components: the  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta\text{D}$  plot for runoff components and the water of the Mizhirgi River (a), relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\text{d-exs}$  values (b), between  $\delta^{18}\text{O}$  values and mineralization (v). The dashed line shows the boundaries of mixing processes: 1 — ice on the Mizhirgi Glacier terminus (melting crust), 2 — summer snow according to averaging data of the Bezengi ice core, 3 — water of the Mizhirgi River, 4 — rainwater, 5 — avalanche snow-pack on the valley side, 6 — stream on the surface of the Mizhirgi glacier terminus, 7 — streams in the valley

В качестве основных параметров компонент стока были выбраны значения, усреднённые по отобранным пробам (табл. 2). Поскольку измерения минерализации дождевой воды провести не удалось, её значения были взяты из работы (Васильчук и др., 2016) как характерные для Кавказа в летнее время.

Расчёт по системе уравнений (1) выполнялся начиная с 8 июля, поскольку до этого дня если осадки в водосборе и выпадали, они не были отобраны. Поэтому с 6 по 8 июля расчёт проводили по системе уравнений, исключаяющей уравнение баланса по дейтериевому эксцессу, и полагали, что составляющая дождевого питания равна нулю. Система (1) совместна и имеет единственное решение, поскольку ранг расширенной матрицы равен рангу матрицы системы, а также числу неизвестных.

Выполненный расчёт показал, что доля ледниковой составляющей в стоке р. Мижирги варьирует от 43 до 59%, вклад таяния летнего снежного покрова составляет от 8 до 28%, воды ручьёв — от 23 до 40%. Прямое участие дождей составляет первые проценты, в наибольшей степени было проявлено для 8 июля, когда оно достигло 10% в стоке реки в середине дня, а также 10 июля вклад дождя составил 8%. Таким образом, гидрограф разделён на четыре составляющие: сток, образованный за счёт таяния льда на леднике Мижирги, таяния снежного покрова вблизи области аккумуляции, жидкие атмосферные осадки и воды ручьёв.

Учитывая, что ручьи формируются двумя источниками — дождевыми водами и талыми водами снежников, т.е. смешение оказывается двухкомпонентным, то по уравнению баланса:

$$\delta^{18}O_1 f_1 + \delta^{18}O_2 (1 - f_1) = \delta^{18}O_{\text{стока}}, \quad (2)$$

где  $\delta^{18}O_i$  — изотопный состав кислорода, можно рассчитать компонент смешения и показать, что воды ручьёв на 68% состоят из талых вод

снежника и на 32% — из дождей. На рис. 5 представлено четырёхкомпонентное расчленение гидрографа р. Мижирги.

Наименьшие расходы воды и доли ледниковой составляющей стока отмечаются в утреннее время, тогда как максимальные значения обоих показателей, как правило, приходится на дневное время. Для утренних часов характерно повышение доли подземной составляющей (ручьи), поскольку ночью отсутствует прямое таяние льда. В дневное время доля ледниковой составляющей стока повышается, так как таяние на леднике достигает максимального уровня.

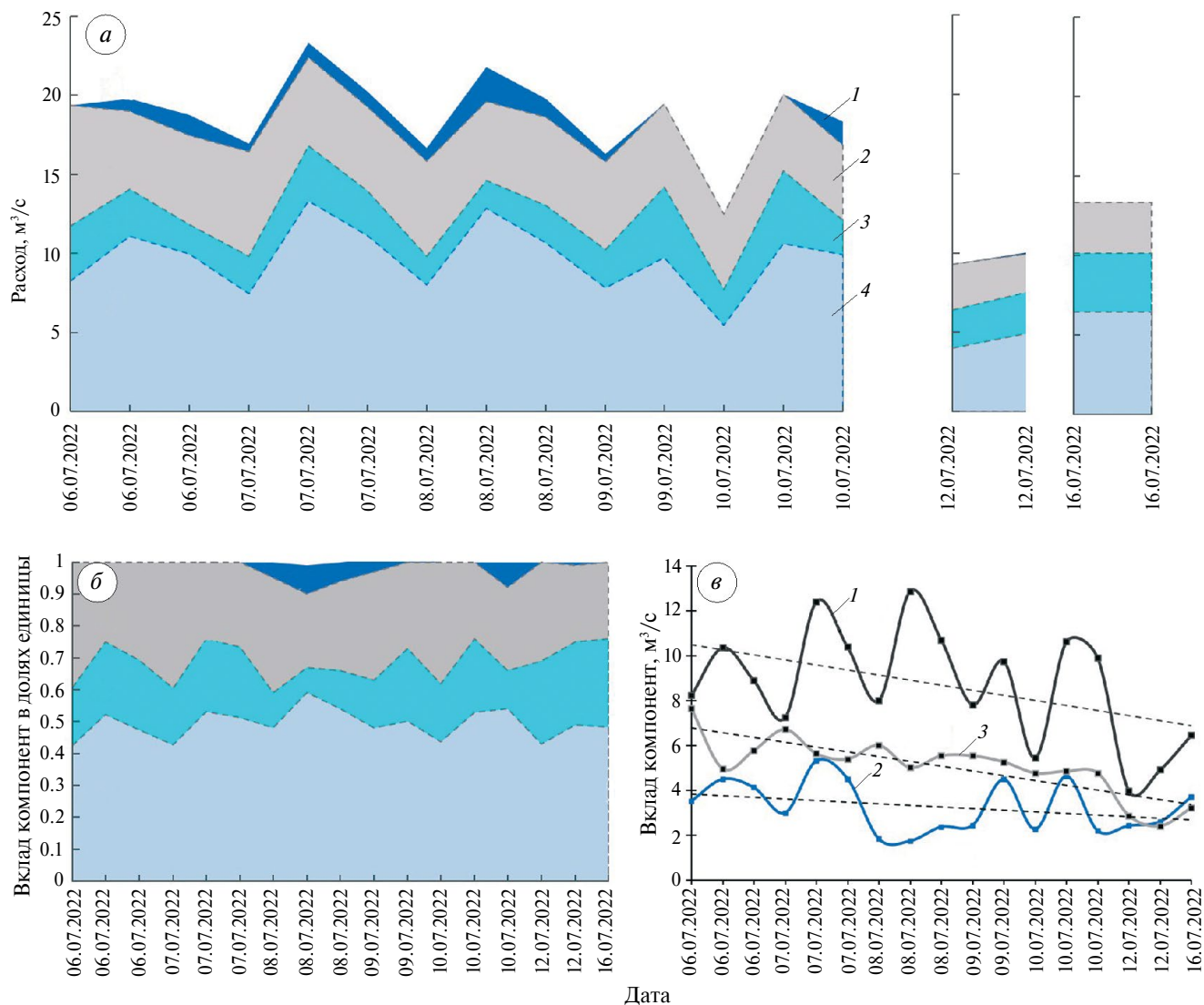
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Задача решения системы линейных алгебраических уравнений корректна, если существующее решение единственно и непрерывно зависит от исходных данных, то есть малым изменениям исходных данных соответствуют малые изменения решения задачи. Наибольшая неопределённость изотопных параметров, принятых в расчленении гидрографа, характерна для величин  $\delta^{18}O$  и дейтериевого эксцесса летнего снега. Стандартное отклонение величины  $\delta^{18}O$  от среднего значения для летних горизонтов составляет 1.6‰. Мы использовали эту величину для оценки устойчивости системы линейных уравнений. При изменении входящего сигнала летних осадков на эту величину (+1.6‰), которая характеризует изменение коэффициента на 20%, результаты расчёта показывают увеличение доли ледникового льда на 4% (с 48 до 52%) и уменьшение доли таяния летнего снега с 23 до 20%. Относительное уменьшение долей талого льда и летнего снега, таким образом, составило 8 и 13%, при этом тенденции в соотношении долей компонент и изменении их во времени сохранились. Таким образом, можно сказать, что система воспроизводит результаты при изменении входных параметров.

**Таблица 2.** Параметры основных компонент, принятые для расчёта

Компоненты стока	n	Параметры		
		$\delta^{18}O$	d-excess	Минерализация
«Летний» снег	48	−7.9	21.3	4
Лёд на языке — кора таяния	1	−17.2	19.4	2
Дождевая вода	2	−1	9.1	12
Ручьи	3	−12	15.8	74.7





**Рис. 5.** Расчленение гидрографа р. Мижирги (а), соотношение вклада основных компонент в речной сток (б) и тенденции изменений вклада льда ледника, ручьёв и талого летнего снега (в): 1 – вклад таяния ледникового льда, 2 – летнего снежного покрова, 3 – ручьёв, 4 – дождей

**Fig. 5.** The isotope hydrograph separation of the Mizhirgi River (а), the ratio of the main components input to river runoff (б) and trends in the contribution of glacial ice, streams and melted summer snow (в): 1 – contribution of glacial ice melting, 2 – snow cover melting, 3 – springs, 4 – rainfall

В нашем исследовании для решения балансовых уравнений в качестве параметров компонент таяния были использованы усреднённые значения  $\delta^{18}\text{O}$ , однако в горно-ледниковом бассейне каждая из компонент обладает достаточно широким диапазоном вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и d-экс. Наибольшие показатели можно ожидать для выпадающих атмосферных осадков и ледникового льда в разных частях ледника. Очевидно, что не только в области аккумуляции, но и на языке ледника пространственная неоднородность изотопных характеристик очень велика

и принятые нами значения нельзя отождествлять с истинными средними значениями снежного покрова и льда ледника Мижирги. Короткое время наблюдений в данном случае служит некоторым условием достоверности полученных результатов, поскольку этот период является временным срезом, характеризующим таяние «здесь и сейчас». Мы приняли допущение, что летние и зимние горизонты в ледниковом керне, полученном у Безенгийской стены, отражают изотопные параметры твёрдых атмосферных осадков в области аккумуляции ледника

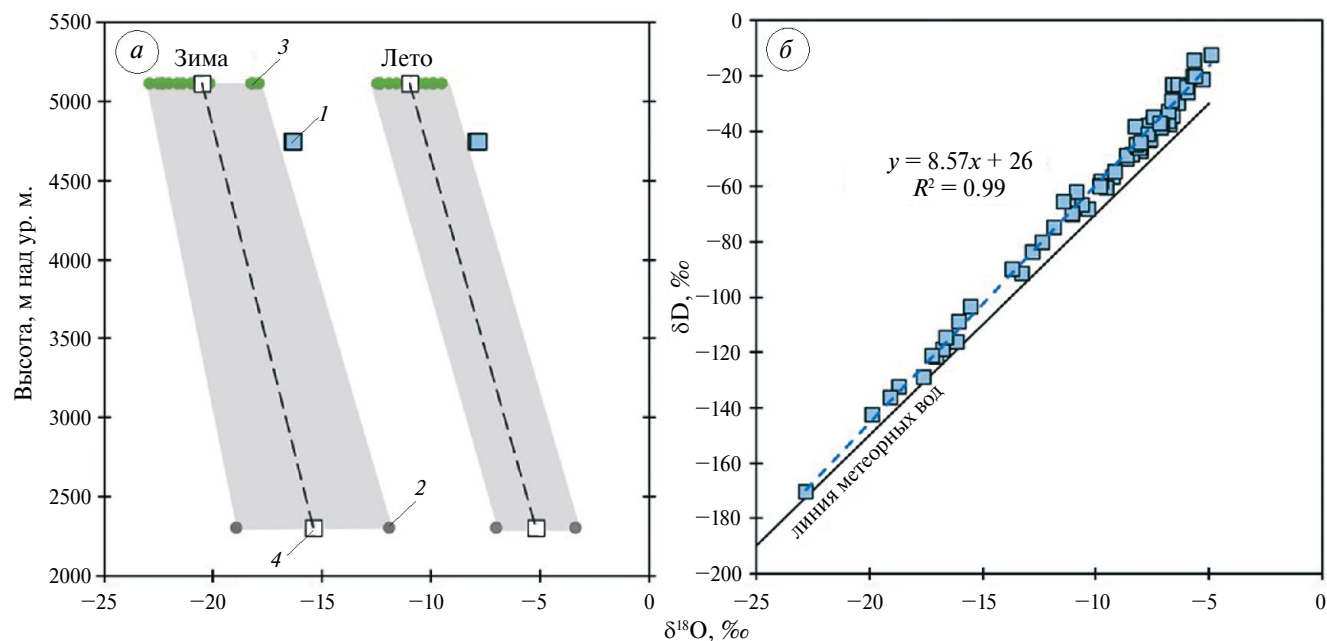
Мижирги, которые значительно варьируют в сезонном и межгодовом масштабах.

**Формирование изотопных характеристик ледникового льда в области аккумуляции Безенгийского узла оледенения.** В верхних 6 м ледяного керна мы выделили два летних и два зимних сезона, полный диапазон вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  составил 17.9‰ (от -4.9 до -22.8‰), а для среднесезонных величин (осреднённых значений внутри выделенных сезонов) – 8.4‰. Внутри летнего сезона значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от -4.9 до -11.4‰, с разбросом значений относительно среднего в 1.6‰ (st.dv.). Для двух горизонтов зимних сезонов  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от -11.9 до -22.8‰, с разбросом значений относительно среднего в 2.8‰. Горизонты льда, отнесённые к летним сезонам, значительно превосходят по мощности слои льда, отнесённые к зимним сезонам – средняя мощность двух летних слоёв 1.75 м водного эквивалента (в.э.), средняя мощность зимних слоёв 0.78 м в.э., при этом годовой слой аккумуляции составил в 2021 г. 2.8 м в.э., и в 2020 г. 2.3 м в.э. Значительное накопление осадков на плато обусловлено разгрузкой влажных воздушных масс и, вероятно, нахождением точки бурения на высоте 4700 м. Величина снегонакопления в высокогорье, несмотря на общую тенденцию увеличения количества выпадающих осадков от долины к вершинам, зависит от условий рельефа. Так, для южного склона Эльбруса считается, что максимальное снегонакопление приурочено к выровненным плато на высоте около 4000 м на леднике Гарабаши (Бажев и др., 1995) и Западному плато Эльбруса (Лаврентьев и др., 2022). Ранее были получены величины аккумуляции и значений  $\delta^{18}\text{O}$  сезонных и годовых слоёв для нескольких кернов на Западном плато Эльбруса на высоте 5115 м над ур. моря. (Козачек и др., 2014; Чижова и др., 2023а), осреднённые значения слоя аккумуляции для летних горизонтов составили около 1 м в.экв. и около 0.8 м в.экв. для горизонтов, отнесённых к зимним периодам (Чижова и др., 2023а). По величинам слоя аккумуляции в керне на плато у Безенгийской стены хорошо заметно, что увеличенное снегонакопление здесь связано именно с летними сезонами. Это отражается и в значениях  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и d-ехс ледникового льда (рис. 6).

Сопоставляя средние сезонные значения  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные для ледниковых кернов с Западным плато Эльбруса (Чижова и др., 2023а), и для атмосферных осадков, выпадавших на станции Азау у подножия Эльбруса (Чижова и др., 2023б), можно заметить, что среднесезонные величины

$\delta^{18}\text{O}$  ледникового льда Безенги не соответствуют общему тренду падения значений  $\delta^{18}\text{O}$  с высотой (тренд описывает высотный изотопный эффект в -0.2‰  $\delta^{18}\text{O}/100$  м). Это отклонение связано, по нашему мнению, с преобладанием летнего снегонакопления и соответствующим сдвигом величины  $\delta^{18}\text{O}$  в область более высоких значений. Высокие значения дейтериевого эксцесса в летних горизонтах ледникового льда Безенги в целом характерны для высокогорья Центрального Кавказа. Увеличенное снегонакопление в летние сезоны, приводящее к преобладанию в керне изотопного сигнала летних осадков, отражается и в положении значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  относительно глобальной линии метеорных вод (см. рис. 6, б). Заметно, что в целом, при относительно высоких значениях d-ехс, связанных в значительной мере с источником влаги для осадков Кавказа, для слоёв льда, относящихся к летним сезонам, характерно увеличение дейтериевого эксцесса, в связи с чем уравнение линии аппроксимации имеет вид  $\delta\text{D} = 8.57 \times \delta^{18}\text{O} + 26$ . Полученные изотопные параметры ледникового льда в области аккумуляции Безенгийского узла оледенения могут характеризовать как региональные особенности, так и высокую межгодовую изменчивость, поскольку рассматривались только два годовых слоя. Дальнейшее изучение ледникового керна, вероятно, позволит рассмотреть эти аспекты более подробно. Тем не менее, именно выраженное отличие в величинах дейтериевого эксцесса между зимними и летними горизонтами льда, а, следовательно, и осадками в области аккумуляции, позволяет использовать этот параметр как дополнительный изотопный маркер для изучения процессов таяния в ледниковом бассейне.

**Динамика и структура таяния в бассейне ледника Мижирги за время наблюдений.** Как правило, для рек в высокогорье в значениях  $\delta^{18}\text{O}$  стока проявляется заметный суточный ход. В данной работе суточные колебания изотопного состава кислорода невелики. Скорее всего, это связано с особенностями ледника Мижирги, возможно, с наличием подлёдного резервуара (состоящего из трещин, каверн, полостей), куда днём попадает основной сток воды с поверхности ледника, из-за чего попадание талой воды в реку растянуто во времени. Уменьшение доли талого ледникового льда и снежного покрова в ночные часы компенсируется вкладом ручьёв, которые приносят изотопный сигнал талых вод снежников с некоторым запаздыванием (см. рис. 5, б).



**Рис. 6.** Значения  $\delta^{18}\text{O}$  ледникового льда в зоне аккумуляции Безенгийского узла оледенения по сравнению с величинами  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков и ледникового льда Эльбруса (а) и относительно линии метеорных вод (б): 1 – средние сезонные величины  $\delta^{18}\text{O}$  зимних и летних горизонтов льда в керне Безенги, 2 – средние величины  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков зимних и летних периодов на станции Азау (Чижова и др., 2023а), 3 – средние сезонные величины  $\delta^{18}\text{O}$  зимних и летних горизонтов льда в кернах с Западного плато Эльбруса (Чижова и др., 2023а), 4 – высотный изотопный эффект на основе средних значений  $\delta^{18}\text{O}$  сезонов

**Fig. 6.** The  $\delta^{18}\text{O}$  values of glacial ice in the accumulation zone of the Bezengi glacier basin relative to the isotope signature of precipitation and glacial ice of Mt. Elbrus (a) and relative to the meteoric water line (b): 1 – avg. seasonal  $\delta^{18}\text{O}$  values of winter and summer ice horizons in the Bezengi ice core, 2 – average  $\delta^{18}\text{O}$  values of precipitation in winter and summer periods at the Azau station (Chizhova et al., 2023a), 3 – average seasonal  $\delta^{18}\text{O}$  values of winter and summer ice horizons in cores from the Elbrus Western Plateau (Chizhova et al., 2023a), 4 – altitudinal isotope effect based on average  $\delta^{18}\text{O}$  values of seasons

За время наблюдений произошло общее падение расходов р. Мижирги (см. рис. 2), что связано с уменьшением таяния на леднике. Несмотря на то, что температуры воздуха за этот период были довольно стабильными, менялись условия облачности. Если с 6 по 10 июля отмечалась ясная погода с высоким уровнем инсоляции, то с 11 июля усилилась облачность, и прямого солнца в течение дня не наблюдалось. Вероятно, с этим связано не только падение расходов реки из-за уменьшения таяния на леднике, но и изменение в пропорции “талый лёд – талый летний снег”. При расчленении гидрографа мы использовали значение  $\delta^{18}\text{O}$  коры таяния, отобранной в центральной части ледника, где моренный материал на поверхности практически отсутствует, но ниже этой точки он представлен тонким чехлом. Вероятнее всего, для таяния ледникового льда важным фактором служит прямая солнечная радиация, которая приводит к эффективному таянию на языке ледника, покрытом маломощным слоем моренного материала.

При этом доля таяния летнего снежного покрова практически не изменилась (см. рис. 5). Это может быть связано, во-первых, с тем, что в таянии снега доминирующую роль играет температура воздуха, а во-вторых, с тем, что выпадение дождей на снежную поверхность также может приводить к интенсификации таяния. Интересно, что доля ручьёв уменьшалась вслед за уменьшением доли ледникового льда (см. рис. 5, в), и это может указывать на то, что подземный резервуар в значительной степени контролируется поступлением талых ледниковых вод. Быстрая реакция уменьшения вклада ручьёв вслед за уменьшением вклада талых ледниковых вод говорит о небольшом объёме подземного резервуара, скорее всего, это система трещин и полостей в пределах горно-ледникового бассейна. Таким образом, в воде ручьёв могут присутствовать не только талые воды лавинных снежников, но и талые ледниковые воды.

Вклад подземной компоненты в речном стоке варьирует от 23 до 40%, в среднем за период

наблюдений он составил 29%. Зная соотношение в воде ручьёв талой и дождевой составляющих (согласно уравнению 2), которые составляют 68 и 32%, и допуская, что ручьи представляют не разгрузку грунтовых вод, а некий резервуар инфильтрации талых вод, можно предположить, что большая часть дождевой воды, выпадающая в водосборе, поступает в речной сток, фильтруясь сквозь рыхлые отложения долины. Поступление дождевой воды, как, впрочем, и талой, посредством инфильтрации, может говорить о высоких рисках образования селей непосредственно вблизи ледника. Исследования показывают, что в последние десятилетия происходит активизация склоновых процессов в Безенгийском ущелье, в результате чего увеличиваются частота проявлений и мощность селевых потоков (Батчаев, 2021). Так, 14.08.2022 оползень на боковой морене ледника Мижирги спровоцировал мощный селя, разрушивший мост через р. Мижирги и подтопивший альплагерь «Безенги».

Для долинных ледников с крупными языками в середине сезона абляции характерно отсутствие снега на языках, что сказывается на формировании изотопных характеристик стока и соотношении «талый лёд — талый снег». Так, например, на ледниках Алтая было установлено, что в питании водотоков, берущих своё начало у ледников северного макросклона массива Табын-Богдо-Ола, в середине сезона абляции большую роль играет таяние снега с поверхности ледников тех морфологических типов, которые благоприятны для снегонакопления (Банцев и др., 2018). Соотношение снежной и ледяной составляющих в ледниковом стоке меняется в зависимости от размера и типа ледника. Долинные ледники на западе (№ 11 и 14) в середине сезона абляции 2015 г. были более открыты от снега по сравнению с ледниками центральной части массива, их длинные и пологие языки быстро освобождались от снега в начале сезона абляции. В общий объём талой воды у краёв этих крупных ледников больший вклад вносят изотопно более лёгкие талые воды многолетнего льда, доля которых составляла 73 и 85% соответственно, а снеговые воды — 27 и 15% (Банцев и др., 2018). Для высокогорных водосборов вклад талых снеговых вод предсказуемо зависит и от размеров ледников, и от площадей водосборов, на которых формируется снежный покров. Например, на одном из крупнейших ледников Гималаев Ганготри — истоке р. Бхагиратхи (начало р. Ганг) изотопное расчленение по системе двух- и трёхкомпонентного смешения показало, что доля талого снега

в стоке очень высока и закономерно уменьшается с 91% в мае до 42.9% в июле (Rai et al., 2019). Четырёхкомпонентное расчленение — довольно редкий случай в изотопной гидрологии, основная проблема заключается в поиске независимых изотопных или гидрохимических трассеров с выраженными отличиями между основными компонентами в модели смешения. В случае р. Мижирги и Безенгийского узла оледенения удачным инструментом стала величина дейтериевого эксцесса, которая заметно различается в зимних и летних горизонтах снега и фирна в области аккумуляции. Подобным примером использования d-ехс как дополнительного изотопного трассера служит работа, выполненная для бассейна верхнего Ганга, также в ледниковой группе Ганготри, где величины d-ехс различаются для ледникового льда, летнего снега и грунтовых вод (Shaifullah, Sen, 2024). Количественная оценка вклада дождевой воды, талого льда ледника, талого снега и грунтовых вод в реке была выполнена с использованием четырёхкомпонентной модели смешивания на основе трассеров  $\delta^{18}\text{O}$ , d-ехс и концентрации ионов Cl. Среднегодовые доли талого льда ледника, талого снега, дождевой воды и подземных вод в течение периода исследования 2018–2019 гг. составили  $29 \pm 10$ ,  $26 \pm 13$ ,  $39 \pm 17$  и  $6 \pm 3\%$  соответственно (Shaifullah, Sen, 2024).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено изучение изотопных и гидрохимических характеристик стока в долине ледника Мижирги. Исследование основано на отборе проб речной воды р. Мижирги, вытекающей из-под одноимённого ледника в 2400 м выше гидропоста, и отборе проб льда ледника. В середине периода абляции, когда снежный покров на окружающих склонах полностью растаял, в питании реки принимают участие талые воды от таяния снежного покрова вблизи снеговой линии, ледникового льда на языке, лавинных снежников на бортах долины и выпадающие атмосферные осадки. Для установления изотопных и гидрохимических характеристик ледникового льда были привлечены данные по новому ледниковому керну, полученному в области питания соседнего ледника Безенги. В верхних 14 м керна было выделено два года аккумуляции, т.е. два летних и два зимних сезона. Для летних горизонтов льда средние значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и d-ехс составили  $-7.9 \pm 1.6$ ,  $-41.9 \pm 15.2$  и  $21.3 \pm 3.9\%$  соответственно, а среднее значение общей минерализации летних горизонтов —  $4 \pm 2.5$  мг/л. Для зимних



горизонтов средние значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и  $d$ -exs составили  $-16.3 \pm 2.8$ ,  $-113.8 \pm 24$  и  $16.9 \pm 2.7\text{‰}$  соответственно, средняя величина общей минерализации составила  $1.8 \pm 1$  мг/л. Интересно, что среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  льда зимних горизонтов в области питания ледника Безенги практически совпадает со значением  $\delta^{18}\text{O}$ , полученным для лавинного снежника ( $-16.15\text{‰}$ ), а минерализация зимних горизонтов — со значением, полученным для ледникового льда на языке (2 мг/л). Изотопные и гидрохимические характеристики ледникового льда в области питания ледника Безенги были приняты нами в качестве параметров летнего снега, залегающего вблизи границы питания на леднике, таяние которого также влияет на формирование изотопной метки стока р. Мижирги.

Полученные изотопные характеристики речной воды, талых вод и компонент стока на изотопной диаграмме  $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta\text{D}$  формируют линию смещения, отличную от глобальной линии метеорных вод, что позволяет использовать дейтериевый эксцесс как второй изотопный маркер. На основе значений  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $d$ -exs и общей минерализации было выполнено четырёхкомпонентное расчленение стока р. Мижирги. Доля ледниковой составляющей в стоке р. Мижирги варьирует от 43 до 59%, вклад таяния летнего снежного покрова составляет от 8 до 28%, воды ручьёв — от 23 до 40%. Прямое участие дождей составляет первые проценты, в наибольшей степени было проявлено только для 8 июля, когда оно составило 10% в стоке реки. Воды ручьёв представляют собой смесь атмосферных осадков и талых вод лавинного снежника, в пропорции 32 и 68% соответственно. Таким образом, большая часть атмосферных осадков поступает в речное русло не с быстрым стоком, а фильтруясь через рыхлые отложения долины. За время наблюдений произошло общее падение уровней р. Мижирги, связанное с уменьшением таяния ледникового льда на языке; примечательно, что также уменьшился вклад воды ручьёв, а вклад от таяния летнего снега практически не изменился. Эти тенденции были вызваны изменениями метеорологических условий — усилением облачности. Вероятно, отсутствие прямой солнечной радиации значительно сокращает таяние на леднике; возможно, этот эффект связан с присутствием моренного материала на языке. Отмеченные тенденции в изменении структуры таяния в ледниковом бассейне требуют более подробного изучения и более продолжительных наблюдений, однако уже сейчас можно сказать, что применение двойной

изотопной системы воды (О и Н) для ледников Кавказа является перспективным методом решения подобных задач.

**Благодарности.** Работа поддержана грантом 075-15-2024-554 в виде субсидии крупного научного проекта Минобрнауки России (проект «Глобальные климатические вызовы на территории России: ретроспективный анализ, прогноз и механизмы адаптации»).

**Acknowledgements.** This work was supported by grant 075-15-2024-554 as a subsidy of a major scientific project of the Ministry of Education and Science of Russia (project “Global climate challenges in Russia: retrospective analysis, forecast and adaptation mechanisms”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Токарев И.В., Волков И.В. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 333–342. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-333-342>
- Батчаев И.И., Анаев М.Т. Исследования селевых потоков в Безенгийском ущелье (Центральный Кавказ, Кабардино-Балкарская Республика): динамика, последствия // Природообустройство. 2021. № 1. С. 107–110. <https://doi.org/10.26897/1997-6011-2021-1-107-111>
- Васильчук Ю.К., Рец Е.П., Чижова Ю.Н., Токарев И.В., Фролова Н.Л., Буданцева Н.А., Киреева М.Б., Лошакова Н.А. Расчленение гидрографа реки Джанкуат, Центральный Кавказ, с помощью изотопных методов // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 6. С. 579–594. <https://doi.org/10.7868/S0321059616060080>
- Воробьёв 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 // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 4. В печати.
- Газаев Х.М., Жинжакова Л.З., Атабиева Ф.А., Газаев М.М., Иттиев А.Б. Содержание микроэлементов в ледниковых водах рек высокогорной зоны Кабардино-Балкарской Республики // Изв. Кабардино-Балкарского гос. аграрного университета им. В.М. Кокова. 2015. № 1. С. 105–108.
- Керимов А.М., Керимов А.А., Хутуев А.М. Динамика языковых частей долинных ледников Безенги и Мижирги с конца XX века // Изв. Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2014. Вып. 4. С. 29–34.

- Керимов А.М., Курашева О.А.* Тяжёлые металлы в ледниках и речных водах бассейна реки Черек Безенгийский при интенсивной деградации оледенения // Наука. Инновации. Технологии. 2022. № 3. С. 97–118.  
<https://doi.org/10.37493/2308-4758.2022.3.5>
- Кучменова И.И.* Гидролого-гидрохимические исследования высокогорных рек Чегем, Черек Балкарский и Черек Безенгийский // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. М.: Ин-т истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, 2021. С. 393–397.
- Панов В.Д.* Каталог ледников СССР. Т. 8. Вып. 20. Ч. 6–7. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 95 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>
- Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Липенков В.Я., Козачек А.В.* Причины неопределённости в палеоклиматических реконструкциях по изотопному составу кислорода ледникового льда Эльбруса (Западное плато) // Лёд и Снег. 2023а. Т. 63. № 4. С. 473–488.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423040051>
- Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Шукуров К.А., Козачек А.В.* Изотопные характеристики атмосферных осадков в Приэльбрусье // Лёд и Снег. 2023б. Т. 63. № 1. С. 33–47.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010052>
- Шарапова Е.О., Ефимова Л.Е., Ломов В.А., Льюмменс Л.* Гидролого-гидрохимические исследования водных объектов Кабардино-Балкарского высокогорного заповедника // Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии. СПб., 2018. С. 483–487.
- Behrens H., Moser H., Oerter H., Rauert W., Stichler W., Ambach W.* Models for the runoff from a glaciated catchment area using measurements of environmental isotope contents // Isotope Hydrology. 1978. V. 11. P. 829–846.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
- Hubert P., Marin E., Meybeck M., Olive P., Siwertz E.* Aspects Hydrologique, Geochemique et Sedimentologique de la Crue Exceptionnelle de la Dranse du Chablais du Septembre 22, 1968 // Archives des Sciences. 1969. V. 22. № 1. P. 581–604.
- Klaus J., McDonnell J.* Hydrograph Separation Using Stable Isotopes: Review and Evaluation // Journ. of Hydrology. 2013. V. 505. P. 47–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- Maupetit F., Wagenbach D., Weddeling P., Delmas R.* Seasonal fluxes of major ions to a high altitude cold alpine glacier // Atmospheric Environment. 1995. V. 29. P. 1–9. [https://doi.org/10.1016/1352-2310\(94\)00222-7](https://doi.org/10.1016/1352-2310(94)00222-7)
- Mikhaleenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobyev 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. № 1. P. 237–255.  
<https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Rai S.P., Singh D., Noble J., Rawat Y., Kumar B., Arora M.* Identifying contribution of snowmelt and glacier melt to the Bhagirathi River (Upper Ganga) near snout of the Gangotri Glacier using environmental isotopes // Catena. 2019. V. 173. P. 339–351.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.031>
- Rets E., Khomiakova V., Kornilova E., Ekaykin A., Kozachek A., Mikhaleenko V.* How and when glacial runoff is important: Tracing dynamics of meltwater and rainfall contribution to river runoff from headwaters to lowland in the Caucasus Mountains // Science of The Total Environment. 2024. V. 927. 172201.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.172201>
- Reutova N.V., Reutova T.V., Dreeva F.R., Khutuev A.M., Kerimov A.A.* Features of Aluminum Concentrations in Rivers of the Mountain Zone of the Central Caucasus // Russian Journal of General Chemistry. 2018. V. 88. № 13. P. 2884–2892.  
<https://doi.org/10.1134/S1070363218130091>
- Shaifullah, Sen I.S.* A four-component mixing model reveals snowpack melting as early as March during the 2019 hydrological year in the Upper Ganga Basin // Journ. of Hydrology. 2024. V. 628. 130437.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130473>
- Sklash M.G., Farvolden R.N.* The role of groundwater in storm runoff // Journ. of Hydrology. 1979. V. 43. P. 45–65.  
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90164-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90164-1)

Citation: Chizhova Yu.N., Krekova A.D., Kutuzov S.S., Mikhaleenko V.N., Lavrentiev I.I., Vorobiev M.A., Vinogradova M.V. Isotopic parameters of the Mizhirgi River (Caucasus): four-component hydrograph separation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 218–233. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020037

## Isotopic Parameters of the Mizhirgi River (Caucasus): Four-Component Hydrograph Separation

© 2025 Yu. N. Chizhova<sup>a,b,#</sup>, A. D. Krekova<sup>c</sup>, S. S. Kutuzov<sup>d</sup>, V. N. Mikhaleenko<sup>b</sup>,  
I. I. Lavrentiev<sup>b</sup>, M. A. Vorobiev<sup>b</sup>, M. V. Vinogradova<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geography Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,  
Russian Academy of Science, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Higher School of Economics, Moscow, Russia

<sup>d</sup>School of Earth Sciences, The Ohio State University, Columbus, USA

#e-mail: eacentr@yandex.ru

Received December 27, 2024; Revised March 1, 2025; Accepted April 18, 2025

The processes of river flow formation in the glacier basin were studied using stable isotope geochemistry methods. During the ablation period, isotopic and hydrochemical characteristics of the components involved in the formation of river runoff were determined for the Mizhirgi River within the glacial basin, and isotopic dissection of the hydrograph was performed. The study was performed for a short observation period at a hydrological post in the middle of the ablation season from July 6<sup>th</sup> to July 16<sup>th</sup> of 2021. Samples of Mizhirgi River water at gorge in 750 m from the glacier tongue were collected as well as precipitation and glacial ice samples on the tongue. Samples of glacial ice were also collected near the Katyn-Tau summit at an altitude of 4750 m in the upper part of the Bezengi Wall, obtained by ice core drilling. The use of two isotopic and one hydrochemical tracer showed the promise of using these methods to study glacier melt patterns. The share of glacial ice melt ranged from 39 to 59%, the share of snow melt water near the feeding boundary varied from 8 to 27%, and an insignificant contribution was made by direct precipitation, which entered the river flow mainly by infiltration through the ground.

**Keywords:** oxygen isotopic composition, deuterium excess, river runoff, glaciers, Caucasus

## REFERENCES

- Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Tokarev I.V., Volkov I.V. Formation of glacier runoff on the northern slope of Tavan Bogd mountain massif based on stable isotopes data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 333–342 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-674-2018-3-333-342>
- Batchaev I.I., Anaev M.T. Studies of mudflows in the Bezengi gorge (Central Caucasus, Kabardino-Balkar Republic): dynamics, consequences. *Prirodooobustrojstvo. Environmental management*. 2021, 1: 107–110 [In Russian]. <https://doi.org/10.26897/1997-6011-2021-1-107-111>
- Vasil'chuk Yu.K., Rets E.P., Chizhova Ju.N., Tokarev I.V., Frolova N.L., Budantseva N.A., Kireeva M.B., Loshakova N.A. Hydrograph separation of the Dzhanquut river, North Caucasus, with the use of isotope methods. *Water Resources*. 2016, 43 (6): 579–594. <https://doi.org/10.7868/S0321059616060080>
- Vorobyev M.A., Kutuzov S.S., Vinogradova M.M., Khairedinova A.G., Chizhova Yu.N., Mikhaleenko V.N. Investigation of the structure and chemical composition of a shallow ice core from Ushkovsky volcano. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): in print.
- Gazaev H.M., Jinjakova L.Z., Atabieva F.A., Gazaev M.M., Ittiev A.B. Contents of trace elements in the glacial waters of the rivers of the alpine zone of Kabardino-Balkarian Republic. *Izvestiya Kabardino-Balkarskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta imeni M.V. Kokova*. News of Kabardino-Balkarian State Agrarian University named after V.M. Kokov. 2015, 1: 105–108 [In Russian].
- Kerimov A.M., Kerimov A.A., Khutuyev A.M. Dynamics of the protruding parts of the trough (valley) glaciers

- Bezengi and Mizhirgi from the end of XX<sup>th</sup> century. *Izvestiya Kabardino-Balkarskogo Nauchnogo Centra RAN*. News of Kabardin-Balkar Scientific Center RAS. 2014, 4: 29–34 [In Russian].
- Kerimov A.M., Kurasheva O.A. Heavy metals in glaciers and river water of the basin of the Bezengi Cherek river during intense glaciation degradation. *Nauka. Innovatsii. Tekhnologii*. Science. Innovations. Technologies. 2022, (3): 97–118 [In Russian].  
<https://doi.org/10.37493/2308-4758.2022.3.5>
- Kuchmenova I.I. Hydrological and hydrochemical studies of the high-mountain rivers Chegem, Cherek Balkarsky and Cherek Bezengiysky. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza*. Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus. Moscow: Institute of the History of Natural History and Technology named after S.I. Vavilov, Russian Academy of Sciences, 2021: 393–397 [In Russian].
- Panov V.D. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 8. Is. 20. Pt. 6–7. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 95 p. [In Russian].
- Rets E., Khomiakova V., Kornilova E., Ekaykin A., Kozachek A., Mikhaleiko V. How and when glacial runoff is important: Tracing dynamics of meltwater and rainfall contribution to river runoff from headwaters to lowland in the Caucasus Mountains. *Science of The Total Environment*. 2024, 927: 172201.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.172201>
- Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- Chizhova J.N., Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Lipenkov V.Y., Kozachek A.V. Causes of Uncertainties in Paleoclimatic Reconstructions Based on the Oxygen Isotope Composition of Glacier Ice on Elbrus (Western Plateau). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023a, 63 (4): 473–488 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423040051>
- Chizhova J.N., Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Shukurov K.A., Kozachek A.V. Isotopic signature of precipitation in the Elbrus region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023b, 63 (1): 33–47 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010052>
- Sharapova E.O., Efimova L.E., Lomov V.A., Lummens L. Hydrological and hydrochemical studies of water bodies of the Kabardino-Balkarian high mountain reserve. *Tretiye Vinogradovskiye chteniya. Grany gidrologii*. Third Vinogradovskie Readings. Frontiers of hydrology. St. Petersburg, 2018: 483–487.
- Behrens H., Moser H., Oerter H., Rauert W., Stichler W., Ambach W. Models for the runoff from a glaciated catchment area using measurements of environmental isotope contents. *Isotope Hydrology*. 1978, 11: 829–846.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468.
- Hubert P., Marin E., Meybeck M., Olive P., Siwertz E. Aspects Hydrologique, Geochimique et Sedimentologique de la Crue Exceptionnelle de la Dranse du Chablais du Septembre 22, 1968. *Archives des Sciences*. 1969, 22 (1): 581–604.
- Klaus J., McDonnell J. Hydrograph Separation Using Stable Isotopes: Review and Evaluation. *Journ. of Hydrology*. 2013, 505: 47–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- Maupetit F., Wagenbach D., Weddeling P., Delmas R. Seasonal fluxes of major ions to a high altitude cold alpine glacier. *Atmospheric Environment*. 1995, 29: 1–9.  
[https://doi.org/10.1016/1352-2310\(94\)00222-7](https://doi.org/10.1016/1352-2310(94)00222-7)
- Mikhaleiko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobyev M., Khairidinova A., Lipenkov V. Accumulation rates over the past 260 years archived in Elbrus ice core, Caucasus. *Climate of the Past*. 2024, 20 (1): 237–255.  
<https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Rai S.P., Singh D., Noble J., Rawat Y., Kumar B., Arora M. Identifying contribution of snowmelt and glacier melt to the Bhagirathi River (Upper Ganga) near snout of the Gangotri Glacier using environmental isotopes. *Catena*. 2019, 173: 339–351.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.031>
- Reutova N.V., Reutova T.V., Dreeva F.R., Khutuev A.M., Kerimov A.A. Features of Aluminum Concentrations in Rivers of the Mountain Zone of the Central Caucasus. *Russian Journ. of General Chemistry*. 2018, 88 (13): 2884–2892.  
<https://doi.org/10.1134/S1070363218130091>
- Shaifullah, Sen I.S. A four-component mixing model reveals snowpack melting as early as March during the 2019 hydrological year in the Upper Ganga Basin. *Journ. of Hydrology*. 2024, 628: 130437.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130437>
- Sklash M.G., Farvolden R.N. The role of groundwater in storm runoff. *Journ. of Hydrology*. 1979, 43: 45–65.  
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90164-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90164-1)



## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ ОТ ИК-ИЗЛУЧЕНИЯ СНЕЖНОЙ ПОВЕРХНОСТИ: НАБЛЮДЕНИЯ В ТОМСКОМ РЕГИОНЕ

© 2025 г. М. П. Тентюков<sup>1,3,\*</sup>, Д. А. Тимушев<sup>2</sup>, Д. В. Симоненков<sup>1</sup>,  
Б. Д. Белан<sup>1</sup>, К. А. Шукуров<sup>4</sup>, А. В. Козлов<sup>1</sup>,  
Е. Г. Язиков<sup>5</sup>, В. С. Бучельников<sup>5</sup>, А. А. Яковлев<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup>Физико-математический институт ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>3</sup>Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия

<sup>4</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

\*e-mail: tentukov@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.10.2024 г.

После доработки 12.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Исследованы особенности динамики фракционного состава приземного аэрозоля с учётом выпадения стратиграфически значимых снегопадов. Обнаружено парадоксальное увеличение счётной концентрации частиц в интервале размера диаметра 0.3...2.0 мкм. Показано, что причиной данного явления является левитация аэрозолей в поле инфракрасного излучения, обусловленная действием “снегового” фотофореза. Обсуждается механизм данного феномена.

**Ключевые слова:** атмосферный аэрозоль, инфракрасное излучение, левитация, “снеговой” фотофорез, фракционирование аэрозолей

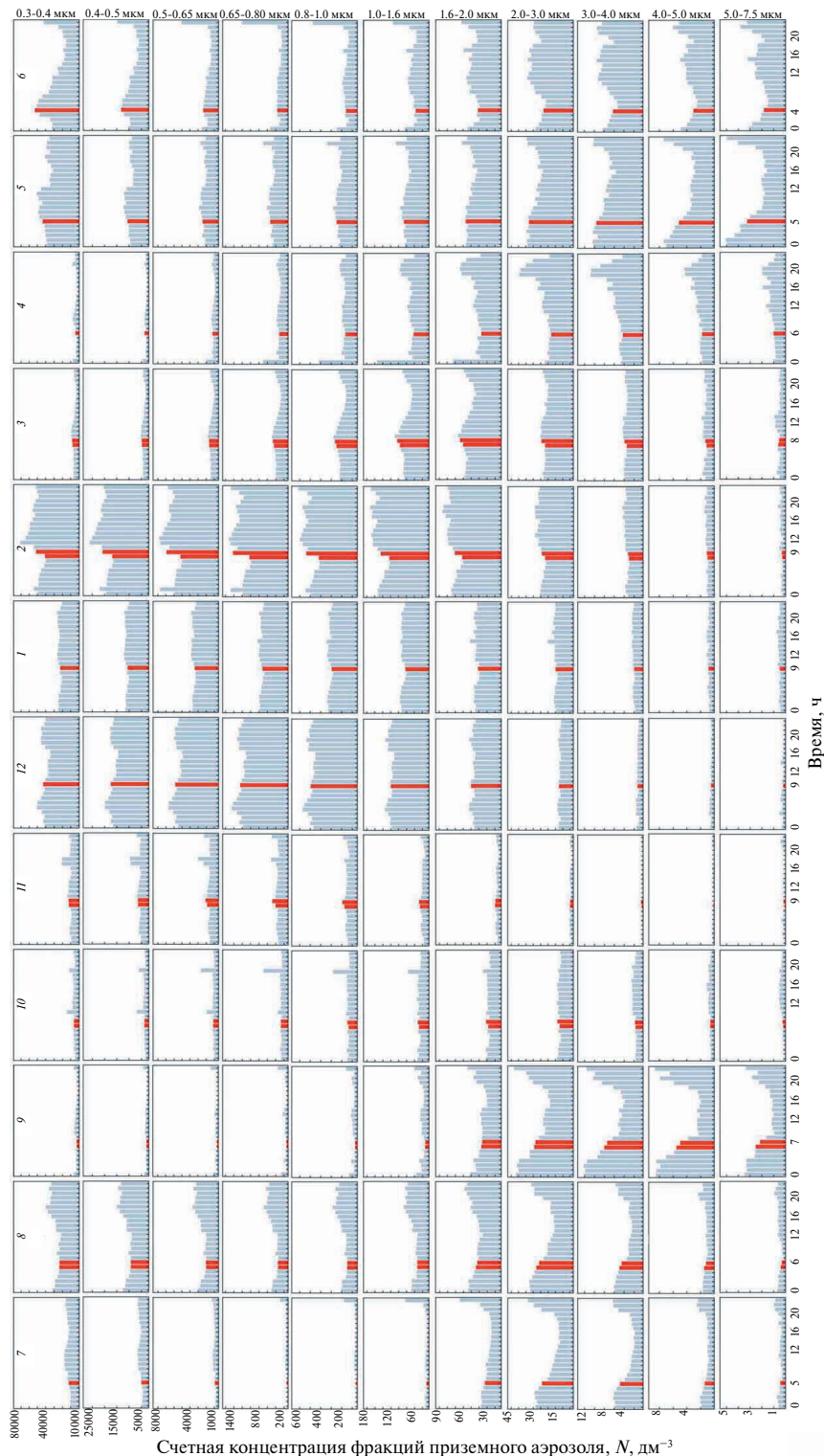
DOI: 10.31857/S2076673425020048, EDN: FPPXLM

### ВВЕДЕНИЕ

В ходе проведения сравнительного анализа сезонного распределения и соотношения размерных фракций аэрозоля в период с 01.07.2022 по 30.06.2023 г. была выявлена парадоксальная ситуация — счётная концентрация аэрозольных частиц в интервале размеров диаметра ( $d$ ) 0.3...2.0 мкм оказалась существенно выше зимой, чем летом, что противоречит устоявшимся представлениям о продолжительности жизни аэрозолей в приземной атмосфере. Наблюдения проводились на обсерватории “Фоновая” (ИОА СО РАН, Томск) с использованием аэрозольного спектрометра (Grimm 1.108). Измерения счётной концентрации аэрозолей выполняли в диапазоне размеров  $d$  от 0.3 до 20 мкм в 15 интервалах.

Расчёт статистических параметров распределения размерных фракций приземного аэрозоля осуществлялся по выборке, составленной на

основе непрерывного ряда измерений в пределах временного интервала с 01.07.2022 до 30.06.2023 г. Объём проанализированных замеров счётной концентрации аэрозолей составил 8760 почасовых наблюдений. Для работы с ними была написана сервисная программа. С помощью последней также были визуализированы особенности сезонной динамики распределения размерных фракций аэрозолей (рис. 1). Так, сопоставление фракционных размеров приземного аэрозоля в различные фазы вегетации растений показал, что распускания листьев на деревьях и до полного их облиствления (май и июнь) в приземной атмосфере отмечен практически весь диапазон регистрируемых частиц. Но затем в фазу цветения и завязки плодов (июль) наблюдается «исчезновение» мелкой ( $d = 0.3–1.6$  мкм) и крупной ( $d > 4.0–7.5$  мкм) фракций при доминировании средней ( $d = 1.6–4.0$  мкм) (см. рис. 1). В августе,



**Рис. 1.** Внутрисуточная динамика счётной концентрации приземного аэрозоля (красным выделены утренние значения, совпадающие с началом восхода Солнца) над обсерваторией “Фоновая”, где: 7 – июль 2022 г., 8 – август 2022 г., 9 – сентябрь 2022 г., 10 – октябрь 2022 г., 11 – ноябрь 2022 г., 12 – декабрь 2022, 1 – январь 2023 г., 2 – февраль 2023 г., 3 – март 2023 г., 4 – апрель 2023 г., 5 – май 2023 г., 6 – июнь 2023 г.

**Fig. 1.** Intra-day dynamics of the countable concentration of ground-level aerosol (morning values coinciding with the beginning of sunrise are highlighted in red) over the “Fonovaya” observatory: 7 – July 2022, 8 – August 2022, 9 – September 2022, 10 – October 2022, 11 – November 2022, 12 – December 2022, 1 – January 2023, 2 – February 2023, 3 – March 2023, 4 – April 2023, 5 – May 2023, 6 – June 2023

в фазу плодоношения в приземной атмосфере, устойчиво фиксируются мелкая и средняя фракции, тогда как крупная практически не заметна. В период листопада (сентябрь) становится заметным преобладание частиц в размерном диапазоне  $d$  от 1.6 до 7.5 мкм. Переход к зимнему покою растений занимает два месяца (октябрь, ноябрь). В эту фазу фиксируются минимальные значения счётной концентрации приземного аэрозоля во всех размерных интервалах. Между тем, анализ динамики распределения счётных концентраций, полученных для трёх зимних месяцев (см. рис. 1), в сопряжении с результатами, полученными для фенологических фаз вегетационного цикла развития растений, выявил парадоксальный эффект зимнего увеличения счётной концентрации приземного аэрозоля в диапазоне размеров  $d$  0.3...2.0 мкм, который, как мы полагаем, обусловлен действием “снегового” фотофореза. Предположительно, зимний рост счётной концентрации приземного аэрозоля мы связываем с выбросами вторичных органических аэрозолей, в качестве которых выступают экзаметаболические хвойных деревьев и эпифитных лишайников (Тентюков и др., 2022). Этот вклад сильно затухал в тёплый период фотосинтеза не столько за счёт выбросов листопадных деревьев, сколько за счёт укрупнения аэрозольных частиц в результате летней активизации турбулентности в пологом лесу. Вместе с тем есть основания считать, что в увеличении счётной концентрации мелкого аэрозоля определённую роль играет их привнос в составе влагонесущих воздушных масс, с которыми связано выпадение стратиграфически значимых снегопадов.

Цель статьи — продолжить исследования особенностей проявления действия фотофоретических сил на внутрисуточную динамику распределения размерных фракций приземного аэрозоля в разные этапы снегонакопления и оценить экологические следствия “снегового” фотофореза.

### ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ФОТОФОРЕЗЕ

Считается, что первым кто высказал мысль о возможности движения частиц под воздействием света, был Иоганн Кеплер, который не верил в бесконечность Вселенной и предложил (1610) то, что впоследствии по формулировке немецкого астронома Ольберса (1823) получило название «фотометрический парадокс» (Сурдин, 2021). Решение данного парадокса было найдено немецким астрономом Иоганном Медлером (1861),

а его математическое обоснование — Уильямом Томсоном (лордом Кельвином) в 1901 г. В связи с этим следует заметить, что одно из объяснений фотометрического парадокса, заключавшееся в том, что в межзвёздном пространстве имеется рассеянное вещество, которое поглощает свет далёких звёзд, подтолкнуло становление физической оптики. Одним из результатов этой новой области исследований стало экспериментальное доказательство П.Н. Лебедевым существования светового давления.

Дальнейшее изучение движения частиц в световом потоке привело к открытию явления, которое нельзя было объяснить действием силы светового давления. Первым задокументированным упоминанием о фотофорезе аэрозольных частиц сделано французским исследователем М. Тором (Thoré, 1877). Однако открытие фотофореза приписывают Феликсу Эренхафту (Ehrenhaft, 1918), поскольку именно он, проведя серию экспериментов, впервые системно описал это явление, дав ему современное название. В экспериментах Эренхафт наблюдал, как под воздействием света от мощной лампы отдельные пылевые частицы двигались от источника света, а другие к нему. Такое явление никак не могло быть объяснено световым давлением. Открытый им эффект он назвал фотофорезом. При этом движение частиц от источника света Эренхафтом определено как положительный фотофорез, а движение к источнику как отрицательный.

Последующие исследования движения частиц в поле оптического излучения показали, что из-за неоднородностей в структуре и оптических свойств материала, слагающих частицу, падающее оптическое излучение неравномерно распределяется по её объёму. Поэтому более нагретой может оказаться как освещённая, так и теневая сторона частицы (Preining, 1966).

Долгое время из-за отсутствия практических приложений данного эффекта исследования движения частиц в поле оптического излучения представляли лишь научный интерес. В этом плане традиционными являются исследования оптических и тепловых полей внутри поглощающих частиц (Зуев и др., 1972; Пришивалко, 1983). Такие результаты востребованы при изучении нагрева, испарения и разрушения как капельножидкого, так и твёрдого аэрозоля под воздействием интенсивного излучения.

Кроме этого, предметом многолетних дискуссий являются результаты исследований вертикального переноса стратосферных аэрозолей

в поле излучения, суть которых в том, что неоднородное по объёму поглощение излучения приводит к неоднородности температуры поверхности и, как следствие, к радиометрическому фотофорезу частиц (Chernyak, Beresnev, 1993). Интересным направлением в исследованиях влияния солнечного излучения на динамику атмосферных аэрозолей является изучение скорости осаждения аэрозолей в атмосфере и вакууме (Берснев и др., 2003; Ковалев, 2003; Кочнева, 2007), начало которых были заложены М.Г. Марковым (1985).

Однако новый импульс исследований фотофореза возник лишь с появлением новой экспериментальной техники, основанной на применении лазеров (Пришивалко, 1983; Борен, Хафмен, 1986). Монохроматичность лазерного излучения и возможность настройки длины волны с учётом поглощения конкретного вещества частицы, позволяют избирательно выделять частицы заданного свойства из потока аэрозоля, обеспечивать их захват и удержание в лазерном луче, осуществлять разделение частиц в жидкости (Berne, Pecora, 1976; Beresnev et al., 1990; Haywood, Boucher, 2000).

На сегодня точно установлено, что фотофорез аэрозолей относится к классу газокINETических явлений, обусловленных радиометрическим эффектом (Rosen, Orr, 1964; Brock, 1967). Отмечается, что фотофоретическая сила возникает при нарушении равномерности аккомодации импульса и энергии молекул газа, соударяющихся с поверхностью частицы (Яламов, Хасанов, 1998). При этом в качестве классического объяснения фотофореза принимается, что в результате поглощения аэрозольной частицей видимого солнечного и теплового излучений поверхность частицы неравномерно разогревается. Молекулы газа после соударения с частицей покидают её поверхность с большей скоростью там, где она разогрета сильнее, что приводит к нарушению баланса импульса, передаваемого частице молекулами газа (Кушнаренко, 2019).

Очевидно, что на аэрозоли, которые часто представляют собой агломерат, состоящий из ещё более мелких частиц, разных по своей теплоёмкости и оптической прозрачности, действие фотофоретических сил может определённым образом влиять на их распределение не только в стратосфере, но также и в приземном воздухе. При этом ведущим фактором, определяющим зимнее проявление радиометрического фотофореза, является свойство снежного покрова отражать приходящую солнечную радиацию.

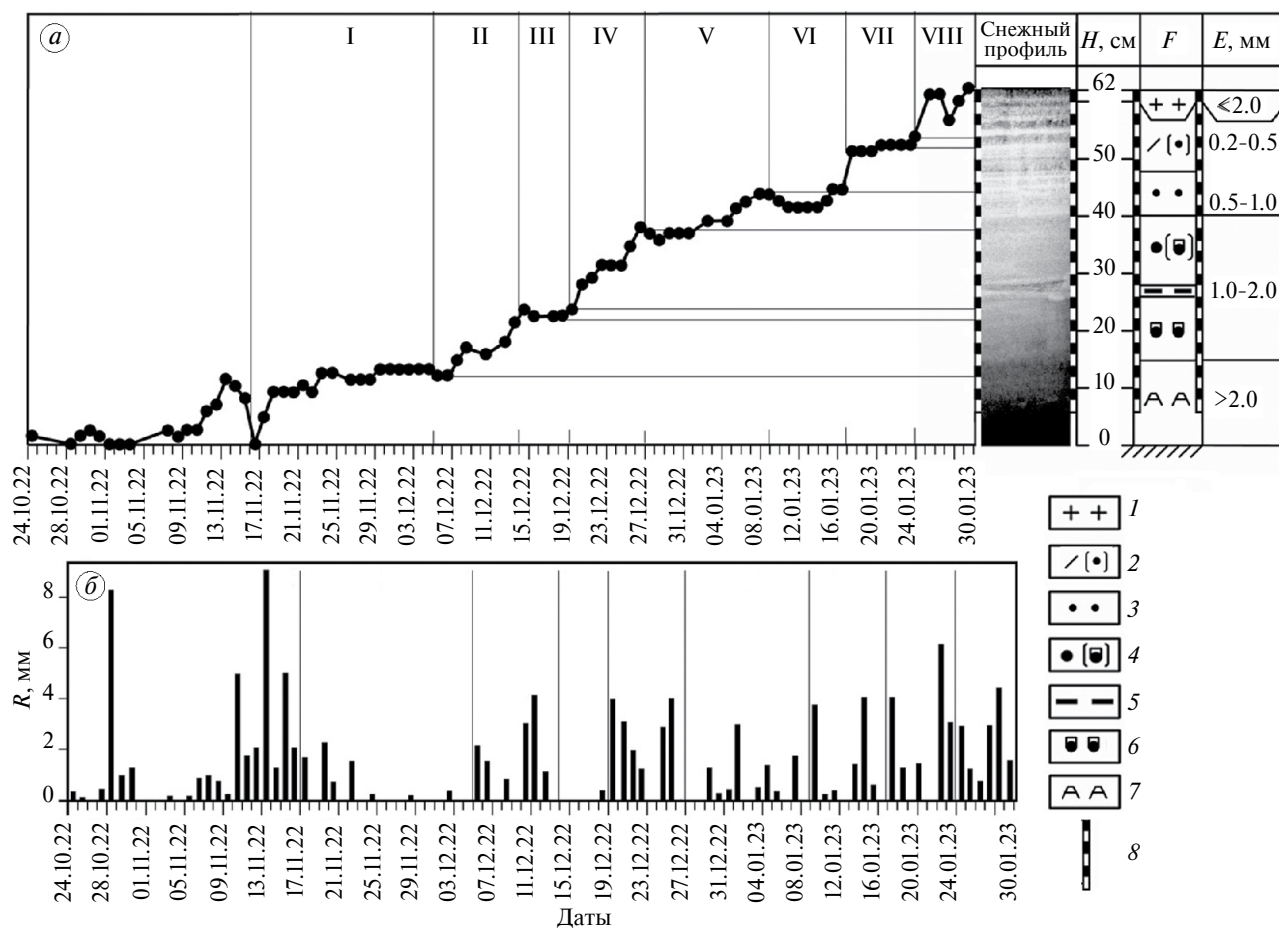
## МЕТОДИКА

**Траекторный анализ переноса воздушных масс при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”.** Временной диапазон для расчёта обратных траекторий переноса воздушных масс определяли в сопряжении с временными периодами снегонакопления, которые, в свою очередь, выделяли с помощью графиков нарастания высоты снежного покрова (рис. 2, а) и интенсивности выпадения снегопадов (см. рис. 2, б). Метеоданные для их построения были импортированы с сайта (gr5.ru..., 2025).

Распределения полей региональной вероятности переноса воздуха над поверхностью к станциям,  $P$  (%) восстанавливались по 10-суточным обратным траекториям, рассчитанным по методике (Shukurov et al., 2023) с помощью траекторной модели NOAA HYSPLIT\_4 и на основе сеточного архива метеоданных NCEP GFS1p0 с разрешением 1 градус по долготе и широте, с учётом толщины слоя осадков (в мм). Расчёт осуществлялся для 20 уровней (через 100 м) над поверхностью в диапазоне высот от 100 до 2100 м. С помощью HYSPLIT\_4 для каждой обратной траектории восстанавливалась величина осадков над полигоном. Диаграммы распределения  $P$  рассчитывались только по тем обратным траекториям, для которых в точке траектории над обсерваторией “Фоновой” осадки были ненулевыми.

**Измерения счётной концентрации аэрозолей.** Для непрерывных замеров внутрисуточного распределения аэрозольных частиц по размерам использовался аэрозольный спектрометр Grimm 1.108, установленный на обсерватории “Фоновая” (ИОА СО РАН, Томск). Измерения счётной концентрации аэрозольным спектрометром производятся по 15 каналам дисперсности от 0.3 до >20 мкм ежечасно в течение 10 минут с предварительной продувкой 3 минуты. Концентрация приземного аэрозоля измеряется в воздушном потоке, который изокINETично отбирается из аэродинамической воздухозаборной трубы на высоте 4 м. Расход воздушного потока в спектрометре составляет 1.2 л/мин. Надо заметить, что условие изокINETического отбора подразумевает равенство линейных скоростей потоков внутри и снаружи сопла пробоотборника, что минимизирует искажение спектра дисперсного состава отбираемого аэрозоля. В общем, это технический приём, позволяющий обеспечить максимально корректный отбор аэрозоля в естественных условиях из воздушной среды





**Рис. 2.** Метеорологические характеристики, хронологически согласованные с датами выпадения стратиграфически значимых снегопадов и с периодами преимущественного осаждения сухих аэрозолей на обсерватории “Фоновая” (по данным м/с “Кожевниково”). (а) SumRR интегральная кривая нарастания снежной толщи в водном эквиваленте (мм), с отметками этапов снегонакопления (t-периоды): I – 17.11–05.12.22; II – 05.12–14.12.22; III – 14.12–19.12.22; IV – 19.12–27.12.22; V – 27.12.22–09.12.23; VI – 09.12–17.12.23; VII – 17.01–24.01.23; VIII – 24.01–30.01.23, которые сопряжены со структурно-текстурной характеристикой снежного профиля (врезка на рис. 1, а), где:  $H$ , см – высота снежного покрова,  $E$ , мм – размер и  $F$  – форма снежных зерен: 1 – свежесыпавший снег; 2 – недавно отложенный снег с округлыми зёрнами; 3 – мелкозернистый снег с округлыми зёрнами; 4 – округлые снежные зёрна и зёрна с огранкой; 5 – оледенелый слой; 6 – зёрна с огранкой; 7 – глубинная изморозь, 8 – шкала послойного пробоотбора. Условные обозначения соответствуют (Фирц и др., 2012); (б) интенсивность снегопадов ( $R$ , мм, в мм водного эквивалента)

**Fig. 2.** Meteorological characteristics chronologically consistent with the dates of stratigraphically significant snowfalls and with the periods of preferential deposition of dry aerosols at the “Fonovaya” observatory (according to data from the “Kozhevnikovo” w/s). (a) SumRR integral curve of snow thickness growth in water equivalent, (mm) with marks of snow accumulation stages (t-periods): I – 17.11–05.12.22; II – 05.12–14.12.22; III – 14.12–19.12.22; IV – 19.12–27.12.22; V – 27.12.22–09.12.23; VI – 09.12–17.12.23; VII – 17.01–24.01.23; VIII – 24.01–30.01.23, associated with the structural and textural characteristics of the snow profile, where:  $H$ , cm – height of snow cover,  $E$ , mm – size, and  $F$  – shape of snow grains: 1 – freshly fallen snow; 2 – recently deposited snow with rounded grains; 3 – fine-grained snow with rounded grains; 4 – rounded snow grains and cut grains; 5 – glaciated layer; 6 – cut grains; 7 – depth hoar, 8 – layer-by-layer sampling scale. Legend follows (Fierz et al., 2012); (b) snowfall intensity ( $R$ , mm, in mm of water equivalent)

для измерения счётных концентраций аэрозоля во всём диапазоне размеров.

**Статистическая оценка временной динамики размерных фракций приземного аэрозоля.** Для составления диаграмм, характеризующих внутри-суточную динамику распределения размерных

фракций аэрозоля в первую половину зимы 2022/23 г. использовали ранее составленную выборку (8760 почасовых измерений). Объём новой выборки составил 1799 почасовых наблюдений. Для визуализации распределения размерных фракций приземного аэрозоля использовались

столбчатые диаграммы, которые строились по медианным значениям.

**Свойство медианы.** Удобство медианы в том, что она мало чувствительна к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений (Юфа, Гурвич, 1964). Медиана устойчивее средней арифметической в условиях эксцессивных (островершинных) распределений и, главное, совершенно не зависит от закона распределения случайной величины, поскольку её положение не изменяется при любых вычислительных преобразованиях изучаемого параметра. Последнее весьма важно в нашей ситуации, когда заведомо нельзя предположить единый тип распределения частиц для каждой размерной фракции аэрозольных частиц.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Особенности формирования снежного покрова зимой 2022/23 г.** Начало формирования снежного покрова было интенсивным. Обильные снегопады обеспечили его быстрый прирост (см. рис. 2, а). Однако наступившая в середине ноября сильная оттепель полностью уничтожила снежный покров. Относительно стабильное нарастание снежного покрова стало заметно после первой декады декабря (см. рис. 2, а). К моменту проведения снегомерных работ высота снега на обсерватории “Фоновая” составила 62 см.

**Сравнительный анализ соотношения размерных фракций приземного аэрозоля в разные периоды снегонакопления.** Для каждого временного интервала снегонакопления были рассчитаны статистические параметры распределения счётных концентраций размерных фракций приземного аэрозоля (табл. 1–4). Для визуализации суточной динамики счётных концентраций частиц для 11 интервалов размеров диаметра (от 0.3 до 7.5 мкм) в различные периоды снегонакопления (см. рис. 2) была написана специальная программа, с помощью которой были построены диаграммы (рис. 3). На диаграммах высота каждого столбика характеризует среднее медианное значение счётной концентрации для каждого часа измерений.

**Особенности распределения аэрозольных фракций в приземном воздухе при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”.** Для характеристики особенностей формирования зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая” был выполнен анализ обратных траекторий дальнего переноса атмосферных примесей в составе влагонесущих воздушных

масс к точке наблюдения (обсерватория “Фоновая”) (рис. 4). Характеристику суточной изменчивости соотношений фракций дисперсных частиц в приземном аэрозоле (см. рис. 3) выполняли в контексте с результатами анализа обратных траекторий поступления влагонесущих воздушных масс к обсерватории “Фоновая” в разные периоды снегонакопления (см. рис. 2).

**Динамика распределения счётных концентраций приземного аэрозоля над обсерваторией “Фоновая” в разные периоды снегонакопления.** На основе комплексного анализа результатов снегомерных наблюдений, сопряжённых с графиками нарастания снежного покрова (см. рис. 2, а) и выпадения снегопадов (см. рис. 2, б), было выделено восемь периодов снегонакопления (см. рис. 2), для семи из них были рассчитаны обратные траектории (см. рис. 4). Отсутствие расчётов для III-го периода обусловлено тем, что в это время снегопадов не было (см. рис. 2, б).

**В первый  $t$ -период (17.11–05.12.2022 г.)** нарастание снежной толщи, которое представлено слоями опробования 28–26 (см. рис. 2), шло за счёт снегопадов, сгенерированных полярными воздушными массами, поступавшими из Восточно-Европейского сектора Арктики, а также за счёт воздушных масс, пришедших из Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, I). В этот период счётные концентрации во всех аэрозольных фракциях характеризуются невысокими значениями. Суточные колебания концентраций аэрозольных частиц, за исключением частиц в диапазоне размеров  $d$  4.0...7.5 мкм, практически отсутствуют (см. рис. 3, I). Надо заметить, что снегопады в этот период выпадали только в первой пятидневке, всё остальное время (с 23.11 по 05.12) прирост снежной толщи (см. рис. 2, б) в это время происходил за счёт осадения инея.

**Во второй  $t$ -период (05.12–14.12.2022 г.)** нарастание снежной толщи шло более динамично (см. рис. 2, б). Хотя основными источниками поступления воздушных масс остались прежние направления – Восточно-Европейский сектор Арктики и Арало-Каспийский аридный регион (см. рис. 4, II), но вероятность переноса воздуха из Прикаспийского аридного региона существенно возросла. В этот период счётная концентрация аэрозоля, относительно предыдущего, возросла во всех интервалах размерных фракций почти в 2–3 раза. Предполагается, что основной прирост концентраций дисперсного аэрозоля может быть связан с влиянием среднеазиатских пустынь, так как перенос воздуха в АПС из них также возрос (см. рис. 2, II справа).

**Таблица 1.** Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в первый (17.11.22–04.12.22) и второй (05.12.22–13.12.22) периоды снегонакопления

Параметры*	Фракционный состав приземного аэрозоля в первый период (17.11.22–04.12.22)															
	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>d</i>	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	
<i>N</i>	19270	5759	1849	423	177	44	18	4	0.4	0.2	0.16	0.05	0.04	0.01	0	
$\bar{x}$	12830.2	3795.4	1149.5	258.4	119.0	34.8	15.4	5.0	0.7	0.5	0.7	0.29	0.22	0.11	0	
$\delta$	2681	573	249	63	20	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>min</i>	8548	2563	965.25	236.75	95	22	8	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>	15514	4775	1552	354	151	35	15	3	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	28747	8552	2517	535	229	58	25	6	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>	60175	17706	5785	1436	845	276	116	33	5	5	9	3	2	1	0	
<i>max</i>	228	218	233	218	224	205	197	159	62	35	26	15	12	5	0	
<i>n</i> <sub>1</sub>	52.7	50.4	53.9	50.4	51.8	47.4	45.6	36.8	14.35	8.1	6.0	3.4	2.7	1.1	0.0	
<i>n</i> <sub>2</sub>																
Фракционный состав приземного аэрозоля во второй период (05.12.22–13.12.22)																
<i>d</i>	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>N</i>	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	
$\bar{x}$	57094	18643	6305	1402	569	142	56	14	1.6	0.6	0.3	0.1	0.06	0.01	0	
$\delta$	23709.5	7233.9	2216.9	524.1	233.6	64.5	26.3	8.5	1.4	0.9	0.8	0.3	0.28	0.15	0	
<i>min</i>	17103	6056	1806	294	122	25	11	2	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>	42030	13933	4849	1128	433	105	38	8	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	57233	18728.5	6102.5	1320.5	533	130	50	13	1	1	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>	76669	22481	7484	1656	655	162	65	19	2	1	1	0	0	0	0	
<i>max</i>	146463	45265	15665	3786	1793	481	178	46	10	8	7	3	2	2	0	
<i>n</i> <sub>1</sub>	103	103	103	98	96	97	101	91	54	46	33	15	8	2	0	
<i>n</i> <sub>2</sub>	47.6	47.6	47.6	45.3	44.4	44.9	46.76	42.1	25.0	21.3	15.2	6.9	3.7	0.9	0.0	

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки,  $\bar{x}$  – среднее арифметическое,  $\delta$  – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*<sub>1</sub> – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*<sub>3</sub> – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*<sub>1</sub> – количество ненулевых наблюдений, *n*<sub>2</sub> – доля ненулевых наблюдений (%).

**Таблица 2.** Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в третий (14.12.22–18.12.22) и четвертый (19.12.22–26.12.22) периоды снегонакопления

Параметры*	Фракционный состав приземного аэрозоля в третий период (14.12.22–18.12.22)															
	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>d</i>																
<i>N</i>	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	
$\bar{x}$	103381	34097	11246	2367	885	197	70	17	1.7	0.5	0.13	0	0	0	0	
$\delta$	101047.1	33606.8	10334.9	1935.5	669.1	141.8	47.1	12.5	1.5	0.5	0.33	0	0	0	0	
<i>min</i>	17169	6361	2727	645	207	43	14	3	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>	27351	9725	3793	954	376	84	34	7	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	72431	23152	8254	1853	718	158	59	15	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>	137609	45193	14453	3119	1214	273	94	24	2	1	0	0	0	0	0	
<i>max</i>	467922	157395	49326	9369	3171	659	225	58	7	2	1	0	0	0	0	
<i>n</i> <sub>1</sub>	63	60	60	60	55	55	54	45	33	16	5	0	0	0	0	
<i>n</i> <sub>2</sub>	52.9	50.4	50.4	50.4	46.2	46.2	45.3	37.8	27.7	13.4	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	
Фракционный состав приземного аэрозоля в четвертый период (19.12.22–26.12.22)																
<i>d</i>																
<i>N</i>	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	
$\bar{x}$	32793	10631	3634	813	339	90	40	11	1	0.5	0.2	0.08	0.05	0.02	0.01	
$\delta$	13755.5	4973.5	1859.2	442.5	184.4	50.1	21.8	6.7	1.0	0.8	0.8	0.3	0.3	0.1	0.1	
<i>min</i>	11312	3103	632	121	49	11	5	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>	22236	6735	2089	452	192	51	21	6	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	29087	9349	3288	752	314	86	39	11	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>	43092	14352	4958	1076	467	131	56	15	2	1	0	0	0	0	0	
<i>max</i>	72756	24207	8801	2196	888	237	102	41	9	7	8	4	3	2	1	
<i>n</i> <sub>1</sub>	93	92	92	95	100	93	93	80	41	35	26	5	3	2	2	
<i>n</i> <sub>2</sub>	48.4	47.9	47.9	49.4	52.0	48.4	48.4	41.6	21.3	18.2	13.5	2.6	1.5	1.0	1.0	

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки,  $\bar{x}$  – среднее арифметическое,  $\delta$  – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*<sub>1</sub> – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*<sub>3</sub> – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*<sub>1</sub> – количество ненулевых наблюдений, *n*<sub>2</sub> – доля ненулевых наблюдений (%).



**Таблица 3.** Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в пятый (27.12.22–08.01.23) и шестой (09.01.23–16.01.23) периоды снегонакопления

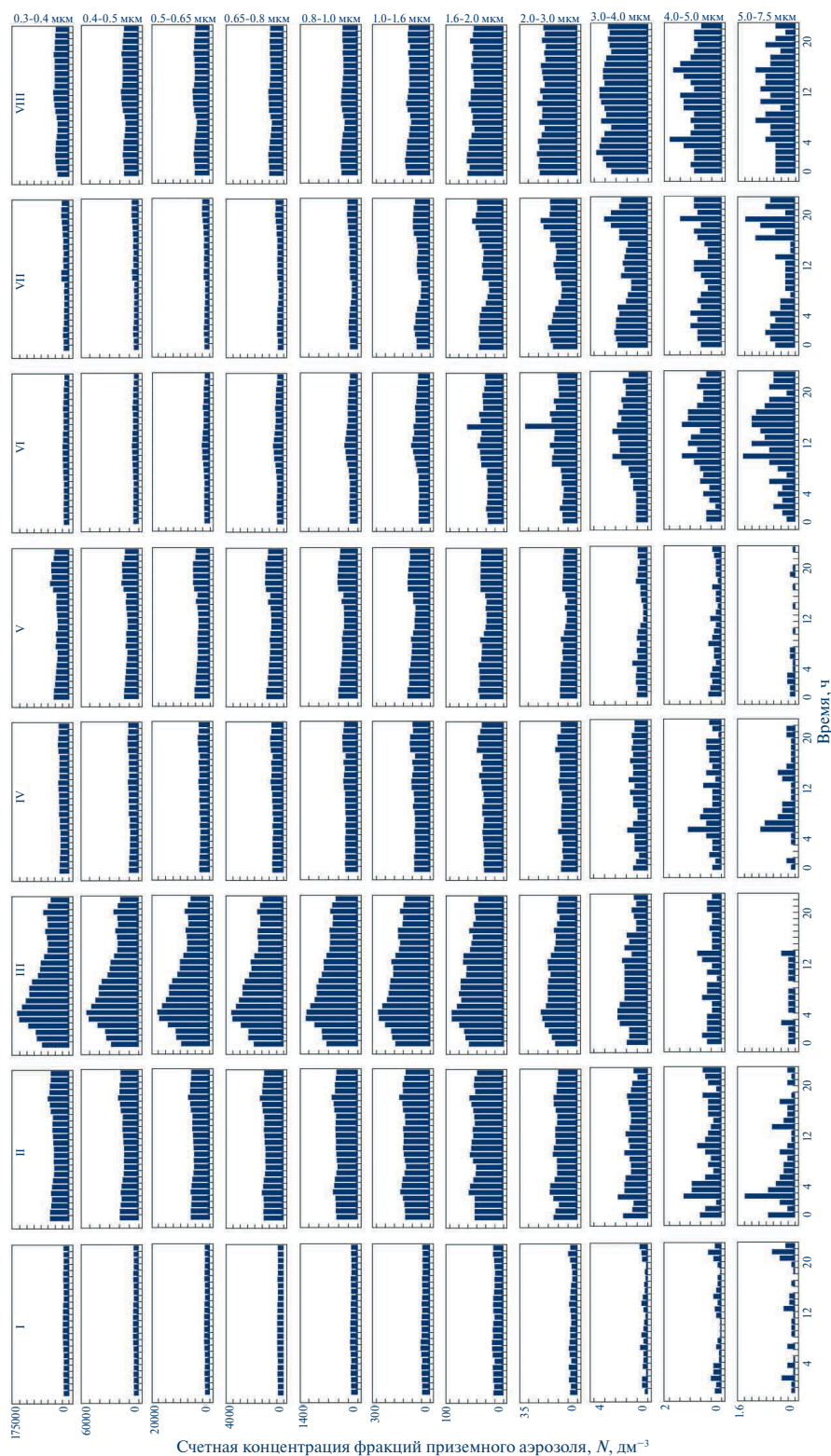
Параметры*		Фракционный состав приземного аэрозоля в пятый период (27.12.22–08.01.23)															
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>N</i>		312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	
$\bar{x}$		46925	14718	4875	1068	429	104	40	9	0.7	0.3	0.07	0	0	0	0	
$\delta$		51942.9	16095.4	5192.1	1123.1	428.1	94.8	32.5	7.6	1	0.4	0.2	0	0.06	0	0	
<i>min</i>		4350	1169	415	107	50	10	3	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>		19118	5875	1813	361	147	36	15	3	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>		30591	9462	2862	606	250	61	25	7	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>		46018	15550	5509	1247	535	148	62	14	1	1	0	0	0	0	0	
<i>max</i>		297485	83787	24451	5501	2130	460	148	37	6	2	2	0	1	0	0	
<i>n</i> <sub>1</sub>		143	148	148	153	149	143	133	131	56	33	15	0	1	0	0	
<i>n</i> <sub>2</sub>		45.8	47.4	47.4	49.0	47.7	45.8	42.6	41.9	17.	10.5	4.8	0.0	0.3	0.0	0.0	
		Фракционный состав приземного аэрозоля в шестой период (09.01.23–16.01.23)															
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>N</i>		192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	
$\bar{x}$		19561	6255	2254	549	247	73	38	14	1	0.9	0.7	0.2	0.1	0.05	0.01	
$\delta$		11644.1	3848.4	1384.7	320.3	135.7	38.3	22.9	12.8	1.7	1.0	0.9	0.4	0.4	0.2	0.07	
<i>min</i>		5677	1130	396	111	52	16	11	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>1</sub>		12624	3930	1303	328	146	44	22	6	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>		15690	5104	2001	508	233	65	32.5	11	1	1	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> <sub>3</sub>		22555	7166.	2702	672	313	94	50	19	3	1	1	0	0	0	0	
<i>max</i>		65253	20475	7131	1608	675	188	227	143	9	7	7	2	3	1	1	
<i>n</i> <sub>1</sub>		90	92	100	94	92	94	98	78	52	51	42	26	17	7	1	
<i>n</i> <sub>2</sub>		46.8	47.9	52.0	48.9	47.9	48.9	51.0	40.6	27.0	26.5	21.8	13.54	8.8	3.6	0.5	

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки,  $\bar{x}$  – среднее арифметическое,  $\delta$  – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*<sub>1</sub> – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*<sub>3</sub> – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*<sub>1</sub> – количество ненулевых наблюдений, *n*<sub>2</sub> – доля ненулевых наблюдений (%).

**Таблица 4.** Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в седьмой (17.01.23–23.01.23) и восьмой (24.01.23–30.01.23) периоды снегонакопления

Параметры*		Фракционный состав приземного аэрозоля в седьмой период (17.01.23–23.01.23)															Фракционный состав приземного аэрозоля в восьмой период (24.01.23–30.01.23)																		
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0		
<i>N</i>		168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	<i>N</i>		168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	
$\bar{x}$		20467	6213	2016	455	216	73	42	16	2	0.9	0.5	0.17	0.08	0.04	0.02	$\bar{x}$		45688	17117	5291	981	394	117	60	23	3.	1.3	0.7	0.1	0.08	0.01	0.01	0.01	
$\delta$		15020.2	4743.1	1617.2	369	166.8	54.7	30	13.1	2.8	1.5	1.3	0.5	0.3	0.2	0.1	$\delta$		29884.1	12725.8	3848.2	631.8	227.7	64.2	31.5	14.1	2.7	1.1	0.7	0.3	0.2	0.1	0.08	0.08	
<i>min</i>		4401	993	238	50	22	4	2	1	0	0	0	0	0	0	0	<i>min</i>		2210	399	94	30	13	3	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> <sub>1</sub>		9569	2825	882	201	99	32	17	5	0.7	0	0	0	0	0	0	<i>Q</i> <sub>1</sub>		21830	6992	2047	415	188	57	32	9	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Me</i>		12044	3760	1268	274	139	50	30	11	1	0	0	0	0	0	0	<i>Me</i>		37261	11637	3562	864	363	109	56	22	3	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> <sub>3</sub>		33103	10438	3311	743	334	112	65	26	4	1	1	0	0	0	0	<i>Q</i> <sub>3</sub>		68521	27543	8874	1564	594	177	89	36	6	2	1	0	0	0	0	0	0
<i>max</i>		60220	20057	6858	1392	680	228	147	71	16	9	10	3	2	1	1	<i>max</i>		115382	47862	15101	2552	911	253	131	57	10	6	4	2	2	1	1	1	1
<i>n</i> <sub>1</sub>		81	80	78	79	78	79	80	64	35	29	22	7	4	7	4	<i>n</i> <sub>1</sub>		71	70	72	70	73	72	75	77	51	40	30	14	12	2	2	2	2
<i>n</i> <sub>2</sub>		48.2	47.6	46.4	47.0	46.4	47.0	47.6	38.1	20.8	17.2	13.1	4.1	2.3	4.1	2.3	<i>n</i> <sub>2</sub>		42.2	41.6	42.8	41.6	43.4	42.8	44.6	45.8	30.3	23.8	17.8	8.3	7.1	1.1	1.1	1.1	0.6

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки,  $\bar{x}$  – среднее арифметическое,  $\delta$  – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*<sub>1</sub> – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*<sub>3</sub> – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*<sub>1</sub> – количество ненулевых наблюдений, *n*<sub>2</sub> – доля ненулевых наблюдений (%).



**Рис. 3.** Суточная динамика распределения счетной концентрации частиц в аэрозольном поле над обсерваторией “Фоновая” зимой 2022/23 г. в t-периоды: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

**Fig. 3.** Diurnal dynamics of the distribution of the particle count concentration in the aerosol field above the Fonovaya observatory in winter 2022/23 in t-periods I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

Известно, что в условиях аридного климата пустынь аэрозоль генерируется земной поверхностью и может подниматься конвективными и вихревыми потоками в тропосферу (Горчаков и др., 2000). Следует заметить, что для данного периода внутрисуточные колебания концентрации частиц в интервале  $d$  0.3...2.0 мкм невелики. Они становятся более заметными с увеличением размера фракций, достигая сильно выраженной контрастности в утренние и дневные часы для частиц в интервале размеров диаметра 4.0...7.5 мкм (см. рис. 3, II). Этот период нарастания снежной толщи характеризуют слои 25–21 (см. рис. 2).

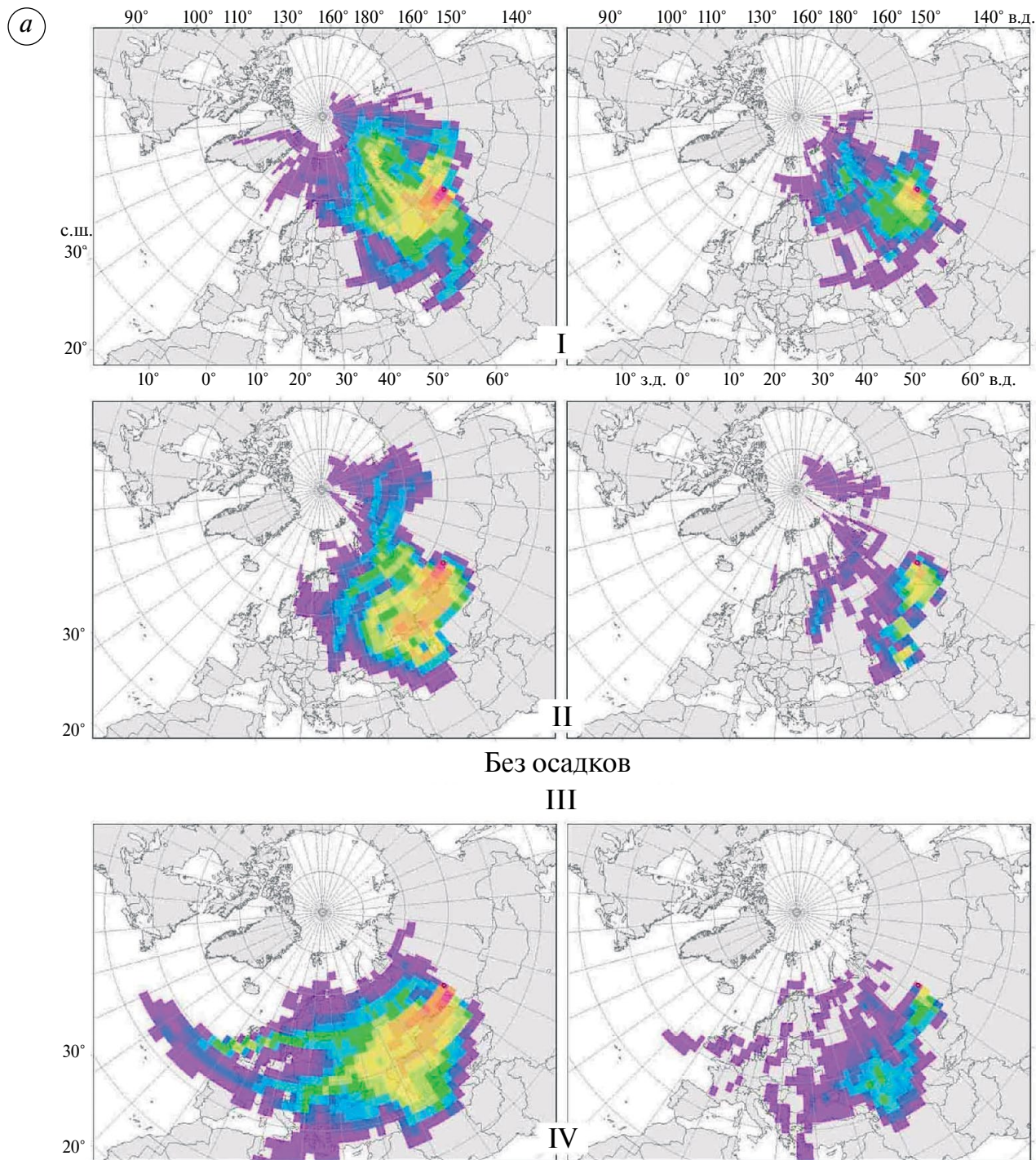
*В третий t-период* (14.12–19.12.2022 г.) снегопады над обсерваторией «Фоновая» не фиксировались (см. рис. 2, б). Нарастание снежной толщи шло за счёт осаднения инея. В это время в приземном воздухе устойчиво фиксировался рост содержания аэрозолей. Это хорошо заметно для частиц в диапазоне размеров диаметра 0.3...3.0 мкм (см. рис. 3, III). Предполагается, что это связано с продолжающимся поступлением среднеазиатского пустынного аэрозоля. Надо заметить, что в отсутствие осадков появление одномодального внутрисуточного распределения счётной концентрации частиц с хорошо выраженным пиком в утренние часы (см. рис. 3, III) выглядит странным. Но это становится понятным, если принять, что в условиях антициклона радиационное выхолаживание максимально проявляется в утренние часы. Кроме того, из-за разности температур в зоне контакта «снег–атмосфера» возникает устойчивый градиент температуры и влаги. Данное обстоятельство инициирует устойчивый массоперенос водяных паров к снежной поверхности. Поэтому прирост снежной толщи в период между выпадениями снегопадов происходит за счёт образования инея. Известно, что для кристаллообразования инея требуются более низкие показатели относительной влажности воздуха, чем для выпадения снега – менее 80% (Stössel et al., 2010). Но данное объяснение не разъясняет отсутствие пика в первом t-периоде (17.11–05.12.2022 г.) при том, что длительность бесснежного периода составила 13 дней. И всё это время практически не наблюдалось какого-либо прироста счётной концентрации приземного аэрозоля, тогда как в третьем t-периоде с длительностью всего пять дней счётная концентрация приземного аэрозоля почти в три раза больше. Причина такого расхождения пока не понятна (хотя, вероятно, в первый период не было устойчивой антициклонической ситуации с накоплением аэрозоля

в АПС), и объяснение причин появления данного феномена будет дано ниже в соответствующем разделе данной статьи.

*В четвёртый t-период* (19.12–27.12.2022 г.) выпадение снега шло за счёт разгрузки влагонесущих воздушных масс, приходящих из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (см. рис. 4, IV). Этот период снегонакопления характеризуют слои 19–13 (см. рис. 2). В отличие от предыдущего периода, счётная концентрация частиц во внутрисуточных замесах в этом временном интервале снижается во всём размерном диапазоне почти в 1.5–2 раза. Внутрисуточные колебания счётной концентрации для частиц с диаметром от 0.3 до 3.0 мкм невелики. Однако они становятся заметными для частиц в интервале размеров диаметра 3.0...7.5 мкм (см. рис. 3, IV).

*В пятый t-период* (27.12.22–09.01.2023 г.) выпадение снегопадов и формирование аэрозольного поля над «фоновой» происходило за счёт переноса влагонесущих воздушных масс, которые с наибольшей вероятностью прибывали из Восточно-Европейского сектора Арктики и Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, V). В этот период сформировалась средняя часть снежной толщи (см. рис. 2), которую характеризуют три пробы (слои 12–10). Сравнивая с предыдущим периодом внутрисуточную динамику распределения счётной концентрации частиц между разными фракциями, можно заметить определённый прирост содержания частиц в диапазоне  $d$  0.3...1.6 мкм и заметное снижение счётной концентрации частиц с диаметром от 3.0 до 7.5 мкм (см. рис. 3, V). Такие колебания аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» связаны с разным механизмом осаднения частиц из воздуха. Известно, что аэрозоли могут выпадать на земную поверхность в результате турбулентной и гравитационной седиментации. Но, если рассматривать скорость осаднения аэрозольной частицы как функцию диаметра частицы, то для частиц малых размеров (от 0.01 до 10.0 мкм) механизм седиментации определяется преимущественно турбулентной диффузией (Хорват, 1990). Если же диаметр частицы более 10.0 мкм, то гравитационная седиментация начинает играть более значительную роль. Однако в нашем случае удалось визуализировать (см. рис. 3) состояние, когда в зимнем приземном слое воздуха возникает ситуация, при которой диффузная седиментация для аэрозолей в интервале диаметров 0.3...2.0 мкм уже





**Рис. 4.** Послойные парные диаграммы вероятности переноса воздушных масс ( $P$ , %) на 20 уровнях, приходящие в слой 100–2100 м (левые части сдвоенных диаграмм) и только по участкам траекторий, попадавшим в атмосферный пограничный слой (правые части сдвоенных диаграмм) как над обсерваторией “Фоновая”, так и на всём протяжении траекторий, хронологически привязанные к  $t$ -периодам: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

**Fig. 4.** Layered paired diagrams of the probability of air mass transfer, ( $P$ , %) at 20 levels arriving in the 100–2100 m layer (left parts of the paired diagrams) and only for sections of trajectories that entered the atmospheric boundary layer (right parts of the paired diagrams) both above the Fonovaya observatory and along the entire length of the trajectories, chronologically tied to  $t$ -periods: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23



б

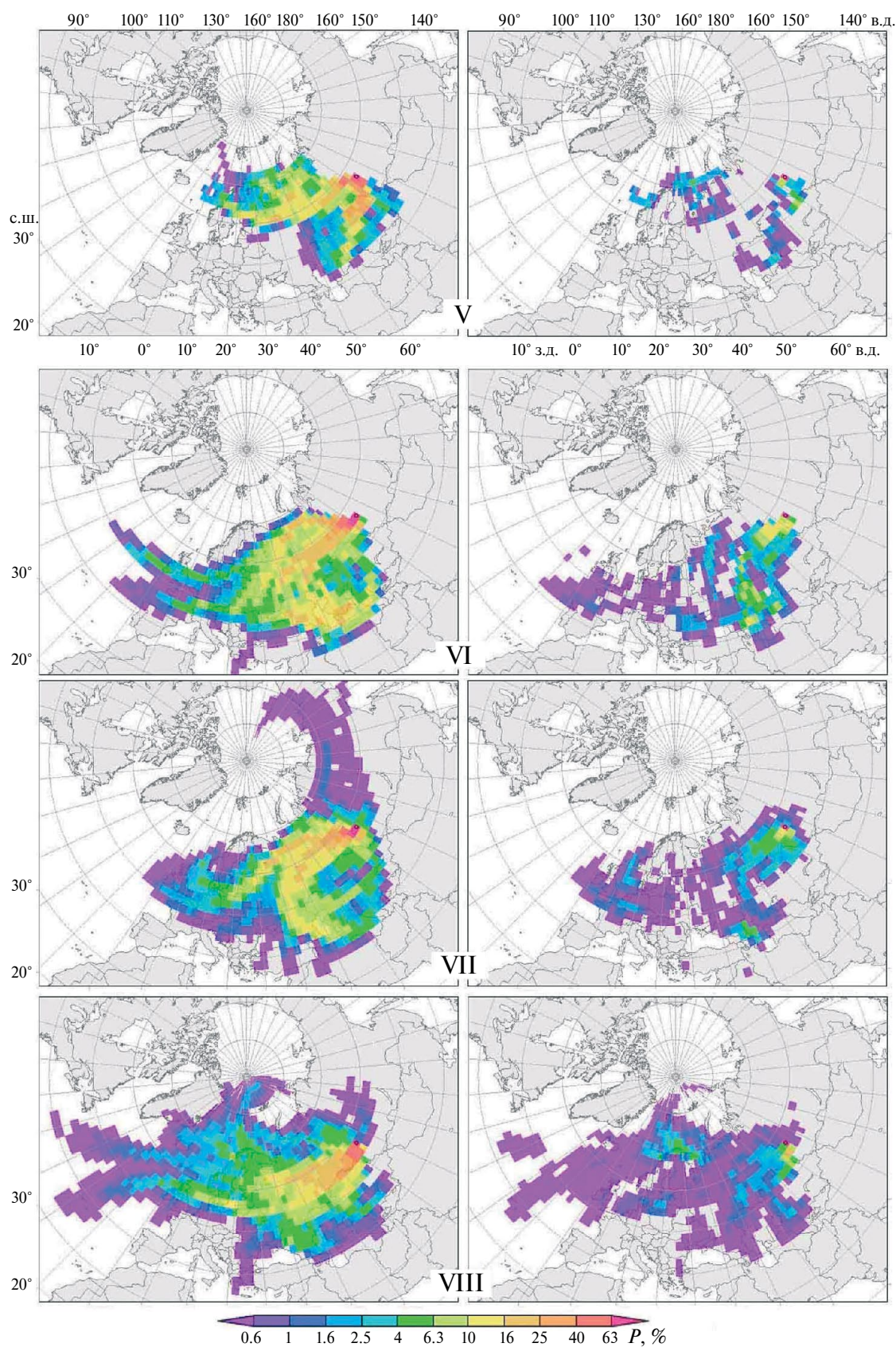


Рис. 4. Продолжение

Fig. 4. Continued

неэффективна, а гравитационная — ещё неэффективна. В итоге — в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие, при котором, в условиях постоянного притока аэрозоля, увеличивается время жизни и связанный с этим рост счётной концентрации мелкого аэрозоля.

*В шестой  $t$ -период* (09.01—17.01.2023 г.) синоптическая обстановка характеризовалась перемещением воздушных масс из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (см. рис. 4, VI). В этот период образовались слои 9—6 (см. рис. 2). В сравнении с предыдущим в аэрозольном поле над обсерваторией “Фоновая” для данного периода фиксируются очень низкие значения счётной концентрации аэрозолей в интервале  $d$  от 0.3 до 0.8 мкм. Но затем фиксируется постепенный рост счётной концентрации, который в дневные часы вначале заметен для частиц с  $d$  0.8...1.0 мкм и становится устойчивым для частиц в размерном интервале  $d$  1.0...7.5 мкм. Во внутрисуточной динамике фракционного распределения концентрации частиц он становится хорошо заметен в виде пологого пика с частыми и относительно высокими всплесками концентраций в интервале  $d$  4.0...7.5 мкм (см. рис. 3, VI).

*Седьмой  $t$ -период* (17.01—24.01.2023 г.) представлен только одним 7 слоем (см. рис. 2). В это время интенсивные снегопады (см. рис. 2, б) приходили из Атлантики и Восточно-Сибирского моря и частично с Черноморско-Каспийского региона (см. рис. 4, VII). Но при этом заметно увеличение счётной концентрации аэрозольных частиц, относительно предыдущего периода, не фиксируется (см. рис. 3, VII). Однако анализ внутрисуточного хода распределения счётной концентрации аэрозолей в размерном диапазоне  $d$  0.8...7.5 мкм выявил появление трёх пологих пиков, контрастность которых растёт с увеличением размера частиц. И такие частотные колебания аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”, охватывающие утренние, дневные и вечерние часы, возможно, отражают особенности среднесуточного соотношения приходящей и рассеянной солнечной радиации в данный период. Но такое предположение требует проверки.

*Восьмой  $t$ -период* (24.01—30.01.2023 г.) характеризуют снежные слои 4—1 (см. рис. 2, а). Они образовались во время снегопадов (см. рис. 2, б), связанных с влагонесущими воздушными массами, активно поступавшими к обсерватории “Фоновая” из Атлантики, со стороны Средиземного

и Чёрного морей, а также за счёт воздушных масс, приходивших из Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, VIII). Именно с последними связывается высокий прирост счётной концентрации частиц практически во всём наблюдаемом размерном интервале  $d$  частиц (0.3...7.5 мкм) (см. рис. 3, VIII).

В целом формирование аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» в наблюдаемые периоды шло под преимущественным влиянием дальнего переноса аэрозолей, поступавших в составе влагонесущих воздушных масс со стороны Арало-Каспийского аридного региона и Атлантики. И в меньшей степени из Арктики, Средиземноморья и Черноморского региона. При этом резкие увеличения счётных концентраций частиц в зимнем аэрозольном поле над обсерваторией «Фоновая» в 6—8 периодах в большей мере связываются нами с поступлением пылевого аэрозоля из Арало-Каспийского аридного региона, нежели со стороны Атлантики и Средиземноморья. Основанием для этого служат ранее полученные данные (Shukurov et al., 2023; Симонина и др., 2023), показывающие высокую повторяемость зимнего переноса воздушных масс из засушливого пояса к югу от России в диапазоне 40—50° с.ш., 50—80° в.д. (Казахстан и север Арало-Каспийского аридного региона). В годовой динамике эти направления наблюдаются в более трети случаев.

***Возникновение диффузионно-гравитационного равновесия аэрозольных частиц в приземном воздухе (левитация) и связанное с ним фракционирование приземного аэрозоля.*** При анализе динамики фракционного распределения приземного аэрозоля (см. рис. 3) в сопряжении с диаграммами региональной вероятности переноса воздушных масс ( $P$ , %) к обсерватории “Фоновая” (см. рис. 4), рассчитанных только по тем обратным траекториям влагонесущих воздушных масс, для которых над обсерваторией «Фоновой» осадки были ненулевыми, установлено, что они мало влияли на соотношение аэрозольных фракций в размерном интервале  $d$  0.3—1.6 мкм. Так, при уменьшении продолжительности 6, 7 и 8 периодов (8, 7, 6 дней соответственно) в приземном воздухе устойчиво фиксировался прирост счётной концентрации аэрозолей в диапазоне 0.3—1.6 мкм. То же самое было зарегистрировано в 1, 2 и 3 периодах (18, 9, 5 дней соответственно). Предполагается, что данное обстоятельство вызвано увеличением продолжительности жизни приземного аэрозоля, которое, в свою очередь, связано с физическими свойствами снежного

покрова, в частности с действием сил радиометрической природы.

Известно, что снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает собственное тепло в виде длинноволновой (инфракрасной) радиации. Поэтому в поле уходящего от снежной поверхности теплового (инфракрасного) излучения может возникать положительный, так называемый «снеговой» фотофорез (Тентюков и др., 2022) и связанные с ним субвертикальные движения аэрозолей, против действия сил гравитации (фотофоретическая левитация по: (Ковалев, 2003).

Термин «снеговой» фотофорез предложен для того, чтобы показать сезонность его проявления, а также отличать «снеговой» фотофорез от «теплового», поскольку для каждого имеются свои отличия. Так, интенсивность проявления «теплового» фотофореза традиционно связывается с интенсивностью солнечного излучения (Берсенев и др., 2003; Кочнева, 2007), тогда как на особенности проявления «снегового» фотофореза влияют как физические свойства самого снежного покрова, представляющего собой уникальную поровую ледяную осадочную породу, в которой вода находится одновременно в трёх фазовых состояниях, так и микрофизические свойства ледяных кристаллов, составляющих снежную толщу. Первая проявляется в процессе отражения прямой и рассеянной солнечной радиации снежной поверхностью (поверхностное альbedo) и ледяной поверхностью снежных зёрен в снежной толще (внутриснежное альbedo), тогда как вторая определяет ослабление (экстинкции) проникающей лучистой энергии в снежной толще с глубиной. С данным процессом связаны оптическая прозрачность снежной толщи, её внутриснежный радиационный баланс и подснежная освещённость, которые в зависимости от синоптических условий могут определённым образом влиять на проявление «снегового» фотофореза.

Так, сопоставление синоптических характеристик для всех периодов показало, что для первого и третьего t-периодов характерно преобладание антициклонального режима погоды, причём для первого t-периода он выражен несколько слабее. Следствием этих различий для третьего t-периода служит хорошо выраженное мономодальное распределение частиц в среднесуточной динамике с чётким пиком, совпадающим с утренними часами, тогда как для первого t-периода он отсутствует (см. рис. 3). Для остальных периодов суточный ход «снегового» фотофореза характеризуется слабо выраженной

вариативностью. Вероятно, эти отличия связаны разным соотношением притока прямой и рассеянной солнечной радиации на снежную поверхность в условиях разной запылённости приземной атмосферы. Для обсерватории «Фоновая» данное обстоятельство может быть связано с высокой долей воздушных масс, приходящих из Арало-Каспийского аридного региона, но это надо проверить.

Между тем, модельные исследования (Rohatschek, 1986; Кочнева, 2007), выполненные с учётом совокупности микрофизических характеристик аэрозольных частиц, ответственных за поглощение оптического и теплового излучения, показали, что по отношению к этим свойствам можно выделить три типа частиц: слабо-, умеренно- и сильнопоглощающих.

Следовательно, если принять, что реальные аэрозольные частицы ультрадисперсных размеров, как правило, являются агрегатами из более мелких частиц или представлены многослойными частицами, то разное соотношение этих трёх типов частиц обеспечит таким агрегатам варьирование значений оптико-теплофизических параметров и разное проявление действия фотофоретических сил.

В атмосфере такое «нужное» соотношение свето-тепопоглощающих компонентов в атмосферном аэрозоле достигается агрегированием частиц, которое, в свою очередь, обусловлено коагуляцией. Под коагуляцией понимают объединение частиц дисперсной фазы в агрегаты, возникающие в результате сцепления частиц при их соударениях, которое, в свою очередь, зависит от активности турбулентного перемешивания частиц.

Известно, что воздух прозрачен для солнечной радиации, поэтому его температура зависит от нагрева частиц: чем больше частиц в атмосфере, тем выше его температура, и тем активнее идёт их турбулентное (молекулярное) перемешивание. При этом число соударений частиц возрастает. При их контакте между собой между частицами возникает связь, которая называется *аутогезией*. Аутогезия относится к числу поверхностных явлений, т.е. к таким, которые возникают на границе соприкасающихся фаз. При этом возможно появление аэрозолей с разным в них соотношением свето-тепопоглощающих компонентов. Такие аэрозоли будут отличаться от других аэрозолей своими микрофизическими характеристиками, ответственным за поглощение оптического и теплового излучения.



Между тем, при передвижении влагонесущих воздушных масс от места зарождения до точки наблюдения их аэрозольный состав не может оставаться постоянным. Одной из причин служит орографический фактор. Традиционно считается, что вариации содержания аэрозолей тесно связаны с динамическими процессами в атмосфере, отмечая при этом, что многие из них часто являются следствием орографического торможения воздушных потоков (Кожевников, 1999). Поэтому принимается, что орографическое торможение воздушных потоков и связанное с ним рассеивание аэрозолей будет выражено тем сильнее, чем больше амплитуда относительных высот в рельефе подстилающей поверхности.

Очевидно, что в процессе горизонтального переноса транзитных воздушных масс аэрозольный состав в них будет испытывать неоднократные пертурбации. В итоге, в таких транзитных воздушных массах возможно появление дисперсной фазы с разным соотношением в ней свето-теплопоглощающих компонентов.

Горизонтальное перемещение транзитных воздушных масс в составе циклонов от места их зарождения до точки наблюдения происходит по относительно постоянным маршрутам, для которых характерно определённое сочетание/соотношение элементов топографии подстилающей поверхности (низкогорья, межгорные плато, равнинные участки). В связи с этим аэрозольный состав транзитных влагонесущих воздушных масс, приходящих к точке наблюдения по постоянным маршрутам, будет относительно постоянным. Различия проявятся, если сравнивать аэрозольный состав в циклонах, поступающих к точке наблюдения с разных направлений. Например, из районов Атлантики или Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 3 и 4).

Именно этим обстоятельством можно объяснить различия в счётных концентрациях частиц в размерном диапазоне  $d$  0.3...2.0 мкм в первом  $t$ -периоде (17.11–05.12.2022 г.) и в третьем  $t$ -периоде (14.12–19.12.2022 г.). Так, из-за неоднородностей в структуре и оптических свойствах материала минеральных компонентов, составляющих аэрозоль, падающее оптическое излучение неравномерно распределяется по объёму аэрозольной частицы. Следовательно, более нагретой может оказаться как освещённая, так и теневая сторона частицы. Такая частица будет испытывать действие как положительных, так и отрицательных фотофоретических сил. В первом случае частица в поле уходящего от снежного покрова инфракрасного излучения будет двигаться вверх.

Во втором же случае отрицательный фотофорез усиливает влияние сил гравитации на частицу, и она будет оседать на снежную поверхность.

При равнодействии положительных и отрицательных фотофоретических сил возникает диффузионно-гравитационное равновесие, и такие частицы в поле уходящего от снежного покрова инфракрасного излучения зависают над снежной поверхностью (левитируют). Это увеличивает время жизни аэрозоля, что ведёт к росту счётной концентрации определённых фракций приземного аэрозоля. В нашем случае это частицы в диапазоне  $d$  0.3...2.0 мкм. При этом силы «снегового» фотофореза могут конкурировать с действием сил гравитации в приземном слое воздуха, удерживая частицы в диапазоне 0.3–2.0 мкм более продолжительное время, чем это было в летних условиях (см. табл. 1). Выявленное обстоятельство даёт основание говорить о фотофоретическом фракционировании аэрозолей в приземном слое воздуха как о новом феномене.

Следует ожидать, что наиболее активно этот феномен будет проявляться в перерывах между снегопадами и усиливаться при антициклональном режиме погод, поскольку в условиях циклонической активности образование «снегового» фотофореза будет в определённой мере заглушаться развитой конвекцией и разномасштабным турбулентным переносом в приземном воздухе. Но данное предположение требует проверки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлена внутрисуточная динамика распределения счётной концентрации частиц в размерном диапазоне  $d$  0.3...2.0 мкм при формировании зимнего аэрозольного фона над обсерваторией «Фоновая». Предполагается, что рост счётной концентрации частиц в этом диапазоне обусловлен длительностью их пребывания в воздухе, а причиной данного феномена является левитация частиц в поле уходящего от поверхности снега инфракрасного излучения, обусловленная действием «снегового» фотофореза. Причём фотофоретические силы могут конкурировать с действием сил гравитации, обеспечивая тем самым условия для левитации частиц над снежной поверхностью в приземном слое воздуха. Так, левитация частиц с размерным интервалом  $d$  0.3...2.0 мкм проявляется тогда, когда возникает ситуация, при которой диффузная седиментация для аэрозолей данной размерной фракции уже неэффективна, а гравитационная — ещё неэффективна. В итоге, в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие,

при котором увеличивается время жизни и связанный с этим рост счётной концентрации мелкого аэрозоля. Это даёт основание говорить о фотофоретическом фракционировании аэрозолей в зимней атмосфере как о новом феномене.

Поскольку «снеговой» фотофорез может быть причиной длительного пребывания мелких фракций аэрозоля в приземном воздухе, очевидно, что это будет влиять на радиационный баланс зимней атмосферы. Поэтому вертикальные движения частиц под действием фотофоретических сил должны учитываться при построении транспортных моделей вертикального переноса аэрозолей в нижней тропосфере. Кроме того, «снеговой» фотофорез в перерывах между снегопадами и при антициклональном режиме погоды может обоснованно рассматриваться как один из потенциально значимых механизмов увеличения концентрации загрязняющих веществ на поверхности снега и в приземном воздухе.

Важным обстоятельством является также то, что в настоящее время, по мнению С.А. Сократова: «...Специфика существующих климатических моделей, где осадки рассматриваются как «потери из климатической системы, усложняет комплексную оценку обратного влияния снежного покрова на климат (в настоящее время используются, по сути, лишь альбедо поверхности)...» (Сократов, Трошкина, 2009. С. 104). Другими словами, роль «снегового» фотофореза в современных климатических моделях практически не рассматривается.

Предположено, что в условиях запылённости приземной атмосферы увеличение продолжительности жизни аэрозольных частиц, обусловленной «снеговым» фотофорезом, будет усиливать риск дополнительного воздействия пыли на население за счёт увеличения ингаляционной дозы. В связи с этим целесообразно продолжить исследования, связанные с изучением влияния положительного «снегового» фотофореза на динамику фракционирования приземного аэрозоля.

**Финансирование.** Исследование проводилось в рамках государственного задания Института оптики атмосферы СО РАН. Траекторный анализ выполнен при финансовой поддержке РЦНИ и ННФИ (проект № 20-55-56028).

**Acknowledgements.** The study was conducted within the framework of the state assignment of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS. The trajectory analysis was carried out with the financial support of the Russian Research Center and the National Research Foundation (project No. 20-55-56028).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 470–477.
- Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.
- Горчаков Г.И., Копров Б.М., Шукуров К.А. Исследование выноса субмикронного аэрозоля с подстилающей поверхности // Оптика атмосферы и океана, 2000. Т. 13. № 2. С. 166–169.
- Зуев В.Е., Кузиковский А.В., Погодаев В.А., Чистякова Л.К. Тепловое действие оптического излучения на водные капли малого размера // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 5. С. 1069–1072.
- Ковалев Ф.Д. Экспериментальное исследование фотофореза в газах. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург: Уральский гос. ун-т им. А.М. Горького, 2003. 24 с.
- Кожевников В.Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 160 с.
- Кочнева Л.Б. Микрофизические оптические характеристики и фотофорез атмосферных аэрозолей. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург: Уральский гос. ун-т им. А.М. Горького 2007. 24 с.
- Кушнаренко А.В. Разработка модели и алгоритмов расчёта фотофоретического взаимодействия аэрозольных частиц и кластеров в разреженной газовой среде на основе метода Монте-Карло. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Красноярск: ФГАОУВО «Сибирский федеральный университет», 2019. 103 с.
- Марков М.Г. Теоретическое исследование влияния термодиффузиофореза и фотофореза на эволюцию атмосферного аэрозоля. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Обнинск: Физ.-энерг. ин-т, 1985. 179 с.
- Пришивалко А.П. Оптические и тепловые поля внутри светорассеивающих частиц. Минск: Наука и техника, 1983. 190 с.
- Симонова Г.В., Калашникова Д.А., Маркелова А.Н., Бондаренко А.С., Давыдкина А.Е. Вариации изотопного состава кислорода и водорода в атмосферных осадках в г. Томске (2016–2020 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 7. С. 595–601. <https://doi.org/10.15372/AOO20230709>
- Сократов С.А., Трошкина Е.С. Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // Материалы гляциол. исследований. 2009. Вып. 107. С. 103–109.
- Сурдин В.Г. Фотометрический парадокс Ольберса // Электронный ресурс. URL: [https://www.krugosvet.ru/enc/nauka\\_i\\_tehnika/astro/onomiya/FOTOMETRICESKI\\_PARADOKS\\_OLBERSA.html](https://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i_tehnika/astro/onomiya/FOTOMETRICESKI_PARADOKS_OLBERSA.html) (Дата обращения: 13.08.2021).

- Тентюков М.П., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Михайлов В.И. Формирование вторичных органических аэрозолей на поверхности хвои и их поступление в полог зимнего леса под воздействием радиометрического фотофореза // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 5. С. 916–923. <https://aopv.iao.ru/ru/content/text?vol=35&issue=05&num=4>
- Хорват Л. Кислотный дождь / Пер. с венгер., под ред. Ю.Н. Михайловского. М.: Стройиздат, 1990. 80 с.
- Фицц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сокрытов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // Материалы гляциол. исследований. 2012–2. 80 с.
- Юфа Б.А., Гурвич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля // Геохимия. 1964. № 8. С. 817–824.
- Яламов Ю.И., Хасанов А.С. Фотофорез гетерогенных по теплопроводности крупных аэрозольных частиц // Журнал технической физики. 1998. Т. 68. № 4. С. 1–6.
- Berne B.J., Pecora R. Dynamic Light Scattering. John Wiley and Sons Ltd. 1976. 376 p. <https://doi.org/10.1002/bbpc.19770810123> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Brock J.R. On radiometer forces // Journ. of Colloid and Interface Science. 1967. V. 25 (4). P. 564–567.
- Chernyak V., Beresnev S. Photophoresis of aerosol particles // Journ. of Aerosol. Science. 1993. V. 24 (7). P. 857–866.
- Ehrenhaft F. Die Photophorese // Annalen der Physik. 1918. V. 361 (10). P. 81–132 (First published: 1918). <https://doi.org/10.1002/andp.19183611002> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Haywood J., Boucher O. Estimates of direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review // Review of Geophysics. 2000. V. 38 (4). P. 513–543.
- Preining O. Photophoresis. In: Aerosol Science. Ed. C.N. Davies. New York: Acad. Press, 1966. P. 111–135.
- Rohatschek H. Direction, magnitude and causes of photophoretic force // Journ. of Aerosol Science. 1985. V. 16 (1). P. 29–42.
- Rosen M.H., Orr C.J. The photophoretic force // Journ. of Colloid Science. 1964. V. 19 (1). P. 50–60.
- rp5.ru // Электронный ресурс. URL: [https://rp5.ru/Погода\\_в\\_Кожевниково,\\_Томская\\_область](https://rp5.ru/Погода_в_Кожевниково,_Томская_область). (Дата обращения: 12.01.2025).
- Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.V., Rashki A., Hamzeh N.H., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.C. CALIOP-Based Evaluation of Dust Emissions and Long-Range Transport of the Dust from the Aral–Caspian Arid Region by 3D-Source Potential Impact (3D-SPI) Method // Remote Sensing. 2023. V. 15 (5). 2819 p. <https://doi.org/10.3390/rs15112819>
- Stössel F., Guala M., Fierz C., Manes C., Lehning M. Micrometeorological and morphological observations of surface hoar dynamics on a mountain snow cover // Water Resources Research. 2010. V. 46 (4). W04511. <https://doi.org/10.1029/2009WR008198> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Thoré M. Le radiomètre d'absorption // Les Mondes. 1877. V. 42. P. 585–586.

**Citation:** Tentyukov M.P., Timushev D.A., Simonenkov D.V., Belan B.D., Shukurov K.A., Kozlov A.V., Yazikov E.G., Buchelnikov V.S., Yakovlev A.A. Fractionation of ground-level aerosol from IR radiation of snow surface: observations in the Tomsk region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (2): 234–254. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020048

## Fractionation of Ground-Level Aerosol from IR Radiation of Snow Surface: Observations in the Tomsk Region

© 2025 M. P. Tentyukov<sup>a,c,#</sup>, D. A. Timushev<sup>b</sup>, D. V. Simonenkov<sup>a</sup>, B. D. Belan<sup>a</sup>, K. A. Shukurov<sup>d</sup>, A. V. Kozlov<sup>a</sup>, E. G. Yazikov<sup>e</sup>, V. S. Buchelnikov<sup>e</sup>, A. A. Yakovlev<sup>c</sup>

<sup>a</sup>V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

<sup>b</sup>Physics and Mathematics Institute, FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

<sup>c</sup>Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia

<sup>d</sup>A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

<sup>e</sup>National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

#e-mail: tentukov@yandex.ru

Received October 24, 2024; Revised January 12, 2025; Accepted April 18, 2025

The article analyzes the results of measurements of the aerosol count concentration in the surface air in the range from 0.3 to 20.0  $\mu\text{m}$  in 15 intervals. The measurements were carried out using a Grimm 1.108 aerosol spectrometer installed at the Fonovaya observatory (IAO SB RAS, Tomsk). The calculation of

the statistical parameters of the distribution of surface aerosol fractions was carried out using a sample compiled on the basis of a continuous series of measurements within the time interval from 11/17/2022 to 01/30/2023. The sample size was 1799 hourly observations. A service program was written to work with the sample, as well as to visualize the calculations. The features of the effect of photophoretic forces on the average daily dynamics of the fractional distribution of aerosol particles in the surface layer were assessed in conjunction with the analysis of reverse trajectories of transport of moisture-bearing air masses and taking into account the time intervals of snow accumulation at the Fonovaya observatory in the first half of winter 2022/23. A certain relationship was established between the increase in the number concentration of particles in the range of 0.3–2.0  $\mu\text{m}$  and the effect of photophoretic forces in different phases of snow cover growth associated with the fall of stratigraphically significant snowfalls. It is postulated and proven that the cause of this phenomenon is the levitation of particles in the field of infrared radiation leaving the surface of the snow, caused by the action of “snow” photophoresis. Obviously, this circumstance should be taken into account when constructing transport models of vertical transport of aerosols in the lower troposphere. In addition, “snow” photophoresis during breaks between snowfalls and during anticyclonic weather conditions can be considered as one of the potentially significant mechanisms for increasing the concentration of pollutants on the snow surface and in the ground air.

**Keywords:** atmospheric aerosol, infrared radiation, levitation, “snow” photophoresis, aerosol fractionation

## REFERENCES

- Beresnev S.A., Kochneva L.B., Suetin P.E., Zakharov V.I., Gribanov K.G. Photophoresis of atmospheric aerosols in the Earth's thermal radiation field. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2003, 16 (5–6): 470–477. [In Russian].
- Boren K., Huffman D. *Pogloshcheniye i rasseyaniye sveta malymi chastitsami*. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. Moscow: Mir, 1986: 664 p. [In Russian].
- Gorchakov G.I., Koprov B.M., Shukurov K.A. Study of the removal of submicron aerosol from the underlying surface. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2000, 13 (2): 166–169 [In Russian].
- Zuev V.E., Kuzikovskiy A.V., Pogodaev V.A., Chistyakova L.K. Thermal effect of optical radiation on small water droplets. *Dokl. AN SSSR*. Reports of the USSR Academy of Sciences. 1972, 205 (5): 1069–1072 [In Russian].
- Kovalev F.D. *Ekspperimental'noye issledovaniye fotoforeza v gazakh*. Experimental study of photophoresis in gases. Abstract of the PhD thesis. Ekaterinburg: Ur. State University named after A.M. Gorky, 2003: 24 p. [In Russian].
- Kozhevnikov V.N. *Vozmushcheniya atmosfery pri obtekanii gor*. Atmospheric Disturbances During Flow Around Mountains. Moscow: Scientific World, 1999: 160 p. [In Russian].
- Kochneva L.B. *Mikrofizicheskiye opticheskiye kharakteristiki i fotoforez atmosferynykh aerorozley*. Microphysical optical characteristics and photophoresis of atmospheric aerosols. Abstract of the PhD thesis. Ekaterinburg: Ur. State University named after A.M. Gorky, 2007: 24 p. [In Russian].
- Kushnarenko A.V. *Razrabotka modeli i algoritmov raschota fotoforeticheskogo vzaimodeystviya aerorozol'nykh chastits i klasterov v razrezhennoy gazovoy srede na osnove metoda Monte-Karlo*. Development of a model and algorithms for calculating the photophoretic interaction of aerosol particles and clusters in a rarefied gas environment based on the Monte Carlo method. PhD thesis. Krasnoyarsk: Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education “Siberian Federal University”, 2019: 103 p. [In Russian].
- Markov M.G. *Teoreticheskoye issledovaniye vliyaniya termodyffuzioforeza i fotoforeza na evolyutsiyu atmosfernogo aerorozlya*. Theoretical study of the influence of thermal diffusion and photophoresis on the evolution of atmospheric aerosol. PhD thesis. Obninsk: Phys.-energy Institute, 1985: 179 p. [In Russian].
- Prishivalko A.P. *Opticheskiye i teplovyye polya vnutri svetorasseivayushchikh chastits*. Optical and thermal fields inside light-scattering particles. Minsk: Science and Technology, 1983: 190 p. [In Russian].
- Simonova G.V., Kalashnikova D.A., Markelova A.N., Bondarenko A.S., Davydкина A.E. Variations in the isotopic composition of oxygen and hydrogen in atmospheric precipitation in Tomsk (2016–2020). *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2023, 36 (7): 595–601. <https://ao.iao.ru/en/content/vol.36-2023/iss.07/9> [In Russian].
- Sokratov S.A., Troshkina E.S. Development of structural-stratigraphic studies of snow cover. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 103–9 [In Russian].
- Surdin V.G. Photometric paradox of Olbers. 2001. Retrieved from: URL: [https://www.krugosvet.ru/enc/nauka\\_i\\_tehnika/astrofiziya/FOTOMETRICHESKI\\_PARADOKS\\_OLBERSA.html](https://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i_tehnika/astrofiziya/FOTOMETRICHESKI_PARADOKS_OLBERSA.html) (Last access: August 13, 2021) [In Russian].
- Tentyukov M.P., Belan B.D., Simonenkov D.V., Mikhailov V.I. Formation of secondary organic aerosols on the surface of needles and their entry into the



- winter forest canopy under the influence of radiometric photophoresis. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2022, 35 (5): 916–23. <https://doi.org/10.15372/AOO202205> [In Russian].
- Horvat L. *Kislotnyy dozhd'*. Acid rain. Transl. from Hungarian, Ed. Yu.N. Mikhailovsky. Moscow: Stroyizdat, 1990: 80 p. [In Russian].
- Fierz S., Armstrong R.L., Duran I., Etkhevi P., Green I., McClung D.M., Nishimura K., Satyavali P.K., Sokratov S.A. International classification for seasonally falling snow (a guide to the description of snow thickness and snow cover). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of glaciological studies. 2012, 2: 80 [In Russian].
- Yufa B.A., Gurvich Yu.M. Application of median and quartiles to assess normal and anomalous values of the geochemical field. *Geokhimiya*. Geochemistry. 1964, 8: 817–824 [In Russian].
- Yalamov Yu.I., Khasanov A.S. Photophoresis of large aerosol particles with heterogeneous thermal conductivity. *Zhurnal Tekhnicheskoy Fiziki*. Journ. of Technical Physics. 1998, 68 (4): 1–6 [In Russian].
- Berne B.J., Pecora R. *Dynamic Light Scattering*. John Wiley and Sons Ltd. 1976: 376 p. <https://doi.org/10.1002/bbpc.19770810123> (Last access: August 13, 2021).
- Brock J.R. On radiometer forces. *Journ. of Colloid and Interface Science*. 1967, 25 (4): 564–567.
- Chernyak V., Beresnev S. Photophoresis of aerosol particles. *Journ. Aerosol. Sci.* 1993, 24 (7): 857–866.
- Ehrenhaft F. Die Photophorese. *Annalen der Physik*. 1918, 361 (10): 81–132. <https://doi.org/10.1002/andp.19183611002> (Last access: August 13, 2021).
- Haywood J., Boucher O. Estimates of direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Rev. Geophys.* 2000, 38 (4): 513–43.
- Preining O. Photophoresis. In: *Aerosol Science*. Ed. C.N. Davies. New York: Acad. Press, 1966: 111–135.
- Rohatschek H. Direction, magnitude and causes of photophoretic force. *Journ. Aerosol Sci.* 1985, 16 (1): 29–42.
- Rosen M.H., Orr C.J. The photophoretic force. *Journ. of Colloid Science*. 1964, 19 (1): 50–60.
- rp5.ru: official site. Retrieved from: URL: [https://rp5.ru/Погода\\_в\\_Кожевниково,\\_Томская\\_область](https://rp5.ru/Погода_в_Кожевниково,_Томская_область). (Last access: January 12, 2025).
- Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.V., Rashki A., Hamzeh N.H., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.C. CALIOP-Based Evaluation of Dust Emissions and Long-Range Transport of the Dust from the Aral–Caspian Arid Region by 3D-Source Potential Impact (3D-SPI) Method. *Remote Sens.* 2023, 15 (5): 2819. <https://doi.org/10.3390/rs15112819>
- Stössel F., Guala M., Fierz C., Manes C., Lehning M. Micrometeorological and morphological observations of surface hoar dynamics on a mountain snow cover. *Water Resour. Res.* 2010, 46 (4): W04511. <https://doi.org/10.1029/2009WR008198> (Last access: August 13, 2021).
- Thoré M. Le radiomètre d'absorption. *Les Mondes*. 1877, 42: 585–586.

## О ФОНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ТВЁРДОЙ ФАЗЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ГОРОДСКИХ ЗЕМЕЛЬ

© 2025 г. А. В. Захарченко<sup>1,\*</sup>, А. А. Тигеев<sup>1</sup>, О. А. Пасько<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тюменский научный центр Сибирского отделения  
Российской академии наук, Тюмень, Россия

<sup>2</sup>Национальный открытый институт, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: avzakh@gmail.com

Поступила в редакцию 13.12.2024 г.

После доработки 20.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Цель работы – решение проблемы отсутствия доказательной базы определения точек исследования как фоновых. Предложена схема, независимая от наблюдателя, позволяющая определить фоновые значения содержания микроэлементов в твёрдой фазе снежного покрова. Применяется следующий ряд: преобразование исходных данных в относительные величины; иерархический кластерный анализ; вычисление средних значений по всем кластерам и химическим элементам; выбор кластера с наименьшими значениями, точки которого принимается за фон.

**Ключевые слова:** иерархический кластерный анализ, микроэлементы, снеговая пыль, классификация

**DOI:** 10.31857/S2076673425020054, **EDN:** FPNITV

### ВВЕДЕНИЕ

Темпы роста промышленности Тюменской области высоки и сопровождаются увеличением выбросов в атмосферу загрязняющих веществ. Это особенно актуально в связи с увеличением в атмосферном воздухе твёрдых частиц РМ-2.5/РМ-10, содержащих высокие концентрации тяжёлых металлов. Направление движения областей пониженного давления, их сочетания с областями повышенного барического давления, изменение треков перемещения может существенно повлиять на качество воздуха отдельных территорий. С другой стороны, сами территории могут оказаться источниками загрязнения атмосферного воздуха. Атмосферные осадки, например, снег, вымывают из атмосферы твёрдую фазу частиц, что используется для оценки их содержания в атмосферном воздухе по их содержанию в снежном покрове. Снежный покров служит индикатором состояния атмосферного воздуха в системе санитарно-экологического мониторинга (Сергеева, Куимова, 2016).

Для снежного покрова отсутствует ПДК загрязняющих веществ. Оценки загрязнения талой

воды и твёрдой фазы проводятся на основе коэффициента концентрации, как отношение их содержания в объекте к фоновым значениям. Из этого вытекают проблемы: что считать фоновыми наблюдениями; следует ли доказывать это свойство в случае серии проведённых наблюдений; какие методы его выявления использовать, если надо сделать выбор независимо от наблюдателя?

Определение фонового содержания микроэлементов, депонированных в природных объектах: гумусовом горизонте почв, торфе, донных отложениях рек и озёр, снежном покрове вытекает из прикладных исследований (РД 52.18.769-2012), необходимых для определения и оценки загрязнения территории веществами в результате деятельности опасных производственных объектов. Положение в пространстве фоновых точек наблюдения и состав веществ представляют важное условие понимания геохимической обстановки в регионе (Anderson, Kravitz, 2010). Фоновое содержание веществ (С) – это начальный уровень, от которого следует производить отсчёт загрязнения окружающей воздушной среды (Селезнева

и др., 1979). Например, в районах Томской области выделяются локальные геохимические особенности территорий ( $C_{\text{лок}}$ ), в дополнение к фоновым значениям (Таловская и др., 2014). Каждое измерение  $C$  складывается из фонового  $C_{\text{ф}}$  и локального дополнения  $C_{\text{лок}}$  (Селезнева и др., 1979):

$$C = C_{\text{ф}} + C_{\text{лок}}, \quad (1)$$

где  $C > C_{\text{ф}}$ , тогда тем ближе к фоновым будет не среднее значение, а минимальное:  $C_{\text{мин}} \rightarrow C_{\text{ф}}$ . Следовательно, фоновое значение — это начальный уровень отчёта, отклонение от которого в сторону увеличения указывает на загрязнение природной среды. Фоновый уровень содержания вещества складывается из естественных процессов, формирующих депонирующую среду, которые суммируются региональными особенностями. Фоновую концентрацию можно представить как сумму широтной зависимости ( $C_{\text{ш}}$ ) и случайную ( $C_{\text{сл}}$ ), обусловленную дальним переносом:

$$C_{\text{ф}} = C_{\text{ш}} + C_{\text{сл}}.$$

Формирование вещественного состава снежного покрова существенно отличается от атмосферных осадков летнего периода, который в основном определяется его содержанием в толще от земной поверхности до облачных слоёв (Селезнева и др., 1979). Однако в северных районах этот вклад составляет 35–40%, тогда как на юге ЕТС — 70–80%.

Изучение твёрдой фазы снежного покрова в зависимости от широты отбора пробы показало снижение общей минерализации, электропроводности с юга на север (Ермолов и др., 2014). Для группы элементов Fe, K, Zn отмечается существенное снижение их концентрации в твёрдой фазе снега с юга на север с минимумом в средней тайге. Для другой группы Ca, Mg, Cd, Mn снижение может достигать трёх раз. Наблюдаемый эффект объясняется ослаблением географической миграции почвенных частиц в составе твёрдой фазы снега. В лесной зоне относительно степной увеличивается влагозапас снежного покрова, что приводит к разбавлению и снижению концентрации пыли. Отмечается отсутствие изменения концентрации с широтой для Na, Sr, Cu, Ni. Таким образом, в случае фоновых наблюдений не все элементы твёрдой фазы снега оказываются широтно зависимыми. На профиле длиной 1700 км от южной тайги до тундры минеральный состав твёрдой фазы снега существенно изменяется с широтой

в сторону снижения содержания микроэлементов (Shevchenko et al., 2017).

Следовательно, в случае серии наблюдений необходимо выделять местный геохимический фон и подводить под него доказательную статистическую базу. Пространственная локализация имеет не только причинно-следственную компоненту, обусловленную широтной зависимостью содержания микроэлементов твёрдой фазы снега, но и дополняется случайными ландшафтными процессами перераспределения поступающих в атмосферу веществ, в том числе и загрязняющих. Это утверждение обусловлено также их зависимостью от случайного распределения местоположения депонирующей среды относительно факторов загрязнения и условий формирования атмосферного загрязнения в связи с движением зон повышенного и пониженного атмосферного давления (Захарченко и др., 2020). Метеорологические данные указывают на присутствие барического градиента, вызывающего развитие стойкого юго-западного переноса воздушных масс. Показано, что движения атмосферных циклонов доставляет загрязняющие вещества на территории, где отсутствуют источники их загрязнения, например, таёжные леса Дальнего Востока (Кондратьев, 2008). Отмечается возможность трансграничного переноса загрязнителей из Восточно-Казахстанской области на территорию Горного Алтая (Робертус и др., 2016). Проблемы выделения фоновых участков также видятся в сложности локализации загрязняющих веществ по территориальному положению источника их поступления в атмосферу, отсутствии характеристик выброса, таких как концентрация, температура, давление, диаметр устья и высота трубы над земной поверхностью.

Цель работы — показать возможности иерархического кластерного анализа для выявления фоновых точек наблюдения, неподверженных антропогенному загрязнению микроэлементами твёрдой фазы снежного покрова. Проблема заключается в том, что выбор фоновых мест отбора проб произволен. В качестве фонового значения рассчитывается среднее для точек, удалённых от источника выброса загрязняющих веществ. Это правило для фоновых исследований согласуется с нормативами в случае сухого вымывания пыли из атмосферы при планировании точек наблюдения вблизи источника выброса. В случае мокрого вымывания твёрдой фазы источники загрязнения веществами переносятся за счёт циклонической деятельности, как на глобальном, так и на региональном уровнях

(Захарченко и др., 2020). Такой перенос загрязняющих веществ приводит к тому, что их повышенное содержание обнаруживается в области точек наблюдения, удалённых от регионально-го источника, что существенно снижает возможности выявления загрязнённых территорий. С другой стороны, на территориях вблизи источников загрязнения случайно формируются уникальные местоположения, где обнаруживаются содержания загрязняющих веществ ниже значений точек отбора проб, удалённых от города. В результате усреднения имеем завышенную оценку содержания веществ на удалении от источника загрязнения, которые отнесены к фоновым концентрациям, и заниженную вблизи от него. Впоследствии занижается коэффициент концентрации и, соответственно, экологическая опасность городских и промышленных территорий, что произошло относительно оценки экологической опасности в Тобольске (Московченко и др., 2021а).

Кластерный анализ широко используется для анализа микроэлементов твёрдой фазы снежного покрова, но чаще с геохимической точки зрения (Московченко и др., 2021а, Shevchenko, 2017). Его использование для сортировки локаций отбора проб по содержанию химических элементов применяется в гидрологии (Hossain et al., 2013; El-Dars, Sami, 2020; Liu Honghua et al., 2021).

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обоснование выделения точек фонового наблюдения проведено на данных микроэлементного состава снеговой пыли Тюмени (57°15' с.ш., 65°54' в.д.). Региональные источники пыли представляют автотранспорт, предприятия, производящие нефтегазовое оборудование, аккумуляторный завод, а также неспециализированные источники — две ТЭЦ (Московченко, 2021б).

Обор проб снега проведён стандартным снегомером на всю глубину слоя снега. Для оценки содержания пыли составляли сборную пробу из 3–5 образцов в зависимости от мощности слоя снега. Все пробы снега отобраны в 2020 г.: в Тюмени — 61 проба. Отделение твёрдой фракции проводилось фильтрацией через беззольные нитроцеллюлозные фильтры “Millipore” с диаметром пор 0.45 мкм. Для получения достаточного количества твёрдого осадка фильтровали 1.5–2 л талой воды. После высушивания фильтров при  $t = 95^\circ\text{C}$  их взвешивали для определения массы пыли с расчётом её содержания в литре талой воды (г/л).

В аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка, Московская область) определён элементный химический состав твёрдофазных выпадений (51 элемент) с использованием атомно-адсорбционного спектрофотометра. В статистическом иерархического кластерном анализе использованы 24 микроэлемента: Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, W, Ba, Pb. В них наименьшее количество отсутствующих значений содержания. Отсутствующие заменены средними значениями.

Местоположение точек наблюдения выбиралось случайным образом. Априори фоновыми наблюдениями считались точки (101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111), удалённые более 10 км от городской черты. Вероятностно-статистический подход применяют при отсутствии видимых границ импактного воздействия и ожидаемых географических закономерностей, что делает его объективным для оценки экологической опасности городских земель. При этом территория покрывается сеткой, а выбор ячейки для наблюдения проводят случайным способом.

Содержания химических элементов в геохимическом спектре могут различаться на порядки и существенно отклоняться от нормального распределения, что делает некорректным их сравнение в едином статистическом комплексе без предварительной стандартизации. Значения центрированы относительно медианы и соотношены с расстоянием между квантилями:

$$S_{\text{median}}_{ij} = \frac{x_{ij} - \text{median}_j}{\text{Quantile } 75 - \text{Quantile } 25}, \quad (2)$$

где  $S_{\text{median}}_{ij}$  — стандартизованные значения относительно медианы, нормированные на разницу между квантилями,  $x_{ij}$  — значение содержания элемента в точке наблюдения,  $\text{median}_j$  — медиана по  $j$ -тому элементу,  $\text{Quantile } 75$  — квантиль 75% выборки,  $\text{Quantile } 25$  — квантиль 25%, которые изменяются от отрицательных до положительных значений.

Существуют два метода выбора мест расположения точек наблюдения: 1) место выбирает исследователь (импактный, маршрутный, стационарный методы), что вводит субъект как дополнительный фактор в схему наблюдения; 2) расположение точек определяется случайным образом, что исключает влияние исследователя на результат. Мы использовали вероятностно-статистический подход в определении как загрязнённых, так и фоновых точек наблюдения.



Иерархический кластерный анализ (далее — ИКА) используется для разделения на группы геохимических данных. Для каждого кластера по выделенным точкам наблюдения рассчитывались средние значения содержания микроэлемента. Кластер, где наблюдается их наименьшие значения, считается фоновым. В экологических оценках загрязнения территорий химическими веществами присутствует коэффициент концентрации как отношение определённого значения  $K_c = (C_i/C_\phi)$  содержания вещества в природной среде к его фоновому содержанию, где  $C_i$  — содержание микроэлемента в среде,  $C_\phi$  — его фоновое содержание. Это соотношение служит основой большинства формул при определении степени загрязнения территорий тяжёлыми металлами и оценкой их экологической опасности для здоровья людей этого загрязнения (Moskovchenko et al., 2021). Интегральный показатель загрязнения микроэлементами ( $Z_c$ ) определяется по формуле (Касимов и др., 2012):

$$Z_c = \sum_{j=1}^n K_{c_{ij}} - (n-1), \quad (3)$$

где  $K_{c_{ij}}$  — коэффициент загрязнения, представляющий безразмерную величину,  $n$  — число учитываемых элементов с  $K_c > 1.5$ .

При оценке загрязнения снежного покрова показатель  $Z_c$  считается низким при значении  $<32$ ; средним и умеренно опасным —  $32-64$ ; высоким и опасным —  $64-128$ ; очень высоким и опасным —  $128-256$ . Чрезвычайно опасный уровень имеет значение более 256.

Для выявления фоновых наблюдений наиболее оптимально использовать иерархический кластерный анализ (далее — ИКА), позволяющий разделить наблюдения на кластеры. ИКА и геоинформационный анализы проводились с помощью программы Orange с пакетом Geo. Пакет Geo по данным GPS позволяет сразу же визуализировать положение кластеров на местности относительно источников загрязнения атмосферного воздуха. Расчёт расстояния между точками наблюдения проводился методом Euclidian, построение диаграммы проведено методом Ward. Для каждой точки наблюдения обозначен номер кластера, что позволяет сделать обратный переход от стандартизованных взвешенных значений к номинальным (мг/кг). Для всех элементов рассчитаны средние значения его содержания в кластере.

Если выбор точек для отбора проб изучаемой территории проводился случайным образом, то

высока вероятность, что будут выявлены точки с наименьшим загрязнением веществами, что будет выделено специальной группой. В серии наблюдений, например, внутри городской черты, ИКА позволит выделить кластер с наименьшим содержанием микроэлементов. Эти точки можно приять за фоновые и относительно них оценивать загрязнения атмосферного воздуха, выбрасываемые производственными объектами. Для всех элементов точек наблюдения внутри кластеров рассчитываются средние значения исходного содержания.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Следуя общепринятому мнению, предполагалось, что точки, удалённые на десятки километров от городской черты, не подвержены влиянию выбросов в атмосферу, обусловленных городскими источниками. Пробы отбирались на удалении от автострад (более 100 м). Использовались лесные земли и сельскохозяйственные угодья (рис. 1). Считалось, что микроэлементный состав твёрдой фазы снежного покрова будет отражать естественные условия его формирования, не испытывающие влияния антропогенного фактора (промышленность, жилые районы, автотранспорт). Ожидалось, что с помощью ИКА будет получено доказательство этого предположения.

По результатам анализа в пределах фоновых точек выделились уникальные наблюдения кластера С3 (102, 103, 105), которые не встречаются внутри городской черты. Обнаружилось, что точки 101, 106, 107, 111, принадлежащие кластеру С2, схожи с наблюдениями внутри городской черты 1, 5, 8, 13, 35. Если считать этот кластер фоновым, то внутри городской черты точки кластера встречаются на юге, юго-западе и в центре города. Можно предположить, что в городской застройке могут создаваться условия формирования снежного покрова, схожие с условиями на лесных землях и сельскохозяйственных угодьях. Эти районы можно считать условно экологически неопасными. В селитебной зоне Тюмени условно чистых точек оказалось пять (кластер 2) из 50 (10%) (см. рис. 1). С другой стороны, из десяти проб, отобранных на удалении от города, одна проба (кластер 1) оказалась достаточно загрязнённой (10%). В зависимости от содержания микроэлементов в пыли снега эти 10% могут оказать существенное влияние на конечные выводы исследователя.

В северной части города большое количество точек относится к кластеру С5, который отражает промышленное загрязнение атмосферы. В кластере С4 всего одна точка наблюдения (40). Её уникальность определяется высоким содержанием свинца, вызванным соседством с Тюменским аккумуляторным заводом. Кластер С1 представляет переходный вариант, в котором содержание тяжёлых металлов меньше, чем С5, но существенно больше по отношению к фоновым наблюдениям. Тяготеют точки к западу и юго-западу. Чтобы сравнивать геохимические спектры кластеров, рассчитаны их средние содержания для микроэлементов (табл. 1).

Точки кластера С2 и С3 содержат пониженное количество микроэлементов относительно остальных трёх кластеров. Точки кластерам С3 отличаются повышенным содержанием серебра и олова по сравнению с другими фоновыми наблюдениями, хотя содержание V, Cr, Co, Ni, Zn наименьшее в сравнении с другими кластерами. Присутствие повышенного содержания Ag в точках фонового наблюдения нельзя объяснить источниками промышленных предприятий Тюмени. Повышенное присутствие Ag и Sn объясняется лесными пожарами, хотя в зимний период пожарную активность, превышающую ветровую эрозию, невозможно найти в природе (Московченко и др., 2021б). Феномен требует дополнительных исследований, более вероятно дальний циклональный перенос из промышленных регионов Урала. Учитывая низкое содержание тяжёлых металлов, этот кластер можно принять за фоновый, заменяя высокие значения содержания Ag и Sn в С1 из кластера С2 (табл. 2). Кластеры С1, С4, С5 имеют высокое содержание тяжёлых металлов относительно фоновых кластеров, что указывает на загрязнение снежного покрова территорий, где они концентрируются.

В табл. 2 фоновые значения содержания микроэлементов в твёрдой фазе снежного покрова, выделенные с помощью кластерного анализа, значительно меньше, чем усреднённые значения, используемые как средние значения или геометрические средние по всем точкам, удалённым от черты города (Московченко и др., 2021а). Фоновые значения ИКА ближе по величине к минимальным значениям, что вытекает из формулы (1). Встаёт вопрос — какие значения принять за фоновые? Если мысленно убрать фактор загрязнения атмосферы городов Тюмень и Тобольск, то фоновые значения, полученные в результате ИКА, приближаются

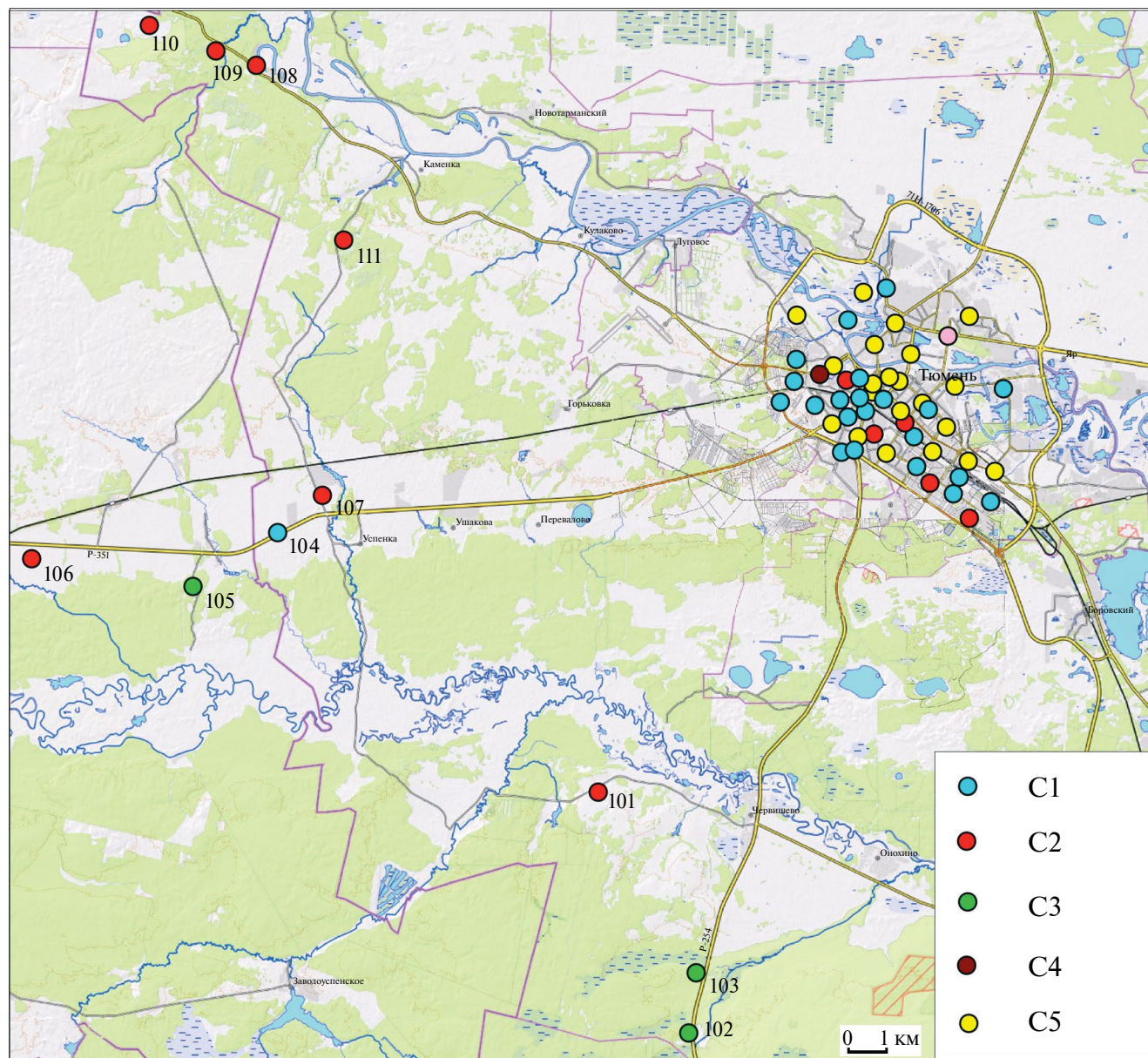
к естественным условиям формирования микроэлементарного состава твёрдой фазы снега без антропогенного фактора влияния (или с малым его присутствием). Что, собственно, является основным условием выделения фоновых значений и фоновых точек наблюдения. Промышленные предприятия на источники выброса ставят высокие трубы, чтобы снизить воздействие выбросов загрязняющих веществ на окружающее пространство, тем самым повышается антропогенная нагрузка на земли, удалённые от городской черты. Так, в г. Тобольске (Московченко и др., 2021а) фоновые значения содержания микроэлементов превышают таковые в городской черте. Часто встречаются в жилых застройках участки, имеющие меньшее содержание тяжёлых металлов, чем в лесных землях и сельскохозяйственных угодьях. Наименьшие значения имеет фоновое по Западной Сибири (Ермолов и др., 2014). Оно согласуется с минимальными концентрациями, которые наблюдаются в Тюмени (Московченко и др., 2021б). Максимально высокие содержания загрязняющих веществ относительно других регионов приводится в качестве фоновых в Томской области (Таловская, 2014). С фоновыми кластерными значениями содержания тяжёлых металлов в Тюмени согласуются приведённые данные их фоновых значений, выявленные в г. Чите (Бондаревич, 2019). Анализ таблицы 2 приводит к заключению, что авторы, не прибегая к обоснованию, выбирают наиболее удобные фоновые значения загрязняющих веществ. Отмечено, что используя фактор удаления от города как основное условие фонового участка, можно совершить ошибку и априори принять загрязнённые точки наблюдения за участки без антропогенного влияния. Полученные данные кластеров (см. табл. 1) пересчитаны с использованием фоновых ИКА и ранее опубликованных. Рассчитаны коэффициенты концентрации ( $K_c$ ) и интегральные показатели загрязнения ( $Z_c$ ) (табл. 3).

Точки кластера С1 имеют очень высокий уровень экологической опасности, кластеры С4 и С5 — максимально высокий. Если использовать предложенные фоновые значения, то в Тюмени кластер С1 имеет уровень экологически неопасный, С3 — либо нулевую опасность, либо умеренно опасный. Использование фоновых значений Тобольска приводит к выводу о нулевой или очень низкой опасности загрязнения атмосферного воздуха Тюмени. Возникает неопределённость территориальной оценки. Чтобы

избежать неоднозначности экологических рисков, необходимо пользоваться алгоритмом выделения фоновых наблюдений независимым от исследователя.

Объективная независимая от наблюдателя схема определения фоновых точек наблюдения может быть построена на выявлении минимальных значений содержания микроэлементов, согласно тому, что они отражают естественный

процесс формирования твёрдой фазы снежного покрова (1). Предварительно следует перейти от абсолютных значений к относительным (рис. 2). В данном исследовании исходные данные содержания микроэлементов нормированы относительно медианы и соотнесены с квантилями 25 и 75% (2). Каждая точка в анализе представляется как многомерный вектор, отражающий геохимический спектр. Следующий шаг – ИКА



**Рис. 1.** Расположения точек наблюдения и результаты иерархического кластерного анализа (C1–C5). Точки 101–111 рассматривались как фоновые, точки 1–100 – в зоне влияния городских источников загрязнения

**Fig. 1.** The locations of observation points and the results of hierarchical cluster analysis (C1–C5). Points 101–111 were considered as background points, 1–100 – the zone of influence of urban pollution sources



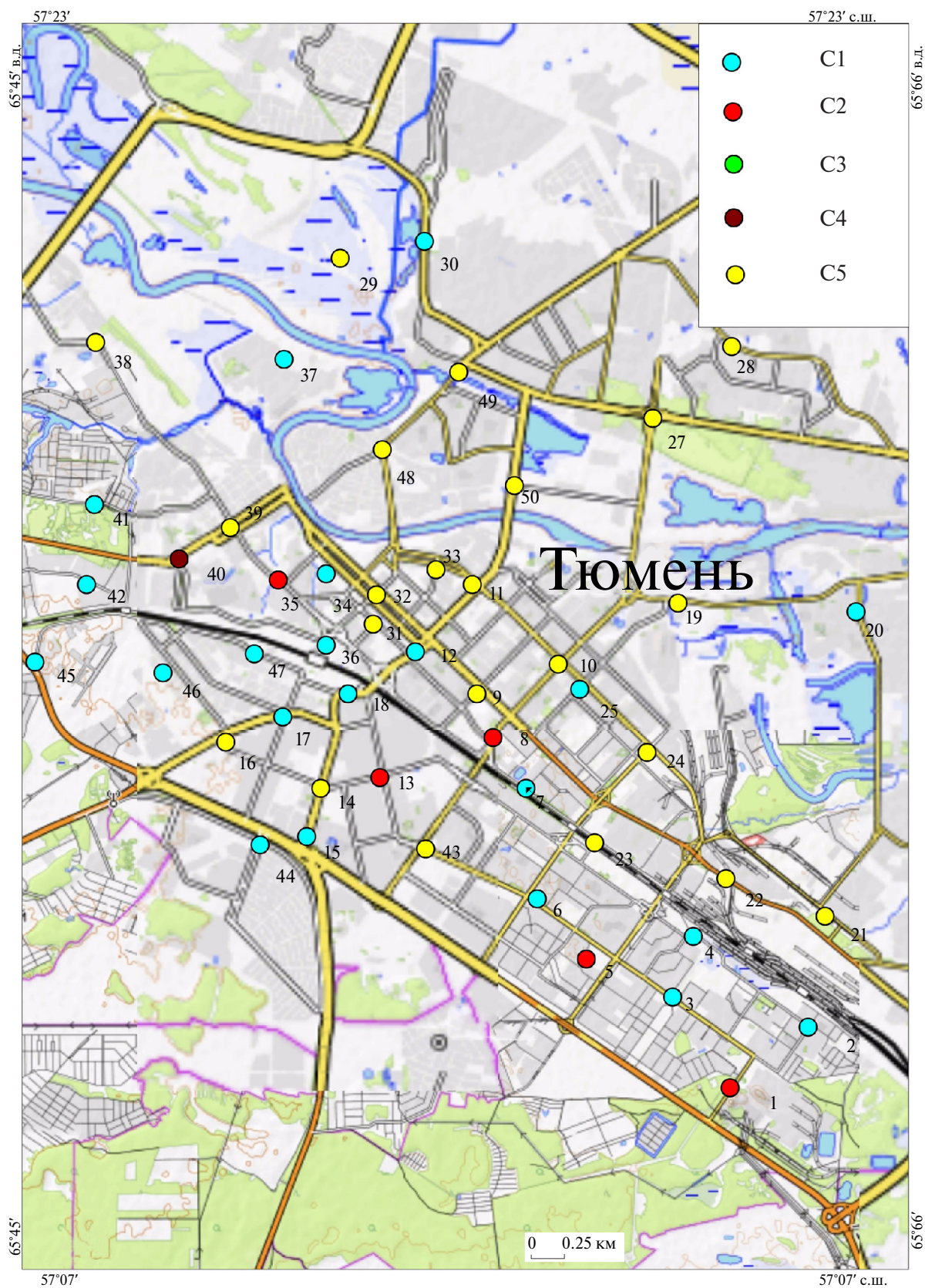


Рис. 1. Продолжение

Fig. 1. Continued



**Таблица 1.** Среднее содержание микроэлементов (мг/кг) твёрдой фазы снега в кластерах C1–C5

Микроэлементы	Кластеры				
	C1	C2	C3	C4	C5
Li	2.38	0.43	0.39	2.89	4.66
Sc	2.90	0.37	0.29	2.89	5.95
V	19.19	4.75	2.56	19.78	36.59
Cr	218.66	26.48	10.60	189.74	420.99
Co	14.44	1.22	0.40	13.18	28.77
Ni	258.91	25.07	4.95	211.67	476.57
Cu	68.60	11.54	10.82	91.64	151.86
Zn	209.74	47.22	21.60	243.70	371.26
Ga	1.42	0.31	0.27	1.82	2.62
As	3.44	1.06	0.70	6.13	5.48
Rb	3.74	0.83	0.70	6.07	7.29
Sr	22.63	3.32	2.77	28.82	40.60
Y	1.82	0.32	0.28	2.57	3.64
Zr	13.43	2.35	2.07	20.58	26.22
Nb	1.05	0.27	0.25	1.57	2.23
Mo	1.21	0.36	0.40	2.21	2.66
Ag	0.18	0.15	0.62	0.36	0.21
Cd	0.40	0.08	0.08	0.55	0.61
Sn	4.76	1.17	6.68	9.22	9.08
Sb	3.81	0.43	0.24	8.08	8.09
Cs	0.26	0.06	0.07	0.43	0.48
Ba	63.95	8.94	6.16	143.02	158.68
W	3.31	4.27	5.03	4.87	5.04
Pb	51.53	8.01	7.86	598.91	80.18

сортирует точки, объединяя сходные по величине и форме геохимического спектра в структуру кластеров. Переходим к исходным данным и рассчитываем средние значения для каждого кластера по каждому микроэлементу для всех точек наблюдения. Выделяем кластеры, в которых значения содержания микроэлементов наименьшие. Их представляем как фоновые, а точки, входящие в них, считаем фоновыми наблюдениями. В дальнейшем эти точки используются для оценки загрязнения атмосферного воздуха (3). Такой подход к анализу наблюдений даёт возможность получить непредвзятую оценку экологической опасности загрязнения атмосферного воздуха в городской среде и на промышленных предприятиях.

## ВЫВОДЫ

Проблема фоновых наблюдений касается отбора проб почв, воды и донных отложений. Её суть в том, что авторы исследования определяют фоновые точки априори. Метод иерархического кластерного анализа позволяет объективно выделять фоновые точки наблюдения и соответственно коэффициент концентрации. Тем самым, экологические службы предприятия получают возможность объективно оценить экологическую опасность от загрязнения окружающей среды.

Предложена схема проведения объективной и независимой от наблюдателя оценки фоновых значений содержания микроэлементов твёрдой фазы

**Таблица 2.** Фоновые значения содержания микроэлементов (мкг/кг) в твёрдой фазе снегового покрова исходя из кластерного анализа и данные (Ермолов и др., 2014; Таловская, 2014; Московченко и др., 2021а; Московченко и др., 2021б)

Микро-элементы	Фоновые кластерный	Фоновые Тюмень (Московченко, 2021а)		Фон, Тобольск (Московченко и др., 2021б)		Фоновые (Ермолов и др., 2014)		Фоновые Томск (Таловская, 2014)
	Среднее	Среднее	Мин	Среднее	Мин	Медиана	Мин	
Li	0.41	3.3	0.4	3.3	1.8	0.02	0.002	—
Sc	0.33	2.3	0.6	1.2	0.7			7.1
V	3.66	27.5	1.6	37	20			—
Cr	18.54	124	19.3	145	76			110
Co	0.81	5.8	0.8	5.0	1.8			10.3
Ni	15.01	95.9	17.2	120	54	0.5	<0.1	—
Cu	11.18	64.9	9.5	52	30	1.0	0.5	—
Zn	34.41	262	55.0	236	176	2.2	0.9	—
Ga	0.29	2.4	0.1	2.7	1.3			—
As	0.88	9.6	0.2	5.3	0.7			0.5
Rb	—	—	—	7.9	4.1			55
Sr	3.04	1.49	4.4	24.6	13.2	2.30	0.55	100
Y	0.30	2.6	0.3	2.5	1.3			—
Zr	2.21	17.5	4.6	18.0	9.8			—
Nb	0.26	2.1	0.5	2.1	1.4			—
Mo	0.38	2.6	1.0	2.8	2.2			—
Ag	—	—	—	1.9	1.2			—
Cd	0.08	0.3	0.2	0.56	0.3	0.04	0.01	—
Sn	3.93	23.8	3.0	22.6	8.0			—
Sb	0.33	2	0.3	2.7	1.5			2.3
Cs	—	—	—	0.4	0.2			3.5
Ba	7.55	51.7	5.6	67	32			100
W	4.65	1.4	0.1	1.21	0.25			—
Pb	7.94	50.6	5.0	83.7	30.2	1.0	<0.1	—

**Таблица 3.** Коэффициент контаминации и интегральный показатель загрязнения  $Z_c$  (3) для кластеров C1–C5, с использованием фоновых значений по Тюмени (Московченко, 2021а) и по Тобольску (Московченко и др., 2021б)

Кластеры	Иерархический кластерный анализ		Тюмень (Московченко, 2021а)		Тобольск (Московченко и др., 2021б)	
	$K_c$	$Z_c$	$K_c$	$Z_c$	$K_c$	$Z_c$
C1	155.0	132	35.03	12.03	11.7	0.0
C2	3.2	0	7.39	0.00	3.5	0.0
C3	3.2	0	9.23	0.00	4.2	0.0
C4	361.2	338.2	63.79	40.79	24.9	1.9
C5	463.1	440.1	75.78	52.78	33.3	10.3



**Рис. 2.** Схема последовательности действий для выбора фоновых наблюдений и оценки уровня опасности загрязнения среды

**Fig. 2.** The scheme of the sequence of actions for selecting background observations and assessing the level of environmental pollution hazard

снежного покрова. Использование необоснованного фоновое содержание загрязняющих веществ приводит к занижению или завышению экологической опасности загрязнения атмосферного воздуха территории города.

**Благодарности и финансирование.** Государственное задание Министерства науки и высшего образования РФ (№ FWRZ-2021-0006).

**Funding and acknowledgements.** State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (No. FWRZ-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондаревич Е.А. Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного

покрова // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 389–400. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>

Ермолов Ю.В., Махатков И.Д., Худяев С.А. Фоновые концентрации химических элементов в снежном покрове центрального сектора Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 9. С. 790–800.

Захарченко А.В., Тигеев А.А., Пасько О.А., Колесниченко Л.Г., Московченко Д.В. Трансграничный, региональный и локальный геохимический перенос веществ в снеговом покрове // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2020. № 6. С. 31–42. <https://doi.org/10.31857/S0869780920060119>

Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В. Геохимия снежного покрова в восточном округе

- Москвы // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2012. № 4. С. 14–24.
- Кондратьев И.И. Атмосферный трансграничный перенос загрязняющих веществ из центров эмиссии восточной Азии на юг Дальневосточного региона России // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 107–112.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И. Геохимическая характеристика снежного покрова Тюмени // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2021a. № 3. С. 13–26.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Соромотин А.В. Геохимическая характеристика снежного покрова г. Тобольск // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2021b. Т. 332. № 5. С. 156–169.
- РД 52.18.769-2012. Порядок определения исходного фоновое содержания загрязняющих веществ в компонентах природной среды в районах расположения опасных производственных объектов. Обнинск: ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД, 2012. 65 с.
- Робертус Ю.В., Удачин В.Н., Рихванов Л.П., Кивачкая А.В., Любимов Р.В., Юсупов Д.В. Индикация компонентами природной среды трансграничного переноса загрязняющих веществ на территорию Горного Алтая // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 9. С. 39–48.
- Селезнева Е.С., Зайцев А.С., Русина Е.Н., Шварц Я.М., Петренчук О.П. О критериях выбора и рекомендациях по местоположению станций мониторинга фоновое загрязнения атмосферы. Мониторинг фоновое загрязнения атмосферы / Под ред. А.С. Зайцева // Тр. Главной геофизической обсерватории Л.: Гидрометеиздат, 1979. 132 с.
- Сергеева А.Г., Куимова Н.Г. Снежный покров как индикатор состояния атмосферного воздуха в системе санитарно-экологического мониторинга // Бюлл. патологии и физиологии. 2011. № 40. С. 100–104.
- Таловская А.В., Язиков Е.Г., Филимоненко Е.А. Оценка загрязнения атмосферного воздуха урбанизированных районов Томской области по данным изучения снегового покрова // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 5. С. 408–417.
- Anderson R.H., Kravitz M.J. Evaluation of geochemical associations as a screening tool for identifying anthropogenic trace metal contamination // Environ. Monit. Assess. 2010. 167. P. 631–641.  
<https://doi.org/10.1007/s10661-009-1079-2>
- El-Dars F.S., Sami H.M. Interpretation of hydrogeochemical data using Hierarchical Cluster Analysis: A case study at Wadi El-Natrun, Egypt // Journ. of African Earth Sciences. 2020. № 170. 103930. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103930>
- Hossain M.G., Reza A.S., Lutfun-Nessa M., Ahmed S.S. Factor and Cluster Analysis of Water Quality Data of the Groundwater Wells of Kushtia, Bangladesh: Implication for Arsenic Enrichment and Mobilization // Journ. of Geological Society of India. March 2013. V. 81. P. 377–384.
- Liu H., Yang J., Ye M., James S.C., Tang Zh., Dong J., Xing T. Using *t*-distributed Stochastic Neighbor Embedding (*t*-SNE) for cluster analysis and spatial zone delineation of groundwater geochemistry data // Journ. of Hydrology. 2021. V. 597. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126146>
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Zakharchenko A.V., Tigeev A.A. Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia // Minerals. 2021. V. 11. № 71. 709.  
<https://doi.org/10.3390/min11070709>
- Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasypov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko L.G., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. Impact of snow deposition on major and trace element concentrations // Hydrology of Earth System. Science. 2017. № 21. P. 5725–5746.



Citation: Zakharchenko A.V., Tigeev A.A., Pas'ko O.A. On background observations of the content of trace elements in the solid phase of the snow cover of urban lands. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 255–267. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020054

## On Background Observations of the Content of Trace Elements in the Solid Phase of the Snow Cover of Urban Lands

© 2025 A. V. Zakharchenko<sup>a, #</sup>, A. A. Tigeev<sup>a</sup>, O. A. Pas'ko<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Tyumen Scientific Centre SB RAS), Tyumen, Russia

<sup>b</sup>National Open Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: avzakh@gmail.com

Received December 13, 2024; Revised January 20, 2025; Accepted April 18, 2025

The problem of background observations is seen in the fact that there are no justifications independent of the researcher for choosing suitable observation points. The high pipes of the emission source allow pollutants to be scattered over long distances, creating a wind shadow near it with a low flow of dust and scattered substances. The points directly adjacent to the source of the emission of pollutants sometimes turn out to have a lower content compared to the remote ones. Therefore, the distance from the source of the emission is not a guarantee of the absence of anthropogenic influence, i.e. natural conditions for the formation of the microelement composition of snow cover dust. As a result, it turns out that the choice of a priori points remote from the urban area in forests and on agricultural land cannot undoubtedly be considered background. Averaging values at such points can lead to the fact that the content of pollutants in them will be higher than at points located in the zone of direct influence of the anthropogenic factor. The choice of background points is made by the authors of studies without an evidence base, which leads to an underestimation or overestimation of the environmental hazard of industrial emissions. Using the example of Tyumen, an algorithm for selecting background observation points, regardless of the observer, is proposed. The territory of the city is divided into squares, and the location of observation points is made randomly. Next, a chain is used: converting the initial data into relative values, hierarchical cluster analysis, calculating the average values of the content of trace elements for all clusters and chemical elements, selecting the cluster with the lowest values, the points of which are taken as the background. The same algorithm can be used for any depositing media: soil, sediments, peat bogs, etc.

**Keywords:** hierarchical cluster analysis, trace elements, snow dust, classification

## REFERENCES

- Bondarevich E.A. Assessment of technogenic pollution of the urban environment in Chita by the snow cover state. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (3): 389–400. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393> [In Russian].
- Ermolov Yu.V., Makhatkov I.D., Khudyaev S.A. Background concentration of chemical elements in snow cover of the typical regions of the Western Siberia. *Optika Atmosfery i Okeana. Optics of the Atmosphere and Ocean*. 2014, 27: 790–800 [In Russian].
- Zakharchenko A.V., Tigeev A.A., Pas'ko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V. Transboundary, regional and local geochemical transfer of chemicals in snow cover. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya Geoecology. Engineering geology, hydrogeology, geocryology*. 2020, 6: 41–53. <https://doi.org/10.31857/S0869780920060119> [In Russian].
- Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Tverskaya E.V. Geochemistry of snow cover in the Eastern district of Moscow. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. Moscow University Bull. Series 5: Geography*. 2012, 4: 14–24 [In Russian].
- Kondrat'ev I.I. Atmospheric transboundary transport of pollutants from the emission centers of East Asia to the south of the Far Eastern region of Russia. *Vestnik DVO RAN. Vestnik of the Far East Branch of the*

- Russian Academy of Sciences. 2008, 1: 107–112 [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pojtkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timsharov R.I. Geochemistry of snow cover within the tyumen city. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2021a, 3: 13–26 [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R. Yu., Soromotin A.V. Geochemical characteristics of snow cover in Tobolsk. *Vestnik Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Geoinzhiniring*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021b, 332 (5): 156–169.  
<https://doi.org/10.18799/24131830/2021/5/3195> [In Russian].
- RD 52.18.769-2012. *Poryadok opredeleniya iskhodnogo fonovogo sodержaniya zagryaznyayushchikh veshchestv v komponentakh prirodnoi sredy v raionakh raspolozheniya opasnykh proizvodstvennykh ob'ektov*. The procedure for determining the initial background content of pollutants in the components of the natural environment in areas of hazardous production facilities. Obninsk: FSBI RIHMI-WDC, 2012: 65 p. [In Russian].
- Robertus Yu.V., Udachin V.N., Rikhvanov L.P., Kivatskaya A.V., Lyubimov R.V., Yusupov D.V. Indication by environmental components the pollutant transboundary transfer to Gorny Altai. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Georesursnyi inzhiniring*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2016, 327 (9): 39–48 [In Russian].
- Selezneva E.S., Zajcev A.S., Rusina E.N., Shvarc Ya.M., Petrenchuk O.P. *O kriteriyah vybora i rekomendatsiyah po mestopolozheniyu stancij monitoringa fonovogo zagryazneniya atmosfery*. On selection criteria and recommendations for the placement of monitoring stations for background atmospheric pollution. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1979: 132 p. [In Russian].
- Sergeeva A.G., Kuimova N.G. Snow cower as an indicator of the Atmospheric air condition in the system of sanitary ecological monitoring. *Byulleten' patologii i fiziologii*. Bulletin of Pathology and Physiology. 2011, 40: 100–104 [In Russian].
- Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A. Assessment of atmosphere pollution in urbanized areas of Tomsk region by the results of snow cover study. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya. Geoecology. Engineering geology, hydrogeology, geocryology*. 2014, 5: 408–417 [In Russian].
- Anderson R.H., Kravitz M.J. Evaluation of geochemical associations as a screening tool for identifying anthropogenic trace metal contamination. *Environ. Monit. Assess.* 2010, 167: 631–641.  
<https://doi.org/10.1007/s10661-009-1079-2>
- El-Dars F.S., Sami H.M. Interpretation of hydrogeochemical data using Hierarchical Cluster Analysis: A case study at Wadi El-Natron, Egypt. *Journ. of African Earth Sciences*. 2020, 103930: 1–13.  
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103930>
- Hossain M.G., Reza A.S., Lutfun-Nessa M., Ahmed S.S. Factor and Cluster Analysis of Water Quality Data of the Groundwater Wells of Kushtia // *Journ. of Geological Society of India. Bangladesh: Implication for Arsenic Enrichment and Mobilization*. March 2013, 81: 377–384.
- Liu H., Yang J., Ye M., James S.C., Tang Zh., Dong J., Xing T. Using *t*-distributed Stochastic Neighbor Embedding (*t*-SNE) for cluster analysis and spatial zone delineation of groundwater geochemistry data. *Journ. of Hydrology*. 2021, 597: 1–13.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126146>
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Zakharchenko A.V., Tigeev A.A. Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia. *Minerals*. 2021, 11 (71): 709.  
<https://doi.org/10.3390/min11070709>
- Shevchenko V.P., Oleg S.P., Sergey N.V., Krickov I.V., Manasyov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Yves, Shirokova L.S., Kolesnichenko L.G., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2017, 21: 5725–5746.  
<https://doi.org/10.5194/hess-21-5725-2017>

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДАТ НАИБОЛЬШЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ СНЕГОТАЯНИЯ И МАКСИМАЛЬНОГО РАСХОДА ВОДЫ ПОЛОВОДЬЯ В БАССЕЙНЕ Р. ИНЬВА (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

© 2025 г. А. А. Шайдулина<sup>1,\*</sup>, Д. А. Гырдымов<sup>1</sup>, М. М. Козлова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

<sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

\*e-mail: adelinash89@mail.ru

Поступила в редакцию 03.12.2024 г.

После доработки 28.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Выполнены расчёты снеготаяния на примере бассейна р. Иньва и моделирование зон затопления селитебных территорий. Рассмотрена межгодовая изменчивость дат формирования наибольшей интенсивности снеготаяния и максимального расхода воды весеннего половодья.

**Ключевые слова:** снеготаяние, максимальный сток, многолетняя изменчивость стока, ГИС-технологии, зоны затопления

**DOI:** 10.31857/S2076673425020061, **EDN:** FPJQCL

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из самых опасных фаз водного режима большинства равнинных рек Европейской территории России является весеннее половодье, когда за относительно небольшой промежуток времени (1–2 месяца), проходит около 60% объёма годового стока, что может приводить к выходу воды из русла и затоплению обширных территорий. По оценкам Росгидромета (Информационное..., 2024), наводнения на реках занимают первое место по суммарному среднегодовому ущербу среди всех опасных природных явлений (прямые экономические потери от наводнений составляют более 50% общего ущерба). В Пермском крае протекает более 29 тыс. рек (Комлев, Черных, 1984), а в районах, подверженных потенциальному влиянию затоплений, расположено множество населённых пунктов, объектов инфраструктуры и промышленности, а также сельскохозяйственных территорий. Одним из наиболее крупных населённых пунктов Прикамья, регулярно подвергающемуся негативному влиянию поверхностных вод в период весеннего половодья, является г. Кудымкар, расположенный на берегах р. Иньвы.

Для анализа стока весеннего половодья важную роль играют процессы снеготаяния. Их величину и интенсивность определяют по методам водного или теплового баланса, а также их различных модификаций, часто реализованных в виде моделей снежного покрова, или включённых в гидрологические модели формирования стока. Наиболее известными зарубежными полураспределёнными моделями формирования стока являются HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) (Bergstrom, 1976; Lindström et al., 1997), SRM (Snowmelt Runoff Model) (Martinec, 1975; Martinec et al., 1994) и GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) (Perrin et al., 2003). Все они описывают процессы формирования и таяния снежного покрова с шагом в одни сутки и позволяют получить на выходе величину расхода. В Российской Федерации широкое применение получили модели формирования стока с распределёнными параметрами, к которым относятся ECOMAG (Motovilov et al., 1999; Мотовилов, Гельфан, 2018) и Гидрограф (Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010). Помимо расхода воды, они позволяют проследить динамику накопления снежного покрова и его таяния, запас воды и плотность снежного покрова. Для средних и небольших по

размеру водосборов хорошие результаты показывают эмпирические модели. Они позволяют учитывать региональную неоднородность в накоплении и таянии снежного покрова, используя при расчётах метеорологическую информацию и особенности подстилающей поверхности. Примерами такого подхода могут служить модели снежного покрова с распределёнными параметрами SnoWE (Казакова, 2015; Чурюлин, 2018), модель снеготаяния для водосбора Камы (Пьянков, Шихов, 2019) и Геоинформационная модель снеготаяния (Калинин и др., 2019, 2021, 2022, 2023), которая применяется в настоящей работе.

Особая важность моделирования процессов формирования максимального стока весеннего половодья обуславливается глобальной изменчивостью климата. Авторами выполнено построение регрессионных моделей с линейным трендом и оценка статистической значимости сумм атмосферных осадков и среднегодовой температуры воздуха за последние 50 лет для четырёх метеостанций (МС Чердынь, Гайны, Пермь, Бисер) Пермского края, равномерно распределённых по его территории. Так, фиксируется увеличение сумм атмосферных осадков и среднегодовой температуры воздуха в среднем на 1.03 мм/год и 0.04 °C/год соответственно.

Несомненно, изменение климатических параметров отражается и на величине речного стока. Так, согласно (Калинин и др., 2023), изменение стока рек водосбора Воткинского водохранилища выражены с 1977 г. При этом, для современного периода (1978–2022 гг.) увеличение среднегодового стока рек, по данным наблюдений на г/п с наиболее продолжительными периодами наблюдений, составляет от 9.88 до 35.0%.

Исследования стока весеннего половодья (Алексеевский, Фролова, 2013) для рек бассейна Камы показывают тенденцию к снижению его доли в годовом стоке в среднем на 10%. Весенний сток левобережных притоков Камы увеличился на 10–20% (Научно-прикладной ..., 2015). Однако для р. Иньвы — правобережного притока Камы, по данным расчётов, так же отмечается увеличение доли весеннего стока в среднем на 16.4%, увеличение среднемноголетнего значения максимального стока и его дисперсии. Последнее выражается в изменении частоты превышения отметки НЯ по данным наблюдений по г/п Иньва—Кудымкар в весенний период: до 1977 г. один раз в 3.5 года; с 1978 г. — один раз в 2 года.

Цель работы — исследование межгодовой изменчивости дат формирования наибольшей

интенсивности снеготаяния и максимального расхода воды половодья в бассейне р. Иньва.

Водосбор р. Иньвы расположен на восточной окраине Русской равнины, представленной приподнятой холмисто-увалистой территорией, на которой выделяется Верхнекамская возвышенность (Назаров, 2006). Средняя высота водосбора составляет 210 м БС, площадь — 2120 км<sup>2</sup> (Шайдулина, 2023). На р. Иньве располагается два гидрологических поста — г/п Иньва—Кудымкар и г/п Иньва—Слудка с периодом действия 92 и 66 лет соответственно. По характеру водного режима р. Иньва относится к группе рек с весенним половодьем Восточно-Европейского типа (по классификации Б.Д. Зайкова). Начало интенсивного подъёма уровней воды приходится в среднем на вторую декаду апреля. Пик в среднем приходится на третью декаду апреля. Конец половодья приходится на вторую декаду мая. Продолжительность половодья длится примерно 30–45 дней.

На притоке р. Иньвы — р. Куве в г. Кудымкаре в 1853 г. было сооружено ГТС, представляющее собой железобетонную плотину с водосбросом закрытого типа, вследствие чего образовался пруд в пойме р. Кувы. Во время весеннего половодья 1979 г. сооружение было разрушено, и восстановлено лишь в 2011 г. Площадь водоёма при НПУ — 1.41 км<sup>2</sup>, а объём — 2400 тыс. м<sup>3</sup>, и в настоящий момент не эксплуатируется.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе используется геоинформационная модель снеготаяния (Калинин и др., 2019, 2022, 2023), основанная на методе температурных коэффициентов (Комаров, 1947; Н.Д. Лебедева, 1959) и реализованная средствами ГИС, в комплексе учитывающая пространственно-распределённую метеорологическую информацию и особенности подстилающей поверхности водосбора.

Суточный объём талой воды определяется по выражению (1):

$$A_0 h = 5t A_n P_n + 2t A_l P_l, \quad (1)$$

где  $h$  — количество стаявшего снега в пересчёте на воду, мм слоя;  $A_0$  — общая площадь бассейна, км<sup>2</sup>;  $A_n, A_l$  — площади поля и леса, км<sup>2</sup>;  $P_n, P_l$  — покрытость поля и леса снегом (в долях единицы площади);  $t$  — среднесуточная положительная температура воздуха, °C.



Покрытость снегом отдельно для поля и леса определяется при помощи графиков обеспеченности снегозапасов, полученных В.Д. Комаровым (1947), и зависит от начальных снегозапасов  $S$  (мм) и суммы положительных температур воздуха  $\Sigma t^+$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), накопившихся от начала снеготаяния. Принимая, что при увеличении положительной температуры воздуха на  $1^{\circ}\text{C}$  в поле стает 5 мм снежного покрова (в пересчёте на воду), а в лесу — 2 мм, рассчитывается слой стаявшего снега на каждый день от начала таяния. Далее ведётся расчёт модульного коэффициента стаявшего снега, представляющего отношение количества талой воды к величине снегозапаса на начало таяния отдельно для леса и поля. Учёт возврата воды, ушедшей на водозадержание снегом, с момента начала водоотдачи из снега до конца снеготаяния возможен с помощью коэффициентов для леса (1.25) и поля (1.43).

Отдельно учитываются осадки, выпадающие в период снеготаяния. При отрицательной среднесуточной температуре воздуха осадки, выпавшие за сутки, полностью относятся к твёрдым и добавляются к снегозапасам. При положительной температуре воздуха выполняется разделение жидкой и твёрдой составляющих осадков. Рассчитывается доля жидких осадков, и их величина добавляется к слою стаявшего снега. При этом в модели не учитываются потери на испарение со снежного покрова.

Для расчёта весеннего снеготаяния разработаны картографическая и атрибутивная базы данных ГИС, а также программный модуль «Расчёт снеготаяния» (Шайдулина, 2023).

Входной метеорологической информацией послужили ежедневные данные наблюдений за температурой воздуха, величиной атмосферных осадков и информация о максимальном снегозапасе (мм слоя воды) и датах его наступления отдельно для полевой и лесной частей водосбора с 8 метеорологических станций (МС) и гидрологических постов (г/п) (см. рис. 1, а).

Важной задачей является пространственное распределение метеорологической информации, определённой в точках метеостанций, по всем растровым ячейкам водосбора. Для этого создаётся векторный слой с точками, соответствующими каждой растровой ячейке цифровой модели рельефа, в атрибутивную базу данных которого добавляется метеорологическая информация с помощью инструмента интерполяции «полигоны Вороного». Такой полигон представляет из себя участок территории, «контролируемый»

метеостанцией. При этом учитывается, что рассматриваемые метеорологические характеристики могут измеряться не на всех пунктах наблюдений. Поэтому полигоны влияния строятся для каждой характеристики отдельно. Подробно данная модель рассмотрена в работе (Шайдулина, 2023).

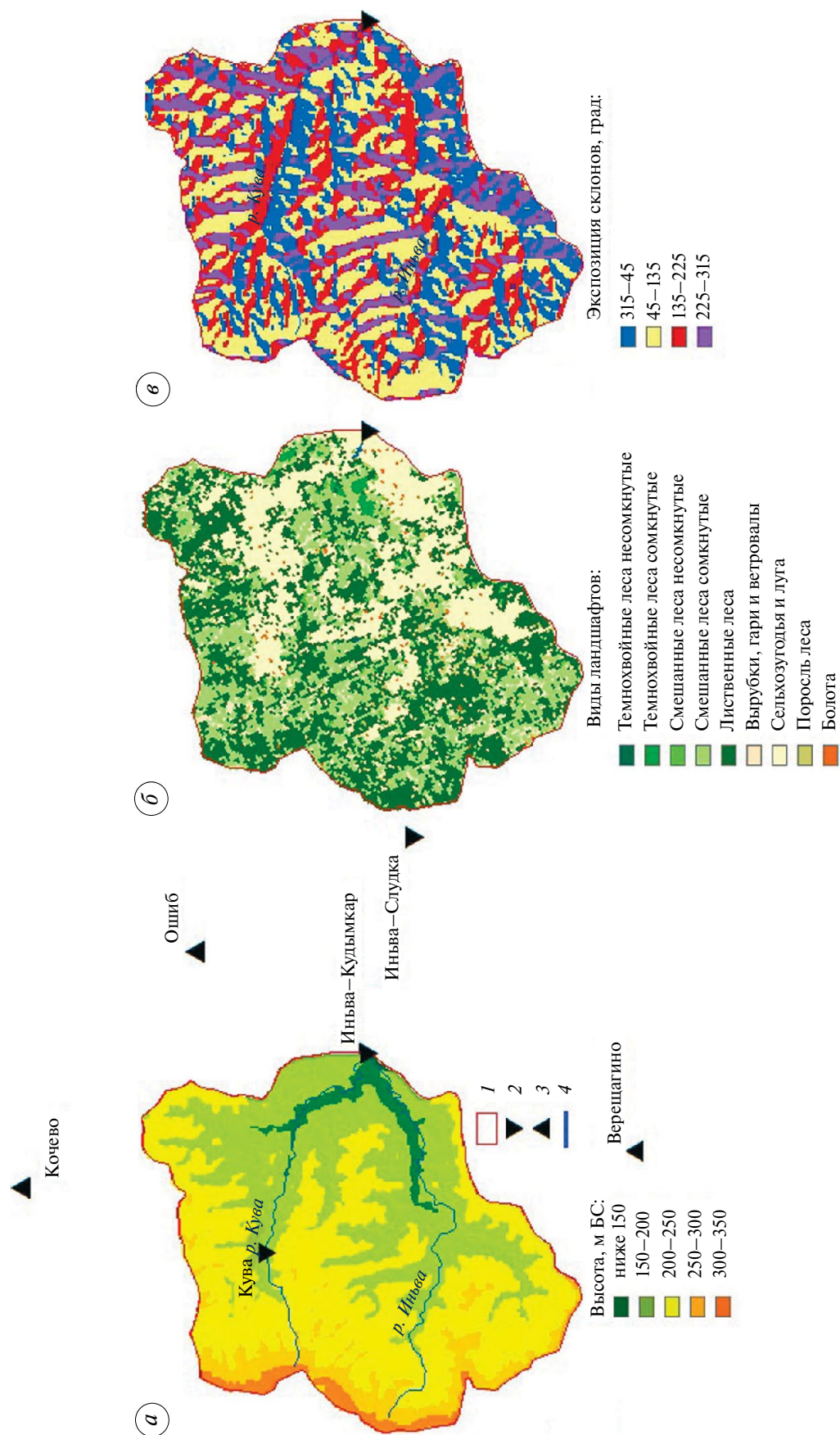
Для расчётов использованы данные о рельефе по глобальной модели GEBCO\_2022 Grid (Gebco..., 2022), приведённые к единой проекции (Pulkovo 1995 GK Zone 10) и разрешению ячейки раstra  $250 \times 250$  м. Информация о залесённости территории получена с применением маски леса по карте растительности С.А. Барталева с коллегами (Барталев и др., 2016) (см. рис. 1, а–б).

Для верификации расчётов и определения максимального стока собраны ряды максимальных расходов по г/п Иньва–Кудымкар (Государственный водный ..., 1940, 1980, 2002), обработанные с применением методов математической статистики. Моделирование границ затопления территорий г. Кудымкар выполнено в программной среде Agisoft Metashape (Agisoft..., 2024). Входной информацией послужили: результаты съёмки местности (снимки с разрешением  $4000 \times 3000$  пикс., перекрытием не менее 60% в поперечном и 75% в продольном направлениях), выполненные с применением беспилотного летательного аппарата (БПЛА) DJI Phantom 4, оснащённого камерой FC350 и GNSS приёмником; данные наблюдений за уровнями воды и уклонами водной поверхности р. Иньвы.

На начальном этапе моделирования рельефа выполнены обработка и уравнивание снимков, корректировка и удаление недостоверных данных. Построение и классификация плотного облака точек выполнены в полуавтоматическом режиме, с ручной классификацией, что обусловлено необходимостью построения корректной карты высот с точками, относящимися исключительно к классу «земля». Завершающий этап построения цифровой модели рельефа (ЦМР) заключается в построении ортофотоплана на основе карты высот.

Определение площадей затопления, соответствующих заданным уровням воды, реализовано средствами ГИС. Верификация полученных результатов выполнена с помощью автоматической классификации водной поверхности на спутниковых снимках (Sentinel..., 2024) за периоды отсутствия облачности.

Анализ погодных условий весны и максимальных расходов половодья, а также расчёты снеготаяния выполнены для периода 2010–2020 гг.



**Рис. 1.** Волосбор р. Инва до г/п в г. Кудымкару Рельеф (а); виды ландшафтов (б); экспозиция склонов (в); 1 – граница водосбора; 2 – гидрологические посты; 3 – метеостанции; 4 – реки

**Fig. 1.** The catchment area of the Inva River to the gauging station of Kudymkar: relief (a); types of landscapes (б); slope aspect (в); 1 – watershed boundary; 2 – gauging stations; 3 – meteorological stations; 4 – rivers

Величина и динамика зоны весеннего затопления для г. Кудымкара приводятся для многоводного 2017 г., в который наблюдались расходы воды, близкие к 25%-й обеспеченности.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Многолетние характеристики климатических условий и погодная обстановка конкретного года определяют ход снеготаяния и весеннего половодья. Характеристики климата на территории можно дать по данным МС Кудымкар. За анализируемый период 2010–2020 гг. средняя температура воздуха весной составляла  $+3.6^{\circ}\text{C}$ , а величина атмосферных осадков 98.8 мм.

Среднее многолетнее значение снегозапаса в поле и в лесу на МС Кудымкар составляет 346 мм и обычно приходится на конец марта. В последнее десятилетие (2010–2020 гг.) величина снегозапасов была в среднем на 10% больше, чем за период 1970–2020 гг. Сам процесс снеготаяния и прохождение максимумов весеннего половодья приходятся на апрель. Температура воздуха в этот месяц составляет в среднем  $2.63^{\circ}\text{C}$ , а количество осадков — 37.4 мм. Средняя продолжительность снеготаяния составляет 26 дней, начало приходится на первую декаду апреля, а конец — на третью.

Характер прохождения весеннего половодья определяется динамикой поступления слоёв стаявшего снега, а также среднесуточной температурой воздуха и выпадающими атмосферными осадками. Анализ соответствия пиков слоя стаявшего снега и расхода воды позволяет получить бассейновое время добегания (таблица). Так, за 2010–2020 гг. на водосборе г/п Иньва–Кудымкар наблюдались однопиковое (2010, 2017, 2018 гг.), двухпиковое (2011, 2014, 2015, 2019 гг.) и трёхпиковое (2012, 2013, 2020 гг.) формы половодья. Анализ таблицы показал, что амплитуда времени бассейнового добегания составляет 16 сут, а в среднем оно равно 7 сут. При этом быстрое время бассейнового добегания не всегда создаёт условия для формирования неблагоприятных (НЯ) и опасных (ОЯ) явлений.

Выполнен анализ причин межгодовых различий в датах формирования максимальных расходов воды половодья и максимальной среднебассейновой интенсивности снеготаяния. Интенсивность снеготаяния зависит от максимальных запасов воды в снеге на начало снеготаяния и продолжительности таяния, которая, в свою очередь, определяется условиями весеннего

периода. За исследуемый период в восьми годах наблюдалась прямая зависимость максимальных расходов воды половодья и максимальной среднебассейновой интенсивности снеготаяния, т.е. при увеличении/уменьшении одного параметра увеличивался/уменьшался другой. Только в 2013 и 2020 гг. эта закономерность нарушалась. В 2013 г. наблюдалось затяжное снеготаяние, его интенсивность была ниже (6.37 мм/сут) среднемноголетнего значения (7.01 мм/сут). А 2020 г. характеризовался поздним (конец апреля — начало мая), но интенсивным (7.32 мм/сут) снеготаянием (см. таблицу).

В полной мере результаты, полученные с помощью модели таяния снежного покрова, применены для характеристики весеннего периода 2017 г., когда максимальные расходы воды были близки к расходам, при которых наблюдается затопление селитебных территорий. Так, в 2017 г. на г/п Иньва–Кудымкар расходы воды соответствовали 25% обеспеченности, а уровни воды поднимались до отметок в 580 см. Для г. Кудымкара отметка НЯ, при которой вода выходит на пойму и начинается затопление городских территорий, составляет 550 см. Рассмотрим подробнее весеннее половодье 2017 г. (рис. 2).

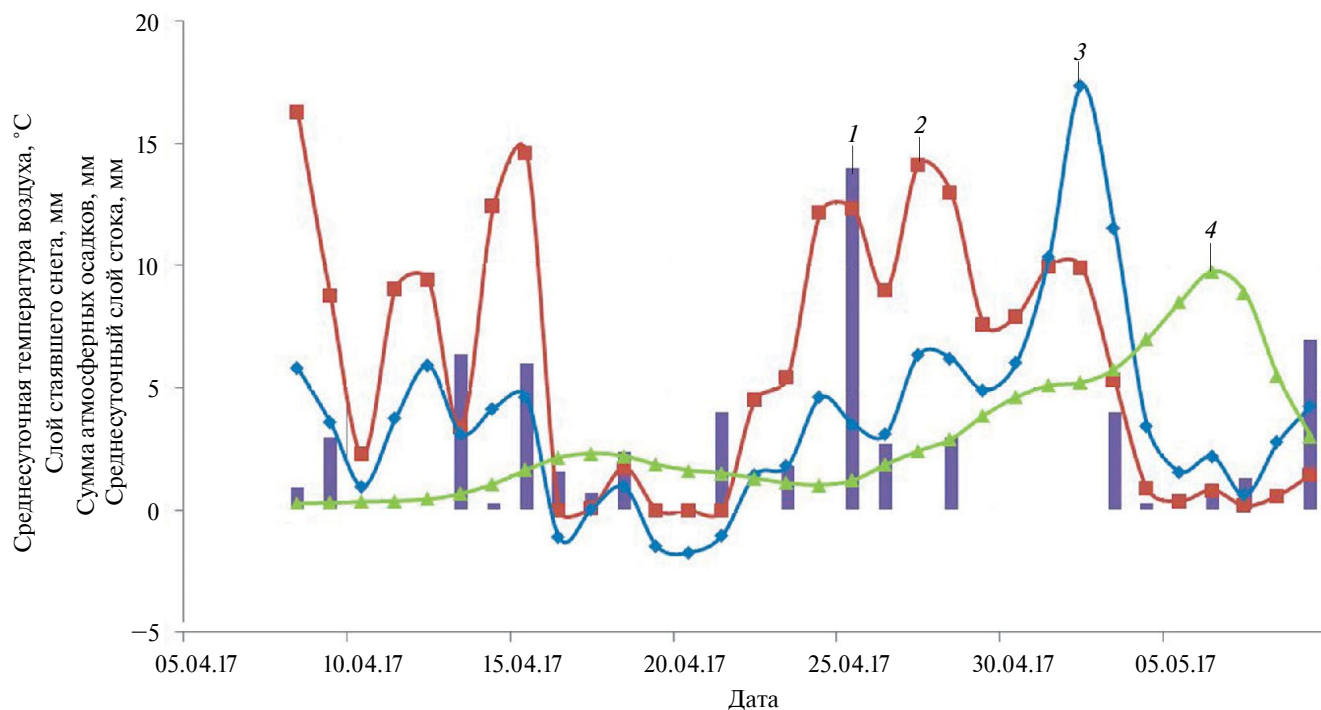
Снеготаяние в 2017 г. длилось 27 дней: с конца первой декады апреля до конца первой декады мая. Максимальный снегозапас составлял 232 мм, а интенсивность снеготаяния — 8.59 мм/сут (см. таблицу). За этот период наблюдалось 70% пасмурных, 20% ясных, и 10% малооблачных дней. Переход среднесуточных температур воздуха к положительным значениям начался с 5 апреля, что способствовало стаиванию снежного покрова на открытых участках водосбора с 8 апреля, а в лесных массивах — с 14 апреля.

Амплитуда температуры воздуха за период снеготаяния составляла  $15.7^{\circ}\text{C}$  (от  $1.7^{\circ}\text{C}$  до  $17.4^{\circ}\text{C}$ ), а сумма атмосферных осадков — 61 мм. Наибольшее количество выпавших осадков пришлось на 25 апреля — 14.0 мм. Половодье было однопиковым: 6 мая на г/п Иньва–Кудымкар был зафиксирован максимальный расход воды  $235 \text{ м}^3/\text{с}$ . Время бассейнового добегания составило 12 дней, что на 5 дней больше, чем среднее время добегания воды за 2010–2020 гг. (см. рис. 2).

Анализ заснеженности территории показал, что к началу третьей декады апреля снег покрывал 69% территории, а к концу этой декады только 27%, т.е. за день от снега освобождалось более 4% площади. В мае снег стаивал

**Таблица.** Характеристика условий снеготаяния на водосборе р. Иньва для створа г. Кудымкар за 2010–2020 гг.  
**Table.** Characteristic of snowmelt conditions in the catchment at the Inva–Kudymkar gauging station for 2010–2020

Год	Количество пиков слоя стаявшего снега и расхода воды	Пик слоя $h$ , мм	Пик расхода воды $Q$ , м <sup>3</sup> /с	Время добегания, сут	Условия весеннего периода (март–май)			Интенсивность снеготаяния, мм/сут
					Сумма осадков, мм	Средняя температура воздуха, °C	Максимальный снегозапас, мм	
2010	1	08.04./6.65	26.04./161	18	101	5.38	172	8.19
2011	2	14.04./15.2	18.04./117	4	112	4.32	178	5.93
2012	3	27.04./8.33	01.05./124	4	166	4.80	160	8.00
		09.04./16.5	12.04./81.3	3				
2013	3	16.04./15.4	22.04./147	6	156	2.47	172	6.37
		18.04./9.91	26.04./117	8				
		20.04./21.4	23.04./169	3				
2014	2	27.04./4.96	30.04./222	2	123	4.75	202	8.42
		01.05./1.96	02.05./177	1				
2015	2	20.04./22.9	24.04./178	4	76	5.64	156	5.57
		30.04./16.6	05.05./234	5				
2017	1	24.04./5.68	27.04./91.8	3	102	2.66	232	8.59
		29.04./9.28	04.05./214	5				
2018	1	24.04./12.2	06.05./235	12	111	1.40	133	5.12
2019	2	27.04.6.32	03.05./121	6	79	5.19	179	6.63
		11.04./19.4	14.04./31.5	3				
2020	3	22.04./8.07	27.04./112	5	78	2.92	183	7.32
		16.04./7.58	20.04./129	4				
		28.04./2.23	03.05./109	5				
		04.05./1.61	08.05./120	4				



**Рис. 2.** Временная динамика параметров: 1 – сумма осадков по МС Кудымкар; 2 – среднесуточная температура воздуха; 3 – расчётный слой стаявшего снега; 4 – среднесуточный слой стока по г/п Иньва–Кудымкар

**Fig. 2.** Temporal dynamics of parameters: 1 – precipitation amount for Kudymkar MS; 2 – mean daily air temperature; 3 – calculated melted snow layer; 4 – average daily flow layer at the Inva–Kudymkar gauging station

в затенённых лесных участках, и за день от снежного покрова освобождалось около 1% площади (рис. 3).

Выполненное сравнение модельных данных по оставшемуся снегозапасу с данными маршрутных снегомерных съёмок показало их хорошее соответствие. Так, в начале и середине периода снеготаяния их отклонение составляло в среднем 17%, а к концу увеличивалось до 50%.

На интенсивность схода снежного покрова оказывает значительное влияние экспозиция склонов (см. рис. 1, в). Для 2017 г. выполнены расчёты стаивания снежного покрова на склонах разной экспозиции (рис. 4). На склоны северной экспозиции приходится 24% территории, южной – 23%, западной – 22% и восточной – 30%. На склонах всех экспозиций, кроме северных, снеготаяние началось 5 апреля, южные склоны освободились от снега к 30 апреля, западные и восточные к 5 мая. С северных склонов снежный покров полностью сошёл к 3 июня.

Для оценки площади распространения негативного влияния талых вод на г. Кудымкар выполнены расчёты максимальной зоны затопления весной 2017 г. (рис. 5 и 6).

Среднемноголетняя дата начала весеннего половодья по г/п Иньва–Кудымкар – 15 апреля, пика расхода воды – 27 апреля. Для 2017 г. дата начала половодья приходится на 8 апреля, а пика – на 6 мая.

Пространственно-временная динамика показала приращение площади затопления территории г. Кудымкара с 8 апреля по 6 мая в среднем на 0.007 км<sup>2</sup> в сут. Наибольшая интенсивность приращения площади зоны затопления наблюдалась в период со 2 по 6 мая и составляла в среднем 0.52 км<sup>2</sup>/сут (см. рис. 5). Максимальная площадь затопления в 2017 г. составила 2.0 км<sup>2</sup> (см. рис. 5–6), при расходах и уровнях воды по г/п Иньва–Кудымкар – 235 м<sup>3</sup>/с и 580 см (131.73 м БС) соответственно.

Несмотря на то, что зона затопления при прохождении пика расходов воды весеннего половодья 2017 г. составила лишь 6.3% от общей площади города, оказались затоплены 52 домовладения, что подтверждается данными администрации Кудымкарского городского округа (Новости..., 2017). Значительный материальный ущерб обусловлен, главным образом,



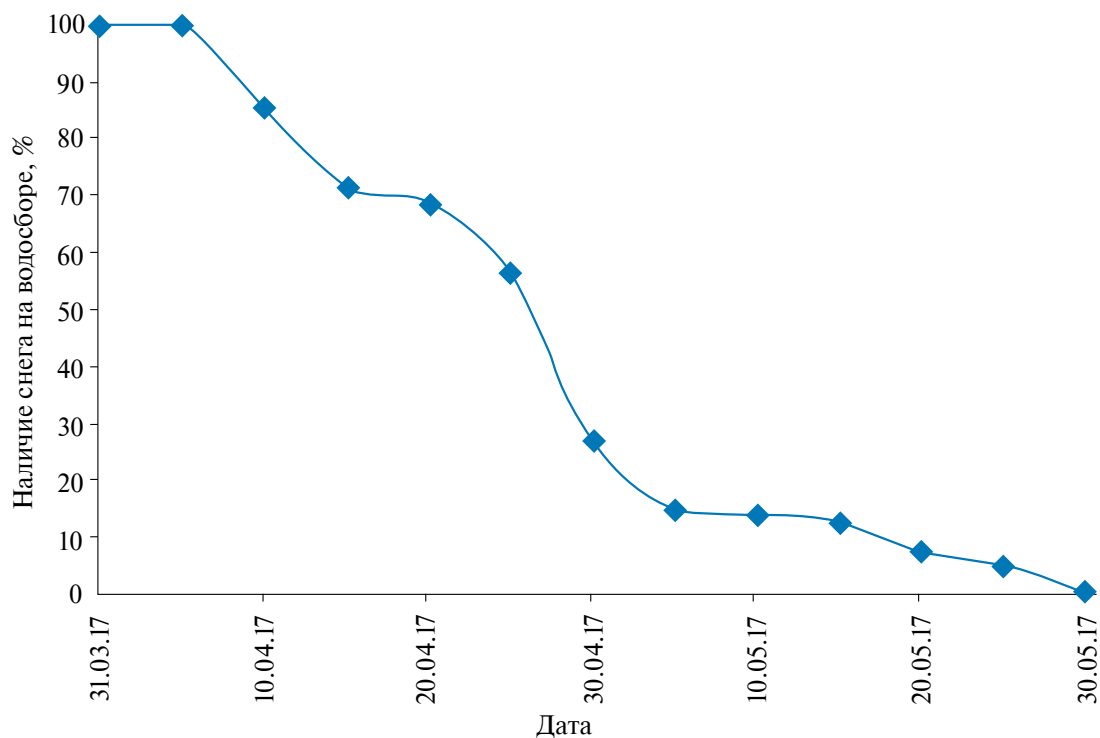


Рис. 3. Временная динамика наличия снега на водосборе, %

Fig. 3. Temporal dynamics of snow availability in the catchment, %

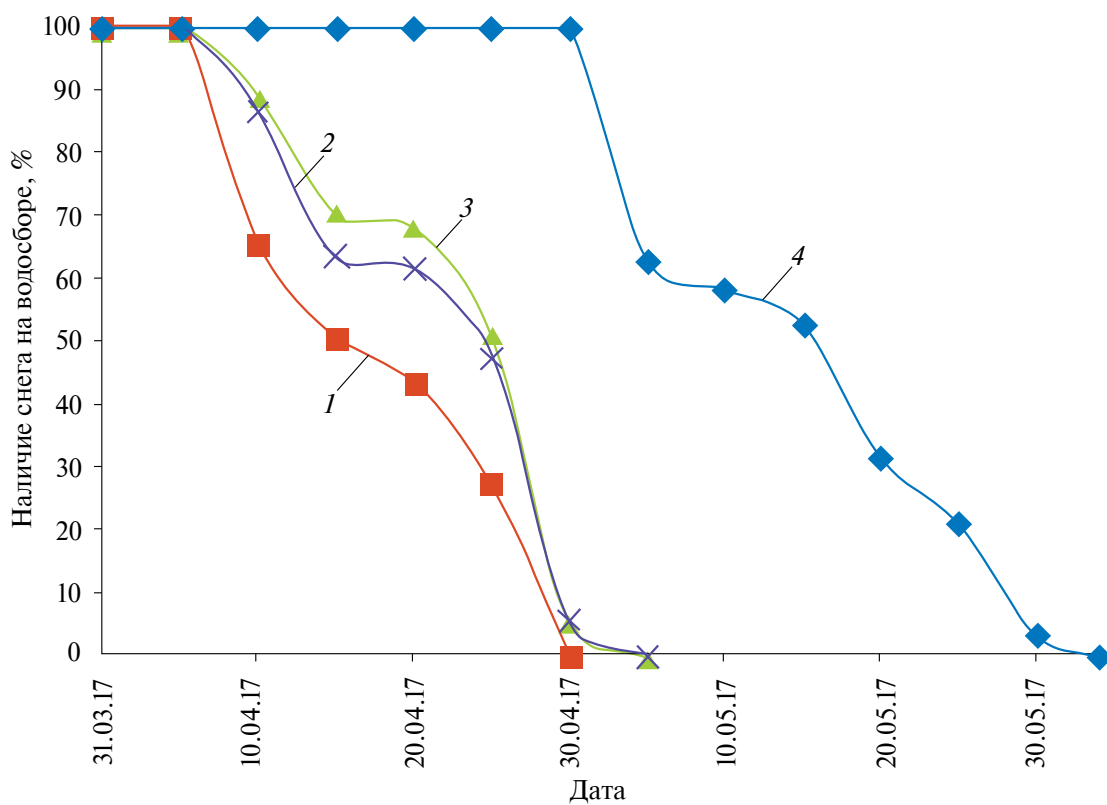
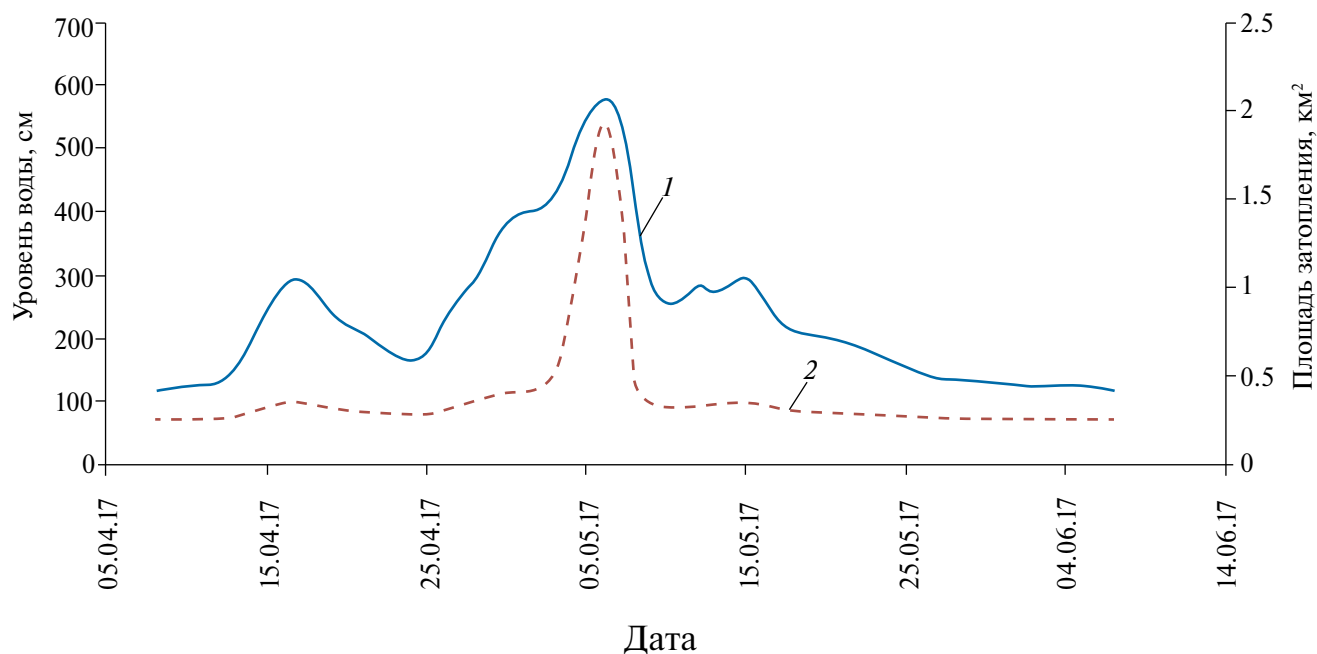


Рис. 4. Таяние снега на различных склонах за 2017 г.: 1 – южный; 2 – западный; 3 – восточный; 4 – северный

Fig. 4. Snow melt on various slopes for 2017: 1 – south; 2 – west; 3 – east; 4 – north



**Рис. 5.** График хода уровней воды и изменения площади затопления территории г. Кудымкара за период весеннего половодья: 1 — уровень воды по г/п Иньва—Кудымкар; 2 — площадь затопления территории г. Кудымкара

**Fig. 5.** Water levels and changes in the flooded area of the Kudymkar territory during the spring flood: 1 — water level at the Inva—Kudymkar gauging station; 2 — flooded area of the Kudymkar territory

строительством частных домовладений на пойменных участках р. Иньвы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена межгодовая изменчивость дат формирования наибольшей интенсивности снеготаяния, определённых путём геоинформационного моделирования, и максимального расхода воды весеннего половодья за 2010–2020 гг. Подробная оценка прохождения половодья и моделирование зоны затопления г. Кудымкара приведены для 2017 г., когда расходы воды соответствовали 25%-й обеспеченности, а уровни воды поднимались до отметок в 580 см. Можно сделать некоторые выводы.

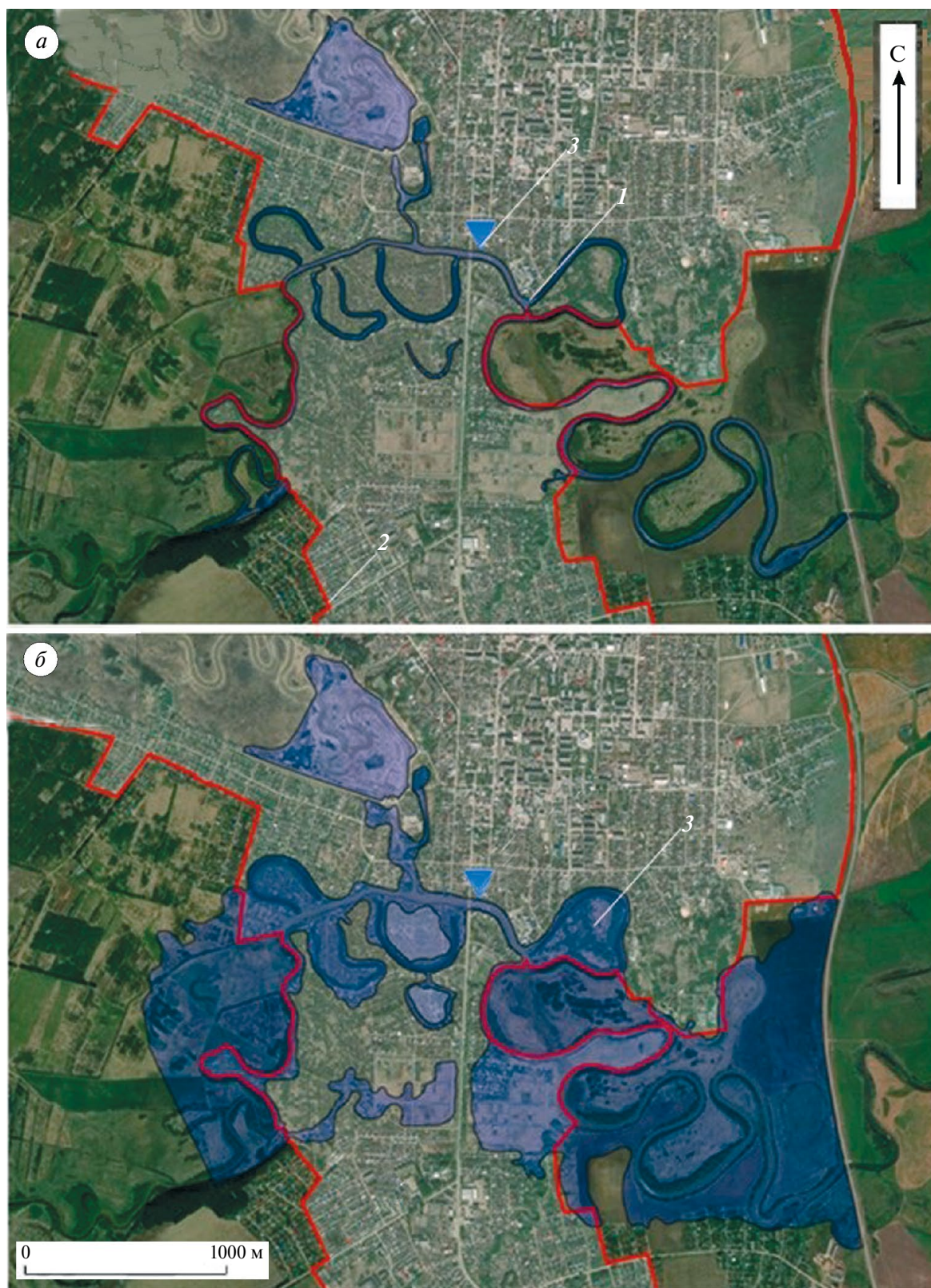
1. Продолжительность снеготаяния в 2017 г. на водосборе р. Иньвы практически соответствовала средним многолетним характеристикам и составила 27 дней, суммарное значение запасов снега в поле и в лесу по МС Кудымкар составило 454 мм, что на 31% больше среднеемноголетнего значения.

2. Снеготаяние на склонах южной, западной и восточной экспозиций началось одновременно — 5 апреля и, в среднем, протекало синхронно. Таяние снега на склонах северной экспози-

ции, занимающих порядка 24% территории водосбора, началось значительно позднее.

3. По данным наблюдений на г/п Иньва—Кудымкар половодье в 2017 г. было однопиковым, при максимальном расходе воды 6 мая — 235 м³/с и времени бассейнового добегаания 12 дней. Сложившиеся факторы снеготаяния 2017 г. привели к затоплению 2.0 км² территории г. Кудымкара, включая 52 домохозяйства. Максимальная интенсивность приращения площади затопления наблюдалась со 2 мая. К этому моменту величина слоя стаявшего снега составила 184 мм (95%).

4. Максимальный уровень воды по г/п Иньва—Кудымкар не превысил отметок ОЯ (610 см), при которых, в соответствии с критериями Росгидромета, происходит подтопление населенных пунктов, хозяйственных объектов, дорог, посевов сельскохозяйственных культур. Однако даже при уровне 580 см в зону затопления попали 52 домовладения в пойме р. Иньвы. В связи с этим можно дать рекомендацию о пересмотре отметки ОЯ для г. Кудымкара в сторону понижения.



**Рис. 6.** Зона затопления г. Кудымкар в 2017 г. (2 мая (а); 6 мая (б)): 1 – зона затопления; 2 – граница г. Кудымкар; 3 – г/п Иньва–Кудымкар

**Fig. 6.** Inundation zone of Kudymkar in 2017 (May 2<sup>nd</sup> (a); May 6<sup>th</sup> (b)): 1 – flood zone; 2 – boundary of Kudymkar town; 3 – Inva–Kudymkar gauging station

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеевский Н.И., Фролова Н.Л., Антонова М.М., Игнина М.И.* Оценка влияния изменений климата на водный режим и сток рек бассейна Волги // Вода: химия и экология. 2013. № 4. С. 3–12.
- Барталев С.А., Егоров В.А., Жарко В.О., Лупян Е.А., Плотников Д.Е., Хвостиков С.А., Шабанов Н.В.* Спутниковое картографирование растительного покрова России. М.: Ин-т космических исследований РАН, 2016. 208 с.
- Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А.* Математическое моделирование в гидрологии: учебное пособие. М.: Академия, 2010. 304 с.
- Виноградов Ю.Б.* Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 312 с.
- Гидрологический ежегодник. Бассейн Каспийского моря (без Кавказа и Средней Азии) за 1936–1977 гг. Л.: Гидрометеоздат, 1940–1980. Вып. 5–7. Т. 4.
- Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (Бассейн Каспийского моря без Кавказа и Средней Азии) за 1978–1985 гг. Ч. 1. Свердловск: Уральское территориальное управление по гидрометеорологии и контролю окружающей среды, 1980–1990. Вып. 5–7. Т. 4.
- Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (Бассейн Камы) за 1991–2020 гг. Ч. 1. Екатеринбург: Уральское территориальное управление по гидрометеорологии и контролю окружающей среды, 1991–2020. Вып. 25. Т. 1.
- Информационное агентство ТАСС // Электронный ресурс. URL: <https://tass.ru/spb-news/1302134> (Дата обращения: 19.10.2024).
- Казакова Е.В.* Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: Гидрометцентр России, 2015. 24 с.
- Калинин В.Г., Суманеева К.И., Русаков В.С.* Моделирование пространственного распределения снежного покрова в период весеннего снеготаяния // Метеорология и гидрология. 2019. № 2. С. 74–85.
- Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасихов М.А.* К вопросу об учете влияния экспозиции склонов в расчетах снеготаяния // Развитие географических исследований в Беларуси в XX–XXI веках. Материалы междунар. науч.-практич. очно-заочной конф. Минск: Белорусский гос. ун-т, 2021. С. 392–397.
- Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасихов М.А.* О верификации модельных расчетов пространственного распределения снежного покрова в период снеготаяния // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Тр. VIII Всерос. науч.-практич. конф. Пермь, 2021. С. 99–105.
- Калинин В.Г., Шайдулина А.А.* О верификации расчетов снеготаяния с данными наблюдений на метеорологических станциях // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Тр. IX Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием. Т. 1. Пермь, 2023. С. 100–104.
- Комаров В.Д.* О процессах формирования половодья на малой реке и предвычисления его гидрографа // Тр. Центрального ин-та прогнозов. Вып. 6 (33). 1947. С. 3–41.
- Комлев А.М., Черных Е.М.* Реки Пермской области. Режим. Ресурсы // Прогнозы и проблемы. 1984. 212 с.
- Лебедева Н.Д.* Расчет снеготаяния и метод краткосрочного прогноза даты наступления максимального уровня половодья на р. Кама // Тр. Центрального ин-та прогнозов. 1959. Вып. 94. С. 15–33.
- Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Изд-во Ин-та водных проблем РАН, 2018. 300 с.
- Назаров Н.Н.* География Пермского края. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2006. 139 с.
- Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы / Коллектив авторов; под ред. В.Ю. Георгиевского. Ливны, 2015. С. 98–107.
- Новости Кудымкара и Коми округа // Электронный ресурс. URL: <https://parmanews.ru/novost/6465> (Дата обращения: 19.10.2024).
- Пьянков С.В., Шихов А.Н., Михайлюкова П.Г.* Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. Вып. 4. С. 494–508.
- Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г.* Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
- Шайдулина А.А.* Пространственно-временные закономерности снеготаяния на водосборе Камского водохранилища. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2023. 178 с.



- Agisoft Metashape // Электронный ресурс. URL: <https://www.agisoft.com/> (Дата обращения: 11.11.2024).
- Bergstrom S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian atchments. Norrkoping, Sweden: Univ. Lund. Bull., 1976. 134 p.
- Gebco // Электронный ресурс. URL: <https://www.gebco.net/data-products/gridded-bathymetry-data/gebco-2022> (Дата обращения: 10.06.2024).
- Motovilov Y., Gottschalk L., Engeland L. Rodhe A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation, Agric. Forest Meteorology. 1999, V. 98–99. P. 257–277.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation // Journal of Hydrology. 2003. V. 279. Is. 1–4. P. 275–289.
- Sentinel Hub EO Browser // Электронный ресурс. URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (Дата обращения: 11.11.2024).

---

**Citation:** Shaydulina A.A., Gyrdaymov D.A., Kozlova M.M. Inter-annual variability of the dates of formation of the highest snowmelt intensity and maximum flood discharge in the Inva River basin (Perm Krai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 268–281. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020061

---

## Inter-Annual Variability of the Dates of Formation of the Highest Snowmelt Intensity and Maximum Flood Discharge in the Inva River Basin (Perm Krai)

© 2025 A. A. Shaydulina<sup>a, #</sup>, D. A. Gyrdaymov<sup>a</sup>, M. M. Kozlova<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Perm State University, Perm, Russia

<sup>b</sup>Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

<sup>#</sup>e-mail: adelinash89@mail.ru

Received December 3, 2024; Revised January 28, 2025; Accepted April 18, 2025

The inter-annual variability of the dates of formation of the highest intensity of snowmelt and the maximum spring flood discharge is considered on the example of the Inva River basin for the period 2010–2020. Meteorological and catchment factors have a key influence on the duration of snowmelt, the amount of snow melted per day, water discharge and, accordingly, the levels of water outlets on the floodplain. The applied geo-information model of snowmelt takes into account spatially distributed meteorological information and the characteristics of the floodplain meteorological information and catchment underlying surface features. Model allowed obtaining daily values of the melted snow layer, snowpack and the proportion of remaining snow cover. The basin time which characterizes the period between the peak of the runoff layer and the corresponding peak of water discharge, the peak of the runoff layer and the corresponding peak of water discharge. The results of comparison of snow reserves and frequency of water level exceedance of the adverse event (AE) mark at the gauging station of Inva-Kudymkar for the multi-year period 1970–2020 showed that for the period 2010–2020 the snow reserves were on average 10% higher, and the frequency of exceedance of the AE mark is on average once in 2 years. The application of GIS-technologies allowed visualization of the process of snowmelt and flooding of urban areas. The snowmelt factors of 2017 resulted in flooding of 2.0 km<sup>2</sup> of the territory of Kudymkar town, including 52 households.

**Keywords:** snowmelt, maximum runoff, multi-year runoff variability, GIS-technologies, flood zones

## REFERENCES

- Alekseevsky N.I., Frolova N.L., Antonova M.M., Igoni-na M.I. Assessment of the impact of climate change on the water regime and river flow in the Volga basin. *Voda: himiya i ekologiya*. Water: chemistry and ecology. 2013, 4: 3–12 [In Russian].
- Bartalev S.A., Egorov V.A., Zharko V.O., Lupyan E.A., Plotnikov D.E., Xvostikov S.A., Shabanov N.V. *Sputnikovoe kartografirovanie rastitel'nogo pokrova Rossii*. Satellite



- mapping of the vegetation cover of Russia. Moscow: Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2016: 208 p. [In Russian].
- Vinogradov Yu.B., Vinogradova T.A. *Matematicheskoe modelirovanie v gidrologii: uchebnoe posobie*. Moscow: Akademiya, 2010: 304 p. [In Russian].
- Vinogradov Yu.B. *Matematicheskoe modelirovanie processov formirovaniya stoka*. Mathematical modeling of runoff formation processes. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 312 p. [In Russian].
- Gidrologicheskij ezhegodnik. *Bassejn Kaspijskogo morya (bez Kavkaza i Srednej Azii) za 1936–1977 gg.* Hydrological yearbook. The Caspian Sea basin (excluding the Caucasus and Central Asia) for 1936–1977. V. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1940–1980: 5–7 (4) [In Russian].
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. *Ezhegodnye dannye o rezhime i resursah poverhnostnykh vod sushi (Bassejn Kaspijskogo morya bez Kavkaza i Srednej Azii) za 1978–1985 gg.* The State Water Cadastre. Annual data on the regime and resources of land surface waters (the Caspian Sea basin excluding the Caucasus and Central Asia) for 1978–1985. V. 1. Sverdlovsk: Ural Regional Department of Hydrometeorology and Counter-Environment, 1980–1990: 5–7 (4) [In Russian].
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. *Ezhegodnye dannye o rezhime i resursah poverhnostnykh vod sushi (Bassejn Kamy) za 1991–2020 gg.* The State Water Cadastre. Annual data on the regime and resources of land surface waters (Kama Basin) for 1991–2020. V. 1. Ekaterinburg: Uralskoe terr. upr. po gidrometeorologii i kontr. okr. Sredy, 1991–2020: 25 (1) [In Russian].
- Kazakova E.V. *Ezhednevnyaya ocenka lokal'nykh znachenij i ob"ektivnyj analiz harakteristik snezhnogo pokrova v ramkah sistemy chislennogo prognoza pogody*. Daily assessment of local values and objective analysis of snow cover characteristics within the framework of the numerical weather forecasting system. PhD thesis. Moscow: Hydrometeoizdat, 2015: 24 [In Russian].
- Kalinin V.G., Sumaneeva K.I., Rusakov V.S. Modeling of the spatial distribution of snow cover during the spring snowmelt. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2019, 2: 74–85 [In Russian].
- Kalinin V.G., Shajdulina A.A., Rusakov V.S., Fasaxov M.A. On the issue of accounting for the impact of slope exposure in snowmelt calculations. *Razvitie geograficheskikh issledovanij v Belarusi v XX–XXI vekah*. The development of geographical research in Belarus in the XX–XXI centuries. Minsk: Belarusian State University, 2021: 392–397 [In Russian].
- Kalinin V.G., Shajdulina A.A., Rusakov V.S., Fasaxov M.A. On the verification of model calculations of the spatial distribution of snow cover during the snowmelt period. *Sovremennye problemy vodohranilishch i ih vodosborov*. Modern problems of reservoirs and their catchments. Perm, 2021: 99–105 [In Russian].
- Kalinin V.G., Shajdulina A.A. On verification of snowmelt calculations with observation data at meteorological stations. *Sovremennye problemy vodohranilishch i ih vodosborov*. Modern problems of reservoirs and their catchments. Perm, 2023, 1: 100–104 [In Russian].
- Komarov V.D. On the processes of flood formation on the small river and the precomputation of its hydrograph. *Trudy Central'nogo instituta prognozov*. Proc. of the Central Institute of Forecasts. 1947, 6 (33): 3–41 [In Russian].
- Komlev A.M., Chernykh E.M. Rivers of the Perm region. Mode. Resources. *Prognozy i Problemy*. Forecasts and Challenges. 1984: 212 p. [In Russian].
- Lebedeva N.D. Calculation of snowmelt and method of short-term forecasting of the date of the maximum flood level on the Kama River. *Trudy Central'nogo instituta prognozov*. Proc. of the Central Institute of Forecasts. 1959: 15–33. [In Russian].
- Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. *Modeli formirovaniya stoka v zadachah gidrologii rechnykh bassejnov*. Models of flow formation in the tasks of hydrology of river basins. Moscow: Publishing House of the Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, 2018: 300 p. [In Russian].
- Nazarov N.N. *Geografiya Permskogo kraja*. Geography of the Perm Region. Perm: Perm University Press, 2006: 139 p. [In Russian].
- Nauchno-prikladnoj spravochnik: *Osnovnye gidrologicheskie harakteristiki rek bassejna Kamy*. Scientific and applied reference book: The main hydrological characteristics of the rivers of the Kama basin. Livny, 2015: 98–107 [In Russian].
- Parma and Komi News. Retrieved from: URL: <https://parmanews.ru/novost/6465> (Last access: October 19, 2024)
- Pyankov S.V., Shixov A.N., Mixajlyukova P.G. Modeling of snow accumulation and snowmelt in the Kama River basin using data from global weather forecast models. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 494–508 [In Russian].
- Churyulin E.V., Kopejkin V.V., Rozinkina I.A., Frolova N.L., Churyulina A.G. Analysis of snow cover characteristics based on satellite and model data for various watersheds in the European territory of the Russian Federation. *Hydrometeorological studies and forecasts*. Hydrometeorological studies and forecasts. 2018, 2 (368): 120–143 [In Russian].
- Sentinel Hub EO Browser. Retrieved from: URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (Last access: November 11, 2024).
- Shajdulina A.A. *Prostranstvenno-vremennye zakonomernosti snegotayaniya na vodosbore Kamskogo vodohranilishcha*. Spatial and temporal patterns of snowmelt in the catchment area of the Kama reservoir. PhD thesis.

- Moscow: Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 2023: 178 p. [In Russian].
- TASS News Agency: official website. Retrieved from: URL: <https://tass.ru/spb-news/1302134> (Last access: October 19, 2024).
- Agisoft Metashape. Retrieved from: URL: <https://www.agisoft.com/> (Last access: November 11, 2024).
- Bergstrom S.* Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian atchments. Norrkoping, Sweden: Univ. Lund. Bull., 1976: 134 p.
- Gebco: official site. Retrieved from: URL: <https://www.gebco.net/data-products/gridded-bathymetry-data/gebco-2022> (Last access: June 10, 2024).
- Motovilov Y., Gottschalk L., Engeland L. and Rodhe A.* Validation of a distributed hydrological model against spatial observation. Agriculture. Forestry. Meteorology. 1999, 98–99: 257–277.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V.* Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology. 2003, 279 (1–4): 275–289.

## СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46:551.345

# ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОКРОВОВ НА ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ В ГРУНТ НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ

© 2025 г. А. В. Сосновский\*, Н. И. Осокин

*Институт географии РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: alexandr\_sosnovskiy@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.03.2025 г.

После доработки 03.04.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

На основе математического моделирования и численных экспериментов дана оценка влияния снежного и мохового покровов на тепловые потоки в грунт. Проведено сравнение с данными измерений в условиях Западного Шпицбергена. Определены значения толщины снежного и мохового покровов, при которых не будет происходить деградация многолетней мерзлоты.

**Ключевые слова:** тепловой поток, температура грунта, снежный и моховой покровы, математическое моделирование

**DOI:** 10.31857/S2076673425020073, **EDN:** FPAHIM

## ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата приводит к деградации многолетней мерзлоты и негативным последствиям для инфраструктуры территорий (Shiklomanov et al., 2017; Suter et al., 2019; Schneider et al., 2021; Hjørt et al., 2022). Это происходит за счёт изменения потоков тепла в системе атмосфера — поверхностные покровы — грунт. Так, преобладание потока тепла за период с положительными температурами воздуха из приземного слоя воздуха в грунт над потоком тепла из грунта в атмосферу в холодный период приводит к деградации многолетней мерзлоты.

В работе (Федоров-Давыдов и др., 2023) рассмотрена динамика тепловых потоков в мерзлотной почве притундрового редколесья Колымской низменности за пятилетний период (2014–2019 гг.). Отмечено, что после схода снежного покрова плотность теплового потока на дневной поверхности резко возрастала на 1–2 порядка. В конце мая её максимальные значения составляли 106–189 Вт/м<sup>2</sup>. В дальнейшем эта величина постепенно снижалась на протяжении тёплого периода и в сентябре составила 35–46 Вт/м<sup>2</sup>. Смена направления теплового потока на дневной поверхности происходила в последнюю декаду сентября или в первую декаду октября. Годовые потери тепла в зимнее время

составляли 66.5–125.0 МДж/м<sup>2</sup>, при этом минимальными они были в наиболее многоснежную зиму 2017/18 г., а максимальными — в относительно малоснежную зиму 2018/19 г. На протяжении холодного периода проявлялась тенденция к уменьшению абсолютных величин тепловых потоков, что связано как с накоплением снежного покрова, так и с ослаблением морозов в начале весны: максимальные значения этого показателя на поверхности снижались с 13–37 до 2–3 Вт/м<sup>2</sup>. Количество энергии, поступающей в систему «почва—мерзлота» за лето, было примерно в 1.4–2.3 раза больше энергии, теряемой в течение зимы. Баланс энергии был минимальным при относительно малоснежной зиме и максимальным — при наиболее многоснежной зиме. Это привело к увеличению мощности деятельного слоя почвы плотностью 1400 кг/м<sup>3</sup> в рассмотренных районах (Остроумов и др., 2022). В последней работе приведены данные мониторинга плотности теплового потока и температуры почв на двух наблюдательных площадках, которые характеризуют области сезонного промерзания и сезонного протаивания почв в природных условиях. Результаты исследований показали, что для более точной оценки тепловых потоков требуется привлечение данных о конденсации, сублимации, десублимации воды, окислении

органического вещества, изменениях строения почв и других процессов.

Наряду с этим на динамику тепловых потоков большое влияние оказывают поверхностные покровы — и снежный, и моховой. Влияние снежного покрова и его параметров на многолетнюю мерзлоту посвящено много работ (Stieglitz et al., 2003; Павлов, 2008; Шерстюков, 2008; Snow and Climate, 2008). При этом на термическое состояние многолетнемёрзлых пород оказывают влияние не только высота снежного покрова, его плотность и теплофизические свойства, но и динамика снегонакопления (Осокин, Сосновский, 2015).

Теплозащитные свойства снежного покрова проявляются в период с отрицательными температурами воздуха, когда происходит снегонакопление. В период с положительными температурами воздуха большое значение имеет моховой покров, который играет важную роль в формировании термодинамического и биогеохимического режима функционирования экосистем высоких широт. Он уменьшает теплообмен между подстилающей поверхностью и глубокими слоями почвы, что приводит к уменьшению толщины сезонно-талого слоя (Jason Beringer et al., 2001; Степаненко и др., 2020). Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях рассмотрено в работах (Сосновский, Осокин, 2018; Котляков и др., 2020).

В работе (Park et al., 2018) отмечается, что моховой покров оказывает значительное влияние на потоки воды и тепла из-за его высокой вододерживающей способности и большого термического сопротивления. Так, расчёты показали, что наличие мохового покрова снижает летнюю температуру грунта на 0.9–2.1 °C и уменьшает толщину деятельного слоя на 9–20 см. Средний охлаждающий эффект при его наличии на температуру в верхнем слое почвы для региона, расположенного к северу от 50° с.ш. при текущем климате по данным работы (Porada et al., 2016) составляет 2.7 °C.

Наши измерения в районе пос. Баренцбург на Западном Шпицбергене (Тишков и др., 2013), показали, что температура грунта под 8 см моховым покровом на 4 °C ниже, чем при его отсутствии. При моховом покрове толщиной 7–8 см скорость протаивания грунта в конце июля — начале августа составляет около 0.33 см в сутки, что в 3 раза ниже, чем при отсутствии мохового покрова.

Влияние метеорологических условий на теплоизоляционные свойства мохового покрова по данным измерений на Шпицбергене рассмотрено в работе (Осокин, Сосновский, 2021). Измерения показали, что в ясную солнечную погоду его теплоизоляционное влияние почти в 2 раза сильнее, чем в облачную. В дождливую погоду часть осадков аккумулируется в моховом покрове, увеличивая его влажность и теплопроводность. Поэтому после дождя под ним может происходить быстрое нагревание породы. Эти факторы также влияют на тепловые потоки в грунт.

Цель работы — оценить влияние поверхностных покровов на тепловые потоки в грунт в условиях Западного Шпицбергена на основе измерений и численных экспериментов на модели.

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для расчётов промерзания–протаивания грунта применялась математическая модель, представленная в работе (Осокин, Сосновский, 2015). Она позволяет учесть реальную изменчивость метеорологических параметров, динамику снегонакопления; изменчивость теплофизических характеристик снега и грунта. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалась с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мёрзлого и талого слоёв грунта определялось из граничного условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывалась. На поверхности грунта (снежного покрова) задавалось граничное условие 3-го рода с учётом потоков тепла из-за конвективного теплообмена, испарения, эффективно-го излучения и солнечной радиации, на нижней границе вводился геотермический поток тепла. Распределение температуры в снежном покрове, в мёрзлой и талой зонах грунта описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега и зависимости соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности. На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла.

На каждом временном шаге рассчитывался рост высоты снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. При расчётах

пространственный шаг по снежному покрову и грунту на глубине до 10 м принят равным 2 см, а на глубине 10–25 м – 1 м. Задача промерзания–протаивания грунта решалась методом ловли фронта промерзания в узел фиксированной пространственной сетки с переменным шагом по времени, определяемым из условия перемещения границы фазового перехода на один узел сетки и с переходом при необходимости на постоянный шаг по времени и переменный по пространственной переменной.

Расчёты теплового потока через поверхность грунта за время  $\tau$  в ходе численных экспериментов и при обработке данных измерений проводились по соотношению

$$Q = \lambda (T_0 - T_{10}) \tau / h,$$

где  $Q$  – тепловой поток, МДж/м<sup>2</sup>;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности грунта, Вт/(м·°C);  $T_0$  и  $T_{10}$  – температура на поверхности грунта и на глубине 0.1 м;  $h = 0,1$  м.

В летний период тепловой поток положительный ( $T_0 > T_{10}$ ) и происходит поступление тепла из приземного слоя атмосферы в грунт, а в зимний – отрицательный ( $T_0 < T_{10}$ ), тепловой поток направлен из грунта в атмосферу и происходит выхолаживание грунта. В дальнейшем будем рассматривать модули тепловых потоков с указанием их направленности.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЁТОВ

При расчётах применялся коэффициент эффективной теплопроводности снега в зависимости от его плотности по формуле для среднего по твёрдости снега, полученный для условий Западного Шпицбергена (Котляков, Сосновский, 2018):

$$\lambda_s = 5 \cdot 10^{-4} \rho_s + 0.1043, \text{ Вт/(м·K)}.$$

Основные расчёты проведены для суглинка плотностью 1400 кг/м<sup>3</sup> и влажностью 20%. Эти значения были получены при проведении измерений в районе расположения термохрон. Коэффициенты теплопроводности талого –  $\lambda_{th}$  – и мёрзлого –  $\lambda_f$  – суглинка принимались равными 1.11 и 1.22 Вт/(м·°C) соответственно, а объёмная теплоёмкость талого и мёрзлого грунта 2.48 и 1.89 Дж/(м<sup>3</sup>·°C)  $10^{-6}$  соответственно (СНиП 2.02.04–88, 1997).

Начальную температуру грунта определяли путём предварительных калибровочных расчётов. Температура выпадающего снега полагается

равной температуре окружающего воздуха, скорость ветра принимается 4 м/с, влажность воздуха 70% и облачность – 0.6. Средняя положительная температура воздуха принята 6.8, а отрицательная – –7.0 °C. Эти значения получены в результате обработки данных метеостанции Баренцбург за 2023/24 г., расположенной на расстоянии 100–300 м от места проведения измерений. Внутригодовой ход температуры воздуха принимался по синусоидальным зависимостям для периодов с положительной и отрицательной температурой воздуха.

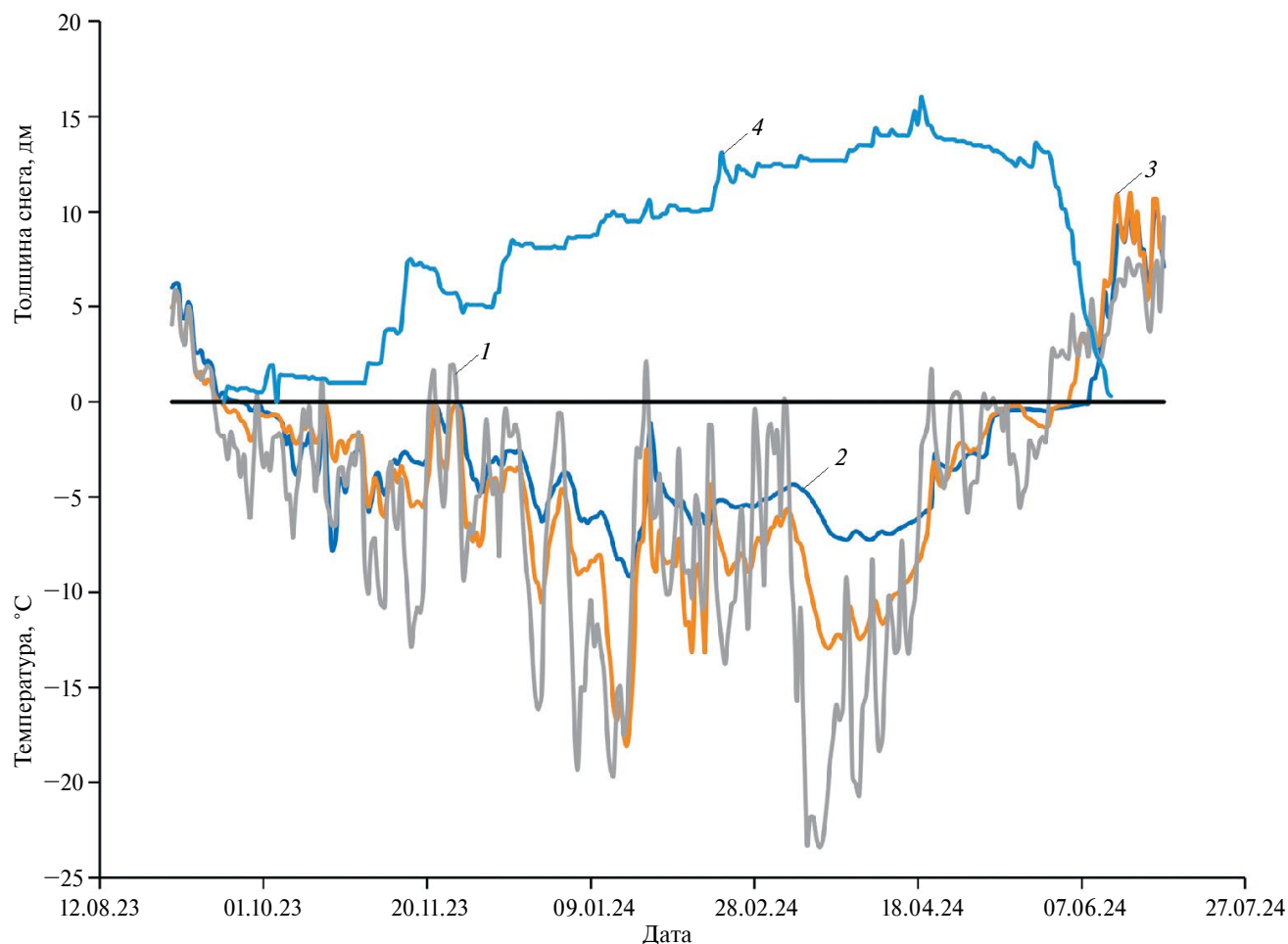
Альbedo снежной поверхности принято равным 0.8 для сухого снега, 0.5 для влажного (в период таяния) и 0.2 для грунта (Матвеев, 1984; Гляциологический словарь, 1984). Солнечная радиация задавалась по средним многолетним значениям. В условиях полярной ночи на Шпицбергене солнечная радиация в календарные зимние месяцы принималась равной нулю. Изменение высоты снежного покрова принималась по линейной зависимости в течение 7 месяцев до его максимального значения. Линейная зависимость высоты снежного покрова от времени в основном хорошо коррелирует с данными наблюдений в районе расположения метеостанции Баренцбург. Продолжительность периода с отрицательными температура воздуха 2023/24 г. составила 8 месяцев (рис. 1).

## ПАРАМЕТРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Для получения температурного профиля в грунте и оценке скорости его промерзания в начале сентября 2023 г. были установлены и сняты в начале июля 2024 г. термохроны. Они измеряли температуру грунта на его поверхности и на глубинах 10, 30, 50 и 70 см. Скорость глубины промерзания определялась по времени перехода температуры грунта в этих точках через 0 °C – от положительных к отрицательным значениям температуры. Одна из точек измерений (т. 1) была расположена в 100 м на юго-запад от метеоплощадки метеостанции Баренцбург на высоте 70 м над ур. моря. Температура грунта измерялась температурными логгерами iButtons DS1922L–F5/DS1925L–F5. Разрешение измерений составляет 0.0625 °C. Интервал измерения температуры грунта составлял 2 часа.

Для оценки толщины снега в точке 1 рассмотрим динамику толщины снега на метеостанции Баренцбург в период таяния снежного покрова весной 2024 г. На момент наступления положительных температур воздуха 28.05.2023 толщина





**Рис. 1.** Температура воздуха (1) и поверхности земли в т. 1 (2) и т. 2 (3); толщина снежного покрова на метеостанции Баренцбург (4)

**Fig. 1.** Air temperature (1) and soil surface temperature at point 1 (2); point 2 (3); snow depth at the Barentsburg weather station (4)

снега на метеостанции, расположенной в 100 м от точки 1 составляла 1.31 м (13.1 дм на рис. 1). При этом наибольшая толщина снежного покрова в течение нескольких зимних дней составляла 152 см. Положительная температура поверхности грунта в точке 1, когда весь снег растаял, приходится на 10.06.2023. К этому моменту толщина снега на метеостанции составляла 38 см. Таким образом, предполагая, что интенсивность таяния на метеостанции и в точке 1 отличаются незначительно, получим, что к 10 июня на метеостанции растаяло 0.93 м снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в точке 1 составляла 0.93 м, а максимальная высота снежного покрова в этой точке достигала 1.14 м. Предположим, что динамика снегонакопления — отношение толщины снежного покрова к его максимальному значению — на

метеостанции и в точке 1 одинакова, получим, что толщина снега в точке 1 в холодный период 2023/24 г. будет составлять  $1.14/1.52 = 75\%$  от толщины снега на метеостанции.

В точке 2, расположенной на невысокой террасе на высоте 100 м над ур. моря, в 300 м от метеостанции, снег растаял к 04.06.2024, при этом на метеостанции толщина снега составляла 0.89 м. Таким образом, на метеостанции растаяло 0.42 м снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в т. 2 составляла 0.42 м, а максимальная высота снежного покрова в этой точке не превышала 0.63 м. При оценке динамики снегонакопления в т. 2 примем коэффициент  $0.63/0.152 = 41\%$ .

В условиях Западного Шпицбергена довольно часто наблюдаются оттепели (см. рис. 1), что

влияет на рост плотности снега. Зависимость плотности снежного покрова от его толщины до начала снеготаяния принималось в виде  $\rho_s = 250 \cdot h_s + 150$ , кг/м<sup>3</sup>,  $h_s$  — в метрах. При толщине снега 0.5 и 1.0 м плотность снега составляет 275 и 400 кг/м<sup>3</sup> соответственно. Максимальная плотность снега ограничивалось значением 400 кг/м<sup>3</sup>. В условиях частых оттепелей на Западном Шпицбергене и сильных ветров в снежной толще на разной глубине наблюдаются ледяные корки и уплотнённый снег (Осокин и др., 2013). Поэтому плотность снежного покрова по глубине можно принять постоянной.

### ПАРАМЕТРЫ МОХОВОГО ПОКРОВА

В работе (Тишков и др., 2013) рассмотрено влияние мохового покрова на термический режим приповерхностного слоя грунта в условиях Западного Шпицбергена и теплофизические свойства различных видов мха. Получены зависимости теплопроводности от его влажности зимой и летом. Теплопроводность мха *Hylocomium splendens* при его влажности от 0 до 300% может изменяться от 0.06 до 0.15 Вт/(м·К) летом, до 0.48 Вт/(м·К) зимой.

В работе (Гоман и др., 2011) представлены результаты измерений теплоёмкости мха и его теплозащитных свойств в зависимости от плотности и влажности. При этом отмечается, что его органическая природа как материала близка к древесине. Эксперименты показали, что тепловое сопротивление мха уменьшается с увеличением доли влаги в материале. Значения теплопроводности находятся в диапазоне 0.05–0.2 Вт/(м·К). Древесина в воздушно сухом виде, когда количество воды в ней не превышает 15% по весу, обладает теплопроводностью около 0.2 Вт/(м·К). Теплоёмкость мха изменялась от 1.8 до 2.9 кДж/(кг·°C) при изменении влажности мха от 10 до 100%. В работе (Porada et al., 2016) при оценке влияния бриофитного и лишайникового покрова на температуру вечномёрзлой почвы принята теплопроводность сухого органического вещества 0.25 Вт/(м·°C).

В работе (Тишков и др., 2013) представлена теплоёмкость нескольких видов мха в его естественном состоянии, без высушивания. Поскольку на одном участке могут встречаться разные виды мха, среднее значение их теплоёмкости, приведённое в этой работе, составило  $6.3 \cdot 10^{-1}$  ккал/(кг·град), или 2.6 кДж/(кг·°C). Теплоёмкость многих пород деревьев (после

стандартной сушки до 12% влажности) составляет 2.3–2.4 кДж/(кг·°C).

Для расчётов влияния мохового покрова на потоки тепла принимался мох *Hylocomium splendens* влажностью 150% и коэффициенте теплопроводности летом и зимой 0.12 и 0.31 Вт/(м·°C) соответственно (Тишков и др., 2013).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 1 представлены температура воздуха и толщина снежного покрова на метеостанции Баренцбург и результаты измерений температуры поверхности грунта в точках 1 и 2 по данным измерений термохронами. Минимальная температура воздуха — –23 °C приходилась на 15 и 18 марта 2024 г. При этом температура поверхности грунта в точках 1 и 2 понизилась через 5 суток до –7 и –12 °C при толщине снежного покрова в этих точках 0.95 и 0.52 м соответственно. В течение холодного периода наблюдались оттепели со средней суточной температурой воздуха около 2 °C в ноябре 2023 г., январе и апреле 2024 г. Повышение средней суточной температуры воздуха до 0 °C отмечено в декабре 2023 г., в феврале, марте и апреле 2024 г. Начиная с последних чисел мая температура воздуха устойчиво превышала 0 °C. Минимальная температура поверхности грунта в точке 1, равная –7.0 °C, приходилась на 22 января, а в точке 2 — на 19 января, когда температура опустилась до –17.5 °C. Средняя разность температуры грунта на глубине 0.1 м и на поверхности грунта за период с ноября 2023 г. по март 2024 г. составляла в точках 1 и 2 порядка 0.29 и 0.43 °C соответственно, что обусловлено значительным различием в высоте снежного покрова в них и отразилось на величине теплового потока.

Толщина снежного покрова в октябре 2023 г. в течение 20 суток изменялась в пределах 0.10–0.14 м, а затем с 1 по 16 ноября увеличилась с 0.10 до 0.72 м. После оттепелей во второй декаде ноября высота снежного покрова снизилась к 1 декабря до 0.47 м. При высоте снежного покрова в точке 1 более 0.75 м происходит сглаживание температуры поверхности грунта — колебания температуры воздуха на 23 °C приводят к изменению температуры поверхности грунта в точке 1 на 2.5 °C, а в точке 2 при высоте снежного покрова около 0.41 м перепад температуры грунта до и после похолодания составил 7.0 °C.

Переход температуры воздуха от положительных значений к отрицательным произошёл

16.09.2023. При этом в отдельные периоды сентября происходило повышение температуры воздуха до положительных значений. Весной 2024 г. температура воздуха перешла к положительным значениям 28.05.2024.

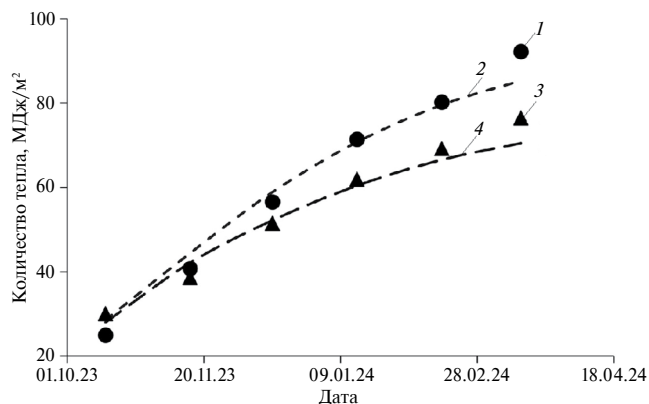
В точке 1 на термохронах отрицательные значения температуры грунта на поверхности и на глубине 0.1 м зафиксированы 23.09.2023 и 04.10.2023 соответственно. На промерзание 0.10 м грунта в начале холодного периода при небольшой отрицательной температуре воздуха потребовалось 11 суток. Переход температуры поверхности грунта к положительным значениям произошёл 10.06.2024, а на глубине 0.10 м — 12.06.2024. Снег в точке 2 растаял к утру 04.06.2024 г. и к вечеру этого дня температура на глубине 0.1 м стала положительной.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным измерений в точке 1 тепловой поток в октябре при небольшом снежном покрове составил  $11.6 \text{ Вт/м}^2$ , в последующие месяцы до марта его значение варьировало в пределах  $3\text{--}5 \text{ Вт/м}^2$ . В точке 1 средний тепловой поток за 6 месяцев с октября по март составил  $4.9 \text{ Вт/м}^2$ , тогда как в точке 2 он оценивался в  $5.9 \text{ Вт/м}^2$ . В первой половине апреля тепловой поток идёт из грунта в атмосферу, а во вторую половину тепловой поток меняет направление и происходит рост температуры грунта под снегом. При этом тепловые потоки, как правило, невелики и составляют  $10\text{--}25\%$  от значений в другие месяцы.

Расчёты теплового потока проводились, когда температура грунта на поверхности и на глубине 10 см имела одинаковый знак. В период таяния снежного покрова тепловой поток был небольшим, так как температура поверхности грунта и на глубине 10 см была близка к  $0^\circ\text{C}$  (Шмакин и др., 2013).

На рис. 2 приведено количество тепла, потерянного грунтом, в период с октября 2023 по март 2024 г. К началу апреля потери тепла грунтом составили  $76.5$  и  $92.3 \text{ МДж/м}^2$  при толщине снега  $1.14$  м и  $0.63$  м в точках 1 и 2 соответственно. При увеличении потока тепла от грунта в атмосферу через снежный и моховой покровы усиливается выхолаживание грунта. Результаты модельных расчётов в целом показали хорошее совпадение с данными измерений. С декабря по февраль результаты расчётов с точностью до  $4\%$  совпали с данными измерений в точках 1 и 2.



**Рис. 2.** Количество тепла, выделившегося из земли в атмосферу с октября по март 2023/24 г., согласно измерениям — 1, 3 и расчётам — 2, 4, с максимальной толщиной снежного покрова: 1, 2 —  $0.63$  м; 3, 4 —  $1.14$  м

**Fig. 2.** The amount of heat released from the soil into the atmosphere from October to March 2023/24 according to measurements — 1, 3 and calculations — 2, 4 with the maximum thickness of the snow cover: 1, 2 —  $0.63$  m; 3, 4 —  $1.14$  m

Наиболее значимое отличие — до  $9\%$  — приходится на ноябрь и до  $8\%$  — на март, после оттепели в первой половине марта и последовавшими за этим сильными морозами (см. рис. 1). Оттепели способствовали росту коэффициента теплопроводности снега после его промерзания и более быстрому понижению температуры поверхности грунта (Сосновский, Осокин, 2019). В результате увеличился температурный градиент в приповерхностном слое грунта и, как следствие, вырос тепловой поток. Разница между измерениями и модельными расчётами в марте составила  $6$  и  $7 \text{ МДж/м}^2$  в точках 1 и 2 соответственно. В ноябре различие между измерениями и модельными расчётами не превысило  $4 \text{ МДж/м}^2$  в рассмотренных точках.

Термохроны регистрировали температуру грунта до начала июля 2014 г., поэтому расчёт теплового потока в точке 1 за период с положительными температурами был возможен только за июнь начиная со второй декады, когда температура грунта на глубинах  $0$  и  $10$  см стала положительной. Измеренное значение количества тепла, поступившего из атмосферы в грунт за вторую и третью декады июня в точке 1, составило  $45.3 \text{ МДж/м}^2$ , тогда как расчёты показали значение  $40.9 \text{ МДж/м}^2$ , за этот 20-суточный период.

В точке 2 положительные температуры грунта на глубине  $10$  см отмечены 5 июня, за счёт более

раннего схода снежного покрова максимальной высотой 0.63 м. Количество тепла, поступившего в грунт к концу июня, рассчитанное по данным измерений, составило 65.2 МДж/м<sup>2</sup>, тогда как расчёты по модели дали значение 61.4 МДж/м<sup>2</sup>. Отличие, как в точке 1, так и в точке 2 измеренного и расчётного количества тепла составило около 4 МДж/м<sup>2</sup>. Это отличие, как и разница в количестве тепла, поступившего из грунта в атмосферу за месяц перед сходом снежного покрова (см. рис. 2), могут быть вызваны разными причинами. В частности, это может быть фильтрация талой воды к поверхности грунта и, как следствие, рост температурного градиента на границе снега с грунтом. В летний период большое влияние на поток тепла оказывают метеорологические условия, отмеченные ранее.

Для оценки влияния поверхностных покровов на тепловые потоки были проведены модельные расчёты при разной толщине снежного и мохового покровов. На рис. 3, *а* представлены тепловые потоки за периоды с положительной и отрицательной температурами при разной толщине снежного покрова. С ростом толщины снега от 0.3 до 2.0 м поступление тепла летом в грунт снижается с 96 до 78 МДж/м<sup>2</sup>. Это связано как со значительным увеличением периода таяния снежного покрова, так и с более тёплым состоянием грунта после зимнего периода с мощным снежным покровом. При этом сокращаются зимние потери тепла через грунт (снижается выхолаживание грунта) за счёт уменьшения температурного градиента в приповерхностном слое грунта под толстым слоем снега от 100 до 60 МДж/м<sup>2</sup> (при увеличении толщины снега от 0.3 до 2.0 м). При толщине снега более 0.5 м поступление тепла в грунт в летний период превосходит потери тепла зимой и в результате растёт толщина деятельного слоя мерзлоты и усиливается её деградация.

Моховой покров представляет собой теплозащитный слой в тёплое время года, тогда как в зимний период его термическое сопротивление в несколько раз ниже из-за замерзания взвешенной влаги и более высокого коэффициента теплопроводности льда по сравнению с водой (Тишков и др., 2013). С ростом толщины мха от 0 до 10 см поступление тепла летом в грунт снижается от 85 до 46 МДж/м<sup>2</sup> (рис. 3, *б*). Снижаются и потери тепла грунтом в холодное время года от 75 до 62 МДж/м<sup>2</sup> и уменьшается его выхолаживание. Однако при толщине мха более 2–3 см потери тепла зимой превышают поступление тепла

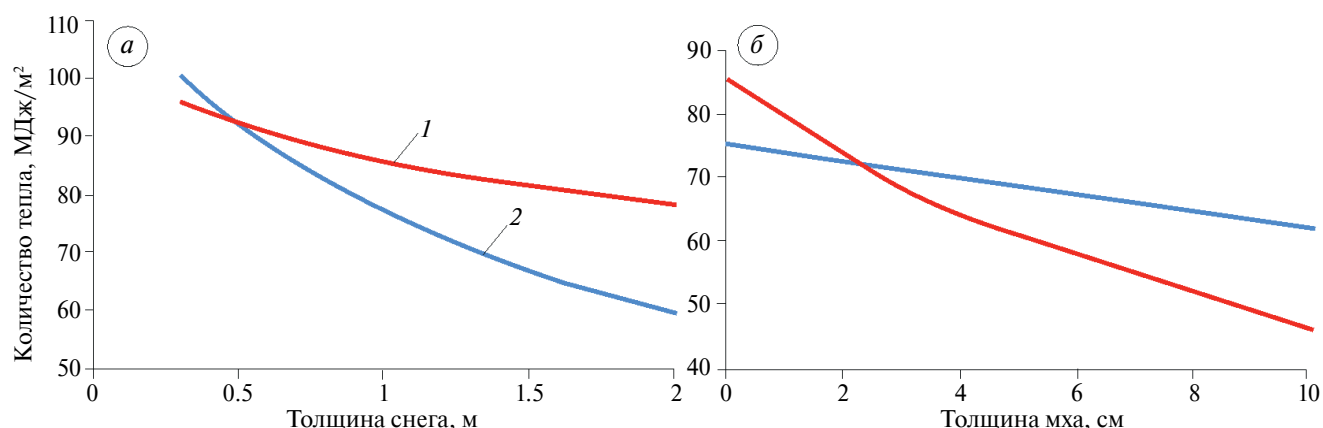
летом в грунт. Поэтому многолетняя мерзлота сохраняется.

На рис. 4 приведена глубина протаивания грунта при разной толщине снежного и мохового покровов. При толщине снежного покрова 1.5 м поступление тепла летом в грунт составляет 82 МДж/м<sup>2</sup>, что превышает зимние потери тепла в 67 МДж/м<sup>2</sup> и приводит к образованию деятельного слоя толщиной 1.5 м (см. рис. 4, *а*). При толщине снега более 1.5 м глубина максимального протаивания немного снижается из-за увеличения времени таяния снега и сокращения бесснежного периода.

При толщине мохового покрова в 10 см потери тепла грунтом зимой (62 МДж/м<sup>2</sup>) на 16 МДж/м<sup>2</sup> превышают поступление тепла (46 МДж/м<sup>2</sup>) в летний период (см. рис. 4, *б*), происходит выхолаживание грунта и сокращение деятельного слоя мерзлоты от 1.47 м в отсутствии мха до 0.71 м для при моховом слое толщиной 10 см (рис. 5, *а*).

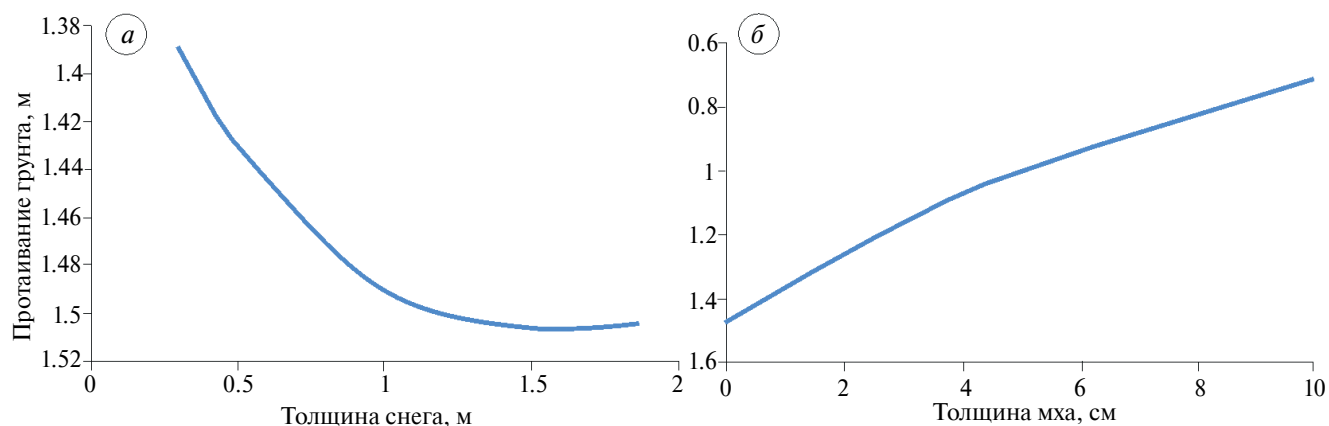
На рис. 5 представлены результаты модельных расчётов динамики количества тепла, поступившего в грунт в период с положительными температурами воздуха и потерянному грунтом в период с отрицательными температурами воздуха при толщине снежного покрова 1 м. Потери тепла грунтом в зимний период составили 77 МДж/м<sup>2</sup>, а поступление тепла в летний период — 87 МДж/м<sup>2</sup>. В результате за год в грунт поступает на 10 МДж/м<sup>2</sup> тепла больше потерь тепла на его выхолаживание, что в итоге ведёт к деградации многолетней мерзлоты. В конце летнего и зимнего периодов на протяжении 20 суток изменение количества тепла, поступившего в грунт, не превышает 0.5%. Значительное изменение потока тепла наблюдается в начале зимнего периода, а на протяжении летнего периода тепло поступает более равномерно.

За последние три года по данным метеостанции Баренцбург средние значения температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурами воздуха изменялись в значительных пределах — от 28 до 38%. Отмечено, что суммы положительных и отрицательных температур воздуха за эти периоды изменялись в несколько меньших пределах из-за вариации продолжительности этих периодов. Так, с 2022 по 2024 г. средняя положительная температура воздуха составляла 5.3, 5.8 и 6.8 °С, а отрицательная с 2021/22 по 2023/24 г. была равна –8.3, –6.0 и –7.0 °С. За период 2001–2010 гг. средние суточные положительные и отрицательные темпера-



**Рис. 3.** Поступление тепла в почву летом (1) и потеря тепла из почвы зимой (2) в зависимости от толщины снежного (а) и мохового (б) покровов (для снега толщиной 1 м)

**Fig. 3.** Heat flow into the soil in summer (1) and heat loss from soil in winter (2) depending on the thickness of the snow (a) and moss (б) covers (for snow 1 m depth)

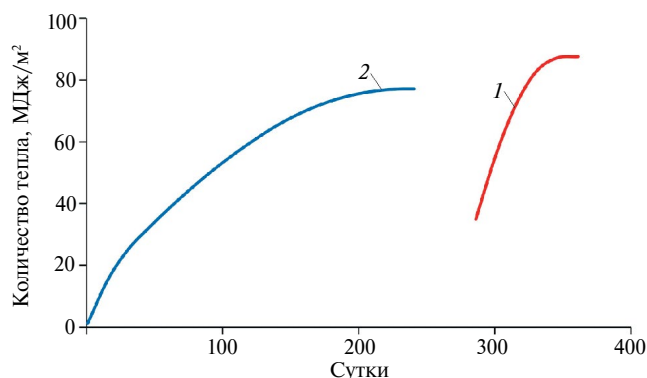


**Рис. 4.** Глубина оттаивания почвы при различной толщине снежного (а) и мохового (б) покровов

**Fig. 4.** The depth of thawing of the soil with different thicknesses of snow (a) and moss (б) covers

туры воздуха составляли 4.3 и  $-7.8^{\circ}\text{C}$  соответственно. Поэтому был проведён ряд модельных расчетов при разных средних значениях температуры холодного и теплого времени года при толщине снежного покрова 1 м.

Снижение летней температуры воздуха на 26% – от 6.8 до  $5^{\circ}\text{C}$  (при сохранении зимней температуры) приводит к снижению летнего потока тепла в грунт на 13% и зимнего, из грунта в атмосферу, на 4% из-за более холодного грунта к началу зимы и меньшего приповерхностного градиента зимой. При этом тепловые потоки в летний (74.8 МДж/м²) и зимний (74.1 МДж/м²) периоды почти выравниваются. Рост средней летней температуры воздуха на 18% – от 6.8 до  $8^{\circ}\text{C}$  – приводит к росту летнего потока тепла в грунт на 8% при сохранении зимнего потока.



**Рис. 5.** Поступление тепла летом в почву (1) и потеря тепла из почвы зимой (2) при толщине снежного покрова 1 м

**Fig. 5.** Heat input into the soil in summer (1) and heat loss from the soil in winter (2) with snow cover depth of 1 m



В результате происходит рост разницы летнего и зимнего потоков тепла от 8.6 до 15.1 МДж/м<sup>2</sup>, и, как следствие, усиливается деградация мерзлоты.

Снижение средней отрицательной температуры воздуха на 29% от –7 до –9 °С (при сохранении летней температуры) приводит к росту летнего потока тепла в грунт на 1% и зимнего – из грунта в атмосферу – на 12%, а также к росту выхолаживания грунта. В результате тепловые потоки летний 87.0 МДж/м<sup>2</sup> и зимний 86.2 МДж/м<sup>2</sup> сближаются. При повышении средней отрицательной температуры воздуха на 29% – от –7 до –5 °С летний поток тепла сократится на 2% – от 85.7 до 83.8 МДж/м<sup>2</sup>, а зимний на 13% – от 77.2 до 67.5 МДж/м<sup>2</sup>. В результате разница между теплом, поступающим в грунт летом и уходящим из грунта зимой, увеличится от 8.6 до 16.3 МДж/м<sup>2</sup>, что может усилить деградацию многолетней мерзлоты

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потепление климата приводит к изменению тепловых потоков в системе атмосфера – поверхностные покровы – грунт и влияет на термическое состояние многолетней мерзлоты. Сравнение тепловых потоков из атмосферы в грунт в период с положительными температурами воздуха и из грунта в атмосферу в холодный период позволяет оценить устойчивость многолетней мерзлоты. Важными факторами, влияющими на тепловые потоки, являются снежный и моховой покровы. На основе математического моделирования и численных экспериментов на модели дана оценка влияния поверхностных покровов на тепловые потоки. Обработка данных натурных измерений температуры грунта позволила определить тепловые потоки за холодный и, частично, тёплый периоды года. Сравнение данных модельных расчетов и измерений тепловых потоков показало удовлетворительное совпадение. При этом сравнение проводилось с данными по измерениям в точках с разной высотой снежного покрова.

За период с отрицательными температурами воздуха в 2023/24 г. потери тепла грунтом составили 76.5 и 92.3 МДж/м<sup>2</sup> при толщине снежного покрова 1.14 м и 0.63 м в двух точках измерений (точки 1 и 2 соответственно). К концу июня 2024 г. по данным измерений в грунт поступило 45.3 МДж/м<sup>2</sup> тепла в точке 1 и 65.2 МДж/м<sup>2</sup> в точке 2. Результаты расчётов показали количество тепла, поступившего в грунт в этих точках к концу июня, меньше на 4 МДж/м<sup>2</sup>. Расчёты

свидетельствуют, что при высоте снежного покрова 0.5 м поступление тепла в грунт в летний период совпадает с потерей тепла зимой. При большей высоте снежного покрова уменьшается тепловой поток из грунта в атмосферу, снижается выхолаживание грунта и может происходить деградация многолетней мерзлоты. Такие же процессы будут происходить при высоте снежного покрова 1 м и толщине мохового покрова менее 3 см. Для мохового покрова большей толщины соблюдается термическая устойчивость многолетнемерзлых пород.

Выполнена оценка тепловых потоков и толщины деятельного слоя при разных значениях толщины снежного и мохового покровов. При толщине мохового покрова 10 см и максимальной высоте снежного покрова 1 м потери тепла грунтом зимой на 16 МДж/м<sup>2</sup> превышают поступление тепла в летний период. В результате происходит выхолаживание грунта и уменьшается деятельный слой мерзлоты от 1.47 м в отсутствии мха до 0.71 м при наличии мха толщиной 10 см. На Западном Шпицбергене наблюдаются значительные колебания средних значений положительной и отрицательной температур воздуха. Поэтому проведены численные эксперименты на модели, которые позволили оценить изменчивость тепловых потоков в грунт при разных значениях температуры воздуха в летний и зимний периоды, влияющих на термическую устойчивость многолетнемерзлых пород.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках темы Госзадания Института географии РАН FMWS-2024-0004. Сбор и анализ материалов по Шпицбергену проводился по программе FMWS-2024-0013.

**Acknowledgements.** The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences FMWS-2024-0004. The collection and analysis of materials for Spitsbergen was carried out under the Program FMWS-2024-0013.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Гоман П.Н., Соболев В.Р., Бровка А.Г., Круплевич В.Ч. О влиянии влаги на теплопроводящие свойства зелёного мха соснового леса // Материалы 20-й научно-технич. конференции «Системы безопасности – 2011». М.: Академия ГПС МЧС России, 2011. С. 15–18. <http://elibrary.ru/handle/doc/4822>

- Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352>
- Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 201–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70>
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние метеорологических условий на теплоизоляционные свойства мохового покрова по данным измерений на Шпицбергене // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 4. С. 17–25. <https://doi.org/10.15372/KZ20210402>
- Остроумов В.Е., Федоров–Давыдов Д.Г., Комаров И.А., Шевчик Ф.А., Колосков А.М., Волокитин М.П., Гончаров В.В., Быховец С.С., Шабаетов В.П., Холодов А.Л., Еремин И.И., Кропачев Д.Ю., Давыдов С.П., Давыдова А.И. Методика оценки теплофизических свойств почв сезонномёрзлого и сезонноталого слоёв в природных условиях // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI. № 6. С. 15–23.
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.
- СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: Изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вест. Кольского научного центра. 2018. Т. 10. № 3. С. 179–185. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185>
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>
- Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лысков В.Н. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей земной системы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138.
- Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузид мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Сер. Геогр. 2013. № 3. С. 39–46.
- Федоров–Давыдов Д.Г., Остроумов В.Е., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Волокитин М.П., Еремин И.И., Кропачев Д.Ю., Лупачев А.В. Динамика тепловых потоков и структура годовых теплооборотов в мерзлотной почве притундрового редколесья Колымской низменности // Мерзлотные почвы в антропоцене: сборник тезисов Всероссийской научно–практической конференции (Салехард – Лабытнанги, ЯНАО, Россия, 20–26 августа 2023) / Отв. ред. А.В. Лупачев, Е.М. Лаптева. Сыктывкар: ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 98–99.
- Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
- Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (123). С. 52–59.
- Jan H., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environmen. 2022. V. 3. № 1. P. 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>
- Park H., Launiainen S., Konstantinov P.Y., Iijima Y., Fedorov A.N. Modeling the Effect of Moss Cover on Soil Temperature and Carbon Fluxes at a Tundra Site in Northeastern Siberia // Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences. 2018. V. 123. Issue 9. P. 3028–3044. <https://doi.org/10.1029/2018JG004491>
- Beringer J., Lynch A., Chapin F., Mack M., Bonan G. The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses // Journ. of Climate. 2001. V. 14. P. 3324–3335.
- Porada P., Ekici A., Beer C. Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 2291–2315. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2291-2016>
- Schneider von Deimling T., Lee H., Ingeman-Nielsen T., Westermann S., Romanovsky V., Lamoureux S., Walker D.A., Chadburn S., Trochim E., Cai L., Nitzbon J., Jacobi S., Langer M. Consequences of permafrost degradation for Arctic infrastructure – bridging the model gap between regional and engineering scales // The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 2451–2471. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2451-2021>
- Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T.B., Koko-rev V.A. Climate change and stability of urban

- infrastructure in Russian permafrost regions: prognostic assessment based on GCM climate projections // *Geogr. Rev.* 2017. V. 107. P. 125–142.
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling* / R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2008. 256 p.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. № 13. P. 1721–1724.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic // *Polar Geography*. 2019. V. 42. P. 267–286.  
<https://doi.org/10.1080/1088937X.2019.1686082>

---

**Citation:** *Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Effect of surface cover on the heat flow to the soil on Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 282–294. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020073

---

## Effect of Surface Cover on the Heat Flow to the Soil on Spitsbergen

© 2025 A. V. Sosnovsky<sup>#</sup>, N. I. Osokin

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

<sup>#</sup>*e-mail: alexandr\_sosnovskiy@mail.ru*

Received March 30, 2025; Revised April 3, 2025; Accepted April 18, 2025

Climate warming changes heat fluxes within the atmosphere-surface cover-soil system and affects the thermal state of permafrost. A comparison of heat fluxes from the atmosphere to the soil during the period with positive air temperatures and from the soil to the atmosphere during the cold period makes it possible to assess the stability of permafrost. Snow and moss cover are important factors influencing heat flows. The influence of surface fluxes on heat fluxes is estimated based on mathematical modeling and numerical experiments on the model. The processing of data from field measurements of soil temperature made it possible to determine the heat fluxes for the cold and partially warm periods of the year. A comparison of the data from model calculations and measurements of heat fluxes showed a satisfactory agreement. The difference between them from December to February did not exceed 4%, and in November and March – 9% and 8%, respectively. In 2023/24, during the period with negative air temperatures lasting 255 days with an average air temperature of  $-7^{\circ}\text{C}$ , soil heat losses amounted to 76.5 and 92.3 MJ/m<sup>2</sup> with snow thickness of 1.14 m and 0.63 m, respectively, and the average values of heat fluxes from October to March were 4.9 and 5.9 W/m<sup>2</sup>. According to model calculations, with an average daily positive air temperature of  $6.8^{\circ}\text{C}$ , the loss by the soil in winter is 10 MJ/m<sup>2</sup> less than the heat flow into the soil in summer, leading to permafrost degradation. At snow cover depth of 0.5 m, heat input into the soil in summer coincides with heat loss in winter. With a higher snow cover depth, the heat flow from the soil to the atmosphere decreases, soil cooling decreases and permafrost degradation will occur. The same processes will occur when the snow cover is 1 m depth and the moss cover is less than 3 cm thick. For a moss cover of greater thickness, the thermal stability of permafrost rocks remains. Numerical experiments on the model estimated the heat fluxes and the thickness of the active layer for different snow and moss cover thicknesses and atmospheric air temperatures.

**Keywords:** heat flow, soil temperature, snow and moss cover, mathematical modeling

## REFERENCES

- Glyatsiologicheskii slovar'*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Goman P.N., Sobol V.R., Brovka A.G., Kruplevich V.Ch.* On the influence of moisture on the heat-conducting properties of green moss of a pine forest. *Materiali dvadcatoi nauchno-tehnicheskoi konferencii "Sistemi bezopasnosti – 2011"*. Proc. of the Twentieth Scientific and Technical Conference "Security Systems – 2011". Moscow: Academy of the State Fire Service of the Ministry of Emergency Situations of Russia, 2011: 15–18 [In Russian].

- Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 72–80 [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 201–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020034> [In Russian].
- Matveev L.T. *Kurs obshchei meteorologii. Fizika atmosfery*. Course of general meteorology. Physics of the atmosphere. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 751 p. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 63–70. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70> [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, 19 (1): 99–105 [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of meteorological conditions on the thermal insulation properties of moss cover according to measurements on Svalbard. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2021, 25 (4): 17–25. <https://doi.org/10.15372/KZ20210402> [In Russian].
- Ostroumov V.E., Fedorov-Davydov D.G., Komarov I.A., Shevchik F.A., Koloskov A.M., Volokitin M.P., Goncharov V.V., Bykhovets S.S., Shabaev V.P., Kholodov A.L., Eremin I.I., Kropachev D.Yu., Davydov S.P., Davydova A.I. A method for evaluating the thermophysical properties of seasonally freezing and seasonally thawing soils under natural conditions. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2022, 26 (6): 15–23 [In Russian].
- Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].
- Building Code. *SNiP 2.02.04–88. Osnovaniya i fundamente na vechnomerzlyh gruntah*. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I. Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climatic changes. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra*. Bulletin of the Kola Science Center. 2018, 10 (3): 179–185. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185> [In Russian].
- Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433> [In Russian].
- Stepanenko V.M., Repina I.A., Fedosov V.E., Zilitinkevich S.S., Lykosov V.N. Review of methods for parameterizing heat transfer in moss cover for earth system models. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics. 2020, 56 (2): 127–138 [In Russian].
- Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. The impact of moss synusia on the active layer of Arctic Soil and Subsoil. *Izv. Acad. Nauk, Ser. Geogr.* Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographic series. 2013, 3: 39–46 [In Russian].
- Fedorov-Davydov D.G., Ostroumov V.E., Davydov S.P., Davydova A.I., Volokitin M.P., Eremin I.I., Kropachev D.Yu., Lupachev A.V. Dynamics of heat flows and structure of annual heat circulation in the permafrost soil of the sparse tundra forests of the Kolyma Lowland. *Merzlotnie pochvi v antropocene*. Permafrost Soils in the Anthropocene: collection of abstracts of the All-Russian scientific and practical conference (Salekhard – Labytnangi, Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia, August 20–26, 2023). Syktyvkar: IB FRC Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2023: 98–99 [In Russian].
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, 12 (1): 79–87 [In Russian].
- Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-5> [In Russian].
- Jan H., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure. *Nature Reviews Earth & Environ.* 2022, 3 (1): 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>
- Park H., Launiainen S., Konstantinov P.Y., Iijima Y., Fedorov A.N. Modeling the Effect of Moss Cover on Soil Temperature and Carbon Fluxes at a Tundra Site in Northeastern Siberia. *Journ. of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2018, 123 (9): 3028–3044. <https://doi.org/10.1029/2018JG004491>
- Beringer J., Lynch A., Chapin F., Mack M., Bonan G. The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses. *Journal of Climate*. 2001, 14: 3324–3335.
- Porada P., Ekici A., Beer C. Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2291–2315. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2291-2016>
- Schneider von Deimling T., Lee H., Ingeman-Nielsen T., Westermann S., Romanovsky V., Lamoureux S., Walker D.A., Chadburn S., Trochim E., Cai L., Nitzbon J.,

- Jacobi S., Langer M.* Consequences of permafrost degradation for Arctic infrastructure – bridging the model gap between regional and engineering scales. *The Cryosphere*. 2021, 15: 2451–2471. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2451-2021>
- Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T. B., Koko-rev V.A.* Climate change and stability of urban infrastructure in Russian permafrost regions: prognostic assessment based on GCM climate projections. *Geogr. Review*. 2017, 107: 125–142.
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling.* Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2008: 256 p.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophys. Research Letters*. 2003, 13 (30): 1721–1724.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic. *Polar Geography*. 2019, 42: 267–286. <https://doi.org/10.1080/1088937X.2019.1686082>



## СЕВЕРНАЯ ОКРАИНА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ПОСЛЕ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА: ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРОМКИ ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ И ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2025 г. Г. В. Ильин<sup>1</sup>, Н. И. Мещеряков<sup>1,\*</sup>, И. С. Усягина<sup>1</sup>, О. В. Кокин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 18.10.2024 г.

После доработки 13.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Проведены геохронологические, палеогеографические и литологические исследования донных отложений северной окраины шельфа Баренцева моря. Определены пространственно-временные периоды режима седиментации, установлен механизм осадконакопления после малого ледникового периода. Оценена ледовая седиментация в условиях изменения климата в высоких широтах.

**Ключевые слова:** геохронология, шельф Баренцева моря, ледовый дрейф, осадконакопление, современный климат

DOI: 10.31857/S2076673425020084, EDN: FOWMDZ

### ВВЕДЕНИЕ

Северная окраина баренцевоморского шельфа и приуроченная к ним зона прогибов Франц-Виктория, которая разделяет поднятия Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа (далее – ЗФИ), представляет собой наименее исследованный участок Баренцева моря. Этот геологический район, как и весь Баренцевоморский мегабассейн, интенсивно изучался геофизическими методами с конца 1960-х годов. Крупномасштабные черты его геологической истории и геологического строения к настоящему времени хорошо известны. Несмотря на освещение общих принципов высокоширотного седиментогенеза в ряде работ (Stein, 2008; Левитан и др., 2012; Новигатский и др., 2018; Крылов и др., 2020), изучению процессов современной седиментации и локальных закономерностей, обусловленных, в том числе климатическими факторами, достаточного внимания не уделялось. Исследованиям препятствуют слабая вовлечённость высокоширотной области ЗФИ в хозяйственную деятельность и труднодоступность района вследствие суровых

климатических условий. Самым серьёзным препятствием для судовых седиментологических наблюдений являются короткий навигационный период (не более 40 дней), дрейфующие льды и айсберги – обломки островных ледников, разгружающихся в море. Летняя граница полей плавучего льда сдвигается к крайнему северному положению до 83° с.ш. лишь в период максимального таяния в сентябре или немного раньше в наиболее тёплые годы (Гидрометеорология..., 1990). Однако современные устойчивые климатические изменения предопределяют значительный рост интереса к изучению и хозяйственному освоению высокоширотных акваторий. Вызванная смягчением климата после окончания малого ледникового периода (далее – МЛП) трансформация процессов осадконакопления на шельфе Арктики нуждается в дополнительном углублённом исследовании. Темпы осадконакопления в условиях климатических перемен в Арктике могут изменяться на порядок и варьировать в широком диапазоне во времени и пространстве (Русаков и др., 2023; Meshcheriakov et al., 2024).

Седиментация в высоких широтах во многом определяется льдом, как морским, так и припайным (Лисицын, 1994; Тарасов и др., 2000). При этом влияние ледового фактора на осадконакопление зависит от климатических циклов продолжительностью 30–50 лет и менее. Изучение современной седиментации представляет особый фундаментальный научный интерес, так как она протекает на фоне изменений климата, ледового режима и дрейфа айсбергов после МЛП и отражает динамику происходящих перемен.

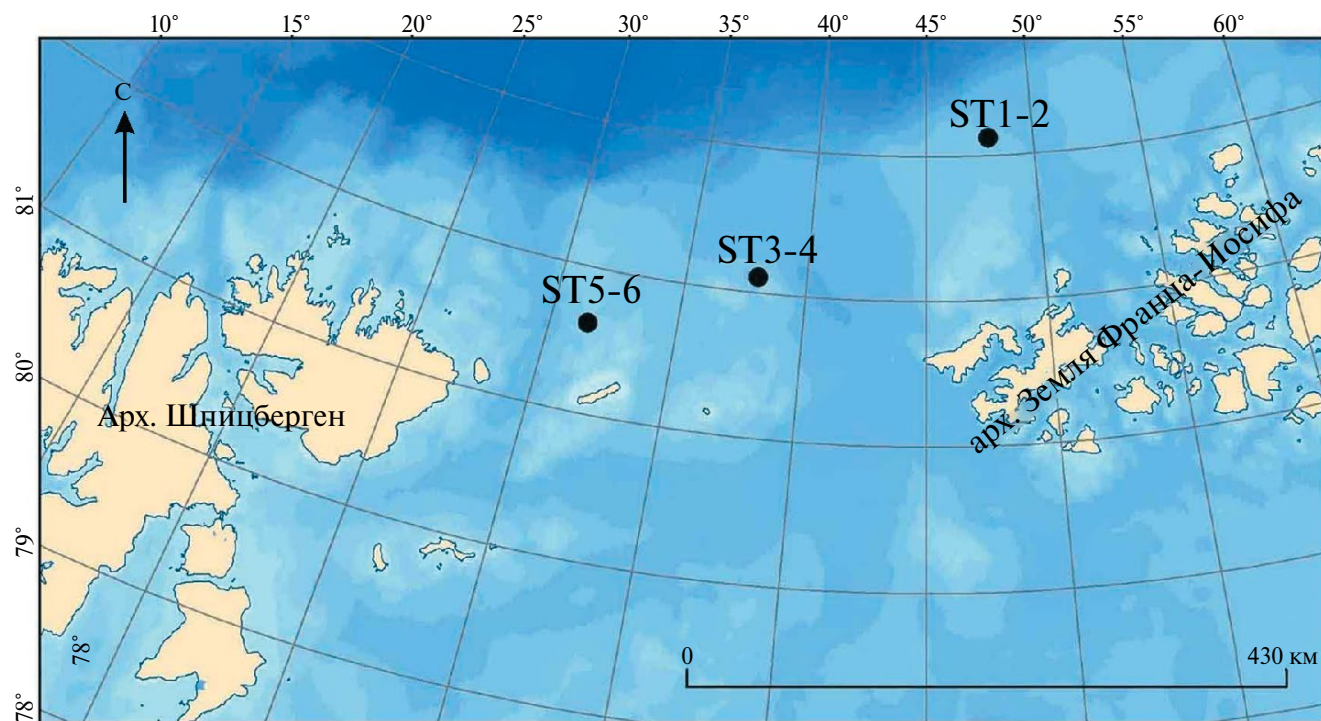
Исследование пространственно-временной структуры донных отложений с помощью изотопного датирования по природному  $^{210}\text{Pb}$  и техногенным  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  позволяет определить хронологию формирования осадочных слоёв в течение последних 100–150 лет (Appleby, 1986; Aliev, 2007; Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012) при возможности экстраполяции на более ранние периоды. Это даёт качественно новые данные, способные актуализировать представления о механизмах осадконакопления в шельфовых бассейнах седиментации после окончания МЛП.

В соответствии с вышеизложенным, в работе была поставлена цель — оценить пространствен-

но-временные особенности проявления возможного отклика осадконакопления на смещение кромки дрейфующих льдов на северной окраине баренцевоморского шельфа после МЛП. Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие задачи: анализ изменчивости положения кромки дрейфующих льдов с 1901 г.; изучение строения и радиоизотопное датирование донных отложений, накопившихся за последние 100–150 лет; определение короткопериодных флуктуаций скоростей осадконакопления в условиях климатических изменений.

### РАЙОН РАБОТ

Экспедиционный сбор материала выполнен по маршруту дрейфа во льдах НИС «Академик Трёшников» по программе «Трансарктика–2019» (Фролов и др., 2019) в марте–мае 2019 г. (рис. 1). В основу работы легли материалы, полученные в результате отбора и анализа трёх колонок донного осадка вдоль трансекты, пересекающей жёлоб Франц-Виктория в юго-западном направлении. Глубины отбора и мощность вскрытых донных отложений составили соответственно: ST5-6 — 120 м и 15 см (к северо-вос-



**Рис. 1.** Станции отбора колонок донных отложений на северной окраине Баренцевоморского шельфа. НИС «Академик Трёшников», март–май 2019 г.

**Fig. 1.** Seabed sediment core sampling at the northern margin of Barents Sea shelf. RV “Academician Treshnikov”, March–May 2019

току от Шпицбергена), ST3-4 — 340 м и 18 см (жёлоб Франц-Виктория), ST1-2 — 180 м и 11 см (к северу от ЗФИ). Расстояние до ближайшей суши: ST5-6 — 50 км до о. Белый и 100 км до Северо-Восточной Земли (арх. Шпицберген), ST3-4 — 130 км до Земли Александры (ЗФИ), 140 км до о. Белый и 240 км до Северо-Восточной Земли (арх. Шпицберген), ST1-2 — 120 км до о. Артура (ЗФИ).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Отбор проб.** Орудием отбора проб был коробчатый пробоотборник (бокс-коррер). Колонку донных отложений вырезали пластиковой трубкой диаметром 10 см из толщи осадка, не нарушая стратиграфии. В дальнейшем отобранные колонки донных отложений замораживали, после чего доставляли в лабораторию океанографии и радиоэкологии ММБИ РАН, где разделяли на горизонты с дискретностью 1 см.

**Анализ положения кромки дрейфующих льдов** проводился для периода 1901–2024 гг. В качестве исходных данных использовались различные архивы NOAA, находящиеся в открытом доступе (NOAA..., 2025):

1. G10007 (1901–1956 гг.) — концентрация и распространение арктического морского льда по картам Датского метеорологического института (далее — ДМИ). Исходными данными служат отсканированные карты наблюдаемой и предполагаемой протяжённости морского льда для каждого летнего месяца, как правило, с апреля по август, но иногда включая март и сентябрь. Бумажные карты были нарисованы от руки картографами ДМИ и основаны на скомпилированных наблюдениях за ледовыми условиями, сообщённых переменной сетью национальных организаций, береговыми наблюдателями, научными экспедициями и судами, которые подробно описаны по месяцам в отчёте, сопровождающем каждый год карт. В случаях, когда наблюдения отсутствовали, главные составители карт могли нарисовать дополнительный ледяной покров, используя свои знания о климатологии и движении льда (Underhill et al., 2014). Однако район Шпицбергена и ЗФИ часто посещался судами, поэтому здесь имеется довольно много наблюдений, чтобы считать этот набор данных достаточно надёжным для задач настоящей работы.

2. G02169 (1967–2002 гг.) — положение кромки льда в Северных морях с марта по август на

основе карт Норвежского метеорологического института (НМИ) (1967–1978 гг.) и спутниковых данных, полученных с помощью пассивного микроволнового метода (1979–2002 гг.). Карты НМИ составлены в основном по спутниковым снимкам, а кромка льда на них определялась по концентрации более 10%. Для микроволнового метода кромка льда приведена по концентрации более 30% (Divine et al., 2009).

3. G02135 (2003–2024 гг.) — ежемесячное положение кромки льда в Арктике на основе спутниковых данных, полученных с помощью пассивного микроволнового метода. Кромка льда приведена по концентрации более 15% (Fetterer et al., 2017).

Все используемые данные представлены в формате шейп-файлов ежемесячных границ распространения морского льда. Для единообразия анализа были выбраны данные по августу каждого года, отражающие наименьшую площадь дрейфующих льдов за каждый рассматриваемый год. Измерения кратчайших расстояний от каждой точки отбора колонок до кромки дрейфующих льдов проводились в программном пакете ArcGIS.

**Гранулометрический анализ** слоёв донного осадка выполнен по методике, разработанной ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998). Расчёт массы пробы выполнен с поправкой на содержание органического вещества, содержание которого определяли косвенно методом прокаливания. Аликвоту каждой пробы прокаливали в муфельной печи при температуре 450 °С до постоянной массы. Для интерпретации типов донных отложений использовали классификацию М.В. Клёновой (Клёнова, 1960), которая является наиболее удобным и точным инструментом для фиксации смены литотипов и условий осадконакопления в бассейне седиментации. Кроме того, данная классификация позволяет сравнить новые данные с ранее полученными материалами для прибрежных и открытых участков моря.

**Радиометрический анализ.** Во всех пробах определено содержание природных ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ) и техногенных ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ) радионуклидов. Измерения их удельной активности в донных отложениях проводили на многоканальном спектрометре рентгеновского и  $\gamma$ -излучения b13237 (Canberra, США) со свинцовой защитой детектора «Экран-2П» фирмы «Аспект» (Россия). Спектрометр оснащён широкополосным детектором из сверхчистого германия планарного типа BE5030 с диапазоном охвата регистрации

энергий  $\gamma$ -квантов от 3 кэВ до 3 МэВ. Цифровая обработка спектров и идентификация радионуклидов выполнена на программном обеспечении Genie-2000 (версия 3.3).

Перед проведением измерений все исследуемые образцы осадков выдерживали 30 дней в герметично закрытых сосудах для обеспечения векового равновесия между  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{222}\text{Rn}$ , а также  $^{214}\text{Pb}$  и  $^{214}\text{Bi}$  (Appleby, 1986). Радионуклиды  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{137}\text{Cs}$  измеряли в этих же сосудах (геометрия «банка», объём 100 мл), время экспозиции от 1 до 3 сут. Удельную активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$  определяли по  $\gamma$ -линии 46.5 кэВ,  $^{137}\text{Cs}$  — по  $\gamma$ -линии 661.7 кэВ. Активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , поступившего с атмосферными выпадениями, рассчитывали как разность между  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$  и «фоновым»  $^{210}\text{Pb}$ , образующегося *in situ* в грунте, который идентифицировали по основным линиям  $^{226}\text{Ra}$ . Количественное определение  $^{226}\text{Ra}$  выполнено по  $\gamma$ -линиям  $^{214}\text{Pb}$  (295.2 и 351.9 кэВ) и  $^{214}\text{Bi}$  (1120 кэВ). Данные измерений были скорректированы на дату сбора кернов, результаты приведены на сухой вес с поправкой на самопоглощение и геометрию образца.

Определение удельной активности  $^{90}\text{Sr}$  в донных отложениях было выполнено радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. Образцы осадка массой ~100 г предварительно подвергали радиохимическому концентрированию оксалатным методом с выделением дочернего радионуклида  $^{90}\text{Y}$ , который находится в равновесии со  $^{90}\text{Sr}$ . Активность  $^{90}\text{Y}$  в счётном образце измеряли методом непосредственной оценки с применением жидкосцинтилляционного  $\beta$ -радиометра «LS 6500» (Beckman Coulter Inc.), для которого предварительно определена эффективность прибора к излучению Черенкова с помощью эталонного раствора радионуклидов  $^{90}\text{Sr} + ^{90}\text{Y}$ . Измерение скорости счёта импульсов для каждого счётного и фонового (1М HCl) образцов проводили не менее шести раз при времени одного измерения 10 мин. Результаты измерений приведены на сухой вес. Подробное описание дано в аттестованной «Методике измерений удельной активности радионуклида стронция-90 в пробах окружающей среды на сцинтилляционной установке LS 6500», № 676/210-(01.00250)-2015 от 25.08.2015 (ФР.1.38.2016.23696).

**Методика расчёта календарного возраста осадочных слоёв донных отложений и скорости осадконакопления.** Расчёт календарного возраста донных отложений в слоях выполнен методом

датировки современных осадков по неравновесному (избыточному) свинцу ( $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ ) (Aliev et al., 2007; Русаков и др., 2019). При расчёте скорости осадконакопления использовали модель постоянного потока (Constant Flux, CF), которая основана на данных об активности  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , поступающей в водоёмы с потоком массы наносов (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012). В соответствии с рекомендациями при построении моделей радиометрического датирования (Abril, 2022) в ходе расчётов учитывалась глубина залегания массы осадка (или «массовая глубина» от «mass depth»,  $m_h$ , г/см<sup>2</sup>), которая представляет собой отношение сухой массы отложений, накопленных на границе раздела осадок–вода, к единице площади. Эта величина, в отличие от «истинной» глубины, остаётся неизменной при естественном уплотнении и укорачивании исследуемой осадочной толщи (в процессе отбора, хранения и экструзии колонок). Результаты вычислений отнесены к середине исследуемого слоя. Слои, лежащие ниже принятой по измерениям границы равновесия (равновесная глубина, г/см<sup>2</sup>) между «фоновым»  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , не учитываются при расчёте возраста отложений. Формула расчёта:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(i)},$$

где  $t(i)$  (год) — возраст верхней части осадочного слоя,  $A(i) = A(0)e^{-\lambda t}$ ,  $A(0)$  (Бк/м<sup>2</sup>) — активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , накопленная на поверхности морского дна;  $\lambda$  — постоянная радиоактивного распада  $^{210}\text{Pb}$  ( $0.03118 \pm 0.00017$  год<sup>-1</sup>).

Скорость седиментации (см/год) и поток массы осаждающегося материала (г/см<sup>2</sup>·год) определяли по стандартной процедуре расчёта (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012), исходя из возраста слоёв в колонках.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Гидрологические условия транспорта терригенного материала.** Район исследования представляет собой трансекту через приустьевую часть жёлоба Франц-Виктория, располагающуюся к северо-востоку от Шпицбергена и к северу от ЗФИ. Средняя глубина жёлоба, который является основной морфологической структурой района, составляет около 300 м. Здесь располагается серия проливов между Шпицбергом и ЗФИ, через который происходит основной водообмен между Баренцевым морем и Арктическим бассейном — до 70% (Воды Баренцева...,

2016). Океанография пролива определяется разнонаправленными течениями. Особенностью системы течений в проливе является поток атлантических вод из Арктического бассейна в Баренцево море. Противоположно направленные течения создают систему вихрей и круговоротов, свойственных зоне смешения, в том числе вихрей бароклинной природы. При недостатке океанографических наблюдений возникает неопределённость с объёмом и даже направлением результирующего переноса вод и, соответственно, дрейфа ледовых полей, включая припайные ледяные массивы. Проливы между Шпицбергом и ЗФИ редко очищаются ото льда полностью, поэтому наблюдения здесь выполняются также редко. Согласно последней уточнённой схеме течений в проливе (Воды Баренцева..., 2016), поток, выходящий из Баренцева моря, проходит вдоль восточного борта жёлоба Франц-Виктория и является ветвью огибающего архипелаг кольцевого течения. Поток холодных вод из Арктического бассейна продвигается вдоль западного борта. На глубинах более 100 м в Баренцево море поступают относительно тёплые трансформированные воды атлантического происхождения. Временами объём поступления этих вод может быть настолько велик, что они смыкаются с водами северной ветви Нордкапского течения в Баренцевом море (Lind, 2012). По данным численного моделирования, результирующий перенос может быть направлен как в одну, так и в другую сторону, что, по-видимому, зависит от интенсивности притока атлантических вод. Объём результирующего потока оценивается в 0.3–0.36 Св. Возникающие интенсивные течения могут размывать верхние слои донного осадка на локальных участках — поднятиях, бровках, искажая хронологическую структуру верхнего (придонного) современного слоя донных осадков.

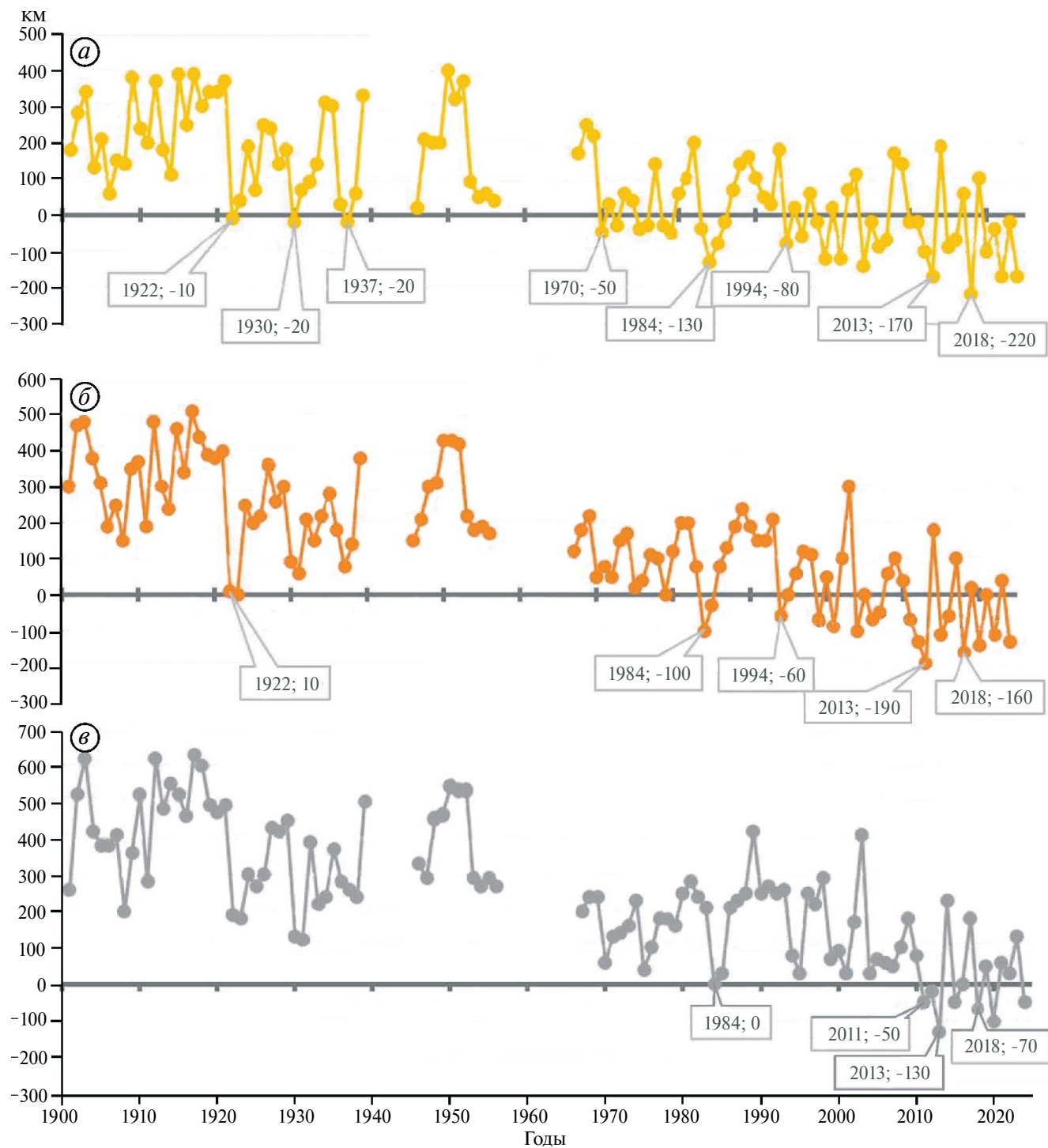
Данные, полученные в зимний период во время дрейфа НИС «Академик Трёшников», уточняют и детализируют имеющиеся из многолетней практики представления о циркуляции вод в жёлобе. В частности, атлантические воды в проливе сохраняют положительную температуру и более низкую солёность, чем зимние шельфовые баренцевоморские воды. Возникающие в этих условиях в системе течений вихри получают вертикальное развитие в глубинные горизонты.

**Ледовые условия и анализ положения кромки дрейфующих льдов.** Другим важным условием седиментации и хронологической смены литотипа

донных отложений является ледовый режим, включающий динамику дрейфующих ледовых полей, припайных льдов и айсбергов. Через район исследования проходит климатическая граница летней кромки дрейфующих льдов. Несмотря на значительную многолетнюю вариацию ледовитости Баренцева моря (до 50%) следует учитывать, что в период минимума сезонной ледовитости в сентябре район редко очищается от ледовых полей полностью (Гидрометеорология..., 1990; Марченко, 2018). В проливе имеет место ледообмен Баренцева моря с Арктическим бассейном. Дрейф и распределение льда определяются направлениями преобладающих ветров и системой течений. Основной вектор дрейфа льдов Арктического бассейна через проливы между Шпицбергом и ЗФИ направлен с севера на юго-запад, по направлению течения Персея. В массу выходящих из Баренцева моря ледяных массивов могут поступать также льды из Карского моря вдоль южной окраины архипелага ЗФИ. Нередко сюда поступают старые многолетние льды.

Анализ архивов NOAA о положении кромки дрейфующих льдов по состоянию на август за более чем вековой период (с 1901 по 2024 г.; рис. 2) показывает, что её смещение происходило в основном в полосе шириной примерно 400 км. При этом сама полоса имела тренд на смещение с юга на север и с запада на восток. В рамках рассматриваемого периода смещение минимальных и максимальных положений кромок оценивается в пределах 200–300 км в северо-восточном направлении, что соответствует общей тенденции отступления летней границы дрейфующих морских льдов к северу в конце XX в. Таким образом, в каждой точке отбора колонок можно выделить два периода: 1) когда в августе наблюдался дрейфующий лёд (иногда за исключением отдельных лет, когда кромка льда располагалась вблизи рассматриваемых точек, которые уже могли располагаться в открытой воде), 2) когда стали чаще повторяться годы, в которые в августе в рассматриваемых точках наблюдалась отрытая вода, а кромка дрейфующих льдов смещалась к северу или к востоку от точек отбора колонок на расстояние до 100–200 км. Смена данных периодов происходила последовательно с запада на восток: ST5-6 — в 1970 г., ST3-4 — в 1984 г., ST1-2 — в 2011 г. (см. рис. 2). Эпизоды, когда кромка дрейфующего льда в августе располагалась вблизи от рассматриваемых точек отбора колонок, отмечались в 1922–23, 1930, 1937 и 1984 гг.





**Рис. 2.** Многолетнее смещение кромки дрейфующего льда в августе относительно точек отбора колонок: ST5-6 (а), ST3-4 (б) и ST1-2 (в) за период 1901–2024 гг. Положительные значения соответствуют кромке льда к югу или западу (точка находится в области распространения дрейфующего льда), а отрицательные – к северу или востоку (точка находится в открытой воде)

**Fig. 2.** The long-term displacement of the drifting ice edge in August relative to the location of sediment cores ST5-6 (a), ST3-4 (b) and ST1-2 (c) for 1901–2024. Positive values correspond to the ice edge to the S or W (the point is in the drift ice area), and negative values correspond to the ice edge to the N or E (the point is in open water)

**Гранулометрический состав донных отложений.** Донные отложения изученных колонок представлены широким спектром размерных фракций (таблица). При этом хорошо выражена дифференциация гранулометрического состава и плотностных характеристик осадков вдоль трансекты через приустьевую часть жёлоба Франц-Виктория.

В осадках к северо-востоку от арх. Шпицберген (ST5-6, 120 м), как правило, преобладают пелит и алевроит. Однако по колонке отмечается существенная примесь разнотернистого песка и гравийно-галечного материала, которая распределена неравномерно по профилю колонки. В верхней части вскрытой осадочной толщи, с горизонта 7 см, определяется наличие ледового материала (зёрен дресвы и щебня), который не был отмечен на залегающих ниже горизонтах. При этом содержание данных включений увеличивается к поверхности в несколько раз. Фрагментарность этих включений в осадочные горизонты позволяет говорить о периодических изменениях условий седиментации и характера ледового переноса.

Ближе к оси жёлоба Франц-Виктория (ST3-4, 340 м) отмечается относительно монотонное накопление алевро-пелитового материала по всей вскрытой осадочной толще с примесью разнотернистого песка. В большинстве слоёв доля этих примесей не превышает 10% от общей массы осадочного материала. В нижних слоях колонки, глубже 7 см, фиксируются одиночные зёрна гравийной фракции, доля которых не превышает 1% в общем гранулометрическом составе горизонтов. Данные включения имеют уплощённую форму и, как правило, весят менее 0.1 г, что позволяет говорить о поступлении частиц за счёт эолового переноса на поверхность морского льда, образовавшегося вблизи побережья.

Донные отложения к северу от ЗФИ (ST1-2, 180 м) представлены плохо сортированным материалом. По всей вскрытой толще доля фракций алевроита и пелита составляет менее 50% от общей массы осадка. Примесь разнотернистого песка в пределах 20–30%. Доля гравийно-галечного материала и дресвы колеблется от 9 до 25%. Устойчивой закономерности распределения гранулометрических фракций по профилю колонки не наблюдается. В целом, гранулометрический состав отражает определённые постоянные условия осадконакопления с устойчивым доминированием одного фактора. Таким фактором представляется разнос плохо отсортированного

осадочного материала припайными льдами островных отмелей и айсбергов ЗФИ.

Как показал гранулометрический анализ, изученные колонки имеют различное строение, не похожее друг на друга. Центральная колонка (ST3-4) представлена однородными хорошо сортированными алевро-пелитовыми отложениями без крупнообломочных включений (0–18 см). Восточная колонка (ST1-2), наоборот, состоит из плохо сортированных алевро-пелитовых отложений с большим количеством крупнообломочного материала (9–25%; 0–11 см). Наконец, западная колонка (ST5-6) имеет двучленное строение: нижняя пачка (7–14 см) представлена отложениями, похожими на колонку ST3-4; верхняя пачка (0–7 см) похожа на отложения колонки ST1-2, однако содержание крупнообломочного материала не так равномерно и варьирует в более широких пределах (3–67%).

**Удельная активность радионуклидов в осадочных слоях колонок и календарный возраст.** Результаты определения природных ( $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ ) и техногенных ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ) радионуклидов представлены в приложении к рис. 3. В колонке ST5-6 удельная активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$  варьирует от 35.8 до 131 Бк/кг. Среднее значение  $^{226}\text{Ra}$  составляет  $35.0 \pm 3.4$  Бк/кг. Границей равновесия между «фоновым»  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  принят слой 9–10 см. В слоях, лежащих ниже, рассчитанные показатели  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  имеют отрицательные значения. Техногенный радионуклид  $^{137}\text{Cs}$  обнаружен по всей вскрытой осадочной толще,  $^{90}\text{Sr}$  — в слоях от 1 до 6 см.

В колонке ST3-4 удельная активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$  составляет от 34.6 до 222 Бк/кг. В поверхностном слое его содержание существенно выше, чем в других колонках. Рассчитанная активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  на этом горизонте также повышена (189.6 Бк/кг), что можно объяснить переносом тонкодисперсного осадочного материала через осевой район жёлоба многолетними льдами из Арктического бассейна. По всей колонке среднее содержание  $^{226}\text{Ra}$  —  $30.0 \pm 3.0$  Бк/кг. Равновесие между «фоновым»  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  установлено на глубине 6–7 см. Радионуклиды  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  обнаружены по профилю керна от 0 до 6 см.

В колонке ST1-2 удельная активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$  варьирует от 15.0 до 117.8 Бк/кг. Среднее значение  $^{226}\text{Ra}$  составляет  $13.6 \pm 1.8$  Бк/кг. Содержание  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  изменяется от 1.8 до 103.4 Бк/кг. Судя по измерениям, граница равновесия между «фоновым»  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  находится на глубине 9–10 см. Техногенные радионуклиды  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  обнаружены в слоях от 0 до 4 см.

**Таблица.** Гранулометрический состав вскрытой толщи донных отложений, %**Table.** Grain-size of the sediment core layers, %

№ колон-ки	Слой осадка, см	ППП	Фракция, мм								Литотип
			Гравий		Песок			Алеврит		Пелит	
			>2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	<0.01	
ST5-6	0–1	7.10	65.2	1.7	1.0	0.9	1.9	4.5	6.9	17.9	Песчанистый ил
	1–2	8.50	20.4	1.0	1.6	1.6	4.0	9.9	21.0	40.3	Ил
	2–3	7.10	25.4	2.2	2.2	1.7	4.5	10.8	14.3	39.0	
	3–4	9.40	28.1	1.0	1.0	1.1	3.3	7.7	17.5	40.2	
	4–5	9.80	5.7	0.4	1.1	0.9	5.8	12.0	20.1	54.0	Глинистый ил
	5–6	9.60	1.9	0.6	1.2	1.0	3.9	10.0	24.3	57.2	
	6–7	7.20	11.0	1.1	0.9	1.3	5.1	11.2	20.9	48.6	Ил
	7–8	6.17	3.2	1.7	0.8	4.5	19.6	18.6	13.4	38.2	
	8–9	5.73	0.1	0.1	0.1	0.8	6.6	10.6	15.9	65.7	Глинистый ил
	9–10	5.58	0.8	2.0	2.7	5.0	11.6	16.8	13.7	47.4	Ил
	10–11	5.42	0.1	1.2	1.5	2.6	3.0	17.8	19.4	54.4	Глинистый ил
	11–12	4.00	0.2	0.3	1.0	3.3	3.2	22.9	19.0	50.1	
	12–13	6.11	0.0	1.5	2.9	8.4	11.3	17.9	16.1	41.9	Ил
	13–14	6.06	0.8	3.9	10.8	12.0	13.5	17.4	13.5	28.2	Песчанистый ил
ST3-4	0–1.5	4.13	0.0	0.0	0.0	1.1	5.2	22.9	27.2	43.6	Ил
	1.5–3	4.09	0.0	0.0	0.0	1.2	7.7	23.4	28.6	39.1	
	3–4	3.54	0.0	0.0	0.0	2.9	3.8	22.3	28.7	42.3	
	4–5	3.76	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	20.6	31.8	44.7	
	5–6	3.17	0.0	0.0	0.0	0.3	2.6	19.1	32.1	45.9	
	6–7	3.65	0.0	0.1	0.3	0.8	0.9	30.2	25.8	41.9	
	7–8	3.64	0.0	0.2	0.3	1.0	6.7	32.2	25.3	34.2	
	8–9	3.67	0.0	0.4	0.7	0.4	5.2	31.3	27.6	34.5	
	10–11	3.92	0.0	0.2	0.5	0.5	3.4	33.1	23.9	38.4	
	11–12	4.74	0.0	0.3	0.5	1.1	10.1	37.1	21.4	29.6	Песчанистый ил
	12–13	5.60	0.7	0.4	0.4	2.2	9.3	33.6	23.4	29.9	
	13–14	5.60	0.0	0.2	0.0	0.0	1.5	36.9	26.6	34.9	Ил
	14–15	5.50	0.0	0.1	0.0	0.1	4.2	28.9	25.1	41.5	
	15–16	6.50	0.0	0.2	0.4	0.5	5.5	33.0	25.2	35.1	
ST1-2	16–18	6.30	0.1	0.1	0.3	1.0	5.5	25.8	25.6	41.6	
	0–1	4.30	7.6	1.5	3.3	28.2	16.6	14.4	7.3	21.0	Песчанистый ил
	1–2	4.60	9.4	1.9	4.0	19.2	18.1	13.7	10.6	23.1	
	2–3	3.50	20.0	1.8	3.4	16.2	17.2	12.2	9.1	20.1	
	3–4	4.70	16.2	1.8	3.8	22.0	13.2	13.1	9.2	20.7	
	4–5	2.00	18.8	5.2	3.8	13.7	18.4	13.7	7.5	18.9	
	5–6	1.65	20.7	4.1	4.1	16.4	18.7	11.3	6.8	17.8	
	6–7	2.02	14.5	4.0	3.9	18.2	17.6	15.9	8.7	17.2	
	7–8	1.49	14.0	4.4	5.1	18.0	23.1	12.3	8.0	15.3	
	8–9	2.14	18.3	3.1	3.3	15.0	23.7	12.6	7.9	16.0	
	10–11	1.35	7.6	2.6	5.0	22.4	26.6	19.8	9.3	6.8	

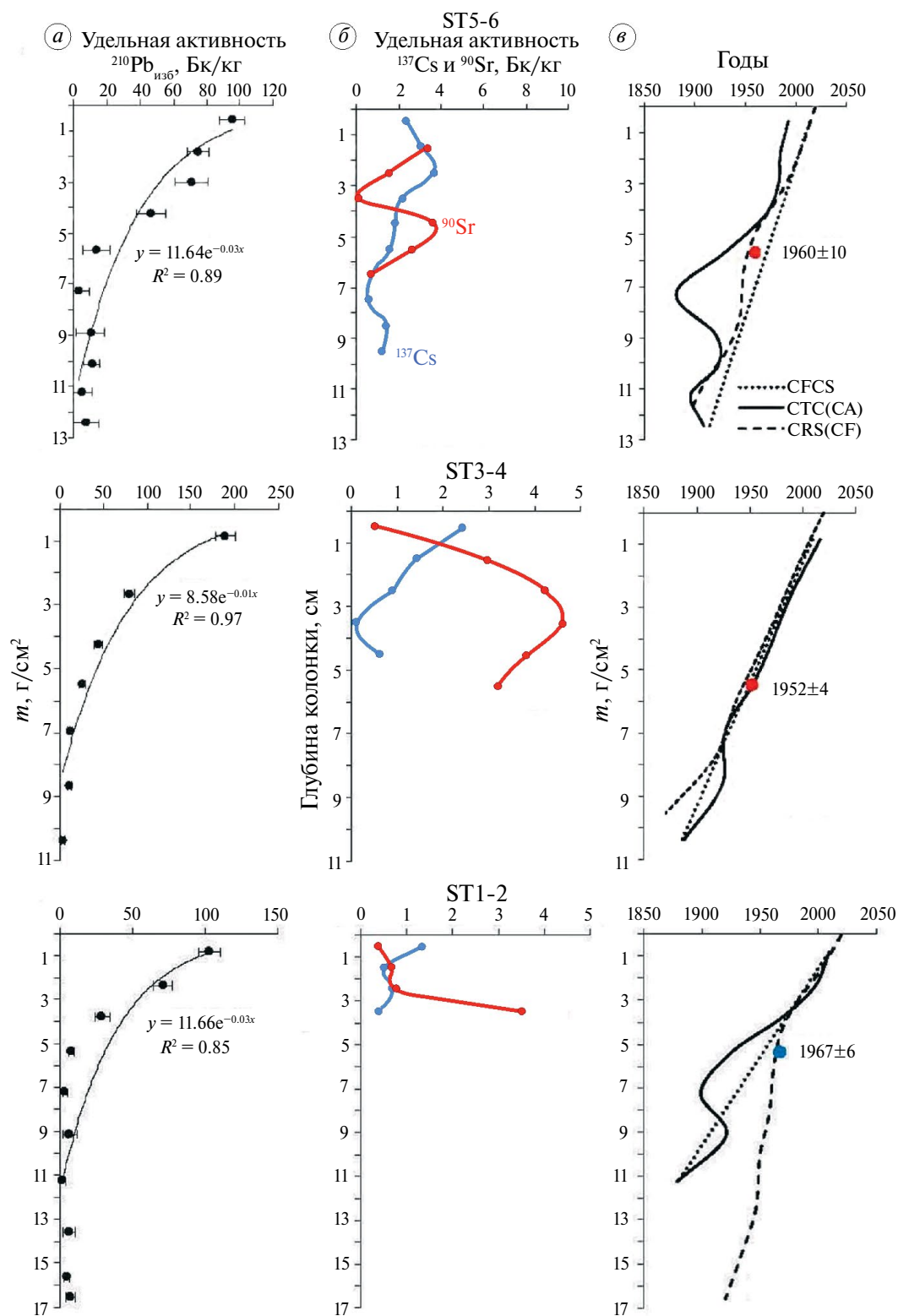
Наблюдаемое устойчивое снижение удельной активности  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  с глубиной по профилю колонок характеризует стабильность процессов осадконакопления и даёт возможность провести датировку слоёв донного осадка (рис. 3, а). По результатам расчёта календарного возраста установлено, что слои равновесия в точках отбора начали формироваться в конце XIX — начале XX веков (см. рис. 3).

Рассчитанный возраст слоёв проверялся с помощью независимых хроностратиграфических маркеров — техногенных радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  ( $T_{1/2} = 30.2$  лет) и  $^{90}\text{Sr}$  ( $T_{1/2} = 28.8$  лет). По повышению удельной активности этих изотопов в профиле колонок возможно подтвердить характерные для Арктики «ключевые» даты, такие как глобальные атмосферные выпадения после испытаний атомного оружия на Новой Земле (1955–1962 гг.) и трансграничный перенос течением сброшенных в Ирландское море отходов западноевропейских радиохимических предприятий «Селлафилд» и «Ла Аг» (максимум сбросов в 1974–1977 гг.) (Сивинцев и др., 2005). Интерпретировать профили  $^{137}\text{Cs}$  в исследуемом районе сложно, так как источников поступления много и поступление зачастую растянуто во времени. Поэтому мы использовали дополнительный маркер —  $^{90}\text{Sr}$ . В настоящей работе впервые было проведено исследование распределения  $^{90}\text{Sr}$  в вертикальных профилях донных отложений выше  $80^\circ$  северной широты. В период с 2000 по 2019 г. ММБИ РАН проводил ежегодный анализ распределения  $^{90}\text{Sr}$  в поверхностных донных отложениях Баренцева моря. Регулярные наблюдения указывают на стабильно низкий уровень загрязнения и относительно разнородное распределение удельной активности  $^{90}\text{Sr}$  в верхнем слое донных отложений от 0.2 до 2.5 Бк/кг. Центральная и северная части моря более всего охвачены наблюдениями последних лет. Эти области характеризуются развитием постоянных и сезонных гидрофронтов, связанных с взаимодействием атлантических и полярных вод, таянием ледяного покрова (Матишов, Ильин, 2022). Радионуклид  $^{90}\text{Sr}$  наряду с рекомендованным геохронологическим маркером  $^{137}\text{Cs}$  успешно использовали для датирования современных осадков в Чёрном море (Мирзоева и др., 2018). В Баренцевом море повышение удельной активности  $^{90}\text{Sr}$  в каждой исследуемой колонке на глубине 3.5–4.5 см ( $5.39\text{--}5.67$  г/см<sup>2</sup>) можно интерпретировать как суммарное накопление от глобальных и региональных источников в период 1955–1962 гг. (см. рис. 3, б–в; приложение

к рис. 3). Несмотря на растянутость во времени контрольной даты, использование  $^{90}\text{Sr}$  в качестве подтверждения датирования исследуемых осадков по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  считаем достаточно надёжным и обоснованным.

В профиле колонки ST5–6 уменьшение  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  от поверхности до нижнего слоя вскрытой осадочной толщи описывалось экспоненциальной кривой с  $r^2 = 0.89$  (см. рис. 3, а). Определение скорости накопления по всем моделям дают сходные результаты ( $0.09\text{--}0.12$  г/см<sup>2</sup> в год), однако при расчёте возраста по программе CIC (CA) нижние слои представлены более «молодыми осадками» (см. рис. 3, в). Этот факт и наличие полного запаса  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  над «равновесным» слоем 9–10 см послужило основанием выбора модели CRS(CF) для датирования колонки. В колонке ST5–6 возраст толщи 0–10 см составляет  $123 \pm 34.7$  лет. Радионуклиды  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  обнаружены в толще осадка, при этом  $^{137}\text{Cs}$  присутствует в слоях ниже 6–7 см (см. рис. 3, б), когда, согласно расчётам по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , ядерные испытания в атмосфере ещё не проводились. В то же время, в указанном слое впервые фиксируется  $^{90}\text{Sr}$ . Заглубление  $^{137}\text{Cs}$  в осадок относительно  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  можно объяснить большей геохимической подвижностью изотопа в морской среде (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012) и одновременным ростом доли песчаной фракции в отложениях с 7 до 25%. Таким образом, распределение  $^{137}\text{Cs}$  в верификации слоёв данной колонки не может быть использовано. Первое обнаружение  $^{90}\text{Sr}$  в осадке соответствует  $1944 \pm 13$  г., что соотносится с началом «ядерной эпохи» (1945 г.) и испытаниями ядерного оружия на Новой Земле (1955–1962 гг.) (Сивинцев и др., 2005; Khalturin et al., 2005) и подтверждает результат расчёта по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ .

Пик удельной активности  $^{90}\text{Sr}$  ( $3.7 \pm 0.2$  Бк/кг) обнаружен на 4–5 см. Датированный по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  возраст этого слоя соответствует  $1960 \pm 10$  году. К этому времени испытания атомного оружия на Новой Земле проводились с максимальной интенсивностью вплоть до конвенционального их прекращения в 1963 г. Соответственно, к 1963 г. накопление  $^{90}\text{Sr}$  в осадках могло достигать максимума. Высокая доля в осадке пелитовых частиц с высокой сорбционной ёмкостью (в среднем  $44.5 \pm 12.2\%$ ) устойчиво удерживает изотоп от вымывания в воду (Матишов, Ильин, 2022). Таким образом, рассчитанная дата соответствует пику содержания  $^{90}\text{Sr}$  и подтверждает с учётом погрешности надёжность расчёта возраста осадочного слоя 4–5 см (см. рис. 3, а; приложение к рис. 3).



**Рис. 3.** Результаты определения удельной активности радионуклидов – природного  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  (а) и техногенных  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  (б), а также возраста осадочных горизонтов (в), рассчитанного с помощью моделей CFCS, CIC (CA) и CRS(CF), даты ( $n \pm \delta$ ) обозначают годы образования слоёв, подтвержденные геохронологическими маркерами

**Fig. 3.** The results of determining the specific activity of radionuclides – natural  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  (a) and man-made  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{90}\text{Sr}$  (b), as well as the age of sedimentary horizons (c), calculated using CFCS, CIC (CA) and CRS(CF) models, dates ( $n \pm \delta$ ) indicate the years of formation of the layers, confirmed by geochronological markers



**Приложение к рис. 3.** Результаты измерений удельной активности радионуклидов ( $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ) и расчёта возраста слоёв донного осадка

**Annex to Fig. 3.** Results of measurements of the specific activity of radionuclides ( $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ) and age of sediment layers

Слой, см	$m_{\text{л}}$ , г/см <sup>2</sup>	$^{210}\text{Pb}_{\text{общ}} \pm \delta^*$ , Бк/кг	$^{226}\text{Ra} \pm \delta$ , Бк/кг	$^{210}\text{Pb}_{\text{изб}} \pm \delta$ , Бк/кг	$^{137}\text{Cs} \pm \delta$ , Бк/кг	$^{90}\text{Sr} \pm \delta$ , Бк/кг	Год образования слоя** $\pm \delta$	Поток частиц, г/см <sup>2</sup> в год	Скорость седиментации, см/год
<b>ST5-6</b>									
(0–1) 0.5	0.57	131.0 $\pm$ 7.3	35.5 $\pm$ 2.1	95.5 $\pm$ 7.6	2.4 $\pm$ 0.6	< МДА****	2019***	0.06	<b>Ср. 0.07</b>
(1–2) 1.5	1.82	106.0 $\pm$ 6.2	31.2 $\pm$ 2.3	74.8 $\pm$ 6.6	3.1 $\pm$ 0.3	3.4 $\pm$ 0.5	2009 $\pm$ 1	0.11	0.05
(2–3) 2.5	3.00	107.3 $\pm$ 9.2	36.6 $\pm$ 3.6	70.7 $\pm$ 9.9	3.7 $\pm$ 0.6	1.6 $\pm$ 0.1	1997 $\pm$ 3	0.09	0.09
(3–4) 3.5	4.23	84.9 $\pm$ 8.1	38.5 $\pm$ 3.3	46.4 $\pm$ 8.7	2.2 $\pm$ 0.4	0.2 $\pm$ 0.1	1983 $\pm$ 5	0.07	0.07
<b>(4–5) 4.5</b>	<b>5.67</b>	<b>55.1<math>\pm</math>7.0</b>	<b>41.5<math>\pm</math>3.9</b>	<b>13.6<math>\pm</math>8.0</b>	<b>1.8<math>\pm</math>0.6</b>	<b>3.7<math>\pm</math>0.2</b>	<b>1960<math>\pm</math>10</b>	0.07	0.06
(5–6) 5.5	7.28	36.0 $\pm$ 5.2	33.0 $\pm$ 3.1	3.0 $\pm$ 6.1	1.6 $\pm$ 0.3	2.7 $\pm$ 0.4	1949 $\pm$ 13	0.17	0.05
<b>(6–7) 6.5</b>	<b>8.89</b>	<b>43.5<math>\pm</math>8.1</b>	<b>33.3<math>\pm</math>2.9</b>	<b>10.2<math>\pm</math>8.6</b>	<b>0.7<math>\pm</math>0.2</b>	<b>0.7<math>\pm</math>0.1</b>	<b>1944<math>\pm</math>13</b>	0.19	0.11
(7–8) 7.5	10.11	43.3 $\pm$ 4.3	32.5 $\pm$ 2.3	10.8 $\pm$ 4.9	0.6 $\pm$ 0.1	< МДА	1931 $\pm$ 16	0.08	0.12
(8–9) 8.5	11.22	35.8 $\pm$ 5.6	31.1 $\pm$ 2.6	4.7 $\pm$ 6.2	1.4 $\pm$ 0.4	< МДА	1912 $\pm$ 26	0.06	0.06
(9–10) 9.5	12.43	44.3 $\pm$ 6.8	37.2 $\pm$ 3.9	7.1 $\pm$ 7.8	1.2 $\pm$ 0.5	< МДА	1896 $\pm$ 35	0.05	0.05
<b>ST3-4</b>									
(0–1) 0.5	0.85	222.0 $\pm$ 11.8	32.4 $\pm$ 1.7	189.6 $\pm$ 11.9	2.4 $\pm$ 0.4	0.5 $\pm$ 0.1	2019	0.09	<b>Ср. 0.04</b>
(1–2) 1.5	2.65	107.0 $\pm$ 5.8	27.4 $\pm$ 1.3	79.6 $\pm$ 6.0	1.4 $\pm$ 0.2	3.0 $\pm$ 0.5	1995 $\pm$ 2	0.07	0.06
<b>(2–3) 2.5</b>	<b>4.24</b>	<b>76.3<math>\pm</math>4.4</b>	<b>32.3<math>\pm</math>1.8</b>	<b>44.0<math>\pm</math>4.8</b>	<b>0.9<math>\pm</math>0.3</b>	<b>4.2<math>\pm</math>0.7</b>	<b>1970<math>\pm</math>3</b>	0.07	0.04
<b>(3–4) 3.5</b>	<b>5.48</b>	<b>56.1<math>\pm</math>3.5</b>	<b>30.2<math>\pm</math>1.8</b>	<b>25.9<math>\pm</math>3.9</b>	<b>0.1<math>\pm</math>0.1</b>	<b>4.6<math>\pm</math>0.8</b>	<b>1952<math>\pm</math>4</b>	0.07	0.04
(4–5) 4.5	6.93	43.8 $\pm$ 2.4	32.2 $\pm$ 1.4	11.6 $\pm$ 2.8	0.6 $\pm$ 0.1	3.8 $\pm$ 0.6	1935 $\pm$ 6	0.07	0.05
(5–6) 5.5	8.65	38.8 $\pm$ 2.4	28.1 $\pm$ 1.6	10.7 $\pm$ 2.9	< МДА	3.2 $\pm$ 0.6	1916 $\pm$ 8	0.07	0.05
(6–7) 6.5	10.36	34.6 $\pm$ 2.1	31.1 $\pm$ 1.4	3.5 $\pm$ 2.5	< МДА	< МДА	1871 $\pm$ 23	0.03	0.04
<b>ST1-2</b>									
(0–1) 0.5	0.82	117.8 $\pm$ 7.5	14.4 $\pm$ 1.6	103.4 $\pm$ 7.7	1.3 $\pm$ 0.3	0.4 $\pm$ 0.1	2019	0.08	<b>Ср. 0.1</b>
(1–2) 1.5	2.37	88.4 $\pm$ 6.2	17.2 $\pm$ 1.8	71.2 $\pm$ 6.5	0.5 $\pm$ 0.1	0.7 $\pm$ 0.1	2001 $\pm$ 2	0.08	0.06
(2–3) 2.5	3.81	43.5 $\pm$ 4.3	14.3 $\pm$ 1.8	29.2 $\pm$ 4.7	0.7 $\pm$ 0.03	0.8 $\pm$ 0.1	1981 $\pm$ 4	0.07	0.05
<b>(3–4) 3.5</b>	<b>5.39</b>	<b>21.7<math>\pm</math>1.7</b>	<b>14.0<math>\pm</math>1.3</b>	<b>7.7<math>\pm</math>2.1</b>	<b>0.4<math>\pm</math>0.1</b>	<b>3.5<math>\pm</math>0.6</b>	<b>1967<math>\pm</math>6</b>	0.13	0.05
(4–5) 4.5	7.23	16.5 $\pm$ 1.5	13.1 $\pm$ 1.0	3.4 $\pm$ 1.8	< МДА	< МДА	1961 $\pm$ 7	0.36	0.08
(5–6) 5.5	9.14	20.7 $\pm$ 4.8	14.0 $\pm$ 1.4	6.7 $\pm$ 5.0	< МДА	< МДА	1958 $\pm$ 8	0.35	0.19
(6–7) 6.5	11.27	15.0 $\pm$ 2.0	13.2 $\pm$ 1.2	1.8 $\pm$ 2.3	< МДА	< МДА	1950 $\pm$ 9	0.33	0.18
(7–8) 7.5	13.61	18.8 $\pm$ 3.9	12.7 $\pm$ 1.6	6.1 $\pm$ 4.2	< МДА	< МДА	1947 $\pm$ 9	0.32	0.15
(8–9) 8.5	15.66	16.9 $\pm$ 1.4	12.3 $\pm$ 1.0	4.6 $\pm$ 1.7	< МДА	< МДА	1933 $\pm$ 10	0.15	0.14
(9–10) 9.5	16.58	17.7 $\pm$ 2.9	10.3 $\pm$ 1.2	7.4 $\pm$ 3.1	< МДА	< МДА	1921 $\pm$ 13	0.09	0.07
									0.04

\* Величина погрешности измерений, Бк/кг; \*\* Календарная дата образования осадочного слоя  $\pm$  неопределённость, лет; \*\*\* Год отбора колонки; \*\*\*\* Ниже минимально детектируемой активности.

В профиле колонки ST3-4  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  монотонно уменьшался с  $r^2 = 0.97$  (см. рис. 3, а), что позволило на основе  $\ln C_i$ , массовой глубины ( $m_h$ , г/см<sup>2</sup>) и глубины (см) с использованием уравнения линейной регрессии рассчитать средние значения годового потока частиц  $0.078 \pm 0.005$  г/м<sup>2</sup> в год. Возраст осадочной толщи 6.5 см (расчёты выполняются для середины слоя), рассчитанный по модели CFCS, которая предполагает неизменность начальной концентрации и постоянный поток  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  в донные отложения, составляет 133 года. По модели CIC (CA)  $r = 0.08 \pm 0.02$  г/м<sup>2</sup>/год, возраст 6.5 см — 131 год. По модели CRS(CF), которая базируется на утверждении, что поток избыточного  $^{210}\text{Pb}$  постоянен, а скорость осадконакопления и начальная концентрация  $^{210}\text{Pb}$  в осадке могут меняться (начальная концентрация обратно связана со скоростью осадконакопления), этот показатель составляет  $0.07 \pm 0.02$  г/м<sup>2</sup>/год, а возраст 6 см (расчёты выполняются для верхнего и нижнего горизонтов слоя) — 149 лет. Мы выбрали датирование по модели CRS(CF), так как это наиболее широко используемая и проверенная модель датирования применяется при анализе осадочной толщи с полным запасом  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ , а в нашем случае в нижних слоях колонки достигнуто равновесие между атмосферным и «фоновым» свинцом, образующимся *in situ* в грунте.

Данная модель позволит выявить малейшие возможные изменения скорости осадконакопления с целью оценки отклика седиментации в исследуемом районе на современные климатические изменения. Сопоставление дат образования слоёв с профилями техногенных радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  показано на рис. 3, б–в. Распределение  $^{137}\text{Cs}$  не образует исторически фиксируемых пиков. Однако для профиля распределения  $^{90}\text{Sr}$  характерно образование двухпикового «горба» в соседних слоях с глубиной 3–4 и 2–3 см (см. рис. 3, б; приложение к рис. 3). Слои датированы соответственно  $1952 \pm 4$  и  $1970 \pm 3$  годами. Указанные даты соответствуют годам начала ядерных испытаний на Новой Земле (1955 г.) и периоду максимального загрязнения арктических вод сбросами западноевропейских радиохимических предприятий (1974–1977 гг.) (Сивинцев и др., 2005). Тем самым, подтверждается правильность датировки осадочных слоёв в литотипе тонкодисперсных алевропелитовых отложений. Радионуклид  $^{90}\text{Sr}$  имеет существенно более консервативное поведение, чем  $^{137}\text{Cs}$ , то есть скорее остаётся в воде, чем переходит в отложения, коэффициент распределения его между

осадками и водой на порядок ниже, чем у цезия. Его распределение радикально отличается от распределения цезия, причём активность стронция в некоторых горизонтах выше на порядок.

В литературе есть лишь информация о высоком содержании  $^{90}\text{Sr}$  в водах Северного Ледовитого океана и предположение, что этот факт связан с влиянием сибирских рек, впадающих в Карское море (Пути миграции..., 1999). В течение 1950–1990 гг. реки Обь и Енисей систематически загрязнялись радиоактивными сбросами предприятий атомной промышленности. В водосборный бассейн Оби поступали сбросы от установок ПО «Маяк» и Сибирского химического комбината. В реку Енисей сбрасывались отходы от Красноярского горно-химического комбината. В конечном итоге они перемещались в Карское море. Наибольшие сбросы по  $^{90}\text{Sr}$  ( $50\text{--}180$  Бк/м<sup>3</sup>) в р. Обь были до 1960 г., в результате деятельности ПО «Маяк» с 1949 по 1956 г. (Хвостова, 2019). Возможен ледовый путь переноса  $^{90}\text{Sr}$  из морей сибирского шельфа в прилегающие части Северного Ледовитого океана. В Карском море граница речного стока простирается на сотни километров в открытое море. Все основные сибирские реки сбрасывают 30–65% годового стока за один месяц летом. Осенью в процессе замерзания морской воды взвешенный терригенный материал, обогащённый  $^{90}\text{Sr}$ , мог захватываться льдами. Из Карского моря одно из основных направлений оттока водных масс и адвекции радионуклидов определено на север к центру Северного Ледовитого океана (Матишов, Матишов, 2001). Однако данное предположение нельзя оценивать как единственный путь поступления радионуклида, так как в Баренцево море в составе Нордкапского течения также привносится взвесь, в составе которой присутствует  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  от сбросов западноевропейских радиохимических предприятий. Таким образом, повышенная активность  $^{90}\text{Sr}$  может быть следствием суммарного потока радионуклида из различных источников, действующих в одно время, что подтверждается определением возраста слоёв в колонке.

Возраст осадочной толщи 0–7 см колонки ST3-4 составляет  $148.6 \pm 22.8$  лет. Нижние границы обнаружения  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  выходят за временные рамки «ядерной» эпохи (см. рис. 3, б; приложение к рис. 3), что, предположительно, объясняется биотурбацией. В осевой части жёлоба Франц-Виктория происходит хронологическое сжатие осадочных слоёв, связанное с замедленным накоплением преимущественно

тонкодисперсных осадков. Доля пелита составляет в среднем 38.5%, а доля алевроитовых частиц — 54.1%. Это создаёт благоприятные условия переноса техногенных радионуклидов в процессе биотурбации в хронологически отдалённые горизонты при незначительной глубине проникновения. Таким образом, использовать нижнюю границу распределения  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  для датировки не корректно.

Уменьшение  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  по профилю колонки ST1-2 описывалось экспоненциальной кривой с  $r^2 = 0.85$  (см. рис. 3, а). Предварительные расчёты годового потока частиц по моделям CFCS и CIC (CA) показали большой разброс значений от 0.08 до 0.42 г/м<sup>2</sup>/год в слоях от поверхности до 11.5 см, в нижних слоях до 16.5 см программа выдавала отрицательный результат. Нами было сделано предположение о неравномерности скорости осадконакопления, поэтому для датирования была выбрана модель CRS(CF) (см. рис. 3, в). Основанием использования этой модели также было достижение «равновесия» на глубине 9–10 см. Возраст осадочной толщи 0–10 см колонки ST1-2 составляет  $99.1 \pm 13.2$  лет. Нижняя граница обнаружения техногенных радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  приходится на глубину 3–4 см. Образование данного осадочного слоя по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  датируется  $1967 \pm 6$  годом (см. рис. 3, в; приложение к рис. 3). В нижележащих слоях отмечена резкая смена литотипа и обогащение осадка гравийно-галечным материалом и дресвой с 8–10 до 20–25%. При данном гранулометрическом составе практически не происходит адсорбции  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  донным осадком, а нижняя граница их распространения не применима для верификации датировок. В вышележащих горизонтах содержание фракции с размером зерен <0.01 мм повышается до 20–23%. В этих условиях нижняя граница распределения  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  соответствует периоду ядерных испытаний на Новой Земле и с учётом погрешности подтверждает достоверность расчёта возраста осадочных слоёв. Учитывая систему течений и переноса льдов к востоку от жёлоба Франц-Виктория, влияние трансокеанического переноса западноевропейских радиоактивных сбросов не отразилось пиками накопления  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в донных осадках (см. рис. 3, б–в; приложение к рис. 3).

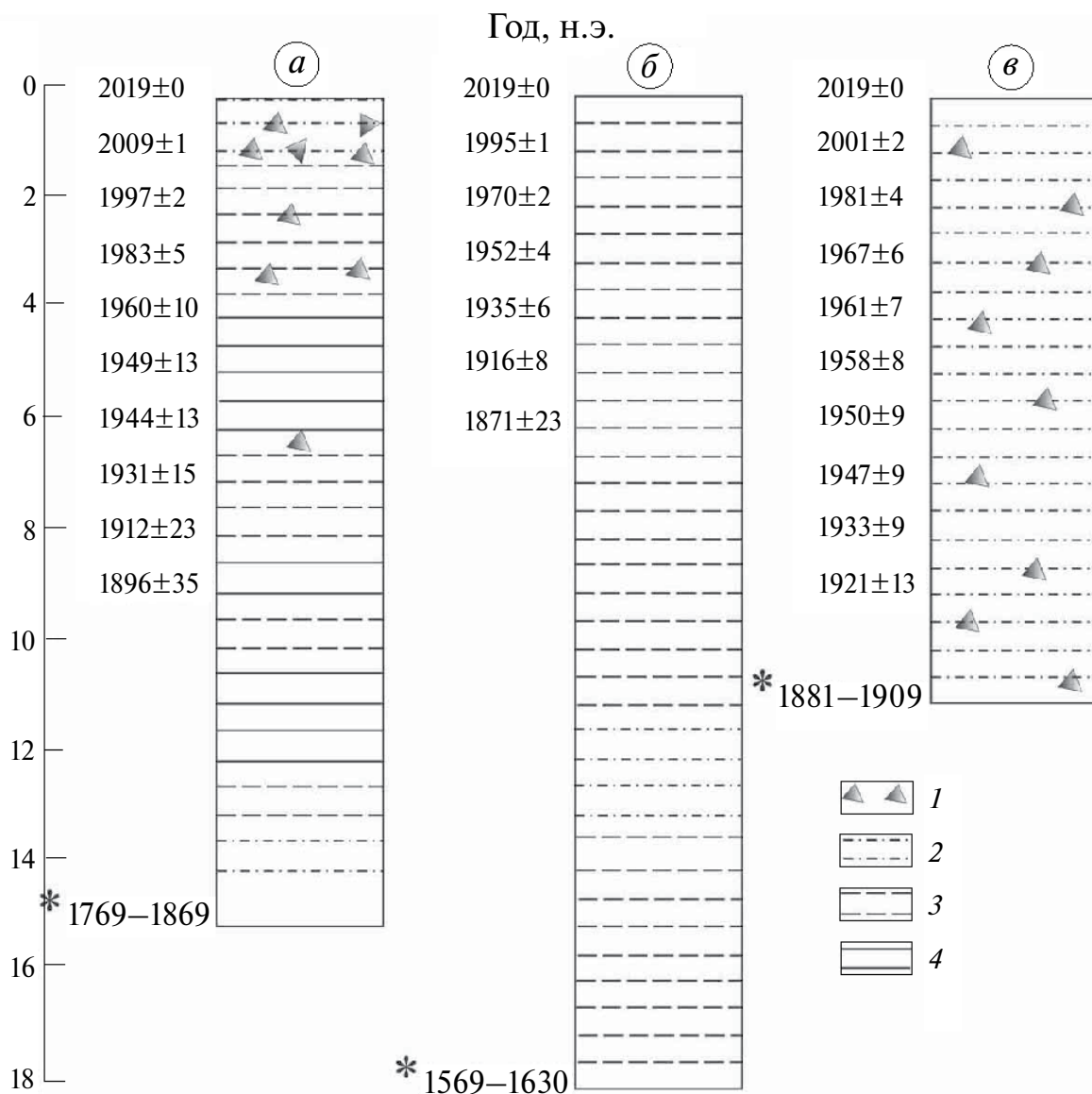
Таким образом, установлена достоверность определения возраста осадочных слоёв разных литотипов по  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  в колонках донных отложений северной окраины Баренцевоморского шельфа. Достоверность хронологии формирования верхних слоёв отложений оправдывает

экстраполяцию хроностратиграфической структуры осадка на всю вскрытую кернами толщу. Уверенная датировка слоёв позволяет рассчитывать темпы седиментации в различных условиях осадконакопления.

**Хронологические особенности осадконакопления и темпов седиментации.** Анализ динамики гранулометрического состава отложений, а также датировка слоёв в колонках позволяет выделить три участка осадконакопления существенно различных по многолетним изменениям литотипов. На фоне климатических перемен указанные различия определяются гидрологическими условиями седиментации и источниками терригенного осадочного материала.

Устойчивым постоянством условий осадконакопления выделяется осевая зона жёлоба Франц-Виктория (колонка ST3-4) (рис. 4). В настоящее время, как и в середине прошлого века (Клёнова, 1960), литотип осадка представлен илом. Судя по мощности недатированной толщи данного литотипа (6–18 см), какие-либо значимые изменения в режиме седиментации отсутствовали по крайней мере последние 300–400 лет. Более того, смещение кромки дрейфующих льдов на северо-восток и развитие открытой воды к концу лета, начиная с 1984 г., никак не отразилось на гранулометрическом составе отложений.

Очевидно, постоянство седиментогенеза связано с недоступностью района для дрейфующих припайных льдов и айсбергов, насыщенных грубообломочным материалом. Основными препятствующими ледовому разному факторами в этом районе являются, вероятно, в первую очередь, особенности циркуляции вод и дрейфа льдов, а также значительное удаление от источников крупнообломочного материала (как минимум на 130 км от ЗФИ и на 240 км от Шпицбергена). Иными словами, через район ST3-4 дрейфует в основном лёд из Арктического бассейна, который содержит только терригенный тонкозернистый материал эолового происхождения, а господствующие здесь морские течения перенаправляют дрейфующие по открытой воде припайные льды и айсберги к югу или к северу от данного района. Можно предположить, что во время МЛП открытая вода отсутствовала, а ситуация с дрейфом из Арктического бассейна была неизменной. Следовательно, климатические изменения существенно не повлияли здесь на механизмы седиментации, по крайней мере, со времен МЛП до настоящего времени. Темпы седиментации в течение последних столетий



**Рис. 4.** Хронология формирования литотипов донных отложений на северной окраине Баренцевоморского шельфа: ST5-6 (а); ST3-4 (б); ST1-2 (в). Условные обозначения: 1 – грубообломочный (ледовый материал), 2 – песчанистый ил, 3 – ил, 4 – глинистый ил.

\*Возраст указан с учётом установленных вариаций максимальных и минимальных значений темпов седиментации с конца XIX – начала XXI веков

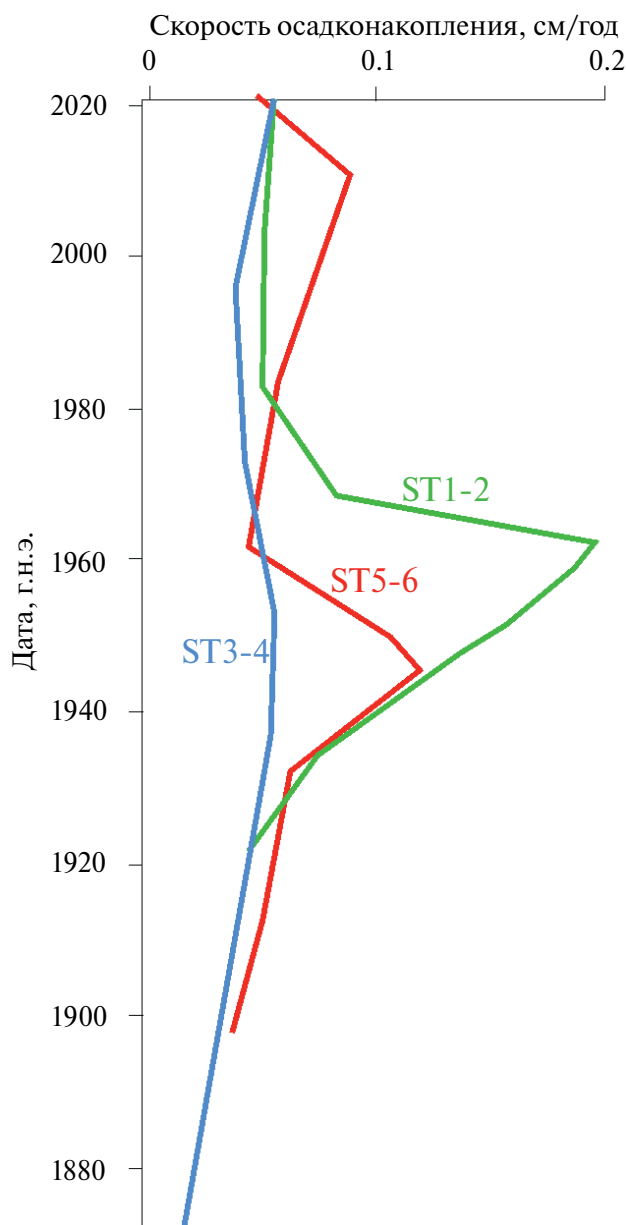
**Fig. 4.** Chronology of the formation of lithotypes of bottom sediments on the northern margin of the Barents Sea shelf: ST5-6 (a); ST3-4 (б); ST1-2 (в). Legend: 1 – Coarse-grained (ice material), 2 – Sandy silt, 3 – Silt, 4 – Clay silt.

\*Age is indicated taking into account the established variations in the maximum and minimum values of sedimentation rates from the end of the 19<sup>th</sup> – beginning of the 21<sup>st</sup> centuries

колебались в пределах 0.02–0.06 см/год, при среднем значении 0.04 см/год (рис. 5).

К северо-востоку от арх. Шпицберген в районе колонки ST5-6, условия седиментации периодически изменялись. Со времени окончания МЛП происходило чередование в донном осадке глинистого ила, ила и песчанистого ила с близ-

кой периодичностью. Чередования обусловлены близостью к источнику сноса осадочного материала – побережью островов арх. Шпицберген (50 км до о. Белый и 100 км до Северо-Восточной Земли), и флуктуациями климата, вызывающими изменения дрейфа припайных льдов и айсбергов. Климатические флуктуации от-



**Рис. 5.** Скорость осадконакопления (см/год) в исследуемых районах

**Fig. 5.** Sedimentation rate (cm/year) in the studied areas

ражены в хроностратиграфической структуре осадка данной области. Важно отметить, что до второй половины XX века здесь практически отсутствуют крупнообломочные включения. В значимом количестве зёрна гравийно-галечной размерности стали появляться после 1930-х годов, что хорошо согласуется с эпизодами образования в данном районе открытой воды к концу лета (1930 и 1937 гг.). Но ещё лучше прослеживается отклик смещения августовской кромки дрейфующих льдов к северо-востоку от точ-

ки отбора колонки ST5-6 и формирования здесь области открытой воды в конце лета, начиная с 1970 г. Именно с глубины 4 см (что соответствует возрасту 1960–1983 гг.) в колонке наблюдается устойчиво высокое содержание крупнообломочных фракций. При этом максимальное включение щебня и дресвы отмечено в 2009–2019 гг., когда августовская кромка дрейфующих льдов достигала максимального смещения от колонки ST5-6 на 170–220 км к северо-востоку в 2013 и 2018 гг. (см. рис. 2, 4; таблица). Увеличение площади чистой воды стимулирует перенос ветрами и течениями в изучаемый район припайных льдов и айсбергов (Тарасов и др., 2000) от побережья островов арх. Шпицбергена, в частности, от островов Белый и Виктория. Экспериментальные работы по изучению траекторий дрейфа сигнальных буёв, установленных на льдинах, подтверждает такую возможность (Марченко, 2018). Темпы седиментации в отдельные периоды варьировали от 0.04 до 0.12 см/год, при среднем значении 0.08 см/год (см. рис. 5). Аналогичная ситуация отмечена и в Карском море, где в настоящее время темпы седиментации местами незначительно замедлились (Русаков, 2019).

В осадках к северу от ЗФИ (колонка ST1-2) наблюдается относительно равномерное распределение гравийного материала по профилю колонки. При этом только начиная с 2011 г. августовская кромка дрейфующих льдов стала отступать к северу от данного района и здесь в конце лета стала появляться открытая вода. До 2011 г. этот район был круглый год покрыт дрейфующими льдами на протяжении всего XX в. и, очевидно, всего МЛП. Однако в мае–июле здесь возможно формирование заприпайной полыньи (Жичкин, 2014), об области распространения и частоте появления которой отсутствуют надёжные сведения. Маловероятно, что она характеризуется устойчивостью на протяжении длительного периода времени, но самое главное, что в период отрыва припайная полынья исчезает. Поэтому основным источником грубообломочного материала могут быть лишь припайные льды и айсберги шельфовой зоны ЗФИ, включённые в общий трансарктический дрейф льда. Господствующее здесь течение обеспечивает перенос льдов от северного побережья архипелага к северной бровке шельфа. После 1960-х годов происходит трёхкратное снижение темпов седиментации с 0.2 см/год до 0.06 см/год, а с начала 2000-х годов наблюдается резкое снижение поступлений гравия (см. рис. 5). При этом изменения в структуре песчаных и алевритопелитовых фракций незначительны. Объяснением



этого, по-видимому, является сокращённое поступление припайных льдов к бровке шельфа в результате их выноса в акваторию Арктического бассейна вслед за отступающей кромкой дрейфующих льдов.

Льды Арктического бассейна переносят тонкозернистый терригенный материал, сконцентрированный в результате воздушных выпадений (Шевченко, 2006; 2011). Сезонное таяние арктических льдов в исследуемом районе не вызывают значимых изменений литотипа современных осадков. Обилие и возраст дрейфующего льда может повлиять лишь на скорость осадконакопления. Значимые изменения литотипа вызывает перенос грубообломочного материала, транспортируемого припайным льдом и айсбергами, приходящими от побережья островов архипелагов Шпицберген и ЗФИ.

Таким образом, после окончания МЛП ледовый разнос становится главным фактором ускорения темпов седиментации на шельфе архипелага ЗФИ. Темп седиментации варьирует с периодичностью около 50 лет. Его среднее многолетнее значение составляет 0.1 см/год, а в периоды обильной разгрузки ледового материала (к примеру, в 1950–1961±7 годах) темпы могут возрастать в 2–3 раза. Смягчение климатических условий в Арктике в рамках глобального потепления вызывает изменение темпов седиментации к северо-востоку от арх. Шпицберген и северо-западу от арх. ЗФИ. При этом на западе северной окраины баренцевоморского шельфа происходит рост количества грубообломочного каменного материала в отложениях, а на востоке — его уменьшение, что связано с различием географического расположения источников каменного материала, динамикой течений и географией разноса полей припайного льда и айсбергов до зон его таяния (разгрузки).

Смещение кромки льдов изменяет пути разноса терригенного материала, т.к. направления дрейфа припайных льдов и айсбергов вместе с другим дрейфующим льдом и на открытой воде различаются. Если во время распространения области дрейфующих льдов поступление крупнообломочного материала отсутствует или ограничено, то появление открытой воды может привести (но не обязательно) к его появлению или более активному поступлению. В обратном случае, если во время распространения области дрейфующих льдов крупнообломочный материал поступает в значительном количестве, то появление открытой воды может способствовать снижению его поступления вплоть до полного исчезновения.

## ВЫВОДЫ

После МЛП темпы седиментации в районе северной окраины баренцевоморского шельфа изменялись во времени и пространстве от 0.04 до 0.19 см/год, при средних значениях 0.04–0.1 см/год. Главный фактор осадконакопления к северу от пролива между Шпицбергом и ЗФИ — ледовый и айсберговый разнос терригенных осадков.

Хроностратиграфические исследования указывают на значительное влияние глобальных климатических изменений на режим осадкообразования на севере баренцевоморского шельфа после окончания МЛП в конце XVIII — начале XIX вв. Периодичность изменений близка к климатическим периодам 50–60 лет. Однако в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается отставание пиков примерно на 20 лет (по нашим наблюдениям за структурой осадочного чехла и интенсивностью осадконакопления).

Вследствие локальных изменений режима седиментации после МЛП выделено три участка, различающихся реакцией седиментогенеза на климатические изменения: 1) *зона высокого отклика* — сюда входит район, расположенный к северо-востоку от арх. Шпицберген, где отклик седиментации выразился в изменении как темпов седиментации, так и в формировании литотипов донных отложений; 2) *зона умеренного отклика* — сюда следует включить северный шельф ЗФИ, где изменения седиментогенеза выразились в резком и временном ускорении темпов седиментации, однако литотипы донных отложений остались неизменными, изменилась лишь их количественная структура; 3) *зона низкого отклика* — к ней относится район жёлоба Франц-Виктории, где отсутствуют значимые изменения в режиме седиментации.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания ММБИ РАН, № госрегистрации 124013000709-9. Анализ многолетней динамики кромки дрейфующего льда выполнен при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

**Благодарности.** Авторы благодарят океанографов экспедиции Трансарктика 2019 (НИС «Академик Трёшников») и лично руководителя отдела океанологии ААНИИ к.ф.-м.н. Кирилла Валерьевича Фильчука за предоставленные материалы гидрологических наблюдений, а также начальника геологического отряда к.г.-м.н., с.н.с. ФГБУ «ВНИИОкеангеология», с.н.с. ФГБУ «ВНИИОкеангеология» А.С. Крылова за помощь в отборе проб.

**Funding.** The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, state registration number 124013000709-9. The analysis of the long-term dynamics of the drift ice edge was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation (project number 21-77-20038, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

**Acknowledgements.** The authors thank the oceanographers of the Transarctic 2019 expedition (RV Akademik Tryoshnikov) and personally the head of the oceanology department of the Arctic and Antarctic Research Institute, PhD Kirill Valerievich Filchuk for the provided hydrological observation materials, as well as the head of the geological squad, PhD in Geology and Mineralogy, senior researcher of the Federal State Budgetary Institution VNIIOkeangeologiya, senior researcher of the Federal State Budgetary Institution VNIIOkeangeologiya A.S. Krylov for assistance in sampling.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.
- Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость / В.К. Ожигин, В.А. Ившин, А.Г. Трофимов, А.Л. Карсаков, М.Ю. Анциферов. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
- Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского научного центра РАН. 2014. Т. 4. № 23. С. 82–89.
- Клёнова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
- Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381–395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>
- Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Литологические и геохимические характеристики недавнего и четвертичного осадконакопления в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- Марченко Н.А. Изучение особенностей дрейфа льда в Баренцевом море // Вести газовой науки. 2018. № 4 (36). С. 166–179.
- Матишов Д.Г., Матишов Г.Г. Радиационная экологическая океанология. Апатиты: Изд-во ММБИ, 2001. 417 с.
- Матишов Г.Г., Ильин Г.В. <sup>90</sup>Стронций в морской воде и донных отложениях Баренцевоморского шельфа (2000–2019 гг.) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 185–191. <https://doi.org/10.31857/S2686739722080114>
- Мирзоева Н.Ю., Гулин С.Б., Сидоров И.Г., Гулина Л.В. Оценка скорости седиментации и осадконакопления в прибрежных и глубоководных акваториях Чёрного моря с использованием природных и антропогенных (Чернобыльских) радионуклидов // Система Чёрного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 659–670. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.659>
- Новицатский А.Н., Кловиткин А.А., Лисицын А.П. Скорости осадконакопления, вертикальные потоки вещества и абсолютные массы осадков в шельфовой области Российской Арктики // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 167–179. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).12](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).12)
- Пути миграции радионуклидов в окружающей среде. Радиоэкология после Чернобыля / Пер. с англ.; под ред. Ф. Уорнера и Р. Харрисона. М.: Мир, 1999. 512 с.
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа <sup>210</sup>Pb и <sup>137</sup>Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564111158-1174>
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа <sup>210</sup>Pb и <sup>137</sup>Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
- Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П., Высоцкий В.Л., Губин А.Т., Данилян В.А., Кобзев В.И., Крышев И.И., Лавковский С.А., Мазокин В.А., Никитин А.И., Петров О.И., Пологих Б.Г., Скорик Ю.И. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2000. 473 с.
- Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Махитас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Сёмин В.Л., Зимица О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Малышев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюрников А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 255–274. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274>

- Хвостова М.С., Воронков Д.А., Пыхтин А.С. Вопросы радиоэкологии Арктического региона России // Российская Арктика. 2019. № 4. С. 58–71. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00006>
- Шевченко В.П. Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Т. II. Казань: Казанский университет, 2011. С. 476–480.
- Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
- Abril J.M. On the use of  $^{210}\text{Pb}$ -based records of sedimentation rates and activity concentrations for tracking past environmental changes // Journ. of Environmental Radioactivity. 2022. 106823. P. 244–245. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106823>
- Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journ. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. No. 2. P. 315–321. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-1117-x>
- Appleby P.G.  $^{210}\text{Pb}$  dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 14 P. 21–27. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00026640>
- Divine D.V., Dick C. March through August Ice Edge Positions in the Nordic Seas, 1750–2002. Version 1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2007 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N59884X1>
- Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Sea Ice Index. (G02135, Version 3). Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2017 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
- Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G., Leith W.S. A Review of Nuclear Testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955–1990 // Science & Global Security: The Technical Basis for Arms Control, Disarmament, and Non-proliferation Initiatives. 2005. V. 13. No. 1–2. P. 1–42. <https://doi.org/10.1080/08929880590961862>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // Deep Sea Research. 2012. No. 62. P. 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A., Tokarev I.V. Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the Period of Climatic Changes // Stratigraphy and Geological Correlation. 2024. V. 32. No. 5. P. 631–645. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- NOAA // Электронный ресурс. URL: <https://noaa-data.apps.nsidc.org/NOAA/> (Дата обращения: 12.01.2025).
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C.  $^{210}\text{Pb}$  sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 82. P. 183–200. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
- Stein R. Arctic Ocean sediments. Processes, proxies and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008. V. 2. 592 p.
- Underhill V., Fetterer F., Petersen C. Arctic Sea Ice Concentration and Extent from Danish Meteorological Institute Sea Ice Charts. 1901–1956. 2014. Version 1.1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N5MP517M>

**Citation: Ilyin G.V., Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Kokin O.V. Northern margin of the Barents Sea shelf after the Little Ice Age: variability of the drift ice edge and sedimentation dynamics. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 295–314. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020084**

## Northern Margin of the Barents Sea Shelf after the Little Ice Age: Variability of the Drift Ice Edge and Sedimentation Dynamics

© 2025 G.V. Ilyin<sup>a</sup>, N.I. Meshcheryakov<sup>a, #</sup>, I. S. Usyagina<sup>a</sup>, O. V. Kokin<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

<sup>b</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Received October 18, 2024; Revised January 13, 2025; Accepted April 18, 2025

This paper presents the results of a study of the bottom sediments of the northern margin of the Barents Sea shelf, carried out within the framework of the Transarctic 2019 expedition. The exposed bottom sediments with a thickness of 11 to 18 cm began to form approximately 300–400 years ago. The sedimentary strata are

composed of pelite and siltstone fractions with local periodic inclusions of coarse-grained particles. After the Little Ice Age (LIA), sedimentation rates in the area of the northern margin of the Barents Sea shelf varied in time and space from 0.04 to 0.19 cm/year, with average values of 0.04–0.1 cm/year. The main factor of sedimentation north of the strait between Spitsbergen and Franz Josef Land is ice and iceberg spread of terrigenous sediments. Chronostratigraphic studies indicate a significant impact of global climate change on the sedimentation regime in the northern Barents Sea shelf after the end of the LIA in the late 18<sup>th</sup> – early 19<sup>th</sup> centuries. The periodicity of changes is close to climatic periods of 50–60 years. However, in the direction from southwest to northeast, there is a lag of peaks of approximately 20 years (according to our observations of the structure of the sedimentary cover and the intensity of sedimentation). Due to local changes in the sedimentation regime after the LIA, three areas have been identified that differ in the response of sedimentogenesis to climate change: 1) the high response area – the northeast of the Spitsbergen archipelago; 2) the moderate response zone – the northern shelf of the Franz Josef Land archipelago; 3) the low response zone – Franz Victoria Trench area.

**Keywords:** geochronology, Barents Sea shelf, drift ice, sedimentation, recent climate

## REFERENCES

- Andreeva I.A., Lapina N.N. *Metodika granulometricheskogo analiza donnyh osadkov Mirovogo okeana i geologicheskaya interpretatsiya rezul'tatov laboratornogo izucheniya veshchestvennogo sostava osadkov*. Methods of granulometric analysis of bottom sediments of the World Ocean and geological interpretation of the results of laboratory study of the material composition of sediments. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 1998: 45 p. [In Russian].
- Zhichkin A.P. Ice conditions in the area of the Franz Josef Land archipelago. *Proceedings of the Kola Scientific Center*. Transactions of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. 2014, 4 (23): 82–89 [In Russian].
- Klenova M.V. *Geology of the Barents Sea*. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1960: 367 p.
- Krylov A.A., Malyshev S.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Gusev E.A., Makarov A.S. Features of the coarse clasts (psephites) distribution in the Upper Quaternary sediments of the northern Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 381–395. <https://doi.org/10.30758/05552648-2020-66-3-381-395> [In Russian].
- Levitan M.A., Syromyatnikov K.V., Kuz'mina T.G. Lithological and geochemical characteristics of recent and Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean. *Geohimiya*. Geochemistry International. 2012, 50 (7): 559–573. <https://doi.org/10.1134/S001670291207004X> [In Russian].
- Lisitsyn A.P. *Ledovaya sedimentatsiya v Mirovom okeane*. Ice sedimentation in the World Ocean. Moscow: Nauka, 1994: 448 p. [In Russian].
- Marchenko N.A. Special study of ice drifting in Barents Sea. *Vesti gazovoy nauki*. Bulletin of Gas Science. 2018, 4 (36): 166–179 [In Russian].
- Matishov D.G., Matishov G.G. *Radiacionnaya ekologicheskaya okeanologiya*. Radioecology in Northern European Seas. Apatites: Publishing house Murmansk Marine Biological Institute, 2001: 417 [In Russian].
- Matishov G.G., Ilyin G.V. Strontium-90 in seawater and bottom sediments of the Barents sea shelf (2000–2019). Reports of the Russian Academy of Sciences. Earth Sciences. 2022, 505 (2): 565–571. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22080116> [In Russian].
- Mirzoeva N.Y., Gulin S.B., Sidorov I.G., Gulina L.V. Estimation of sedimentation and sedimentation rates in the coastal and deep-water areas of the Black Sea using natural and anthropogenic (Chernobyl) radionuclides. Moscow: Scientific world, 2018: 659–670. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.659> [In Russian].
- Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P. Sedimentation rates, vertical flows of matter, and absolute precipitation masses in the Russian Arctic shelf area. *Okeanologicheskie issledovaniya*. Oceanological research. 2018, 46 (2): 167–179. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).12](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).12) [In Russian].
- Puti migratsii radionuklidov v okruzhayushchej srede. *Radioekologiya posle Chernobylya*. Migration routes of radionuclides in the environment. Radioecology after Chernobyl. Moscow: Mir, 1999: 512 [In Russian].
- Rusakov V.Yu., Borisov A.P., Solovyova G.Yu. Sedimentation on the Siberian arctic shelf as an indicator of the arctic hydrological cycle. *Geohimiya*. Geochemistry. 2019, 64 (11): 1158–1174 [In Russian].
- Rusakov V.Yu., Borisov A.P., Solovyova G.Yu. Sedimentation rates (according to isotopic analysis of <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs) in different facies-genetic types of bottom sediments of the Kara Sea. *Geochemistry*. 2019, 64 (1–11): 1158–1174. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564111158-1174> [In Russian].
- Sivintsev Yu.V., Vakulovsky S.M., Vasiliev A.P., Vysotsky V.L., Gubin A.T., Danilyan V.A., Kobzev V.I., Kryshev I.I., Lavkovsky S.A., Mazokin V.A., Nikitin A.I.,

- Petrov O.I., Pologikh B.G., Skorik Yu.I. *Tekhnogennye radionuklidy v moryah, omyvayushchih Rossiyu*. Technogenic Radionuclides in the Seas Surrounding. Russia. Moscow: Izdat, 2005: 624 p. [In Russian].
- Tarasov G.A., Pogodina I.A., Khasankaev V.B., Kukina N.A., Mityaev M.V. *Processy sedimentatsii na glyacial'nyh shel'fah*. Sedimentation processes on glacial continental shelves. Apatity: Publishing house of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2000: 473 p. [In Russian]
- Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V "Akademik Tryoshnikov". *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019: 65 (3): 255–274 [In Russian].
- Khvostova M.S., Voronkov D.A., Pyhtin A.S. Issues of radioecology of the Arctic Region of Russia. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 4: 58–71. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00006> [In Russian].
- Shevchenko V.P. The role of aeolian and ice transport of matter in modern sedimentation in the Arctic. Conceptual problems of lithological studies in Russia. Proceedings of the 6<sup>th</sup> All-Russian lithological conference (Kazan, September 26–30, 2011). V. II. Kazan: Kazan University, 2011: 476–480.
- Shevchenko V.P. Effect of aerosols on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Nauka, 2006: 226 p. [In Russian]
- Vody Barentseva morya: struktura, cirkulyaciya, izmenchivost'. The Barents Sea Waters: structure, circulation, variability. Murmansk: Polar Branch of VNIRO Federal State Budgetary Institution (N.M. Knipovich PINRO), 2016: 260 p. [In Russian].
- Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR. T. 1. Barentsevo more. Vyp. 1. *Gidrometeorologicheskie usloviya*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Vol. 1. The Barents Sea. Issue 1. Hydrometeorological conditions. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 280 p. [In Russian].
- Abril J.M. On the use of <sup>210</sup>Pb-based records of sedimentation rates and activity concentrations for tracking past environmental changes. *Journ. of Environmental Radioactivity*. 2022, 244–245: 106823 <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106823>
- Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region. *Journ. Radioanal. Nucl. Chem*. 2007, 274 (2): 15–321. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-1117-x>
- Appleby P.G. <sup>210</sup>Pb dating by low-background gamma. *Hydrobiologia*. 1986, 143: 21–27. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00026640>
- Divine D.V., Dick C. March through August Ice Edge Positions in the Nordic Seas, 1750–2002. Version 1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2007. <https://doi.org/10.7265/N59884X1> (Last access: October 7, 2024).
- Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnager A.K. Sea Ice Index (G02135, Version 3). Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2017. Retrieved from: URL: <https://doi.org/10.7265/N5K072F8> (Last access: October 10, 2024).
- Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G., Leith W.S. A Review of Nuclear Testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955–1990. Science & Global Security: The Technical Basis for Arms Control, Disarmament, and Nonproliferation Initiatives. 2005, 13 (1–2): 1–42. <https://doi.org/10.1080/08929880590961862>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north. *Deep Sea Research*. 2012, 62: 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A., Tokarev I.V. Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the Period of Climatic Changes. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2024, 32 (5): 631–645. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- NOAA: official site. Retrieved from: URL: <https://noaa-data.apps.nsidc.org/NOAA/> (Last access: January 12, 2025).
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. <sup>210</sup>Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012, 82: 183–200. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
- Stein R. Arctic Ocean sediments. Processes, proxies and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008, 2: 592 p.
- Underhill V., Fetterer F., Petersen C. Arctic Sea Ice Concentration and Extent from Danish Meteorological Institute Sea Ice Charts. 1901–1956. 2014. Version 1.1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/N5MP517M> (Last access: October 7, 2024).



## БУДУЩИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛАХ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 2025 г. Н. В. Вакуленко\*, Д. М. Сонечкин

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: vanava139@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.11.2024 г.

После доработки 16.02.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

В результате применения к ледниковым циклам позднего плейстоцена принципа симметрии и свойства подобия была обнаружена аналогия в динамике климата ледниковых циклов Миланковича. Это сделало возможным в общих чертах изобразить будущий ледниковый цикл, определить его конфигурацию и продолжительность.

**Ключевые слова:** поздний плейстоцен, ледниковые циклы Миланковича, будущий ледниковый цикл, принципы симметрии и подобия, вейвлетный анализ

**DOI:** 10.31857/S2076673425020095, **EDN:** FOKHSX

### ВВЕДЕНИЕ

Теория Миланковича о плиоценовых/плейстоценовых ледниковых циклах (1920 г.) относит закономерное чередование холодных (ледниковых) и тёплых (межледниковых) климатических условий на счёт широтных и сезонных перераспределений приходящей на Землю солнечной радиации. Эти перераспределения управляются квазипериодическими изменениями прецессии, нутации и наклона земной оси. В современном прочтении теории Миланковича основной причиной чередования ледниковых и межледниковых условий является 41-тысячелетний цикл наклона, который объясняет синхронное чередование климатических ледниковых циклов в обоих полушариях. Но эта теория не объясняет причин перехода климатических циклов от 41-тыс. к 100-тыс. в плейстоцене. Второй внешний фактор — общий тренд похолодания. Установлено, что реконструированные значения  $\text{CO}_2$  в период от 15 до 0.3 млн лет неуклонно снижались с 650 до 280 ppm, что отражает снижение глобальной температуры (Witkowski et al., 2024). Реконструкция глобальной температуры за последние 2 млн лет показала постепенное её снижение примерно до 1.2 млн лет, а затем замедление похолодания к началу переходного периода в середине плейстоцена (Snyder, 2016). Многочисленные

палеоклиматические данные подтверждают, что климат плиоцена/плейстоцена как нелинейной динамической системы управляется периодическими внешними силами.

За долгие годы изучения симметрии В.И. Вернадским был выведен принцип симметрии, который заключается во всеобщности для всего окружающего мира, и в перечень объектов, охваченных симметрией, входит фактически всё реальное пространство мира, причём не исключаются случаи нарушения симметрии (диссимметрии) и её отсутствия (асимметрии). Идея симметрии ледниковых циклов впервые была высказана А.С. Мониным при изучении ледниковых кернов позднего плейстоцена с антарктических станций «Восток» и «Купол С» (Вакуленко и др., 2005). Симметрия была обнаружена между формами позднеплейстоценовых ледниковых циклов относительно максимума межледниковья IV ледникового цикла (морская изотопная стадия *MIS11c*) примерно 400 тыс. лет до настоящего времени (далее — н.в.), и высказано предположение, что симметрия форм ледниковых циклов вызвана амплитудными и частотными модуляциями реакции климата на изменения орбитальной инсоляции (Вакуленко и др., 2005). Несовпадение максимумов оледенений отдельных климатических ледниковых циклов позднего

плейстоцена можно объяснить нестабильностью ледниковых щитов, которые сокращаются быстрее, чем растут, что усиливает динамическую асимметрию (Imbrie, Imbrie, 1980). Особенность ледниковых 100-тыс. колебаний позднего плейстоцена заключается в асимметрии между временными рамками оледенения и дегляциации, так как пилообразная форма достигается за счёт быстрой дегляциации и медленной стадии оледенения (Tziperman, Gildor, 2003).

Возникновение 100-тысячелетней цикличности ледниковых циклов позднего плейстоцена объясняется повышенной чувствительностью крупных ледниковых щитов к интенсивности инсоляции, обусловленной прецессией в сочетании с эксцентриситетной модуляцией амплитуды прецессии (Hobart et al., 2023). Отмечено резкое возрастание изменчивости климата примерно за 400 тыс. лет до н.в., которое произошло в диапазоне масштабов прецессии земной оси, и было ещё более усилено колебаниями в масштабах наклона. В этом интервале (0–350 тыс. лет) период главного пика энергетического спектра стал равен 117 тыс. лет, примерно утроенному периоду инсоляционного воздействия (123 тыс. лет) (Вакуленко и др., 2014). Переходный период среднего Брюнеса около 430 тыс. лет до н.в. начался с увеличения амплитуд климатических циклов продолжительностью 100 тыс. лет с более тёплыми межледниковьями и высокими концентрациями  $\text{CO}_2$  в атмосфере (Barth et al., 2018).

При помощи статистической модели на основе летней инсоляции на  $65^\circ$  с.ш. был сделан прогноз пиков инсоляции, которые могли приводить к наступлению межледниковья за весь четвертичный период, и установлено, что за последний миллион лет энергетический порог дегляциации повысился, что привело к удлинению ледниковых периодов (Tzedakis et al., 2017). Высказана гипотеза, что воздействие циклов Миланковича влияет на фазу (например, время окончания) 100-тысячелетних ледниковых циклов и этот механизм известен как нелинейная фазовая синхронизация, которая также может привести к наблюдаемому разделению ледникового периода на кратные периоды наклона или прецессии (Tziperman et al., 2006).

Среднеплейстоценовый переход, заключающийся в смене климатических ледниковых циклов от 41-тыс. к 100-тыс. периодичности, который сопровождался увеличением среднего объёма льда на планете и большим размахом колебаний уровня Мирового океана в ледниковых циклах, произошёл около 1 млн 240 тыс.

лет назад (Большаков, 2013). В начале плейстоцена произошла бифуркация аттрактора климатической системы, в результате чего сменилась длительность ледниковых циклов, причинами этой смены стали общий тренд похолодания в плейстоцене и вынуждающая сила 40-тысячелетних колебаний инсоляции, которая оказалась слишком велика для сохранения устойчивости отклика климатической системы на эту силу (Вакуленко и др., 2011).

Продолжаются попытки учёных определить длительность настоящего межледниковья. Были найдены прошлые аналоги для современного межледниковья — это аналоги *IV* и *VIII* ледниковых циклов позднего плейстоцена, которые происходили при слабом воздействии инсоляции. Межледниковье в пределах *MIS11* (*MIS11c* 426–396 тыс. лет до н.в.) было самым необычным, длительностью около 30 тыс. лет, охватывающим два прецессионных цикла, с высокими показателями уровня моря и концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере (Tzedakis et al., 2022). Высказано предположение, что период 405–340 тыс. лет до н.в. является хорошим аналогом настоящего межледниковья и будущего климата, которые будут сопровождаться малыми амплитудами колебаний инсоляции на протяжении следующих примерно 50 тыс. лет (McManus et al., 2003). С помощью климатической модели выявлено, что и *MIS11c*, и настоящее межледниковье характеризуются небольшим количеством континентального льда (Loutre, Berger, 2003).

Прогноз естественной продолжительности текущего межледниковья при отсутствии антропогенного воздействия зависит от выбора аналога и хронологического выравнивания двух интервалов, причём синхронизация сигнала прецессии предполагает, что голоцен приближается к концу, а синхронизация сигнала наклона предполагает, что его продолжительность увеличивается ещё на 12 тыс. лет (Tzedakis, 2010). Сравнение современного межледниковья с близким аналогом — межледниковьем *MIS19*, и, предполагая, что изменение объёма льда в основном зависит от инсоляции и концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, позволило определить окончание современного межледниковья, которое наступит в течение следующих 1500 лет при значениях  $\text{CO}_2$ , не превышающих  $240 \pm 5$  ppmv (Tzedakis et al., 2012a). Установлено, что на сохранение межледниковых условий в течение одного или двух пиков инсоляции влияет фазировка прецессии и наклона. Тогда межледниковья могут быть классифицированы как короткие (примерно в половину цикла

прецессии) и более продолжительные (примерно 28 тыс. лет) (Tzedakis et al., 2012b).

Прогнозирование будущего ледникового цикла в недавних статьях основывается на моделях прогнозирования. Например, в статье (Talent, Ganopolski, 2021) предлагается упрощенная модель, основанная на прогнозировании объёма ледников, концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и средней глобальной температуры, внешними факторами в которой выступают орбитальное воздействие и антропогенные выбросы  $\text{CO}_2$ . Наиболее вероятный путь возможного будущего сценария, который поддерживается большинством реализаций модели, показывает, что планета останется в длительном межледниковом состоянии в течение следующих 50 тыс. лет, в течение которых не ожидается большого роста льда, а полномасштабное оледенение наступит примерно 90 тыс. лет после нашего времени. Модель показывает, что уже достигнутый уровень совокупных выбросов  $\text{CO}_2$  способен повлиять на эволюцию климата, а увеличение роста антропогенных выбросов в ближайшие 2–3 столетия потенциально может привести к тому, что в течение следующего полумиллиона лет в Северном полушарии не будет льда на суше, что отодвинет естественное наступление следующего ледникового периода на 600 тыс. лет или более (Talent, Ganopolski, 2021).

Используя точную возрастную модель, построенную с помощью метода влажной экстракции воздуха и со средним временным разрешением около 1.1 тыс. лет ледяного керна Dome Fuji в Антарктиде, в сочетании с моделью общей циркуляции атмосфера–океан, управляемой орбитальным воздействием и воздействием парниковых газов, было установлено, что продолжительность между началом потепления и первым холодным пиком после межледниковых периодов для последних трёх межледниковий составляет 20–25 тыс. лет (примерно один прецессионный цикл), а продолжительность антарктической тёплой фазы для *MIS11* составляет ~20 тыс. лет, что короче, чем сообщается для ледяного керна EPICA Dome C, на ~10 тыс. лет (Kawamura et al., 2010).

Известны около десяти теорий изменения климата Земли. Первая и главная из них — это теория антропогенного глобального потепления, которая основывается на парниковом эффекте. По этой теории многочисленные модели, где основными внешними факторами являются орбитальное воздействие и парниковые газы, показывают, что при продолжающихся антропогенных

выбросах  $\text{CO}_2$  в атмосферу следующий ледниковый период может не наступить в течение нескольких сотен тысяч лет. Шестая теория о многотысячелетнем влиянии на климат, связанном с движением планет, была предложена М. Миланковичем. В данной статье конфигурация и длительность будущего ледникового цикла определяется по палеоклиматическим записям хронологии LR04, которая включает в себя сочетание орбитальной инсоляции и сложных обратных связей климатической системы. Предполагая, что климат прошлого является ключом к будущему климату, при исследовании климатических ледниковых циклов за последние 900 тыс. лет были применены методы автокорреляции и сравнения для нахождения аналогии между ледниковыми циклами с помощью принципа симметрии и подобия. Используемые методы имеют ограниченную применимость, но они позволяют представить графически будущий ледниковый цикл, согласно астрономической теории Миланковича.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД

В данной работе используется хорошо известный набор данных LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005), созданный американскими учёными в 2004 г. Временной ряд содержит данные изотопов кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  (косвенной характеристики объёма льда на Земле и температуры океана), полученные в результате бурения 57 скважин в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Это первый временной ряд продолжительностью 5.3 млн лет, имеющий разрешение от 1 тыс. лет до 5 тыс. лет и покрывающий весь период плиоцена/плейстоцена. Хронология LR04 демонстрирует значительную согласованность с инсоляцией в диапазонах масштабов прецессии и наклона земной оси, и была создана на основе модели оледенений (Imbrie, Imbrie, 1980). В данной работе будет рассматриваться период позднего плейстоцена от 900 тыс. лет до н.в. При выполнении вейвлетного преобразования (далее — ВП) исходный временной ряд LR04 был центрирован и нормирован для уменьшения краевых искажений картин ВП из-за конечности временных рядов. За границы ледниковых циклов приняты главные максимумы межледниковий, шкала  $\delta^{18}\text{O}$  перевёрнута, чтобы максимумы соответствовали наиболее тёплому климату.

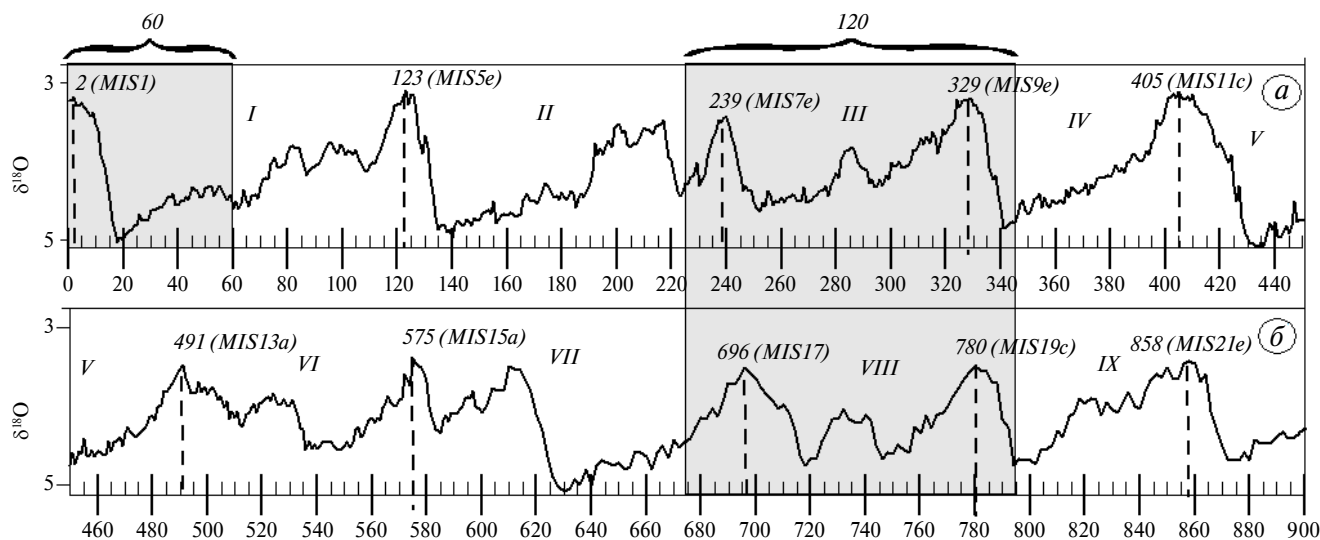
Метод исследования динамики климата ледниковых циклов позднего плейстоцена основывался на прямом и обратном ВП. Было

выполнено ВП с использованием комплексной вейвлетной функции Морле для  $I-0$  и  $V-IV$  пар ледниковых циклов. Для анализа качественных изменений внутри ледниковых циклов построены картины амплитуд ВП. Чтобы выделить отклик климатической системы на квазипериодические вариации прецессии и наклона оси вращения Земли внутри рассматриваемых пар ледниковых циклов, было вычислено обратное ВП палеоклиматических колебаний в диапазоне масштабов от 16 до 64 тыс. лет. Комплексная реконструкция исходных данных не только по вещественной компоненте ВП, но и преобразование Гильберта (Ivashchenko et al., 2013) по мнимой компоненте, позволяет представить графически рассматриваемые палеоклиматические колебания в двумерном пространстве состояний климатической системы. Для наглядного представления динамики климата вышеуказанных пар ледниковых циклов были построены фазовые траектории с использованием трёхмерной графики, где в качестве координатных осей использовались компонента времени, вещественная и мнимая компоненты обратного ВП.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Для хронологии LR04 построена автокорреляционная функция в масштабах от н.в. до 1 млн лет для исследования характера колебаний климата в позднем плейстоцене (см. рис. 4 в статье Ivashchenko et al., 2014). Климатической автокорреляции этого периода присуще свойство самоподобия — были обнаружены два временных интервала по 120 тыс. лет, имеющих подобную конфигурацию, и один интервал в 60 тыс. лет, который будет иметь продолжение в будущем ледниковом цикле — 60 тыс. лет после н.в. На рис. 1 эти интервалы обозначены серыми прямоугольниками: 60—0 тыс. лет до н.в., 345—225 тыс. лет до н.в. и 795—675 тыс. лет до н.в. Нулевое время соответствует 1950 г. нашей эры.

Установлено, что большие климатические изменения в плейстоцене произошли при минимальном внешнем воздействии циклов Миланковича в середине Брюнеса около 450 тыс. лет до н.в. (Berger, Wefer, 2003). Сравнение длительностей позднеплейстоценовых ледниковых циклов хронологии LR04 было сделано для двух временных отрезков по 450 тыс. лет. Для сравнения через главные максимумы межледниковий



**Рис. 1.** Временной ряд LR04 вариаций содержания  $\delta^{18}\text{O}$  в океанических отложениях бентосных фораминифер для последних 900 тыс. лет разделён на 2 части по 450 тыс. лет (а–б). Показаны два подобных интервала длиной 120 тыс. лет и один интервал длиной 60 тыс. лет (серые прямоугольники). Числами (тыс. лет) указаны главные максимумы межледниковий, рядом в скобках обозначены соответствующие морские изотопные стадии (Tzedakis et al., 2017). Вертикальные чёрные пунктирные линии, проведённые через главные максимумы межледниковий, разделяют 9 ледниковых циклов, обозначенных римскими цифрами. Ось Y перевернута

**Fig. 1.** The LR04 time series of variations in the  $\delta^{18}\text{O}$  content in oceanic sediments of benthic foraminifera over the last 900 kyr is divided into two parts of 450 kyr (a–b). Two similar intervals with a length of 120 kyr and one interval with a length of 60 kyr years are shown (gray rectangles); the numbers (kyr) indicate the maxima of interglacial periods; the corresponding marine isotopic stages are indicated in brackets (Tzedakis et al., 2017); the vertical black dotted lines drawn through the main interglacial maxima separate the 9 glacial cycles, indicated by Roman numerals. The Y-axis is inverted

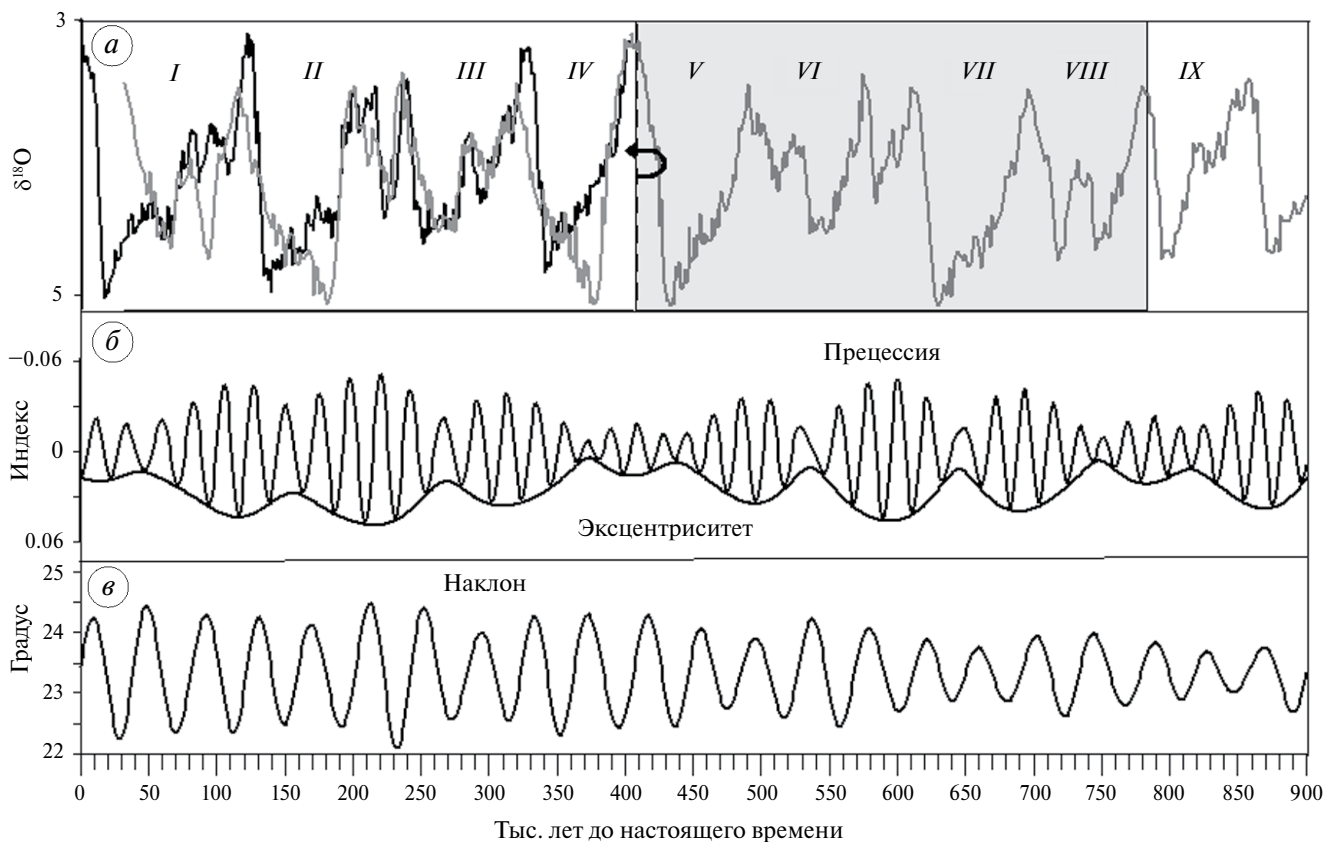
были проведены вертикальные пунктирные линии. На рисунке можно увидеть сходство длительностей климатических ледниковых циклов *II–VII*, *III–VIII*, *IV–IX*. Это правило не относится к длительностям ледниковых циклов *V* и *I*.

Сходство длительностей позднелейстоценовых ледниковых циклов можно объяснить существованием частотной модуляции палеоклиматических колебаний в полосе масштабов эксцентриситета орбитального движения Земли вокруг Солнца (Вакуленко и др., 2007). Это подтверждается моделью частотной модуляции, где несущими частотами были периоды эксцентриситета 95, 100, 125 тыс. лет, а главный пик на периоде 413 тыс. лет и его субгармоника 826 тыс. лет были модулирующими (Rial, 1999).

На рис. 2, *a* изображены девять ледниковых циклов позднего плейстоцена хронологии LR04. Сделан горизонтальный поворот ледниковых

циклов относительно максимума межледниковья *MIS11c* — 405 тыс. лет до н.в. Этот пик не сопровождался вторичными потеплениями ни до, ни после и лишён пилообразной формы, поэтому может рассматриваться как центр симметрии. Сравнение климатических ледниковых циклов относительно пика *MIS11c* выявило симметрию между длительностями и формами этих циклов за последние 900 тыс. лет. На рисунке (см. рис. 2, *a*) видны совпадения максимумов пиков межледниковий и оледенений *VI* и *III*, *VII* и *II*, кроме *VIII* и *I*, которые принадлежат к парам климатических циклов, подобных паре *V–IV*. Несовпадение максимумов оледенений *VII* и *II* ледниковых циклов можно объяснить асимметрией между временем оледенения и временем дегляциации.

Наличие симметрии длительностей, свойственное климатическим ледниковым циклам позднего плейстоцена относительно центра



**Рис. 2.** Сравнение ледниковых циклов до и после отражения относительно момента времени 405 тыс. лет до н.в. Серым прямоугольником отмечен интервал времени для отражения; ось Y перевёрнута. Девять ледниковых циклов с IX по I хронологии LR04 (*a*); изменения орбитальных параметров (Laskar et al., 2004): эксцентриситета и параметра прецессии (*б*), параметра наклона оси вращения Земли (*в*)

**Fig. 2.** Comparison of glacial cycles before and after reflection relative to the time point 405 ka; a gray rectangle marks the time interval for reflection. The Y-axis is inverted. Nine glacial cycles from IX to I (*a*); variations of orbital parameters (Laskar et al., 2004): eccentricity and precession parameter (*б*), obliquity parameter (*в*)



симметрии *MIS11c*, можно отнести на счёт частотной модуляции в полосе масштабов эксцентриситета орбитального движения Земли. На симметрию форм, скорее всего, влияют палеоклиматические отклики на изменения орбитальной инсоляции, вызванные колебаниями прецессии и наклона земной оси (см. рис. 2, б–в) (Вакуленко и др., 2007).

Три пары климатических ледниковых циклов (*I–0*, *V–IV* и *IX–VIII*) позднего плейстоцена (рис. 3) – максимумы общего межледниковья которых приходятся на минимальные амплитуды колебаний прецессии оси вращения Земли, модулированные колебаниями эксцентриситета земной орбиты (см. рис. 2, б) (Laskar et al., 2004). Видно сходство конфигураций между ледниковыми циклами каждой пары. Обнаружение свойства подобия в ледниковых циклах *V–IV* (см. рис. 3, б) и частично в *IX–VIII* (см. рис. 3, в) позволило графически представить будущий ледниковый цикл (см. рис. 3, а), форма которого имеет сходство с указанными выше ледниковыми циклами, несмотря на увеличение продолжительности цикла. Девятый и восьмой (*IX–VIII*) ледниковые циклы частично нарушают подобие из-за того, что они являются переходными от наблюдавшихся ранее примерно 40-тысячелетних к 100-тысячелетним циклам, а также максимум общего межледниковья приходится на 780 тыс. лет, что совпадает с событием Брюнеса–Матуймы – последней инверсией магнитного поля Земли.

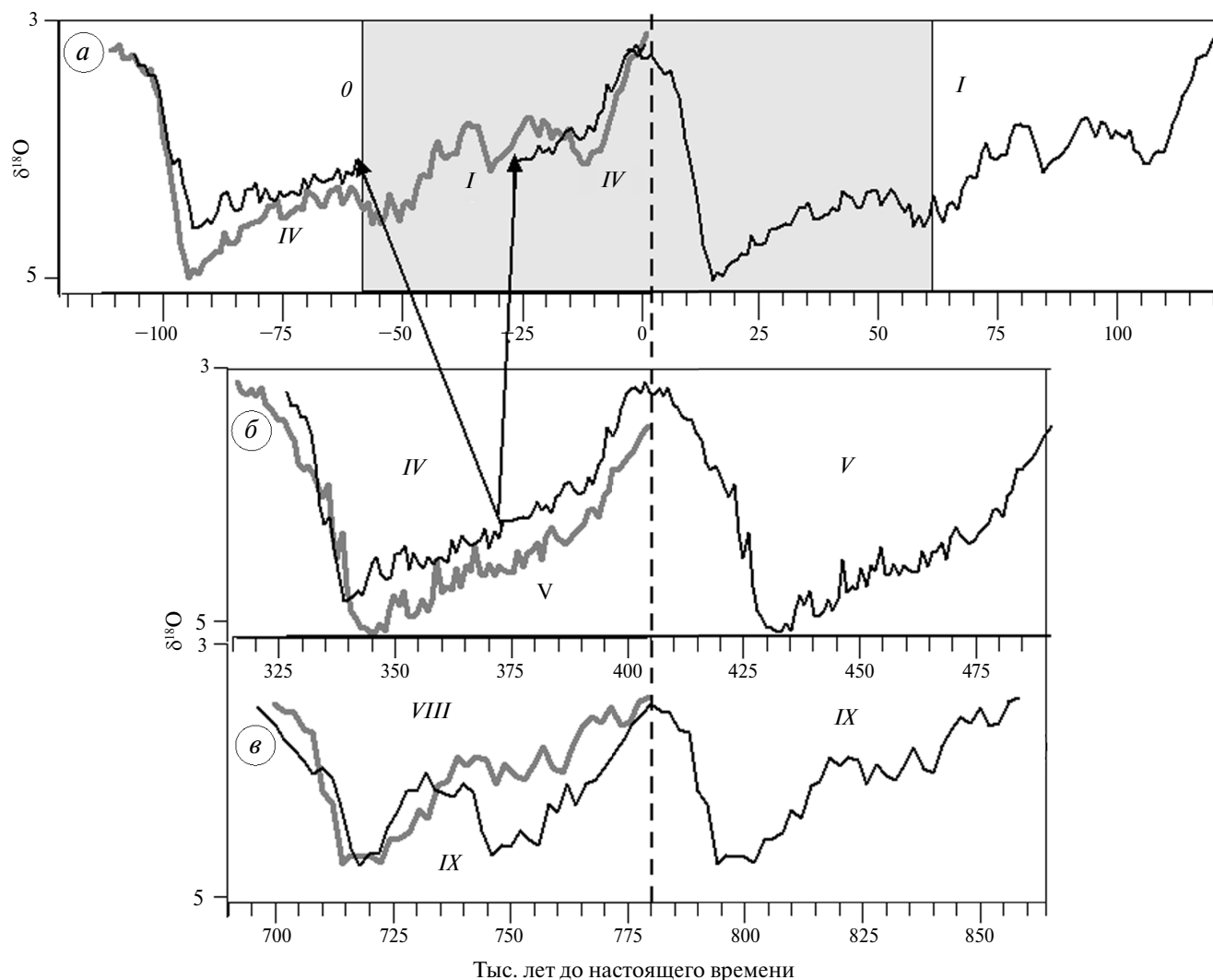
Будущий климатический ледниковый цикл *0* повторяет конфигурацию ледникового цикла *I* и, следовательно, будет иметь такую же продолжительность – примерно 120 тыс. лет. Отмечено, что оба климатических цикла не имеют ярко выраженной пилообразной формы, которая свойственна ледниковым циклам позднего плейстоцена. Конфигурация будущего ледникового цикла в начале и в конце имеет сходство с климатическим циклом *IV*, длительность которого составляет 76 тыс. лет (см. рис. 3, а). Здесь же показан 120-тыс. интервал ( $\pm 60$  тыс. лет), который подтверждается свойством самоподобия автокорреляционной функции хронологии LR04 за 1 млн лет (Ivashchenko et al., 2014).

На рис. 4 изображены пары климатических ледниковых циклов *I–0* и *V–IV*, которые совмещены по максимумам общих межледниковий. На обеих картинах амплитуд ВП (см. рис. 4, б, в) видны области повышенных значений амплитуд, которые соответствуют потеплениям межледниковий в вейвлетном масштабе 41 тыс. лет. Отсутствие таковых на протяжении всей полосы

масштабов прецессии в 23 тыс. лет, не считая краевых областей, объясняется слабыми циклами прецессии земной оси, связанными с минимумом эксцентриситета в эти периоды времени (см. рис. 2, б). При исследовании влияния на климат изменений орбитальных параметров Земли была обнаружена аналогия между временными интервалами 430–350 тыс. лет до н.в. и  $-30 \cdot 0 \cdot 50$  тыс. лет до н.в., которые являются частью *V–IV* и *I–0* ледниковых циклов, рассматриваемых выше. Эти интервалы считаются аналогичными из-за минимального эксцентриситета и сходных фаз колебаний прецессии земной оси (Crucifix et al., 2007).

С помощью обратного ВП построены комплексные реконструкции ряда LR04 по гармоникам циклов прецессии и наклона земной оси в вейвлетных масштабах от 16 до 64 тыс. лет (на картинах амплитуд, отмеченных фигурными скобками) для пар ледниковых циклов *I–0* и *V–IV*. Графики вещественной компоненты реконструкций (см. рис. 4, а, в) повторяют, хотя с уменьшенной амплитудой (примерно на четверть), в сглаженном виде все основные черты вышеуказанных ледниковых циклов. Это можно интерпретировать как климатическую значимость цикла наклона, и в меньшей мере цикла прецессии для рассматриваемых пар ледниковых циклов.

Комплексная реконструкция климатических колебаний хронологии LR04 в диапазоне вейвлетных масштабов 16–64 тыс. лет с применением обратного ВП была выполнена не только по вещественной компоненте, но и по мнимой (см. раздел Методы). Полученные реконструкции используются в качестве фазовых координат. Это позволяет графически, наглядно (рис. 5) представить динамику климата *V–IV* и *I–0* ледниковых циклов в двумерном пространстве состояний климатической системы. За границы циклов приняты максимумы вещественной компоненты обратного ВП, совпадающие с моментами главных максимумов межледниковий. В начале, середине и в конце сравниваемых пар ледниковых циклов можно заметить подобие формы, за исключением двух дополнительных витков колебаний в последнем (*I*) и будущем (*0*) ледниковых циклах из-за увеличения длительности ледниковых циклов после климатического сдвига в середине Брюнеса. Рисунок показывает динамическую аналогию сравниваемых пар ледниковых циклов.



**Рис. 3.** Сравнение трёх пар ледниковых циклов по данным  $\delta^{18}\text{O}$  хронологии LR04. Вертикальная пунктирная линия проведена через максимумы общих межледниковий каждой пары ледниковых циклов. Римскими цифрами указаны номера ледниковых циклов от настоящего времени. Ось Y перевёрнута. Серым прямоугольником отмечен временной интервал  $0 \pm 60$  тыс. лет. Чёрными линиями изображены пары ледниковых циклов  $I-0$ ,  $V-IV$ ,  $IX-VIII$ , в левых половинах серым цветом изображены  $I$ ,  $V$  и  $IX$  ледниковые циклы соответственно (а, б, в). Стрелки указывают на  $IV$  ледниковый цикл (чёрная линия), наложенный на будущий (0) ледниковый цикл (а)

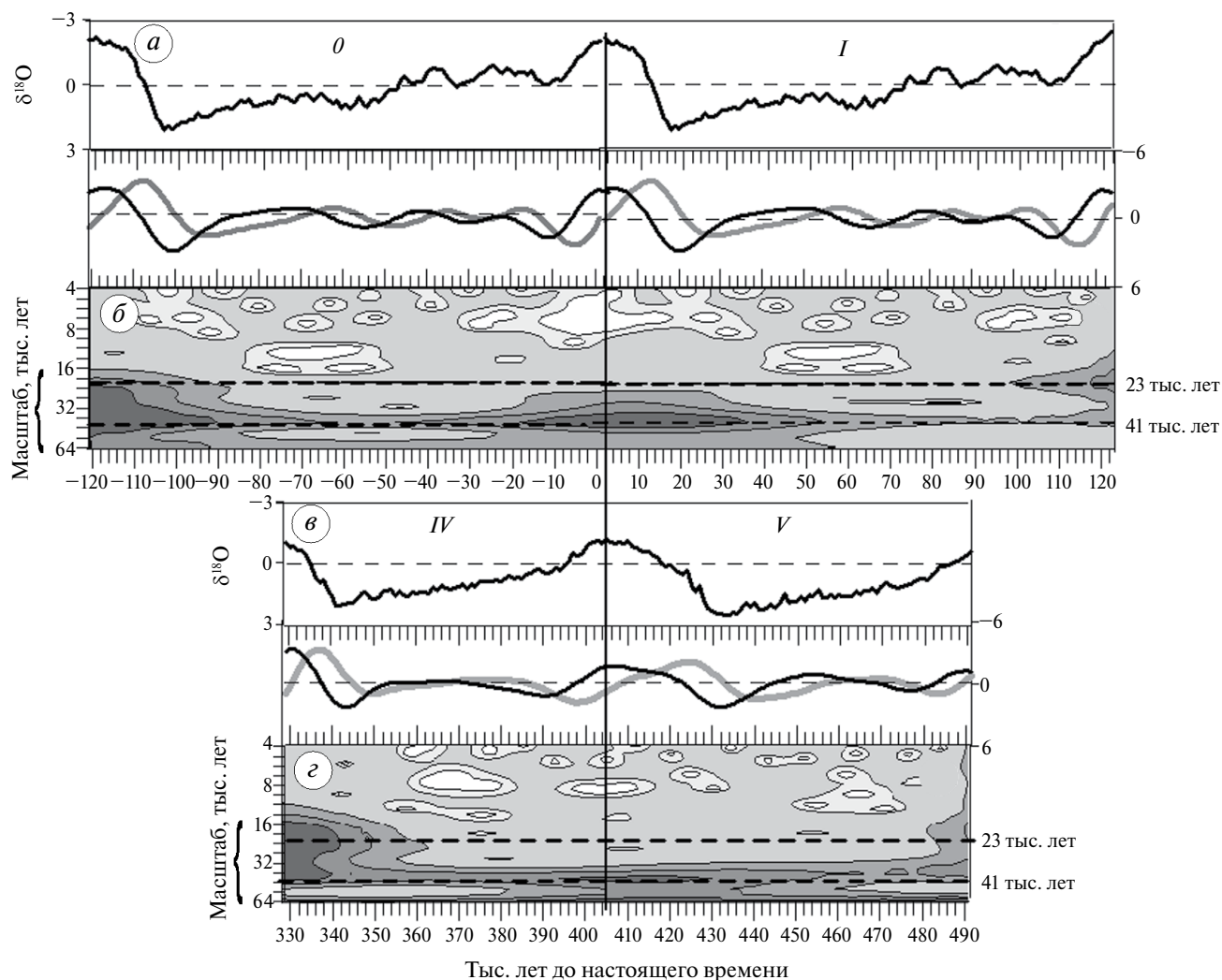
**Fig. 3.** Comparison of three pairs of glacial cycles according to the  $\delta^{18}\text{O}$  data of the LR04 chronology. A vertical dotted line is drawn through the maxima of the common interglacial periods of each pair of glacial cycles. Roman numerals indicate the numbers of glacial cycles from the present time. The Y-axis is inverted. The gray rectangle marks the temporal interval  $0 \pm 60$  kyr. The black lines depict pairs of glacial cycle  $I-0$ ,  $V-IV$ ,  $IX-VIII$ , in the left halves of the graphs, the  $I$ ,  $V$  and  $IX$  glacial cycles are depicted in gray, respectively (a, b, v). The arrows point to the  $IV$  glacial cycle (black line) superimposed on the future (0) glacial cycle (a)

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе конфигураций и длительностей ледниковых циклов позднего плейстоцена выявлены характерные свойства палеоклиматических записей в диапазоне масштабов от 900 тыс. лет до н.в., такие, как симметрия, подобие и гармония, проявляющаяся в закономерности и согласованности всех элементов климатической

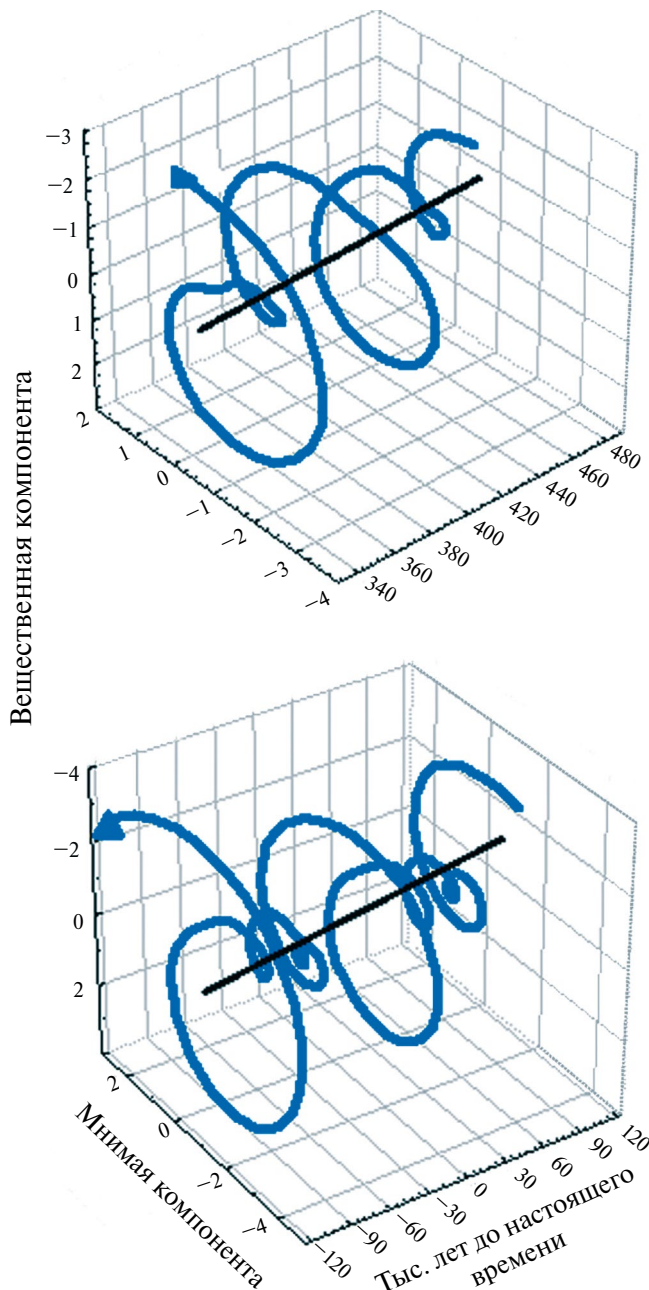
системы. Заключение о том, что мир стал более упорядоченным и предсказуемым около 450 тыс. лет до н.в., когда внутренние колебания в климатической системе стали равными воздействию циклов Миланковича (Berger, Wefer, 2003), хорошо согласуется с вышесказанным.

Проведённый анализ позволил в общих чертах изобразить будущий ледниковый цикл,



**Рис. 4.** Сравнение двух пар ледниковых циклов  $I-0$  и  $V-IV$  хронологии LR04. Вертикальная черная линия проведена через главные максимумы межледниковий  $IV$  и  $0$  ледниковых циклов – 405 тыс. лет до н.в. и 2 тыс. лет до н.в. соответственно; ось  $Y$  перевернута; фигурной скобкой обозначены масштабы реконструкции, горизонтальные пунктирные линии в картинах амплитуд вейвлетного преобразования проведены через вейвлетные масштабы 23 и 41 тыс. лет. Ледниковые циклы  $I-0$  (–119–0–123 тыс. лет до н.в.) и их комплексная реконструкция, полученная с помощью обратного ВП в диапазоне масштабов от 16 до 64 тыс. лет, вещественная компонента реконструкции – черная линия, мнимая компонента – серая ( $a$ ); картина амплитуд ВП с использованием вейвлетной функции Морле; области увеличенных значений амплитуд зачернены ( $б$ ); то же, что ( $a-б$ ), но для  $V-IV$  ледниковых циклов (491–329 тыс. лет до н.в.) ( $в-г$ )

**Fig. 4.** Comparison of two pairs of glacial cycles  $I-0$  and  $V-IV$  of the LR04 chronology. The vertical black line is drawn through the main maxima of the interglacial periods of glacial cycles  $IV$  and  $0$  – 405 ka and 2 ka, respectively; the  $Y$ -axis is inverted; the curly brackets indicate the scales of the reconstruction, the horizontal dotted lines in the wavelet transform amplitude patterns are drawn through the wavelet scales of 23 and 41 kyr. Glacial cycles  $I-0$  (–119–0–123 ka) and their complex reconstruction, obtained using the inverse wavelet transform in the scale range from 16 to 64 kyr, the real component of the reconstruction is a black line, the imaginary component is gray ( $a$ ); the amplitude pattern of the wavelet transform using the Morlet wavelet function; the areas of increased amplitude values are blackened ( $б$ ); the same as ( $a-б$ ), but for  $V-IV$  glacial cycles (491–329 ka) ( $в-г$ )



**Рис. 5.** Фазовые траектории динамики климата для V–IV ледниковых циклов (вверху) и для последнего и будущего (I–0) ледниковых циклов (внизу), полученные по компонентам комплексной реконструкции колебаний содержания  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду LR04 в диапазоне вейвлетных масштабов от 16 до 64 тыс. лет

**Fig. 5.** Phase trajectories of climate dynamics for V–IV glacial cycles (above) and for the last and future (I–0) glacial cycles (below), obtained from components of the complex reconstruction of  $\delta^{18}\text{O}$  content variations in the LR04 series in the range of wavelet scales from 16 to 64 kyr

определить его конфигурацию, которая повторяет форму последнего I климатического ледникового цикла, и длительность — примерно 120 тыс. лет. Максимум оледенения приходится на 95 тыс. лет после н.в. Текущее межледниковье аналогично межледниковью MIS11 (продолжительностью 27 тыс. лет) (Tzedakis et al., 2012b) и будет иметь длительность примерно равную периоду цикла прецессии земной оси — 23 тыс. лет. Эти выводы не учитывают высокие антропогенные выбросы  $\text{CO}_2$  в атмосферу, которые могут надолго отсрочить естественное наступление следующего ледникового периода.

Проявление упорядоченности и согласованности колебаний климата позднего плейстоцена обусловлено астрономическим происхождением климатических колебаний.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке Госзадания № FMWE 2024-0015.

**Acknowledgements.** The work was carried out with the support of State Task No. FMWE 2024-0015.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков В.А. Исследование характеристик “среднеплейстоценового перехода” с помощью сопоставления изотопно-кислородной записи LR04 с орбитально-климатической диаграммой // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 3. С. 338–341.
- Вакуленко Н.В., Иващенко Н.Н., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. О бифуркации умножения периода ледниковых циклов в начале плейстоцена // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 1541–1544.
- Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Особенности календаря ледниковых циклов позднего плейстоцена // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 773–782.
- Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Симметрия ледниковых циклов позднего плейстоцена по данным станций «Восток» и «Купол С» в Антарктике // Доклады Академии наук. 2005. Т. 407. № 1. С. 111–114.
- Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Об увеличении изменчивости глобального климата примерно за 400 тыс. лет до настоящего времени // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 5. С. 600–603.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565214170277>
- Barth A.M., Clark P.U., Bill N.S., He F., Pisias N.G. Climate evolution across the Mid-Brunhes Transition // Climate of the Past. 2018. V. 14. P. 2071–2087.  
<https://doi.org/10.5194/cp-14-2071-2018>

- Berger W.H., Wefer G. On the dynamics of the ice ages: stage-11 paradox, mid-Brunhes climate shift, and 100-ky cycle // *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question*. 2003. V. 137. P. 41–59. <https://doi.org/10.1029/137GM04>
- Crucifix M., Loutre F., Berger A. The Climate Response to the Astronomical Forcing // *Space Science Reviews*. 2007. V. 125 (1–4). P. 213–226. [https://doi.org/10.1007/978-0-387-48341-2\\_17](https://doi.org/10.1007/978-0-387-48341-2_17)
- Hobart B., Lisiecki L.E., Rand D., Lee T., Lawrence C.E. Late Pleistocene 100-kyr glacial cycles paced by precession forcing of summer insolation // *Nature Geoscience*. 2023. V. 16. P. 717–722. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01235-x>
- Imbrie J., Imbrie J.Z. Modelling the climatic response to orbital variations // *Science*. 1980. V. 207. P. 943–953.
- Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V. On bifurcations inducing glacial cycle lengthening during pliocene/pleistocene epoch // *International Journ. of Bifurcation and Chaos*. 2014. V. 24. № 8. 1440018. <https://doi.org/10.1142/S0218127414400185>
- Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V. On the nature of the Pliocene / Pleistocene glacial cycle lengthening // *Global Perspectives on Geography*. 2013. V. 1. P. 9–20.
- Kawamura K., Aoki S., Nakazawa T., Abe-Ouchi A., Saito F. Timing and duration of the last five interglacial periods from an accurate age model of the Dome Fuji Antarctic ice core // *American Geophysical Union, Fall Meeting*. 2010. Abstract ID PP43D-04.
- Laskar J., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astronomy and Astrophysics*. 2004. V. 428. P. 261–285.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // *Paleoceanology*. 2005. V. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Loutre M.F., Berger A. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial // *Global and Planetary Change*. 2003. V. 36. № 3. P. 209–217. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00186-8](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00186-8)
- McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L. Marine isotope stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? In: A.W. Droxler, R.Z. Poore, L.H. Burckle. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11. Question*. 2003. V. 137. P. 69–85.
- Rial J.A. Pacemaking the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity // *Science*. 1999. V. 285. P. 564–568.
- Snyder C. Evolution of global temperature over the past two million years // *Nature*. 2016. V. 38. P. 226–228. <https://doi.org/10.1038/nature19798>
- Talento S., Ganopolski A. Reduced-complexity model for the impact of anthropogenic  $\text{CO}_2$  emissions on future glacial cycles // *Earth System Dynamics*. 2021. V. 12. P. 1275–1293. <https://doi.org/10.5194/esd-12-1275-2021>
- Tzedakis P.C., Channell J.E.T., Hodell D.A., Kleiven H.F., Skinner L.C. Determining the natural length of the current interglacial // *Nature Geoscience. Letters*. 2012a. V. 5. Is. 2. P. 138–141. <https://doi.org/10.1038/NGEO1358>
- Tzedakis P.C., Crucifix M., Mitsui T., Wolff E.W. A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials // *Nature*. 2017. V. 542. Is. 7642. P. 427–432. <https://doi.org/10.1038/nature21364>
- Tzedakis P.C., Hodell D.A., Nehrbass-Ahles C., Mitsui T., Wolff E.W. Marine Isotope Stage 11c: An unusual // *Quaternary Science Reviews*. 2022. V. 284. 107493. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107493>
- Tzedakis P.C. The MIS 11 – MIS 1 analogy, southern European vegetation, atmospheric methane and the “early anthropogenic hypothesis” // *Climate of the Past*. 2010. V. 6. P. 131–144. <https://doi.org/10.5194/cp-6-131-2010>
- Tzedakis P.C., Wolff E.W., Skinner L.C., Brovkin V., Hodell D.A., McManus J.F., Raynaud D. Can we predict the duration of an interglacial? // *Climate of the Past*. 2012b. V. 8. P. 1473–1485. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1473-2012>
- Tziperman E., Gildor H. On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 1. 1001. <https://doi.org/10.1029/2001PA000627>
- Tziperman E., Raymo M.E., Huybers P., Wunsch C. Consequences of pacing the Pleistocene 100-kyr ice ages by nonlinear phase locking to Milankovitch forcing // *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA4206. <https://doi.org/10.1029/2005PA0012415>
- Witkowski C.R., von der Heydt A.S., Valdes P.J., van der Meer M.T.J., Schouten S., Sinninghe Damsté J.S. Continuous sterane and phytane  $\delta^{13}\text{C}$  record reveals a substantial  $\text{pCO}_2$  decline since the mid-Miocene // *Nature Communications*. 2024. V. 15. № 1. 5192. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-47676-9>



Citation: *Vakulenko N.V., Sonechkin D.M. The future glacial cycle and its reflection in the glacial cycles of the Late Pleistocene. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 315–326. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020095*

## The Future Glacial Cycle and Its Reflection in the Glacial Cycles of the Late Pleistocene

© 2025 N. V. Vakulenko<sup>#</sup>, D. M. Sonechkin

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: vanava139@yandex.ru*

Received November 7, 2024; Revised February 16, 2025; Accepted April 18, 2025

As a result of applying the principle of symmetry and the similarity property to the glacial cycles of the Late Pleistocene, an analogy was found in the climate dynamics of the Milankovich glacial cycles. This made it possible to outline the future glacial cycle, determine its configuration and duration.

**Keywords:** Late Pleistocene, Milankovich glacial cycles, future glacial cycle, principles of symmetry and similarity, wavelet analysis

### REFERENCES

- Bolshakov V.A.* Study of parameters of the middle Pleistocene transition by comparison of the isotope-oxygen record LR04 with the orbital-climatic diagram. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2013, 449 (1): 338–341 [In Russian].
- Vakulenko N.V., Sonechkin D.M., Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M.* On periods of multiplying bifurcation of early Pleistocene glacial cycles. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2011, 436 (4): 1541–1544 [In Russian].
- Vakulenko N.V., Kotlyakov V.M., Monin A.S., Sonechkin D.M.* Significant features of the calendar of the late Pleistocene glacial cycles. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2007, 43 (6): 773–782 [In Russian].
- Vakulenko N.V., Kotlyakov V.M., Monin A.S., Sonechkin D.M.* Symmetry of Late Pleistocene glacial cycles in records of the Antarctic Vostok and DOME C stations. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 407 (1): 111–114 [In Russian].
- Vakulenko N.V., Sonechkin D.M., Kotlyakov V.M.* Increase in the global climate variability from about 400 ka BP until present. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2014, 456 (5): 600–603. <https://doi.org/10.7868/S0869565214170277> [In Russian].
- Barth A.M., Clark P.U., Bill N.S., He F., Pisias N.G.* Climate evolution across the Mid-Brunhes Transition. *Climate of the Past*. 2018, 14: 2071–2087. <https://doi.org/10.5194/cp-14-2071-2018>
- Berger W.H., Wefer G.* On the dynamics of the ice ages: stage-11 paradox, mid-Brunhes climate shift, and 100-kyr cycle. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11 Question*. 2003, 137: 41–59. <https://doi.org/10.1029/137GM04>
- Crucifix M., Loutre F., Berger A.* The Climate Response to the Astronomical Forcing. *Space Science Reviews*. 2007, 125 (1–4): 213–226. [https://doi.org/10.1007/978-0-387-48341-2\\_17](https://doi.org/10.1007/978-0-387-48341-2_17)
- Hobart B., Lisiecki L.E., Rand D., Lee T., Lawrence C.E.* Late Pleistocene 100-kyr glacial cycles paced by precession forcing of summer insolation. *Nature Geoscience*. 2023, 16: 717–722. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01235-x>
- Imbrie J., Imbrie J.Z.* Modelling the climatic response to orbital variations. *Science*. 1980, 207: 943–953.
- Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V.* On bifurcations inducing glacial cycle lengthening during pliocene/pleistocene epoch. *International Journ. of Bifurcation and Chaos*. 2014, 24 (8): 1440018. <https://doi.org/10.1142/S0218127414400185>
- Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V.* On the nature of the Pliocene/Pleistocene glacial cycle lengthening. *Global Perspectives on Geography*. 2013, 1: 9–20.
- Kawamura K., Aoki S., Nakazawa T., Abe-Ouchi A., Saito F.* Timing and duration of the last five interglacial periods from an accurate age model of the Dome Fuji Antarctic ice core. *American Geophysical Union, Fall Meeting*. 2010: PP43D-04.

- Laskar J., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B.* A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*. 2004, 428: 261–285.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanology*. 2005, 20: PA1003.  
<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Loutre M.F., Berger A.* Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*. 2003, 36 (3): 209–217.  
[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00186-8](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00186-8)
- McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L.* Marine isotope stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? In: A.W. Droxler, R.Z. Poore, L.H. Burckle. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: the Marine Isotope Stage 11. Question*. 2003, 137: 69–85.
- Rial J.A.* Pacemaking the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity. *Science*. 1999, 285: 564–568.
- Snyder C.* Evolution of global temperature over the past two million years. *Nature*. 2016, 38: 226–228.  
<https://doi.org/10.1038/nature19798>
- Talento S., Ganopolski A.* Reduced-complexity model for the impact of anthropogenic  $\text{CO}_2$  emissions on future glacial cycles. *Earth System Dynamics*. 2021, 12: 1275–1293.  
<https://doi.org/10.5194/esd-12-1275-2021>
- Tzedakis P.C., Channell J.E.T., Hodell D.A., Kleiven H.F., Skinner L.C.* Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geoscience. Letters*. 2012a, 5 (2): 138–141.  
<https://doi.org/10.1038/NGEO1358>
- Tzedakis P.C., Crucifix M., Mitsui T., Wolff E.W.* A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials. *Nature*. 2017, 542 (7642): 427–432.  
<https://doi.org/10.1038/nature21364>
- Tzedakis P.C., Hodell D.A., Nehrbass-Ahles C., Mitsui T., Wolff E.W.* Marine Isotope Stage 11c: An unusual. *Quaternary Science Reviews*. 2022, 284: 107493.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107493>
- Tzedakis P.C.* The MIS 11 – MIS 1 analogy, southern European vegetation, atmospheric methane and the “early anthropogenic hypothesis”. *Climate of the Past*. 2010, 6: 131–144.  
<https://doi.org/10.5194/cp-6-131-2010>
- Tzedakis P.C., Wolff E.W., Skinner L.C., Brovkin V., Hodell D.A., McManus J.F., Raynaud D.* Can we predict the duration of an interglacial? *Climate of the Past*. 2012b, 8: 1473–1485.  
<https://doi.org/10.5194/cp-8-1473-2012>
- Tziperman E., Gildor H.* On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times. *Paleoceanography*. 2003, 18 (1): 1001.  
<https://doi.org/10.1029/2001PA000627>
- Tziperman E., Raymo M.E., Huybers P., Wunsch C.* Consequences of pacing the Pleistocene 100-kyr ice ages by nonlinear phase locking to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*. 2006, 21: PA4206.  
<https://doi.org/10.1029/2005PA001241>
- Witkowski C.R., von der Heydt A.S., Valdes P.J., van der Meer M.T.J., Schouten S., Sinninghe Damsté J.S.* Continuous sterane and phytane  $\delta^{13}\text{C}$  record reveals a substantial  $\text{pCO}_2$  decline since the mid-Miocene. *Nature Communications*. 2024, 15 (1): 5192.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-024-47676-9>

## ОЗЕРО СПАРТАКОВСКОЕ – ИСЧЕЗАЮЩИЙ ПРИЛЕДНИКОВЫЙ ВОДОЁМ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА НА АРХИПЕЛАГЕ СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

© 2025 г. Д. Ю. Большианов<sup>1,\*</sup>, А. С. Парамзин<sup>1</sup>, И. С. Ёжиков<sup>1</sup>, И. Д. Коблашов<sup>1</sup>,  
А. О. Аксенов<sup>1</sup>, В. А. Меркулов<sup>1</sup>, С. В. Хотченков<sup>1</sup>, В. Т. Соколов<sup>1</sup>,  
А. А. Ньюбом<sup>1</sup>, Н. Л. Секисов<sup>1</sup>, Д. В. Бердинских<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: bolshiyanov@aari.ru

Поступила в редакцию 25.06.2024 г.

После доработки 26.12.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Приледниковое озеро Спартаковское на о. Большевик архипелага Северная Земля периодически (раз в 5–10 лет) сбрасывает воду по внутриледниковым каналам через плотину перегораживающего фиорд выводного ледника. Вследствие отступления ледника и окончания малого ледникового периода эпизоды быстрого опорожнения озёрной ванны будут происходить чаще. Слежение за жизнью озера важно для гляциологических и климатических исследований.

**Ключевые слова:** приледниковое озеро, спуски озёрных вод, донные отложения, деградация ледников малого ледникового периода, Северная Земля

**DOI:** 10.31857/S2076673425020102, **EDN:** FOHIYR

### ВВЕДЕНИЕ

Приледниковые озёра архипелага Северная Земля разнообразны по своему положению относительно ледников. Все они определены строением рельефа и заполняют его понижения. В одних случаях озёра располагаются на некотором удалении от ледников. Таково наиболее изученное озеро Изменчивое в юго-западной части о. Октябрьской Революции. Оно располагается в древней карстовой депрессии на высоте 6 м над ур. моря в 4 км к югу от ледника Вавилова, который и является основным питающим озеро источником воды. Его донные отложения служат хорошим показателем колебаний климата последних тысячелетий, и в него около 2000 лет назад проникали воды морской трансгрессии (Большианов, 1985, 2006; Палеоклимат..., 2019). Несколько озёр архипелага подпружены ледниковыми краями. Таковы озёра Географов и Угловое, подпёртые лопастью выводного ледника, выдающегося в бухту на юго-западе ледника Академии Наук (о. Комсомолец). Такие же озёра,

запруженные выводными ледниками, располагаются в центре о. Октябрьской Революции. Это озёра Острое и Фиордовое, отгороженные от фиорда Марата выводными ледниками, стекающими к югу с ледникового купола Карпинского. Озеро Фиордовое имеет площадь 39.5 км<sup>2</sup>, измеренные глубины до 97 м (Большианов, Макеев, 1995). Геоморфологическое картирование, проведённое в конце XX столетия (Большианов, Макеев, 1995), выявило перехваты рек в результате подпруживания приледниковых водоёмов и изменения направления их стока. Так, озеро Фиордовое, образовавшееся перед ледниковой преградой в эрозионных долинах и фиорде Марата, дало начало стоку воды в р. Озёрную. Судя по разработанности долин, сток неоднократно изменял направление — то в сторону пролива Шокальского, то на юг о. Октябрьской Революции. Основной причиной изменений направления стока рек были и сейчас остаются этапы запруживания долин и фиордов выводными ледниками. Последнее событие появления многочисленных приледниковых озёр на Северной

Земле связано с разрастанием ледников малого ледникового периода (далее — МЛП), имевшего место на архипелаге в течение примерно 400 лет. МЛП начался в XVI в., самое холодное время было около 1600 г., а закончился он лишь в XIX столетии (Большиянов, Макеев, 1995). Тогда изменение среднеиюльской температуры воздуха от современной средней температуры июля 1.5 °С лишь на полградуса в сторону похолодания (Палеоклимат..., 2019) вызвало значительные перестроения в ледниковом покрове архипелага и до сих пор влияет на приледниковые ландшафты. Кроме разрастания ледниковых куполов и пассивных ледников (Большиянов, 2006) выводные ледники МЛП перегородили часть фиордов, которые стали пресноводными приледниковыми озёрами. Они существовали на всех островах архипелага. К настоящему времени, а точнее в начале XX века, исчезли приледниковые озёра в бухтах Красной и Сказочной на о. Октябрьской Революции, так как отступившие выводные ледники перестали перегораживать долины-фиорды. Но до сих пор существует крупнейший приледниковый водоём архипелага — озеро Фиордовое на о. Октябрьской Революции, стратифицированные донные отложения которого содержат информацию о 350—400 годах его существования (Макеев, 1983; Большиянов, Макеев, 1995; Bolshiyarov et al., 1997). Озёра Изменчивое и Фиордовое с изученными донными отложениями показали возраст и условия протекания МЛП на Северной Земле. В связи с возобновлением работы Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (далее — ААНИИ) на Северной Земле в 2013 г. (Большиянов, Булатов, 2014) ещё одно приледниковое озеро Спартаковское попало в сферу интересов гляциологических и гидрологических исследований на о. Большевик в условиях современной деградации ледников (Говоруха и др., 1987), разраставшихся в течение МЛП.

Цель статьи — предоставление читателям натурных данных о режиме периодически спускающегося озера, строении его долины и донных отложений, особенностях запруживающего озера ледника, гидрологических характеристик вод и тенденциях развития озера в многолетнем плане.

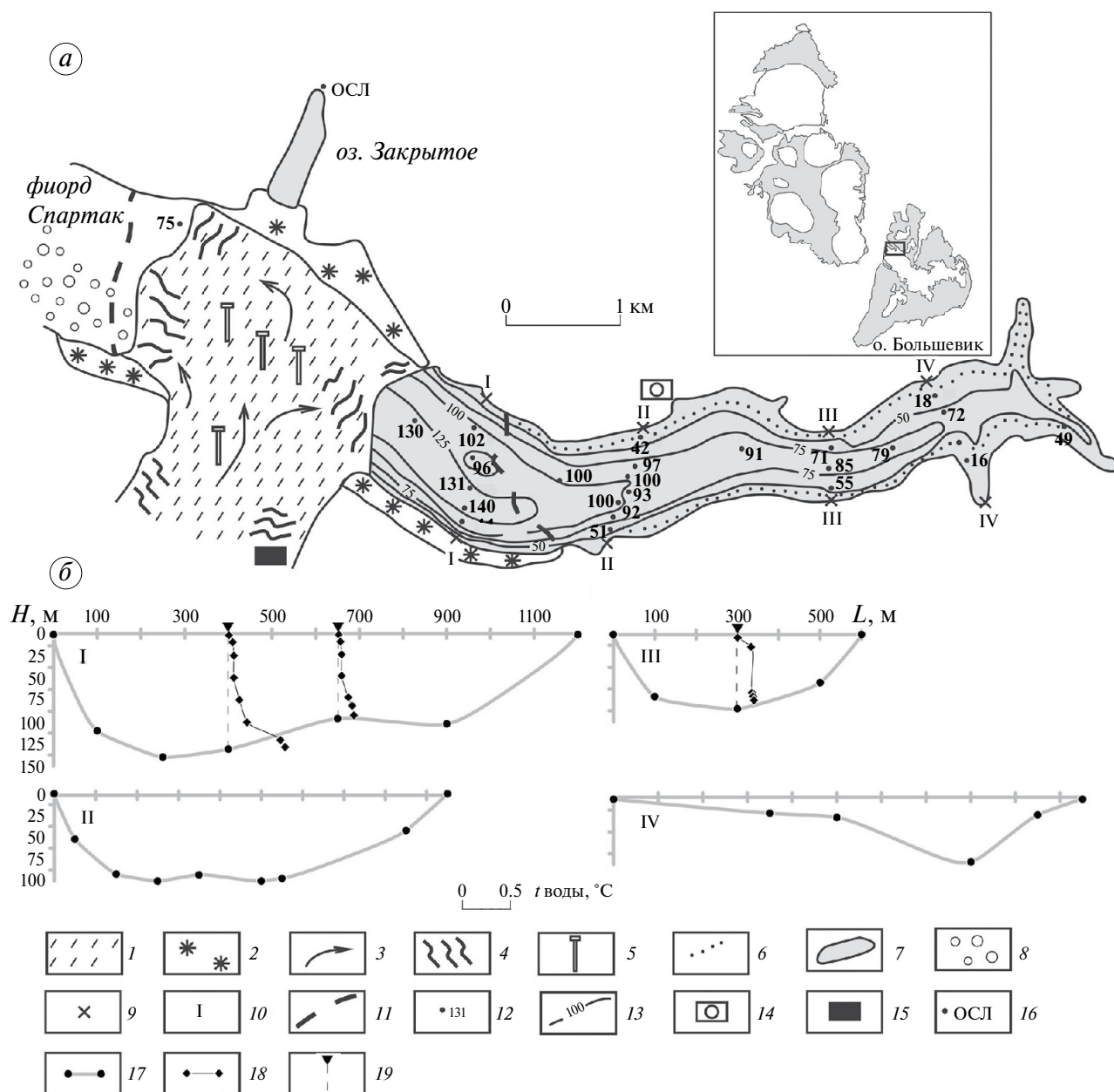
#### РАСПОЛОЖЕНИЕ ОЗЕРА И ИСТОРИЯ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Приледниковое озеро Спартаковское (78°56'33.4" с.ш., 101°50'54.7" в.д.) расположено в северо-западной части острова Большевик

и представляет собой восточную часть морского фиорда, перегороженного выводным ледником, спускающимся на север с ледникового купола Семёнова-Тян-Шанского (рис. 1). Озеро имеет длину около 5.5 км и ширину до 1200 м при высоком уровне воды. Глубина озера у плотины перегораживающего ледника — 130—140 м (при отметке уровня воды в озере 100 м над ур. моря). Колебания уровня воды в озере в прошлом были отмечены при более ранних исследованиях архипелага (Большиянов, Макеев, 1995). Однако тогда казалось, что эти колебания происходили несколько столетий назад. В первый раз признаки недавнего спуска озера наблюдались в 2015 г., когда гляциологическая группа с обсерватории ААНИИ “Ледовая база Мыс Баранова”, пробивалась через озеро с целью подъёма на ледник Семёнова-Тян-Шанского.

Тогда на склонах самой озёрной ванны и в долинах притоков озера были встречены айсберги разных размеров, а склоны были испещрены уровнями береговых линий быстро исчезнувшего водоёма. Именно тогда была поставлена задача проследить изменения уровня озера, для чего в 2016 г. при высоком стоянии уровня водоёма были оборудованы скальные реперы и определены их высотные отметки с использованием спутникового геодезического оборудования Sokkia GRX-2. До этого в северо-западной части о. Большевик все научно-исследовательские работы на ледовой базе “Мыс Баранова” (ААНИИ) базировались на пунктах спутниковой геодезической сети сгущения (далее — СГС), созданной для обеспечения исследований высотными отметками в Балтийской системе высот 1977 г. СГС развивалась от пунктов государственной геодезической сети (далее — ГГС), представленной пунктами триангуляции 2 и 3 классов. Привязки по высоте уровней оз. Спартаковского приведены к измеренному 9 июля 2018 г. среднему уровню моря в фиорде Спартак. В балтийскую систему высот (далее — БСВ) эта отметка не пересчитывалась, так как данных для пересчёта по ближайшим пунктам геодезической сети было недостаточно. Наблюдения за уровнем моря в районе НИС в БСВ показывают, что уровень моря в течение года колеблется в пределах абсолютных отметок от –10 до +30 см. Можно констатировать, что уровень моря в фиорде Спартак совпадает с БСВ  $\pm 0.5$  м. Для наших измерений этой точности достаточно.

В мае 2016 г. уровень озера, оказавшийся на отметке 120 м над ур. моря, ясно показал современные колебания уровня водоёма хотя бы даже



**Рис. 1.** Схема приледникового Спартакковского озера (а), промерные профили в озере с гидрологическими вертикалями (б) при уровне озера 100 м над ур. моря в мае 2021 г.

1 – выводной ледник; 2 – пассивный ледник; 3 – направления движения льда; 4 – трещины в леднике; 5 – ледомерные вехи, имевшие в 2016 г. высотные отметки 141, 142, 139 м н.у.м. с запада на восток и 261 м в верхней части выводного ледника; 6 – береговая линия озера в июле 2017 г. после его спуска в 2016 г.; 7 – приледниковое озеро; 8 – шлейф слегка мутной воды во фиорде, видимый на космическом снимке, выполненном 27.08.2021 г. сразу после спуска озера; 9 – начальные точки промера озера в мае 2021 г.; 10 – номер промерного профиля; 11 – граница выводного ледника по карте 1982 г.; 12 – глубина в точке промера; 13 – изобата; 14 – место установки фотокамеры; 15 – место установки сейсмографа; 16 – место отбора пробы морских отложений для датирования их методом ИК-ОСЛ; 17 – профиль дна и точки промера; 18 – температурная кривая воды; 19 – гидрологическая вертикаль

**Fig. 1.** Sketch map of the Spartakovskoye Lake (a), measurement profiles with hydrological observation points (b) at the lake level of 100 m a.s.l. in May 2021.

1 – outlet glacier, 2 – passive glacier, 3 – ice flow directions, 4 – cracks in glacier, 5 – ice stakes, which in 2016 had elevations 141, 142, 139 m a.s.l. from west to east and 261 m in the upper part of the outlet glacier, 6 – lake shoreline in July 2017, 7 – periglacial lake, 8 – slightly turbid water in fjord just after drainage of the lake in 27.08.2016, 9 – starting points of lake sounding in May 2021, 10 – number of sounding profile, 11 – outlet glacier outline on the map of 1982, 12 – depth of sounding point (m), 13 – isobaths, 14 – location of the camera, 15 – location of the seismograph, 16 – site of marine sediments sampling for IR-OSL dating, 17 – bottom profile with sounding points, 18 – water temperature curve, 19 – hydrological observation points



при сравнении с картой 1982 г., на которой урез воды в озере был зафиксирован на высоте 89 м над ур. моря (Топографическая карта масштаба 1:200 000, Т-47-Х, XI, XII, 1992, состояние местности на карте 1982 г.). В конце августа 2016 г. водоём был частично спущен, что было замечено при посещении озера в 2017 г. С 2018 г. несмотря на трудности достижения озера, в том числе из-за его спуска в 2016 г., начались регулярные посещения озера для измерения уровня воды. Гляциологические наблюдения проведены в 2016 г. на выводном леднике путём установки ледомерных и скоростных вех и измерения их положения геодезическим путём. В мае 2016 г. на выводном леднике был установлен сейсмограф, который в течение 9 дней отмечал подвижки ледника и, в частности, шум текущей по внутриледниковым каналам воды. Был организован отбор колонок донных отложений из озера, в 2021 г. проведены гидрологические измерения и промер озера, а также наблюдения с помощью подводных аппаратов за перегораживающим озеро ледником со стороны моря. В 2021 г. в предвидение ближайшего спуска водоёма на северном склоне озёрной котловины устанавливалась фотокамера, которая зафиксировала это событие ежечасными снимками, что позволило определить время и темпы спуска воды из озера, а также заметить некоторые особенности обнажившихся склонов озёрной котловины. В 2022 и 2023 гг. продолжились измерения уровня воды наполнявшегося озера.

Первичные результаты исследования спуска воды из озера в 2016 г. были изложены в статье (Парамзин и др., 2017). Результаты спуска озера в 2016 и 2021 гг. исследованы по спутниковым снимкам и описаны гляциологами Института географии РАН (Чернов, Муравьёв, 2020; Муравьёв, Чернов, 2023).

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОЗЁРНОЙ ВАННЫ И ЗАПРУЖИВАЮЩЕГО ЛЕДНИКА

Озеро Спартаковское занимает лишь четвертую часть фьорда Спартак, который имеет длину до 23 км и представляет собой корытообразную в поперечном профиле тектоническую долину, террасированную на более ранних этапах развития рельефа. Западная часть фьорда характерна крутыми склонами, которые в пределах долины также запружены озера Закрытого (см. рис. 1) осложнены чётко выраженной террасой на высоте 40–50 м. Сложенная гравийно-щебнистым обломочным материалом и алевритом

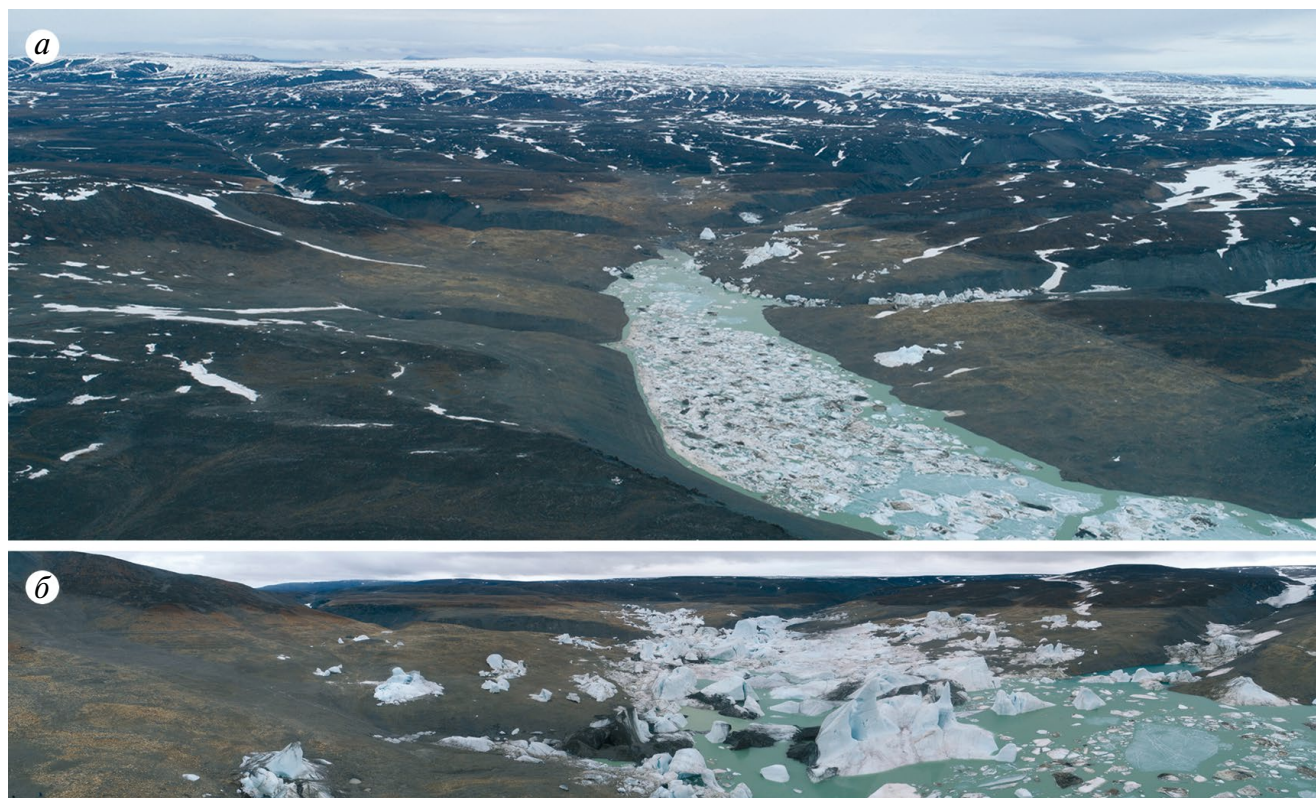
желтовато-серого цвета, эта терраса представляет собой аккумулятивное морское образование возрастом  $29.5 \pm 2.0$  тыс. лет, что определено методом инфракрасной оптико-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) в лаборатории GeoAge (Таллинн, Эстония, лаб. № образца RLQG 2642-060).

В восточной кутовой части фьорда хорошо выражена абразионная морская терраса высотой 100–120 м, подчёркнутая желтовато-серым цветом современных отложений озера, уровень которого периодически поднимался до 120–125 м над ур. моря (рис. 2, а). Предшествующими геоморфологическими исследованиями и изучением четвертичных отложений архипелага Северная Земля 40–50-метровая терраса отнесена к каргинскому, а 120-метровая терраса — к казанцевскому времени позднего неоплейстоцена (Большиянов, Макеев, 1995).

Промеры озера выполнялись 4, 5 и 16 мая 2021 г. со льда при отсутствии стока воды и неизменном уровне воды в озере, что было подтверждено геодезическими измерениями во время промерных работ. Выполнено пять промерных профилей, из них четыре поперечных и один продольный. Промеры на поперечных профилях делались с шагом 100 м, на продольном посередине между поперечных профилей в среднем через 700 м (см. рис. 1). Точки промеров и уровень воды в озере привязывались в плане в системе координат WGS-84 и по высоте относительно уровня моря спутниковым геодезическим оборудованием Sokkia GRX-2 к геодезической сети, созданной в виде скальных реперов на северном берегу озера. Промеры глубин выполнялись с применением размеченного через 1 м троса и лебёдки.

Выполненные промеры (см. рис. 1) показали, что в районе перегораживающего фьорд ледника со стороны озера отметки дна его долины лежат на 40–50 м ниже уровня моря.

Для расчёта морфометрических показателей озера использовались данные промеров глубин, выполненных по пяти профилям, а также спутниковые данные. Береговая линия дешифрирована по спутниковым снимкам сервиса World Imagery ArcGIS, полученным в 2020 г. с разрешением 1.2 м, в программном обеспечении ESRI ArcGIS Pro. Следующим шагом стало построение цифровой батиметрической модели озера путём интерполяции методом кригинга имеющихся значений промеров глубин и изобат в программном обеспечении Surfer 13



**Рис. 2.** Восточная кутовая часть Спартаковского озера во время заполнения котловины в 2023 г. после спуска озера в 2021 г.: (а) в этой части озёрной котловины хорошо развита морская терраса казанцевского возраста, отмеченная желтовато-серыми примазками озёрных отложений; (б) чёрные айсберги и фрагменты каналов стока вод в айсбергах, выработанных в теле выводного ледника во время спуска озера в 2021 г. Фото А.С. Парамзина, 2023 г.

**Fig. 2.** Eastern part of Spartakovskoye Lake during filling in 2023 after draining in 2021: (a) Late Pleistocene (Kazantsevo age) marine terrace, marked by yellow-greyish lake sediments in the fjord valley; (b) black icebergs and fragments of water flow tunnels in icebergs developed in the body of the outlet glacier during the lake drainage in 2021. Photo by A.S. Paramzin, 2023

Golden Software. В результате получена матрица (грид) с размером ячейки  $50 \times 50$  м (1990 значений). На основе этих данных рассчитаны площадь, объём, длина береговой линии, средняя и максимальная глубины озера при уровне 100 м над ур. моря в 2021 г. (табл. 1).

Перегораживающий фиорд выводной ледник на топографической карте 1982 г. имел ширину до 4,5 км, в настоящее время (2023 г.) он сократился до 3 км. Ледник состоит из движущихся во фиорд и в озеро активных частей и пассивных составляющих, отделяющих его от склонов долины фиорда. В пассивных частях ледник потерял движение, на севере он наращивает высоту за счёт подпора со стороны выводного ледника и современного снегонакопления, из-за чего сформировалась в целом вогнутая форма поверхности ледника. По пассивным частям ледника на него попадает обломочный материал со склонов фиорда в результате осыпания материала и выноса его талыми

водами, отчего краевые части ледника содержат значительное количество обломочного материала. На южных склонах озёрной котловины остались лишь фрагменты пассивного ледника. Выводной ледник, таким образом, имел высоту седловины в осевой части 140–141 м, которая измерена геодезическим способом при постановке вех в 2016 г. (см. рис. 1). В следующем сезоне после спуска озера и подвижек ледника вех на нём не обнаружено.

**Таблица 1.** Морфометрические показатели Спартаковского озера в 2021 г.

Площадь озера, км <sup>2</sup>	5.03
Объём озера, км <sup>3</sup>	0.32618
Длина береговой линии, км	19.70
Глубина средняя, м	65.56
Глубина максимальная, м	140

Выводной ледник полностью лежит на дне фиорда, что показывает его форма, характер откола айсбергов и непосредственные подводные наблюдения со стороны фиорда (постановка гидролокатора на глубине 28 м на акватории фиорда в точке с глубиной 75 м (см. рис. 1). Измеренные глубина и высота выводного ледника в его осевой части свидетельствуют о том, что толщина ледника составляет не менее 180–190 м.

### ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД

Измеренные СТД-зондом SBE19plus в мае 2021 г. температуры воды в озере показали низкие значения. Результат был получен только на трёх вертикалях, на которых удалось избежать обмерзания прибора во время пребывания его на воздухе. Вода в озере переохлаждена и подо льдом толщиной до 2 м, имела температуру 0.02–0.03 °С и только на глубине 69 м достигала величины 0.1 °С (см. рис. 1). На гидрологической вертикали первого промерного профиля, у дна (128 м) температура воды достигла 0.6 °С, и прогрета до 0.3 °С на глубине 115 м, что обусловлено потоком тепла из недр Земли в зоне тектонического разлома, по которому заложены фиорд Спартак и озеро Спартаковское. На меньших глубинах того же промерного профиля этот эффект выражен слабее — у дна (96 м) вода прогревается лишь до 0.17 °С. На третьем промерном профиле температура воды подо льдом была равной 0.15 °С, у дна (85 м) — 0.18 °С. Прогрев воды у дна, указывает на тепловой поток из недр Земли и существование под дном озёрной котловины ограниченного сквозного талика с очень небольшими, но положительными температурами пород.

Минерализация воды в озере колебалась в пределах значений 0.067–0.072 мг/л на всех выполненных гидрологических вертикалях.

### ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ОЗЕРЕ

В табл. 2 представлены все данные об уровне озера, которые получены прямым нивелированием уреза воды в озере от установленных на северном и южном берегах скальных реперов, привязанных через СГС к среднему уровню моря во фиорде Спартак.

Перед спуском озера в конце августа 2016 г. уровень воды по долине безымянной реки достиг водораздела с р. Базовой, который располагается на высоте 121.72 м, а на космических снимках

**Таблица 2.** Измеренные уровни Спартаковского озера в 2016–2023 гг.

№ п/п	Дата измерения	Время измерения, UTC	Отметка уровня воды, м над. ур. моря
1	03.05.2016	4:55	120.52
2	21.05.2018	7:00	~35.30
3	10.07.2018	15:30	47.21
4	30.07.2018	2:30	49.94
5	15.08.2018	6:00	55.84
6	09.09.2018	1:30	60.12
7	15.08.2019	19:43	76.26
8	24.08.2020	10:45	95.39
9	19.04.2021	12:25	99.46
10	11.08.2021	6:00	108.44
11	23.09.2021	6:30	8.921
12	25.07.2022	—	23.09
13	26.07.2022	—	24.80
14	30.07.2022	—	28.33
15	18.07.2023	13:30	39.92
16	20.09.2023	9:20	51.55

и во время посещения водораздела 16.08.2016 был виден уверенный перелив воды в р. Базовую — это означает, что уровень озера достиг отметок не менее 122 м. Максимальная высота основания айсбергов, вынесенных на склоны котловины озера, достигла почти 109 м. Геодезическими работами определено, что уровень озера в мае 2018 г. находился на отметке 35 м над ур. моря. Этими измерениями и наблюдениями по не очень качественным космическим снимкам предположено, что уровень воды в озере в 2016 г. был сработан до высот около 30±10 м над ур. моря.

В 2021 г. озеро в конце августа было спущено до отметок уровня 8.9 м над ур. моря с высоты более 108 м (измерена 11.08.2021), а по данным исследователей из ИГАН РАН сработка уровня началась с отметки 113 м (Муравьев, Чернов, 2023). По косвенным данным, а именно по присутствию обломков озёрного льда в долине притока на высоте более 100 м (измерено геодезическим путём только до высоты 99.73 м) в конце



апреля 2021 г. обнаружилось, что уровень озера между августом 2020 г. и апрелем 2021 г. был выше измеренного 19.04.2021, и этот факт означает частичный спуск воды из озера, произошедший между 24.08.2020 и 19.04.2021 и понизивший уровень воды на несколько метров. Время этого частичного спуска удалось приблизительно определить при наблюдении айсбергов в районе обрыва выводного ледника в озеро. Айсберги при отрыве от ледника отплывали от него в восточном направлении, но тормозились ледовым покровом озера, который, судя по навалам озёрного льда перед дрейфовавшими айсбергами, имел толщину до 20 см. Такой толщины лёд в озере достигает в конце октября – начале ноября. По-видимому, в это время в октябре–ноябре 2020 г. и произошло событие откалывания небольшого количества айсбергов и частичной сработки уровня озера.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТАНОВКИ НА ЛЕДНИК СЕЙСМОГРАФА

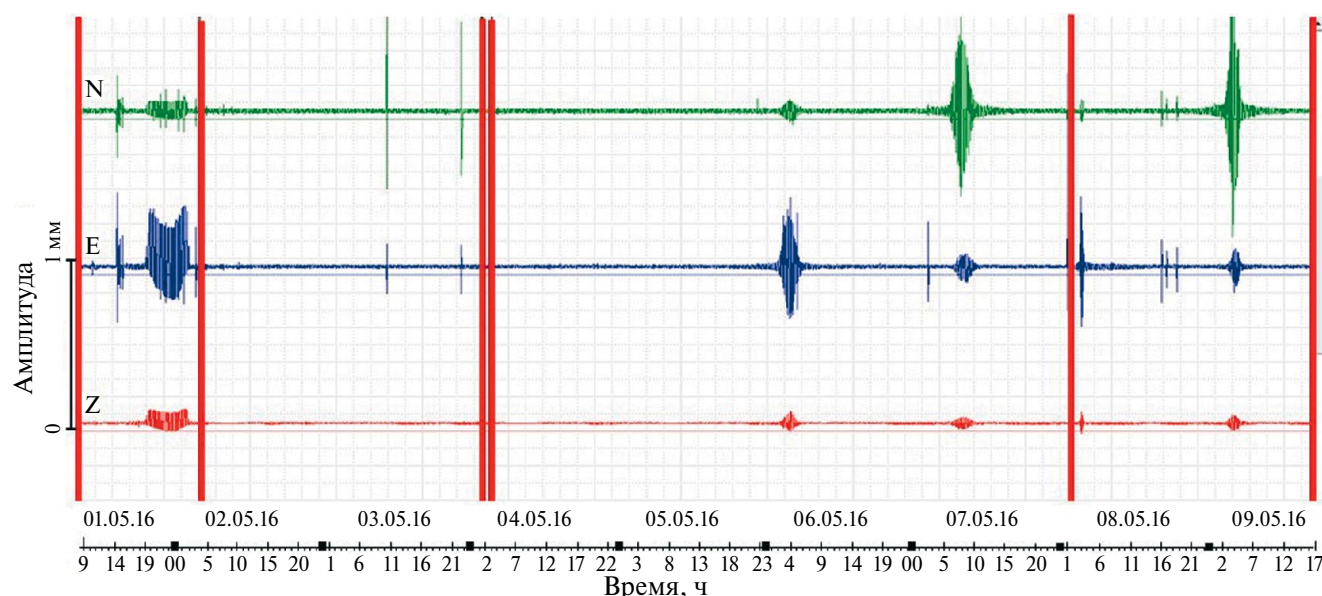
Сейсмографом, установленным в районе ледолома выводного ледника во фиорд Спартак (см. рис. 1), зафиксированы подвижки ледника, которые можно условно разделить на три типа (рис. 3). Первый тип – это отдельные единичные импульсы, возникшие в леднике и имевшие значение горизонтальных колебаний до 2.2 мм.

Второй тип – это серии от двух и более импульсов в течение нескольких часов со значениями колебаний до 1.5 мм. Третий тип – продолжительные высокочастотные колебания продолжительностью от 1 до 4 часов с амплитудой колебаний до 1.22 мм. Данные колебания 6–9 мая, в отличие от единичных импульсов, могут иметь происхождение, связанное с гидродинамическими процессами в самом леднике, т.е., возможно, что прибор зафиксировал сток воды по внутриледниковым каналам.

### СПУСКИ ОЗЕРА В 2016 И 2021 гг.

В первый раз резкое изменение уровня воды в озере замечено летом 2017 г., а частичный спуск воды произошёл 25–27 августа 2016 г. Тогда в результате дешифрирования космических снимков удалось зафиксировать перетекание воды из озера в долину р. Базовой. Геодезические работы показали, что перелив воды произошёл при уровне воды в озере не менее 122 м над ур. моря.

Вода в озере накапливается в результате таяния ледников Семёнова-Тян-Шанского и Войцеховского и зависит от количества тепла летних сезонов. Так как аномально тёплые летние сезоны повторяются на Северной Земле через 5–10 лет, а между этими циклическими повторами затока тёплых воздушных масс на архипелаг



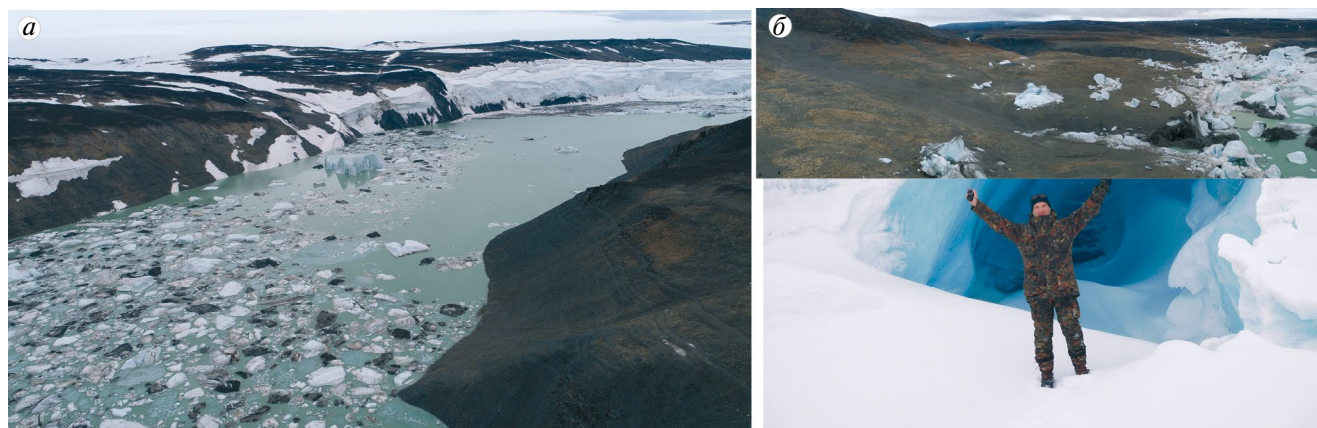
**Рис. 3.** Сигналы сейсмографа, зафиксировавшие подвижки ледника и, возможно, сток воды в леднике с 1 по 9 мая 2016 г.

**Fig. 3.** Seismograph signals that recorded glacier movements and, possibly, water flow inside the glacier from May 1<sup>st</sup> to May 9<sup>th</sup> of 2016

температуры воздуха значительно ниже (Большиянов, Макеев, 1995), то и накопление воды в озёрной ванне происходит не равномерно, а в зависимости от температур летних сезонов. Высокий уровень воды в озере служит необходимым фактором приведения в действие механизма прорыва вод сквозь ледник во фиорд Спартак. В предыдущие десятилетия он достигался примерно за 10 лет. После достижения максимального уровня воды часть выводного ледника, который обращён к озеру Спартаковскому и перегораживает путь воды к морю, всплывала под действием выталкивающей силы воды, которая пересиливала связи сцепления льда со льдом у дна озёрной котловины. Всплывшие и разрушенные айсберги в виде колец и каналов свидетельствуют о том, что в теле ледника есть туннели, по которым и происходит сток воды из озера (рис. 4).

При падении уровня воды многие каналы снова закрывались, имевшаяся в каналах вода снова замерзала, и озеро во время летних сезонов заполнялось талой водой. Во время опорожнения озёрной ванны большое количество айсбергов оседало на её дно и склоны, являя удивительную картину ледяного хаоса из невесть откуда взявшихся ледяных глыб в узких долинах притоков озера и на его крутых склонах при отсутствии воды в озере или при низких её уровнях (см. рис. 2, б).

После спуска озера в 2016 г. за ним начались более тщательные наблюдения: измерения уровня водоёма, промеры глубин, отбор донных озёрных отложений. Эти наблюдения дали возможность предвидеть следующий спуск воды, когда уровень достигал уже критических значений. Весенние наблюдения 2021 г. показали, что уровень воды в конце 2020 г., достигнув величины 105 м, немного (первые метры) упал в октябре–ноябре 2020 г. и в апреле 2021 г. оказался на высоте 100 м над ур. моря. Поставленная летом 2021 г. на бровке озёрной ванны фотокамера позволила зафиксировать событие практически полного спуска воды из озера 22–27 августа 2021 г. Ежечасная фиксация фотокамерой этого события выявила то, что озеро было спущено за 117 часов: 46 часов продолжалось слабо заметное падение уровня (сантиметры в час), но при этом наблюдалось движение айсбергов в сторону ледника; 14 часов — заметное падение уровня (дециметры в час); 57 часов — быстрое падение уровня (метры в час). Приблизительная оценка объёма воды в озере по результатам его весенних промеров (см. табл. 1) и знание продолжительности активного спуска воды из озера (57 часов) позволила путём деления объёма воды на продолжительность активного спуска оценить расход воды при сбросе вод озера. Он достигал величины порядка  $1590 \text{ м}^3/\text{с}$ . Несмотря на стремительный спуск воды сквозь ледник, на поверхности катастрофические изменения наблюдались только в виде разрушения края ледника, откалывания множества айсбергов, их движения в озере и оседания на его дно и склоны. Западная часть выводного ледника, которая лежит на морском



**Рис. 4.** Айсберг с овальными в сечении фрагментами каналов стока вод в 2023 г. (а); замёрзший канал в стенке обрыва ледника в апреле 2016 г. (б). Фото А.С. Парамзина, 2023 г., Д.Ю. Большиянова, 2016 г.

**Fig. 4.** Iceberg with oval cross-sectional fragments of water flow channels in 2023 (a); a refrozen tunnel in the glacier cliff wall in April 2016 (b). Photo by A.S. Paramzin, 2023, D.Yu. Bolshiyarov, 2016



дне, не претерпела значительных изменений. Исходя из наблюдений и фрагментов каналов стока вод, которые обнаруживаются в айсбергах (см. рис. 4), спуск воды из озера происходит по сети каналов в теле ледника без контакта с ледниковым ложем. То обстоятельство, что в августе 2021 г. озеро было спущено до отметки 8.9 м над ур. моря и у края ледника существовала линза воды толщиной до 50 м, подтверждает предположение об отсутствии стока воды во время опорожнения озера по ложу озера-фиорда. Вода стекала по туннелям, расположенным на высотах более 9 м над ур. моря со стороны озера.

В 2021 г. среди айсбергов, находившихся в озере и в одном из них, отколовшимся в море, обнаружены ледяные обломки с явными следами стока воды в виде борозд, напоминавших стиральную доску. Вероятно, это также следы канализованного стока воды в теле ледника.

Разгрузка вод во фиорд Спартак происходила в юго-западном углу выводного ледника у южного берега фиорда, где на снимке Sentinel-2 от 27.08.2021 чётко видна полоса взмученной воды шириной до 600 м (см. рис. 1). Мутность воды в этом потоке по цвету слабо отличалась от цвета морской воды фиорда, отчего можно сделать предположение об отсутствии прямого контакта потоков талой воды с ложем ледника, что не позволило им оказать заметное воздействие на дно и склоны фиорда. Пока механизм стока переохлаждённых озёрных вод сквозь холодный ледник не совсем понятен, нет объяснения и каналам на поверхности айсбергов.

### ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА И РЕЗКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ДНЕ ПОСЛЕ СПУСКА В 2021 г.

Во время высокого стояния уровня озера в 2021 г. грунтовыми трубками (UWITEC) удалось поднять короткие керны донных отложений (до 11 см). Они принесли информацию об условиях осадконакопления в приледниковом озере в последние десятилетия. Отложения представлены ленточными глинами, толщина годовых слоёв которых отражает количество приносимого в озеро обломочного материала. Слои состоят из пары прослоев — летнего алевроита светло-серого цвета с частицами гравия и мелкого щебня, и зимнего глинистого алевроита. На рис. 5 представлены снимок и рисунок колонки донных осадков, отобранных в точке с глубиной 131 м промерного профиля I (см. рис. 1). В зоне А насчитывается 15–16 предполагаемых годовых

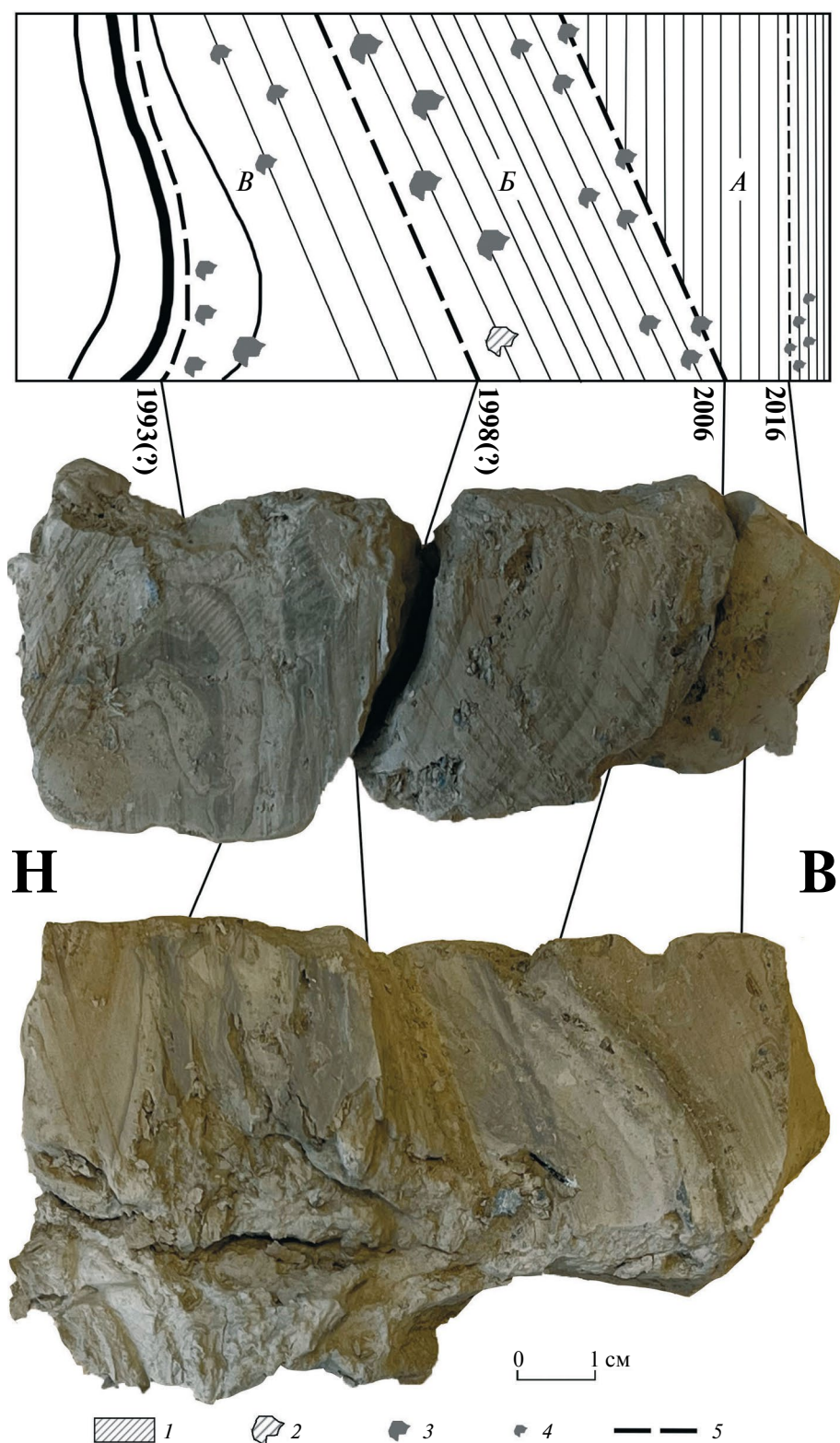
слоёв отложений, их средняя толщина 1.5 мм. В верхней части зоны А толщина слоёв достигает 1 мм, но они прерываются серией из трёх слоёв толщиной 0.1–0.2 мм. В этой части зоны есть включения песчаных и мелких гравийных зёрен, которые внедрены в нижележащие слои.

Поскольку этих слоёв в самой верхней части насчитывается 4–5 и они внизу содержат гравий, можно считать, что эти слои накопились между 2016 и 2021 гг., когда случились достоверно известные события спуска озёрных вод. Ниже по разрезу насчитывается 10–11 более или менее равномерных по толщине слоёв (0.5 мм), которые откладывались в период 2016–2005 гг. Их нижняя граница отмечена разрывом сплошности в осадках и присутствием песчано-гравийных частиц. Из других источников известно (Муравьёв, Чернов, 2023), что спуск озера имел место и в 2006 г.

В зоне Б колонки отложений можно выделить 7–8 слоёв. В первые четыре года летние прослойки мощнее зимних, в нижней части соотношение толщин прослоев обратное. Средняя толщина слоёв 3.3 мм. В них много обломочного материала размерности песка (от 0.3 мм) и гравия (до 10 мм). Предположительный спуск озера произошёл в 1998–1999 гг.

В зоне В выделяются 6–8 слоёв толщиной от 0.5–1 до 2–3 мм. Они деформированы, но содержат меньше гравийных и песчаных частиц по сравнению с зоной Б. Предполагаемый спуск озера произошёл в 1990–1992 гг. По принятым предположениям о годовой слоистости осадков, прорывы озера происходили в последние десятилетия с периодичностью в 5–10 лет.

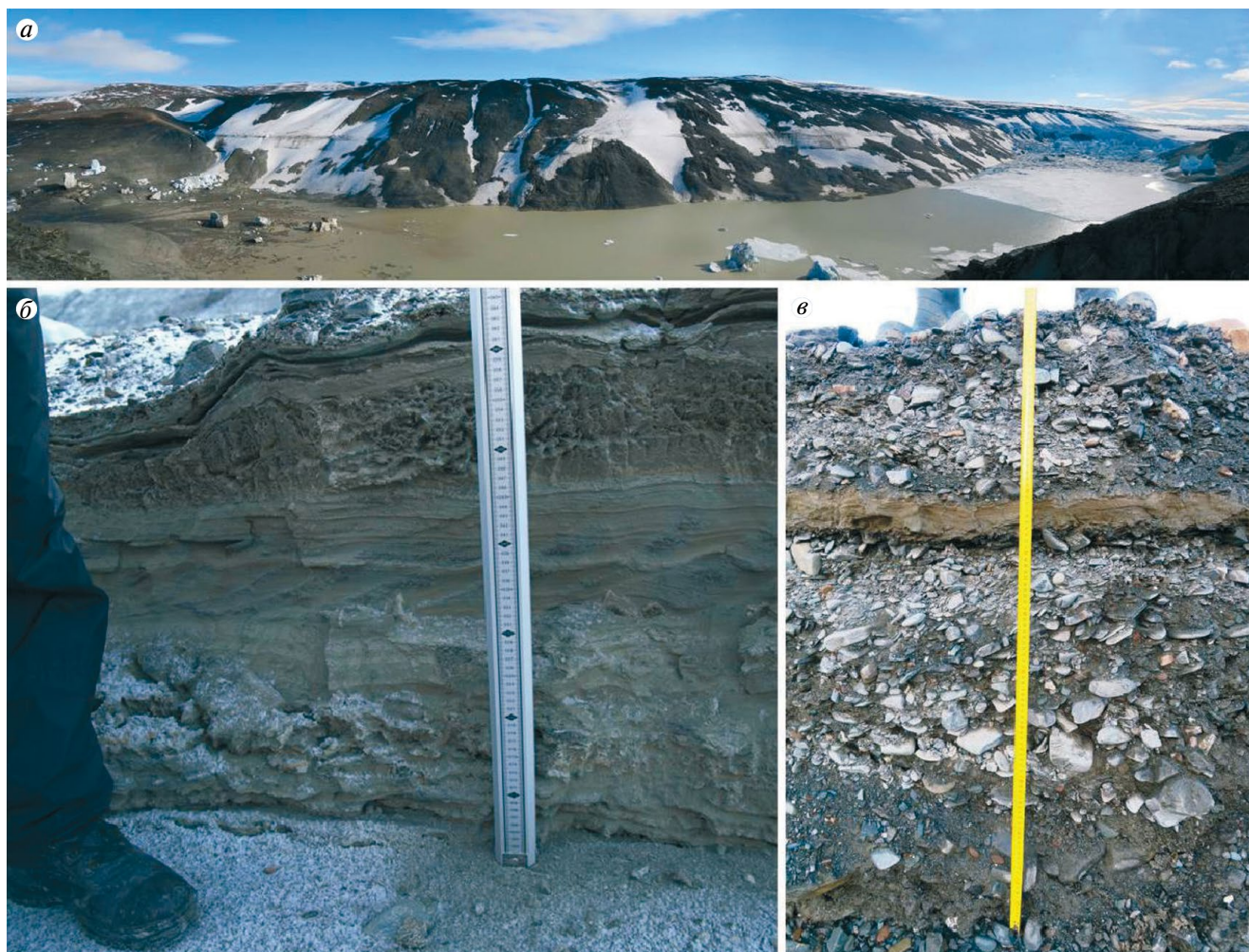
Спуск приледникового озера Спартаковского в 2021 г. обнажил дно (рис. 6, а), на котором в течение 2–3 столетий накапливались алевроитовые озёрные осадки, что следует из подсчётов годовых слоёв по фотографии (см. рис. 6, б), на которой изображён не полный разрез донных отложений озера. Течением воды при обнажении дна на озёрный осадок был снесён крупнообломочный материал (см. рис. 6, в). В течение двух летних месяцев (июль, август) 2022 г. дно котловины в результате эрозии талыми водами и аккумуляции крупнообломочного материала было покрыто обломками на всей не занятой пока водой площади при новом повышении уровня приледникового водоёма. Разрез осадков дна котловины стал состоять из потоковых галечно-гравийных масс (см. рис. 6, в). В течение этого кратковременного цикла осадконакопления в результате работы воды при



**Рис. 5.** Колонка из верхней части озёрных отложений оз. Спартаковского. 1 – глинистые алевроиты с годовой ленточной слоистостью; 2 – единичное зерно щебня размером 10 мм, 3 – дресва размером 2–10 мм, 4 – зёрна крупнозернистого песка, 5 – предполагаемые границы слоёв, отражающие события спусков озера

**Fig. 5.** Core from the upper part of the lake sediments of Spartakovskoye Lake. 1 – varved clay silt, 2 – grain of debris of 10 mm size, 3 – gravel of 2–10 mm size, 4 – coarse-grained sand, 5 – suggested boundaries of the layers reflecting the drainage lake events





**Рис. 6.** (а) Панорама долины спущенного приледникового озера в июле 2022 г., когда уровень озера поднялся до 23 м над ур. моря; (б) разрез донных озёрных осадков на дне спущенного озера в сентябре 2021 г.; (в) разрез осадков в июле 2022 г. Фото Г.Б. Лебедева, 2022 г., И.С. Ёжикова, 2021 г.

**Fig. 6.** (a) Panorama of the drained lake in July 2022; (b) section of lake sediments on the bottom of drained lake in September 2021; (c) section of sediments in July 2022. Photo by G.B. Lebedev, 2022, I.S. Yozhikov, 2021

развитии по дну русловой многоруканности потоков произошли накопление, эрозия, замещение тонких озёрных осадков валунами, щебнем, галькой, гравием, эрозионные врезы в озёрные осадки были заполнены щебнисто-галечными отложениями по типу констративного аллювия. Новый глубинный врез водотоков вскрыл уже совершенно другие отложения, и озёрные осадки можно было наблюдать только в отдельных фрагментах разреза среди грубообломочного материала. Ранее при бросании грунтовых трубок грубообломочный материал (валуны, крупные гальки) на дне озера не встречался, что свидетельствует о его накоплении только в результате осушения дна котловины, оживления русловых и склоновых процессов в субэдральных условиях.

### ЧЁРНЫЕ АЙСБЕРГИ

Всплытие озёрного края выводного ледника, его разрушение и образование множества айсбергов, в том числе насыщенных обломочным материалом, позволило также понять процесс формирования так называемого мореносодержащего льда, который обычно объясняется отрывом обломочного материала от ложа ледника в процессе экзарации. Поставщиком обломочного материала в айсберги служат части ледника, примыкающие к склонам, по которым обломочный материал перемещался с не занятых ледником частей склонов и захоранивался в процессе разрастания ледника. В настоящее время эти массы льда, переслаивающегося с обломочным материалом, вскрываются в результате

их отрыва от ложа, всплывают и превращаются в айсберги, полностью или частично чёрные благодаря обломочному материалу со склонов. Долина у северного склона озера, контактировавшего с выводным ледником во время спуска озера в 2016 г., ещё сохраняла массив льда, содержащего обломочный материал, поступивший на ледник с крутых склонов долины (Парамзин и др., 2017). После спуска озера в 2021 г. этот массив грязного льда исчез из долины в результате всплывания льда и формирования айсбергов. Загрязнённый лёд в результате склоновых процессов разгружается в озеро и у южного берега, формирует полосу чёрного битого льда, перемещающегося в восточном направлении. В это же время центральная часть выводного ледника свободна от загрязнённого льда. Этими наблюдениями подтверждается положение о том, что мореносодержащий лёд не является результатом экзарации, а формируется вследствие перемещения обломков по склонам, ограничивающим распространение ледниковой лопасти. Другого результата трудно ожидать в условиях примораживания ледника к ложу, а эти условия господствуют на ложе всех североземельских ледников (Большиянов, Макеев, 1995).

#### ПОСЛЕДСТВИЯ СПУСКОВ ОЗЕРА, БУДУЩЕЕ ЕГО СОСТОЯНИЕ

Чем же интересно это описанное событие или череда событий в первой четверти XXI века? Тем, что на арх. Северная Земля закончился МЛП, после которого ледники начали сокращаться, в том числе выводные. Приледниковые озёра также сокращаются или исчезают в результате уменьшения ледниковых лопастей (Большиянов, Макеев, 1995). Озеро Спартаковское также заканчивает своё существование, на что указывают следующие данные и признаки. Изучение донных озёрных отложений показывает, что в течение последних 70 лет озеро спускалось с периодичностью в 5–10 лет, но дно озёрной котловины никогда не осушалось. До этого спуски воды происходили лишь частично, слабо нарушая спокойную обстановку накопления осадков на дне, которая была вызвана холодными летними сезонами и, соответственно, слабым таянием ледников. Последний спуск в 2021 г. был почти полным, что означает частичное разрушение ледниковой плотины перед стекавшими водами.

На частоту спусков, несомненно, влияет ширина выводного ледника, которая в последние

годы значительно сократилась (см. рис. 1), а также подлёдный рельеф фьорда, который достаточно резко увеличил глубину озера на современной его границе с ледником благодаря заметному уклону дна фьорда.

В последние годы спуски озера участились, и даже весной, ещё при полном замерзании всех поверхностных вод суши, геофизическими методами исследований периодически прослушивались сейсмические шумы, вызванные, вероятно, стоком воды по внутриледниковым каналам. Дальнейшее существование озера зависит от баланса массы перегораживающего его выводного ледника. Он сокращается, но не катастрофически, испытывая дефицит притока льда с ледникового купола Семёнова-Тян-Шанского. Режим последнего и является причиной существования приледникового озера Спартаковского. А так как северные части ледниковых куполов и выводные ледники, стекающие в северном направлении, испытывают сокращение в отличие от южных и западных частей ледников Северной Земли (Большиянов и др., 2016), то деградация выводного ледника и озера Спартаковского наиболее вероятны, но, конечно, только в случае сохранения современных климатических тенденций.

#### ВЫВОДЫ

В 2021 г. зафиксирован практически полный спуск воды из озера Спартаковского до отметки уровня 8.9 м над ур. моря, во время быстрой фазы которого продолжительностью 57 часов расход воды составлял до 1590 м<sup>3</sup>/с. В 2016 г. сработка уровня воды произошла до отметки около 30±10 м над ур. моря. Судя по строению донных отложений и наносов, оказавшихся на поверхности оголённого дна, это был первый полный спуск озера за всё время его существования со времени малого ледникового периода, начавшегося на Северной Земле с приходом 1600-х годов. Для спуска воды из озера необходимо было его заполнение до определённого уровня (100–120 м над ур. моря), когда всплывает и разламывается на айсберги озёрный край выводного ледника, что вызывает открытие внутриледниковых каналов, существующих в теле ледника в виде туннелей овалообразного сечения.

Во время спуска поток воды из озера не контактирует с ложем ледника, остающимся примороженным к ложу.

Прогрев воды у дна в наиболее глубокой части озера вызывается тепловым потоком из недр

Земли и существованием здесь сквозного талика. Температура воды в озере находится на пределе её замерзания, что способствует сохранению льда и снежников на склонах озёрной котловины, находящихся под временным затоплением во время заполнения озера талыми ледниковыми водами.

Попуски воды небольшой продолжительности могут происходить по внутриледниковым каналам до начала массового истечения воды из озера во время высокого стояния его уровня. В последние годы в связи с сокращением выводного ледника спуски озёрных вод учащаются, и если ранее этот процесс возникал в среднем раз в 10 лет, то теперь происходит через пять лет, что также зависит от интенсивности таяния ледников Войцеховского и Семёнова-Тян-Шанского.

Спуски воды из озера не являются катастрофическими, так как озёрная вода поступает во фиорд, не контактируя с ложем ледника — дном фиорда, но озёрное дно после спуска кардинально перестраивается в течение одного сезона в результате действия активнейших русловых и склоновых процессов, вызывающих замещение озёрных осадков флювиогляциальными и склоновыми грубообломочными отложениями.

Наблюдения за прорывами вод в озере Спартаковском показывают, что разрушение ледяной плотины, подпруживающей водоём, происходит постепенно, не в одночасье, и занимает довольно длительный промежуток времени (годы), на что стоит обратить внимание исследователям, рассматривающим последствия гляциальных суперпаводков прошлого во время распада оледенений в горах, обычно предполагающим мгновенное разрушение ледяной плотины и катастрофическую разгрузку большого объёма воды приледникового водоёма.

Мореносодержащий лёд образуется в результате накопления обломочного материала в краевых частях ледника, на которых склоновые осадки в результате оплывания и осыпания аккумулируются в течение многих лет, а при отрыве от ложа эти части ледника всплывают в озере и раскалываются на множество чёрных айсбергов.

Механизм спуска воды из приледникового озера Спартаковского до сих пор таит в себе пока не разрешённые вопросы, связанные с термодинамикой процесса. Например, как формируются каналы стока в теле выводного ледника и как они поддерживаются в условиях переохлаждённой воды озера и отрицательной температуры ледника, сквозь который прорываются талые воды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаинов Д.Ю.* Осадконакопление в современном приледниковом озере (на примере озера Изменчивого, архипелаг Северная Земля // Вестник ЛГУ. 1985. № 7. С. 43–50.
- Большаинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля: оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 216 с.
- Большаинов Д.Ю., Булатов Р.К.* Возобновление гляциологических исследований на архипелаге Северная Земля // Российские полярные исследования. 2014. № 3 (17). С. 14–17.
- Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Ёжиков И.С., Булатов Р.К., Рачкова А.Н., Фёдоров Г.Б., Парамзин А.С.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 358–368.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-358-368>
- Говоруха Л.С., Большаинов Д.Ю., Зархидзе В.С., Пинчук Л.Я., Юнак Р.И.* Изменения ледникового покрова Северной Земли в XX столетии // МГИ. 1987. № 60. С. 155–158.
- Макеев В.М.* История приледниковых озёр Северной Земли // Тезисы докладов VI Всес. совещ. «История озёр в СССР». Т. 1. Таллин, 1983. С. 122–123.
- Муравьёв А.Я., Чернов Р.А.* Прорыв ледниково-подпрудного озера Спартаковское и изменения выводного ледника купола Семёнова-Тян-Шанского в 2021 г. (Северная Земля) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 17–32.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010118>
- Парамзин А.С., Ёжиков И.С., Рачкова А.Н., Большаинов Д.Ю.* Уникальное ледниковое событие на архипелаге Северная Земля // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 47–49.
- Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене / Под ред. Д.Ю. Большаинова, С.Р. Веркулича. СПб.: ААНИИ, 2019. 204 с.
- Чернов Р.А., Муравьёв А.Я.* Природная катастрофа ледниково-подпрудного озера Спартаковское на острове Большевик (Северная Земля) // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 58–68.
- Bolshiyanov D.Yu., Melles M., Samarkin M., Wilmking M.* Lake morphology, hydrology and sedimentation // Berichte zur Polarforschung. Russian-German Cooperation: The Expedition Taymyr/Severnaya Zemlya. 1997. № 237. P. 134–146.



Citation: Bolshiyarov D.Yu., Paramzin A.S., Yozhikov I.S., Koblashov I.D., Aksenov A.O., Merkulov V.A., Khotchenkov S.V., Sokolov V.T., Nyubom A.A., Sekisov N.L., Berdinskikh D.V. Spartakovskoye Lake is the disappearing Little Ice Age periglacial lake on the Severnaya Zemlya Archipelago. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 327–341. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020102

## Spartakovskoye Lake Is the Disappearing Little Ice Age Periglacial Lake on the Severnaya Zemlya Archipelago

© 2025 D. Yu. Bolshiyarov<sup>a, #</sup>, A. S. Paramzin<sup>a</sup>, I. S. Yozhikov<sup>a</sup>, I. D. Koblashov<sup>a</sup>, A. O. Aksenov<sup>a</sup>, V. A. Merkulov<sup>a</sup>, S. V. Khotchenkov<sup>a</sup>, V. T. Sokolov<sup>a</sup>, A. A. Nyubom<sup>a</sup>, N. L. Sekisov<sup>a</sup>, D. V. Berdinskikh<sup>b</sup>

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

<sup>b</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: bolshiyarov@aari.ru

Received June 25, 2024; Revised December 26, 2024; Accepted April 18, 2025

The last two releases of water from the periglacial Spartakovskoye Lake on Bolshevik Island (Severnaya Zemlya archipelago) were recorded in 2016 and 2021. After water release in 2016, observations of the lake level began. In 2021, almost complete draining of the lake was recorded by hourly images from a camera installed on the northern slope of the lake valley. The water flow through intraglacial channels from the lake of 0.33 km<sup>3</sup> was up to 1590 m<sup>3</sup>/s during 57 hours of active drainage. Lake sediments accumulated 250–300 years ago were practically destroyed in just two to three months in 2021 and 2022 by active erosive, accumulative and slope processes at the bottom of after the lake emptied. The complete devastation of the lake was the first event after the damming of the lake by an outlet glacier at the beginning of the Little Ice Age (LIA), which began on the Severnaya Zemlya archipelago around 1600 AD. This means that at the end of the LIA, the periglacial lake is at the stage of degradation of the outlet glacier. Now it should be expected more frequent emptying of the lake instead of the previous periodic 5–10 year decreases in lake level.

**Keywords:** periglacial lake, lake water drawdowns, bottom sediments, degradation of Little Ice Age glaciers, Severnaya Zemlya

## REFERENCES

- Bolshiyarov D.Yu. Sedimentation in the modern periglacial lake (Izmenchivoe Lake, Severnaya Zemlya Archipelago). *Vestnik LGU. Bulletin of St. Petersburg University*. 1985, 7: 43–50 [In Russian].
- Bolshiyarov D.Yu. *Passivnoe oledenenie Arktiki i Antarktidy*. Passive glaciation of the Arctic and Antarctica. St. Petersburg: AANII, 2006: 292 p. [In Russian].
- Bolshiyarov D.Yu., Makeev V.M. *Arhipelag Severnaya Zemlya: oledenenie, istoriya razvitiya prirodnoy sredy*. The Severnaya Zemlya Archipelago glaciation, the history of the development of the natural environment. St. Petersburg: Roshydromet, 1995: 216 p. [In Russian].
- Bolshiyarov D.Yu., Bulatov R.K. Renewal of glaciological investigation on the Severnaya Zemlya Archipelago. *Rossiiskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigation. 2014, 3 (17): 14–17 [In Russian].
- Bolshiyarov D.Yu., Sokolov V.T., Jozhikov I.S., Bulatov R.K., Rachkova A.N., Fedorov G.B., Paramzin A.S. Conditions of the alimentation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (3): 358–368. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-358-368> [In Russian].
- Govorukha L.S., Bolshiyarov D.Yu., Zarkhidze V.S., Pinchuk L.Ya., Yunak R.I. Changes in the Severnaya Zemlya glacier cover in the twentieth century. *Materialy glyaciologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1987, 60: 155–158 [In Russian].
- Makeev V.M. The history of Severnaya Zemlya lakes. *Tezisy dokladov VI Vsesoyuznogo sveschaniya "Istoriya ozer v*

- SSSR". Abstracts of VI Russian conference "History of lakes in the USSR". Tallinn, 1983, 1: 122–123 [In Russian].
- Muraviev A.Ya., Chernov R.A.* Outburst of the Spartakovskoye glacier-dammed lake and changes of the outlet glacier of the Semyonov-Tyan-Shansky Ice Cap, Severnaya Zemlya in 2021. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 17–32.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010118> [In Russian].
- Paramzin A.S., Jozhikov I.S., Rachkova A.N., Bolshiyakov D.Yu.* Unique glacial event on the Severnaya Zemlya Archipelago. *Rossiiskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigation. 2017, 4 (30): 47–49 [In Russian].
- Paleoklimat polyarnykh oblastei Zemli v golocene*. Paleoclimate of Polar Regions of the Earth in Holocene. St. Petersburg: AANII, 2019: 204 p. [In Russian].
- Chernov R.A., Muraviev A.Ya.* Natural disaster of Spartakovskoe glacial lake on Bolshevik Island (Severnaya Zemlya Archipelago). *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2020, 24 (4): 58–68 [In Russian].
- Bolshiyakov D.Yu., Melles M., Samarkin M., Wilmsking M.* Lake morphology, hydrology and sedimentation. *Berichte zur Polarforschung*. Russian-German Cooperation: The Expedition Taymyr/Severnaya Zemlya. 1997, 237: 134–146.

---

---

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

---

---

УДК 551.578.46

## МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДИ НАЛЕДЕЙ В БАСЕЙНЕ Р. СЕЛЕНГИ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЁ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

© 2025 г. Е. Ж. Гармаев<sup>1</sup>, В. Н. Черных<sup>1</sup>, С. В. Пьянков<sup>2</sup>,  
А. Н. Шихов<sup>2,3,\*</sup>, А. А. Аюржанаев<sup>1</sup>, Д. А. Богатырев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>2</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

<sup>3</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

\*e-mail: and3131@inbox.ru

Поступила в редакцию 23.01.2025 г.

После доработки 20.02.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

По спутниковым снимкам Landsat и Sentinel-2 получены оценки многолетней изменчивости площади наледей в различных частях бассейна р. Селенги в 1990–2024 гг. Выявлен тренд снижения площади наледей (3.5% за 10 лет). Выявлены статистически значимые зависимости площади наледей от температуры воздуха в декабре, марте и апреле и с количеством осадков в предшествующий тёплый период.

**Ключевые слова:** наледь, многолетние изменения, спутниковые снимки Landsat и Sentinel-2, ре-анализ ERA5, осадки, температура воздуха, расход воды, корреляции

DOI: 10.31857/S2076673425020114, EDN: FOGKPK

### ВВЕДЕНИЕ

Наледи — это форма наземного сезонного (а иногда и многолетнего) оледенения земной поверхности, возникающая в результате намораживания излившихся на поверхность подземных или речных вод (Ensom et al., 2020; Алексеев и др., 2022). Наледи широко распространены в зоне многолетней мерзлоты как в арктическом и субарктическом поясах (Соколов, 1975; Yoshikawa et al., 2007; Morse, Wolfe, 2015), так и в горных регионах умеренного пояса с резко континентальным климатом, таких как Центральная Азия (Brombierstäudl et al., 2021, 2023; Gagarin et al., 2022), Алтае-Саянская горная область и юг Восточной Сибири (Марков и др., 2016), а также Монголия (Froehlich, Slupik, 1982; Chernykh et al., 2024). Наледи существенно трансформируют внутригодовое распределение речного стока (Makarieva et al., 2022), а также могут рассматриваться как индикаторы динамических запасов подземных вод и интенсивности водообмена (Алексеев, 2015; Ensom et al., 2020; Алексеев и др.,

2022). Наледи регулярно наносят ущерб дорожной сети и другим объектам инфраструктуры, в связи с чем они рассматриваются как опасное природное явление (Алексеев и др., 2022; Черных, Гармаев, 2023). Поэтому закономерности их пространственного распределения и многолетней изменчивости привлекают внимание исследователей в разных регионах мира.

В последние годы ключевую роль в изучении наледей играют спутниковые снимки, поскольку наледь расположена в основном в труднодоступных горных районах. На основе снимков со спутников Landsat и Sentinel-2 созданы картографические базы данных наледей для северной части Канады (Morse, Wolfe, 2015), Северо-Востока России (Makarieva et al., 2019, 2022; Алексеев и др., 2022), высокогорных районов Центральной Азии (Brombierstäudl et al., 2021, 2022; Gagarin et al., 2022), и бассейна р. Селенги (Chernykh et al., 2024). В основном базы данных включают в себя информацию о местоположении и площади наледей по состоянию на

конкретный год, и лишь в некоторых из них (Morse, Wolfe, 2015; Brombierstäudl et al., 2022) учитывается межгодовая изменчивость площади.

Интерес к изучению многолетней динамики площадей наледей обусловлен тем, что этот показатель может быть индикатором как изменений мерзлотно-геологических условий, так и изменений климата, но конкретные механизмы их влияния на наледи имеют региональную специфику и остаются не до конца изученными (Алексеев, 2016; Zemlianskova et al., 2023). Межгодовую изменчивость локализации наледей чаще связывают с изменением геокриологических условий и источников подмерзлотных вод, питающих наледи, а изменчивость площади наледей — с метеорологическими условиями (Morse, Wolfe, 2015; Ensom et al., 2020), что подтверждается как данными наблюдений на стационарах, так и многолетними рядами спутниковой съёмки. Среди метеорологических факторов, влияющих на площадь наледей, выделяют накопленные осадки в осенний период (Hall, Roswell, 1981; Morse, Wolfe, 2015), снегонакопление в начале зимы (Zemlianskova et al., 2023) и температурный режим в осенне-зимний период (Алексеев и др., 2011; Алексеев, 2016). На большинстве изученных наледей в мире за последние 50–60 лет динамические запасы наледного льда уменьшились в соответствии с трендом повышения температуры воздуха (Yoshikawa et al., 2007; Алексеев, 2016; Zemlianskova et al., 2023). Однако для многих наледей, на которых велись режимные наблюдения, статистически значимая зависимость объёма и площади льда от годового количества атмосферных осадков и средней годовой температуры воздуха не выявлена (Алексеев и др., 2016).

В работе рассматривается многолетняя изменчивость и тренды площади наледей в бассейне р. Селенги, который расположен вблизи южной границы криолитозоны. В последние годы опубликовано несколько исследований наледей на данной территории. В частности, была создана картографическая база данных наледей для всей площади бассейна (Chernykh et al., 2024). Многолетняя изменчивость наледей изучалась на отдельных участках бассейна, в частности на восточных отрогах хребта Цаган-Дабан в Селенгинском среднегорье (Черных, Гармаев, 2023), и в долине Улистай к северо-востоку от г. Улан-Батор (Temuujin et al., 2019). В обоих случаях было выявлено существенное уменьшение площади наледей и значительная межгодовая изменчивость на фоне этого тренда. Колебания площади имеет признаки цикличности и могут

быть связаны с изменениями количества осадков (Черных, Гармаев, 2023). Однако оба этих участка нерепрезентативны для всего бассейна р. Селенги. Они расположены в зоне островного распределения многолетнемёрзлых пород (далее — ММП) согласно данным (Obu et al., 2019), тогда как крупнейшие наледи расположены в зоне сплошного распространения ММП в юго-западной части бассейна.

Цель работы — анализ многолетней изменчивости площади наледей, расположенных в разных частях бассейна р. Селенги, и выявление основных гидрометеорологических факторов, определяющих эту изменчивость. Результаты исследования имеют значение для прогнозирования наледной опасности, поскольку не менее 80 населённых пунктов на данной территории находятся в зоне возможного подтопления наледными водами (Гармаев и др., 2023).

**Характеристика бассейна р. Селенги.** Бассейн р. Селенги находится в центре Азиатского материка, занимает 461 тыс. км<sup>2</sup>. Территория характеризуется преимущественно горным рельефом с высотами до 3000 м и более (в юго-западной части бассейна) и значительным разнообразием физико-географических условий (Миллионщикова, 2019). Бассейн расположен в зоне резко континентального климата с большой амплитудой среднесуточных и сезонных температур воздуха и неравномерным выпадением осадков в течение года. Согласно современным климатическим нормам, рассчитанным за период 1991–2020 гг., среднегодовая температура воздуха на большей части бассейна р. Селенги отрицательная (от 0 до –8 °С), за исключением долины р. Селенги и юга монгольской части бассейна. Самый холодный месяц — январь, а самый тёплый — июль. Средняя температура воздуха в январе составляет –15...–16 °С на юге монгольской части бассейна и –31 °С на северо-западе, а в июле — +11...+12 °С в высокогорьях на юго-западе и на северо-западе и +20...+21 °С в долинах Селенги и её притоков. Весенний переход температуры воздуха через 0 °С в долинах начинается в середине марта, в горных частях бассейна — в апреле, осенний — в октябре и сентябре соответственно. Наиболее интенсивное потепление в бассейне р. Селенга в последние десятилетия наблюдалось в весенний период. Средняя температура воздуха в апреле в 1961–2022 гг. повышалась со скоростью от 0.5 °С за 10 лет на востоке и от 0.8 °С за 10 лет на западе бассейна (Гармаев и др., 2023).

Осадки распределяются по территории бассейна неравномерно. Наименьшее их количество приходится на низменные участки (в долинах рек Орхон, Туул и Селенга выпадает 200–250 мм/год), а наибольшее — на наветренные склоны и водораздельные части хребтов (от 400 до 650 мм/год в высокогорьях Хангайско-Хэнтэйской горной области и на южных склонах хр. Хамар-Дабан). До 80–90% годовой суммы осадков выпадает в жидком виде. Лишь в самой северной части бассейна 30–50% годовой суммы осадков выпадает в виде снега. Снежный покров в бассейне р. Селенги маломощный, средняя величина влагозапаса снега на конец февраля за период 1991–2020 гг., согласно данным реанализа ERA5-Land, составляет 24 мм (Гармаев и др., 2023). Сочетание низких температур и малого количества осадков в зимний период способствует развитию наледных процессов.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

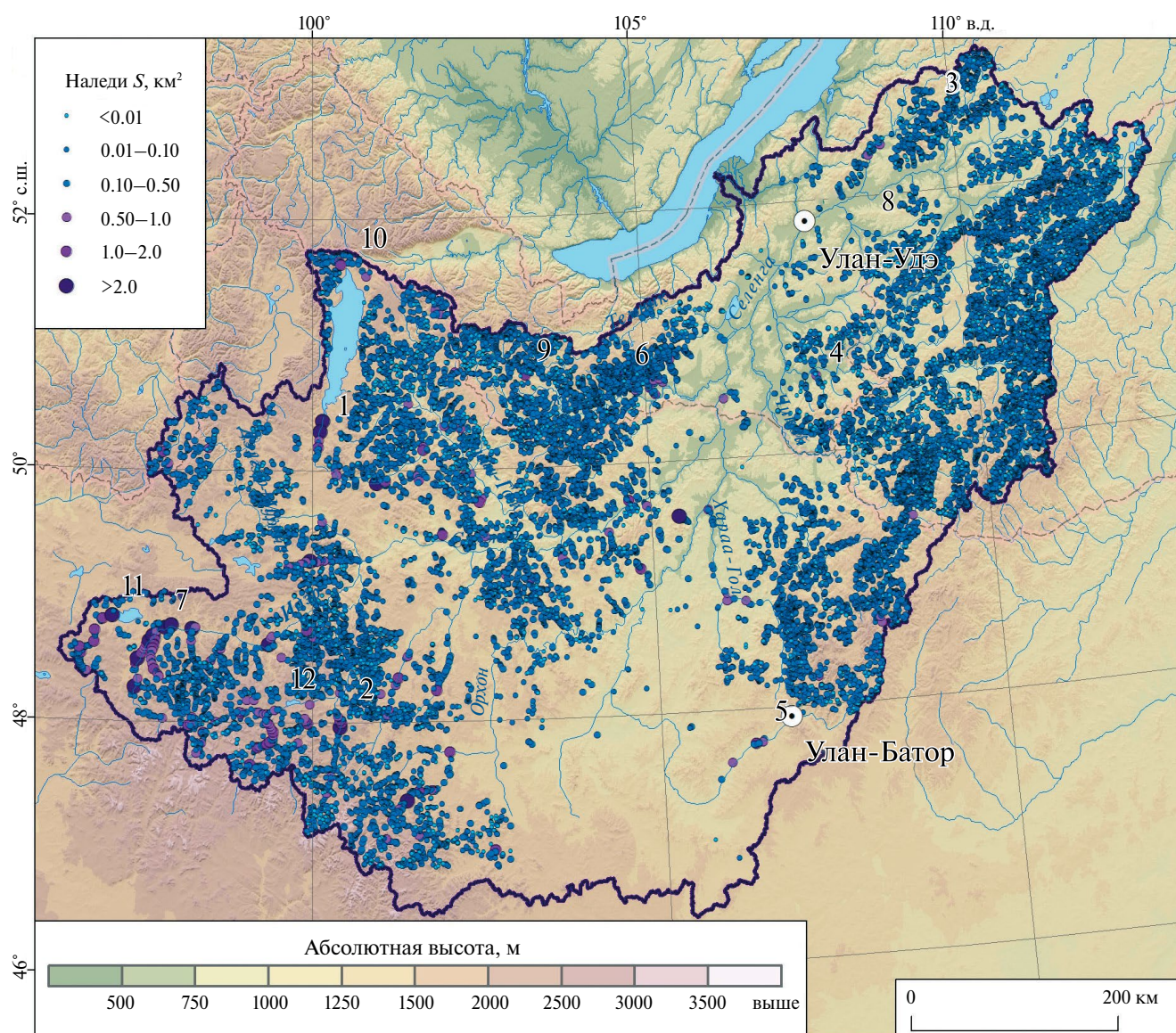
В качестве исходной информации была использована картографическая база данных наледей в бассейне р. Селенги, созданная на основе спутниковых снимков Landsat-8 и Sentinel-2 за 2021 г. (Chernykh et al., 2024). Она включает свыше 29 тыс. участков наледей общей площадью 1154.2 км<sup>2</sup> (0.25% от общей площади бассейна), в том числе 56 гигантских наледей площадью свыше 1 км<sup>2</sup>. Наибольшая наледность отмечается в юго-западной части бассейна — в горном массиве Хангай, где находится большинство гигантских наледей (рис. 1). Из базы данных были выбраны 12 наледей или их групп, расположенных в различных частях бассейна (рис. 2, табл. 1). Выбранные наледи расположены в горных массивах Хангая и Хэнтэя, в районе озера Хубсугул, на южных склонах Хамар-Дабана и в Селенгинском среднегорье. Эти районы существенно различаются по климатическим и мерзлотно-геологическим условиям, характеризуются разным распространением ММП — от сплошного до островного, согласно данным (Obu et al., 2019). В выборку включены две крупнейшие наледи в бассейне (см. рис. 2, № 1 и 2), которые имеют максимальные площади 25.1 и 13.5 км<sup>2</sup> соответственно, а также три группы наледей (в том числе гигантских) в юго-западной части бассейна (см. рис. 2, № 7; 11–12). Координаты групп наледей (см. табл. 1) определены по положению центра группы. Выбранные наледи в других частях бассейна имеют значительно меньшую площадь и формируются в условиях островного или спорадического распространения ММП.

Оценка многолетней изменчивости площади наледей выполнена по спутниковым снимкам, полученным в период сразу после схода снежного покрова, аналогично (Morse, Wolfe, 2015). За период 1986–1998 гг. использованы снимки со спутника Landsat-5 (сенсор TM), за 1999–2012 гг. — снимки Landsat-5 и Landsat-7 (сенсор ETM+), с 2013 г. — Landsat-8 (сенсор OLI), а в 2018–2024 гг. большинство наледей выделены по снимкам Sentinel-2 (сенсор MSI). В итоге для каждой наледи или группы наледей получено от 26 до 35 снимков. В период 1986–1989 гг. снимки были доступны менее чем для половины наледей, поэтому весь последующий анализ выполнен за период с 1990 по 2024 г.

По всем типам данных наледи выделены одинаковым способом, на основе расчёта, нормализованного разностного снежного индекса NDSI (Hall et al., 1995). Пороговое значение NDSI для выделения снежно-ледовых объектов принято равным 0.4. В отдельных случаях при таком пороге не выделялись участки льда, покрытые слоем воды в период таяния (они имеют значение NDSI в пределах 0.3–0.4), либо выделялись прилегающие к рассматриваемым наледям участки нарастающего снега. Такого рода ошибки исправлены в интерактивном режиме. Для отсека границ рассматриваемой области были предварительно выделены маскирующие полигоны, а выделение снежно-ледовых объектов производилось строго в их границах. Пример результатов выделения групп наледей (см. рис. 2, № 11–12) по снимкам за 2024 г. приведен на рис. 3.

Для объективности последующего анализа важны даты использованных снимков, поскольку выделение наледей по более поздним снимкам приводит к занижению их площади вследствие таяния (Makarieva et al., 2022). Даты снимков в основном приходятся на конец марта и апрель (средняя дата для всех наледей — 12 апреля). Самые ранние весенние снимки (средняя дата 22 марта) использованы для группы наледей № 5, расположенной в южной части бассейна на западе горного массива Хэнтэй (см. рис. 2), где таяние начинается раньше, чем на других участках. Наледь № 3, расположенная в крайней северной части бассейна, где более длительное время сохраняется снежный покров, выделена по самым поздним снимкам (в среднем 25 апреля). За счёт увеличения частоты получения снимков со временем (в частности, после запуска спутников Sentinel-2), средняя дата использованных снимков смещается на более ранние сроки — от





**Рис. 1.** Пространственное распределение наледей с разными площадными размерами в бассейне р. Селенги по данным (Chernykh et al., 2024). Номера на карте соответствуют ID номерам групп наледей в табл. 1

**Fig. 1.** Spatial distribution of auefis with different area sizes in the Selenga River basin according to (Chernykh et al., 2024). Numbers on the map correspond to the numbers of auefis groups in Table 1

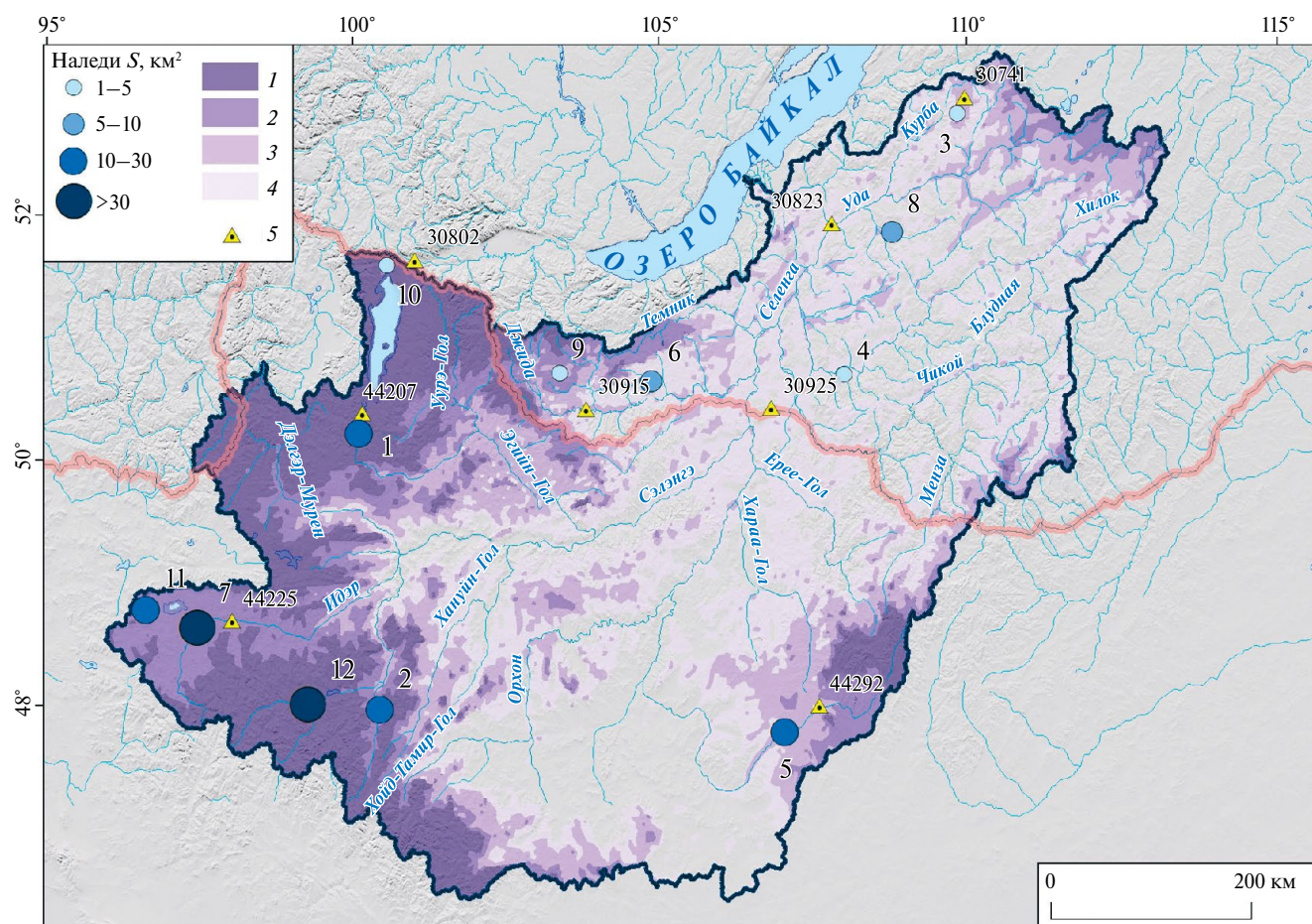
17 апреля в период 1990–1994 гг. до 7 апреля в период 2020–2024 гг.

Поскольку рассматриваемые наледи существенно различаются по размерам, их площади были нормированы на максимальное значение для данной наледы за период наблюдений. С помощью коэффициентов корреляции Пирсона и Спирмена оценивалась согласованность межгодовых изменений площади наледей. Многолетние тренды площади наледей оценивались с помощью непараметрического метода Тейла–Сена, нечувствительного к выбросам.

Уровень значимости ( $\alpha$ ) для коэффициентов корреляции и коэффициентов наклона линии тренда (далее – КНЛТ) принят равным 0.05.

Рассмотрены метеорологические условия, которые могут влиять на межгодовую изменчивость площади наледей. На основе анализа ранее опубликованных работ (Алексеев и др., 2011; Алексеев, 2016; Morse, Wolfe, 2015; Zemlianskova et al., 2023) выбраны следующие переменные: количество осадков как в тёплый период предшествующего года, так и в период формирования наледы, температура воздуха в период формирования





**Рис. 2.** Расположение изучаемых наледей или их групп и распространение ММП в бассейне р. Селенги. Номера 1–12 на карте соответствуют ID номерам групп наледей в табл. 1.

В легенде карты наледь или их группы, классифицированные по максимальной за 1990–2024 гг. площади, км<sup>2</sup>, показаны кружками разного диаметра; 1–4 – распространение ММП в бассейне р. Селенга по данным (Obu et al., 2019): 1 – сплошное (>90% покрытия), 2 – прерывистое (50–90% покрытия), 3 – спорадическое (10–50% покрытия), 4 – островное (менее 10% покрытия); 5 – метеостанции, с которых получены данные. На карте рядом с метеостанциями указаны их номера

**Fig. 2.** Location of the augeis or groups of them, and distribution of the permafrost in the Selenga River basin. The numbers 1–12 on the map correspond to the ID numbers of augeis groups in Table 1.

In the map legend, augeis or their groups, classified by maximum area observed in 1990–2024, km<sup>2</sup>, are shown as circles of different diameters; 1–4 – distribution of the permafrost in the Selenga River basin according to (Obu et al., 2019): 1 – continuous permafrost (>90% coverage), 2 – intermittent permafrost (50–90% coverage), 3 – sporadic permafrost (10–50% coverage), 4 – island permafrost (< 10% coverage); 5 – weather stations. On the map next to the weather stations are their numbers

наледей и в период, за который были получены снимки (март–апрель), а также высота снежного покрова в начальный период формирования наледей (декабрь) и в период получения снимков (март–апрель). В рядах станционных наблюдений за осадками в монгольской части бассейна (National Center..., 2024) есть многочисленные пропуски, что затрудняет их использование. Кроме того, расстояние между изучаемыми наледями и метеостанциями в ряде случаев превышает 100 км (см. рис. 2). В связи с этим, помимо данных метеостанций о температуре воздуха, были

использованы реанализы ERA5 (Hersbash et al., 2020) для получения данных о температуре воздуха и осадках, и ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) для получения данных о снежном покрове.

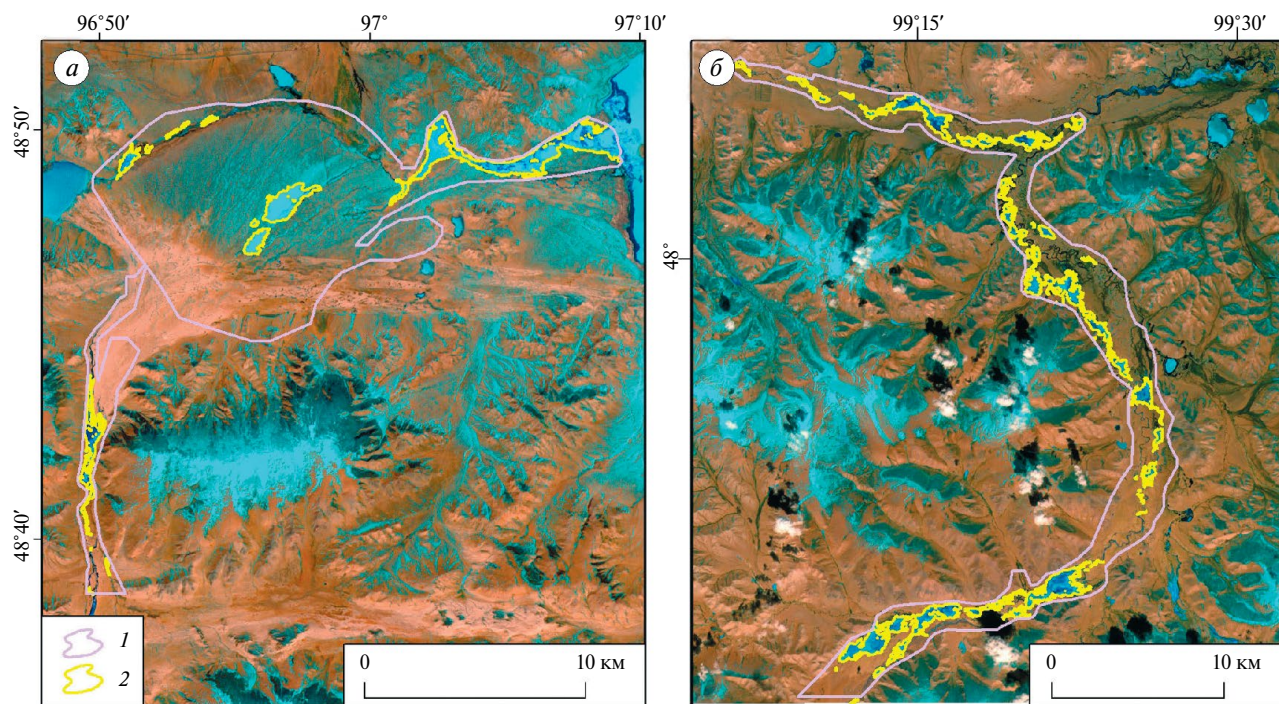
Данные реанализа получены в виде среднемесячных значений. Их обработка включала извлечение значений переменных из ячеек сетки, соответствующих положению изучаемых наледей, а также расчёт среднего значения по этим 12 ячейкам, для сравнения со средней площадью наледей. Степень связи между метеорологическими переменными и площадью наледей



**Таблица 1.** Основные характеристики изучаемых наледей и их групп в бассейне р. Селенги**Table 1.** Main characteristics of the studied auefis and their groups in the Selenga River basin

*ID	Число наледей	Распространение ММП	Широта	Долгота	Площадь за рассматриваемый период				Ближайшая метеостанция
					Максимум	Среднее	Медиана	Минимум	
1	1	Сплошное	50.27	100.09	25.15	15.65	16.74	3.90	44 207
2	1	Сплошное	48.01	100.40	13.50	9.17	9.38	3.69	44 229
3	1	Спорадическое	52.65	109.75	2.06	1.04	0.93	0.54	30 741
4	1	Островное	50.59	107.60	2.32	0.87	0.73	0.18	30 925
5	12	Спорадическое	47.72	106.34	19.59	12.44	12.58	4.75	44 292
6	9	Островное	50.63	104.63	6.30	2.10	1.94	0.75	30 915
7	14	Прерывистое	48.67	97.68	65.45	30.96	34.13	6.35	44 225
8	3	Островное	51.73	108.54	5.19	1.43	0.85	0.16	30 823
9	1	Прерывистое	50.73	103.21	2.79	1.14	1.14	0.28	30 915
10	2	Сплошное	51.64	100.53	4.21	3.00	3.09	1.21	30 802
11	11	Прерывистое	48.80	96.91	23.58	11.64	11.1	7.57	44 225
12	12	Сплошное	48.06	99.34	32.95	23.09	23.49	12.74	44 225

\*ID – согласно рис. 2.

**Рис. 3.** Группы наледей № 11 (а) и № 12 (б), выделенные по снимкам Sentinel-2 за апрель 2024 г. 1 – граница области, в которой выделены наледы, 2 – границы наледей**Fig. 3.** Groups of auefis No 11 (a) and 12 (b), delineated from Sentinel-2 images for April 2024. 1 – mask area, 2 – auefis areas

оценивалась по величине коэффициентов корреляции Пирсона и Спирмена при  $\alpha = 0.05$ . Выбор в качестве источника данных об осадках реанализа ERA5 с более грубым шагом сетки ( $0.25^\circ$ ), в сравнении с ERA5-Land ( $0.1^\circ$ ) обусловлен тем, что среднемесячные и годовые суммы осадков по реанализу ERA5 лучше соотносятся с наземными наблюдениями в целом для Монгольского плато, чем по данным ERA5-Land (Xin et al., 2022). Также для территории России особенности воспроизведения осадков реанализом ERA5 изучены лучше, чем для ERA5-Land (Григорьев и др., 2022).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Межгодовая изменчивость и тренды максимальной площади наледей.** В среднем для всех 12 рассматриваемых наледей выявлено статистически значимое сокращение площади (на 3.5% за 10 лет). Это согласуется с ранее опубликованными данными по отдельным участкам бассейна (Темцзjin et al., 2019; Гармаев, Черных, 2023). Для разных наледей тренды разнонаправленные. Так, для наледей № 2, 4 и 8 (см. рис. 2) выявлено статистически значимое снижение площади

на 8–13% за 10 лет, а для группы наледей № 5 – статистически значимый рост площади на 7% за 10 лет. Для остальных наледей тренды не значимы (табл. 2). Наледи, для которых выявлено значимое уменьшение площади, расположены в разных частях бассейна (наледи № 4 и 8 – на северо-востоке, наледь № 2 – на юго-западе), при этом наледь № 4 и 8 расположены в зоне островного распространения ММП, что также подтверждает ранее опубликованные выводы об общем уменьшении наледности в этой зоне (Гармаев, Черных, 2023). Группа наледей № 5 расположена в зоне спорадического распространения ММП.

Межгодовые изменения площади наледей в основном не коррелируют друг с другом (см. табл. 2). Согласованность межгодовых вариаций площади отдельных наледей со средним значением выше для крупных наледей (см. рис. 2, № 1, 2, 7, 11–12), которые находятся в западной части бассейна. Площадь группы наледей № 5 изменяется асинхронно средней для всех наледей. Для неё характерен положительный тренд, тогда как средняя площадь имеет отрицательный тренд. Слабая взаимная корреляция между площадями наледей указывает на существенный вклад локальных

**Таблица 2.** Корреляционная матрица межгодовой изменчивости площади наледей (приведены ранговые коэффициенты корреляции Спирмена, выделены статистически значимые при  $\alpha = 0.05$ ), а также тренды площади наледей за 1990–2024 гг. (выделены значимые при  $\alpha = 0.05$ )

**Table 2.** Correlation matrix of inter-annual variability of aufeis area (Spearman rank correlation coefficients are given, statistically significant at  $\alpha = 0.05$  are highlighted), and aufeis area trends for 1990–2024 (statistically significant at  $\alpha = 0.05$  are highlighted)

Номер наледи на рис. 2	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	КНЛТ (% за 10 лет)
1	0.19	−0.07	0.06	−0.14	0.01	<b>0.55</b>	0.16	0.24	−0.06	0.22	0.40	2.5
2	1.00	0.25	0.04	−0.29	0.21	0.12	−0.12	−0.09	0.11	<b>0.44</b>	<b>0.53</b>	<b>−9.1</b>
3		1.00	0.07	−0.27	0.13	−0.03	0.05	−0.04	0.19	0.31	0.15	0.8
4			1.00	<b>−0.42</b>	−0.18	−0.03	<b>0.51</b>	−0.19	−0.18	0.27	0.20	<b>−11.9</b>
5				1.00	−0.03	0.28	<b>−0.69</b>	0.14	0.08	<b>−0.46</b>	−0.16	<b>6.9</b>
6					1.00	0.06	−0.05	−0.12	0.34	−0.07	0.00	−0.6
7						1.00	−0.11	0.19	<b>0.48</b>	−0.03	0.27	2.9
8							1.00	0.35	−0.18	0.34	−0.33	<b>−13.1</b>
9								1.00	−0.04	0.27	−0.22	1.3
10									1.00	−0.05	−0.13	1.2
11										1.00	<b>0.45</b>	−2.6
12											1.00	3.1

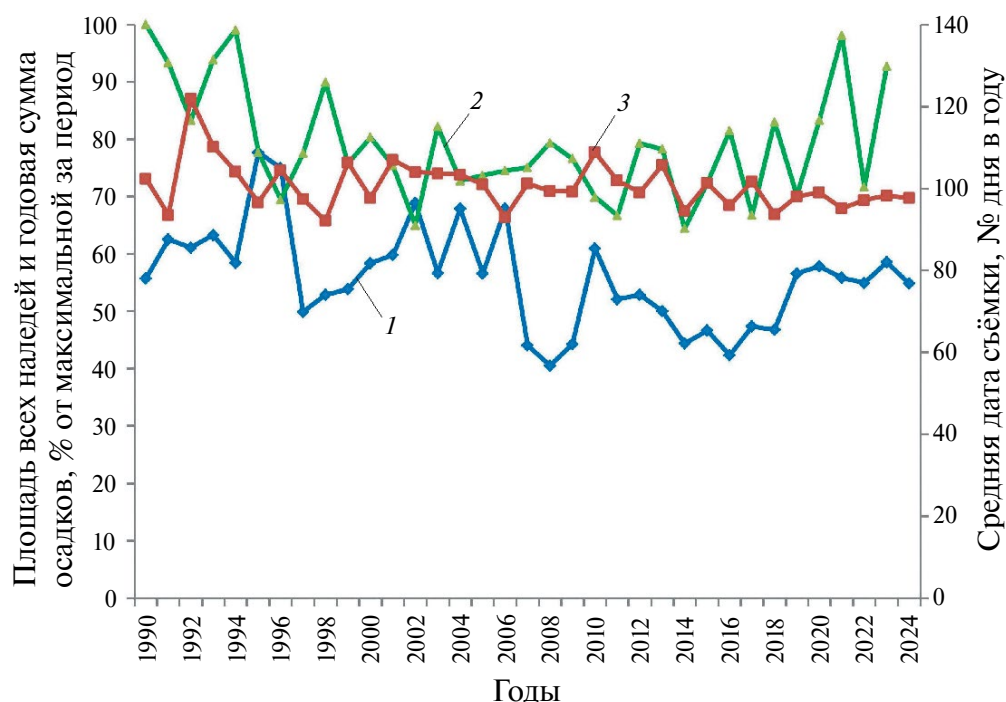
гидрогеологических и мерзлотных условий в межгодовую изменчивость площади наледей.

Минимумы средней площади наледей приходятся на 2008, 2012 и 2016 гг., а максимумы – на 1995–1996, 2002 и 2004 гг. (рис. 4). Закономерности межгодовой изменчивости площади наледей, выявленные для территории Селенгинского среднегорья (Черных, Гармаев, 2023), частично подтверждаются и для всей площади бассейна. Так, низкие площади наледей в 2012–2018 гг. совпадают с самым маловодным периодом в бассейне р. Селенги, а рост площади наледей с 2019 г. – с увеличением количества осадков и водности рек (Черных, Гармаев, 2023). Основной максимум площади наледей в 1995–1996 гг. соответствует окончанию многоводного периода (Frolova et al., 2017). Он отмечался после 1994 г., когда количество осадков согласно данным реанализа ERA5 было наибольшим за весь рассматриваемый период.

При анализе межгодовой изменчивости необходимо учитывать также изменения в доступности спутниковых данных и в датах съемки. В частности, после ввода в эксплуатацию спутников Sentinel-2 в 2015 и 2018 гг. повторяемость съемки значительно увеличилась, что позволяет более

точно определять максимальную площадь наледей. Также со временем даты получения снимков сместились на более ранние сроки (хотя этот тренд не значим), и существенно уменьшился межгодовой разброс дат (см. рис. 4). Для большинства наледей есть слабая отрицательная корреляция между датой съемки и площадью (чем раньше получен снимок, тем больше площадь льда), а для наледей № 3, 4 и 12 она статистически значима.

**Зависимости между площадью наледей и метеорологическими параметрами.** Средняя площадь рассматриваемых наледей имеет статистически значимую отрицательную корреляцию с температурой воздуха в декабре, в марте и особенно в апреле по данным реанализа ERA5 (табл. 3). По данным метеостанций подтверждена значимая корреляция площади наледей с температурой воздуха в декабре и в апреле, для марта корреляция оказалась незначимой. Зависимость площади наледей от температуры воздуха в первой половине зимы, когда при маломощном снежном покрове происходит быстрый рост площади льда, ранее была выявлена для Анмангындинской наледи (Zemlianskova et al., 2023) и для других наледей северо-востока России (Алексеев и др., 2011; Алексеев, 2016). В свою очередь, холодная погода



**Рис. 4.** Межгодовая изменчивость средней площади рассматриваемых наледей (1), средней даты получения снимков (2) и средней годовой суммы осадков по данным реанализа ERA5 в бассейне р. Селенги (3)

**Fig. 4.** Inter-annual variability of the average aufeis areas (1), average date of image acquisition (2) and annual precipitation according to the ERA5 reanalysis data in the Selenga river basin (3)



**Таблица 3.** Коэффициенты корреляции Спирмена и Пирсона между осреднёнными нормированными значениями площади наледей (по годам) и значениями метеорологических переменных для соответствующих ячеек сетки реанализа. Период расчёта — 1990–2024 гг. Выделены статистически значимые корреляции при  $\alpha = 0.05$

**Table 3.** Spearman (rank) and Pearson (linear) correlation coefficients between the averaged normalized values of the aufeis area (by years) and the values of meteorological variables extracted from the corresponding grid cells of the reanalysis. The period of calculation is 1990–2024. Statistically significant correlations are highlighted

Метеорологическая переменная	Период расчёта	<i>R</i> Спирмена	<i>R</i> Пирсона
<i>По данным реанализа</i>			
Количество осадков	Июнь	0.28	0.33
	Июль	0.24	0.25
	Август	<b>0.37</b>	0.33
	Сентябрь	0.08	0.05
	Июнь–сентябрь	<b>0.38</b>	<b>0.38</b>
	Декабрь	−0.23	−0.28
	Предыдущий год	<b>0.39</b>	<b>0.41</b>
Высота снежного покрова	Ноябрь	−0.08	−0.05
	Декабрь	−0.09	−0.10
	Март	−0.08	−0.04
	Апрель	−0.01	0.11
Температура воздуха	Ноябрь	−0.07	0.02
	Декабрь	<b>−0.37</b>	<b>−0.41</b>
	Январь	0.02	0.02
	Февраль	0.09	0.00
	Март	<b>−0.40</b>	<b>−0.37</b>
	Апрель	<b>−0.63</b>	<b>−0.62</b>
<i>По данным метеостанций</i>			
Температура воздуха	Ноябрь	0.06	0.14
	Декабрь	<b>−0.48</b>	<b>−0.44</b>
	Март	−0.29	−0.27
	Апрель	<b>−0.67</b>	<b>−0.63</b>

в марте и апреле способствует увеличению продолжительности накопления льда и позднему началу его таяния, вследствие чего площадь наледей, определённая по весенним снимкам, также растёт. В частности, рост площади наледей в 2006

и особенно в 2010 г. совпадает с отрицательными аномалиями температуры воздуха в апреле, а минимум площади в 2014 г. совпадает с аномально тёплым апрелем. Важно отметить, что в апреле средняя температура воздуха в бассейне р. Селенги повышается на 0.75 °С каждые 10 лет — быстрее, чем в любой месяц холодного периода года (Гармаев и др., 2023). Таким образом, потепление в апреле может быть одной из причин общего сокращения площади наледей в бассейне р. Селенги в период после 1990 г.

Осадки, накопленные за предшествующий тёплый период, имеют положительную связь со средней площадью наледей. Эта связь статистически значима для годовой суммы осадков, для суммы осадков за июнь–сентябрь (на эти месяцы приходится свыше 70% годового количества осадков) и для суммы осадков за август. Значения *R* Спирмена и *R* Пирсона близки к 0.4, что близко к ранее опубликованным оценкам для Селенгинского среднегорья (Черных, Гармаев, 2023). Суммы осадков в июне, июле и сентябре не имеют значимой корреляции с площадью наледей. Существенное влияние осадков, выпадающих в конце лета и начале осени, на формирование наледей было известно и ранее как для бассейна Селенги (Черных, Гармаев, 2023), так и для других регионов мира (Hall, Roswell, 1981; Morse, Wolfe, 2015). Однако судя по значениям коэффициентов корреляции, для рассматриваемых наледей оно менее значимо, чем температурный режим. Также важно отметить, что несмотря на рост увлажнения в бассейне р. Селенги, который начался с 2018 г., в целом за период 1990–2024 гг. тренд годовой суммы осадков остаётся отрицательным, и может быть одной из причин сокращения площади наледей за этот период.

В отличие от ранее опубликованных результатов (Harden et al., 1977; Zemlianskova et al., 2023), не выявлена зависимость между площадью наледей и толщиной снежного покрова в ноябре–декабре (табл. 3 и 4). Это может объясняться маломощностью снежного покрова в бассейне р. Селенги в сравнении с северо-востоком России или Аляской. Норма суммы осадков в ноябре–декабре в разных частях бассейна Селенги составляет всего 8–20 мм, вследствие чего снежный покров слабо влияет на формирование наледей.

Коэффициенты корреляции между метеорологическими переменными и площадью отдельных наледей приведены в табл. 4. Как и для средней площади наледей по бассейну, в основном корреляции статистически незначимы.

**Таблица 4.** Ранговые коэффициенты корреляции Спирмена между площадью наледей и метеорологическими переменными. Выделены статистически значимые при  $\alpha = 0.05$ **Table 4.** Spearman's rank correlation coefficients between aufeis area and meteorological variables. Statistically significant correlations are highlighted at  $\alpha = 0.05$ 

Номер наледи на рис. 2	Температура воздуха					Снежный покров			Осадки			Дата снимка
	Декабрь	Январь	Март	Апрель	Март– апрель	Декабрь	Март	Апрель	Июль	Август	Июнь– сентябрь	
1	<b>−0.47</b>	0.11	−0.18	−0.30	−0.35	−0.28	−0.06	−0.14	0.13	<b>0.40</b>	<b>0.44</b>	−0.21
2	−0.29	−0.11	−0.22	−0.19	<b>−0.38</b>	0.08	−0.04	0.03	0.16	−0.28	0.13	−0.24
3	−0.12	−0.12	0.16	0.06	0.10	0.02	−0.01	−0.03	0.09	0.05	0.05	<b>−0.54</b>
4	−0.07	0.14	−0.16	−0.28	−0.33	0.16	0.11	0.19	0.20	<b>0.38</b>	<b>0.35</b>	<b>−0.41</b>
5	−0.11	−0.16	0.19	0.15	0.25	0.03	−0.21	−0.11	<b>−0.38</b>	−0.23	<b>−0.54</b>	−0.20
6	−0.18	−0.20	−0.33	−0.19	−0.29	−0.14	−0.15	0.02	0.34	<b>0.43</b>	<b>0.37</b>	−0.07
7	−0.09	−0.16	−0.34	−0.37	<b>−0.44</b>	0.11	0.04	0.20	−0.12	0.21	−0.25	−0.13
8	−0.04	0.07	−0.31	<b>−0.42</b>	−0.37	0.17	0.00	0.26	0.36	<b>0.39</b>	<b>0.39</b>	−0.27
9	−0.04	0.25	−0.11	−0.19	−0.18	−0.32	−0.35	−0.33	0.02	0.0	0.09	−0.17
10	−0.09	0.01	−0.24	−0.20	−0.18	0.14	0.03	0.07	0.16	−0.08	0.19	−0.28
11	−0.16	0.14	0.17	−0.23	−0.08	−0.22	−0.17	−0.04	0.02	0.03	0.06	−0.21
12	−0.32	0.22	0.01	−0.04	−0.11	−0.20	−0.28	−0.24	0.33	−0.03	0.18	<b>−0.42</b>

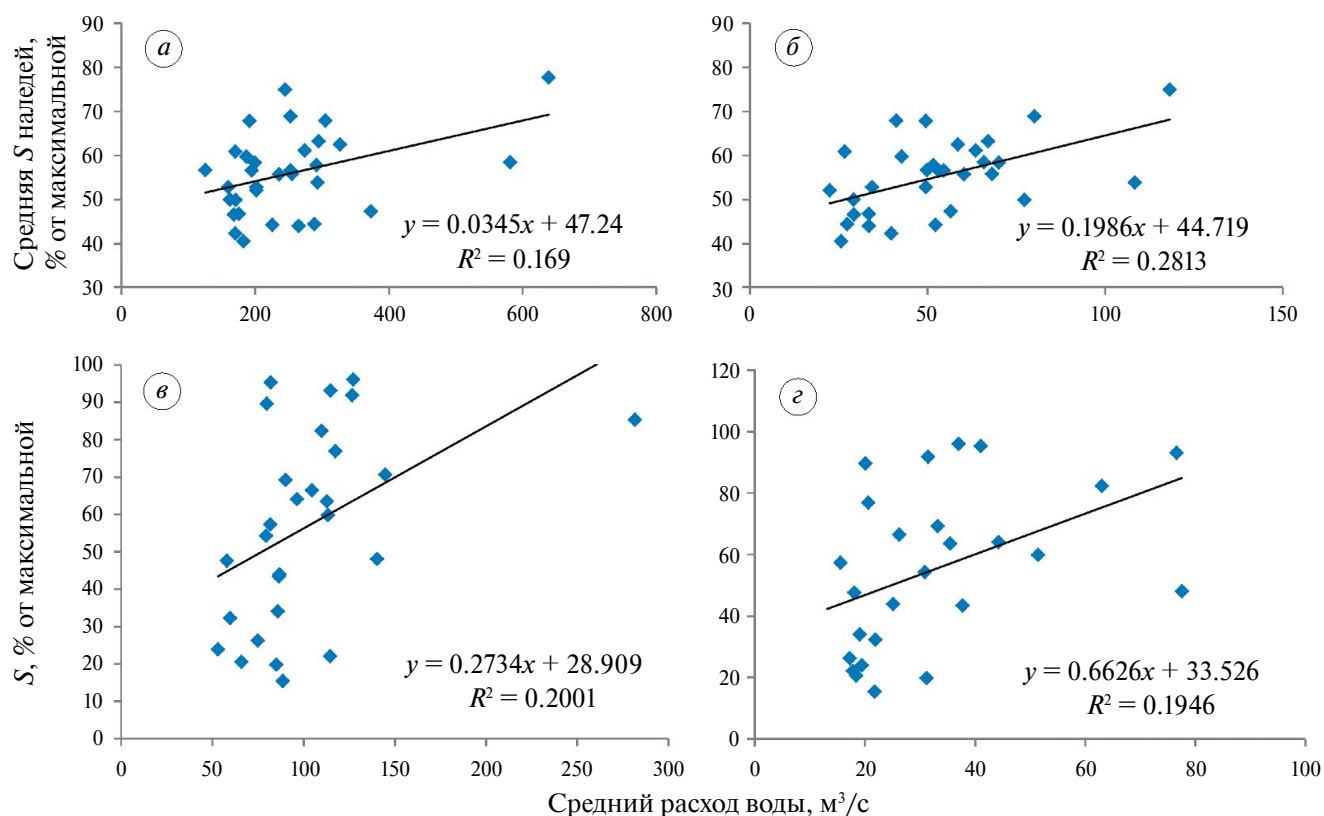
Для отдельных наледей выявлены значимые корреляции их площади с температурой воздуха в декабре, в апреле и в среднем за март–апрель, а также с количеством осадков в июле, августе и в сумме за июнь–сентябрь. Также в табл. 4 приведены коэффициенты корреляции между площадью наледи и датой получения снимков, по которым оценивалась площадь. Для всех наледей эта корреляция отрицательная (чем раньше получен снимок, тем больше площадь льда), но статистически значима она только для наледей № 3, 4 и 12.

Чтобы оценить, какая доля межгодовых вариаций площади наледей определяется изменчивостью метеорологических условий и водности рек за предшествующий год, была использована множественная линейная регрессия. Выбраны независимые переменные, которые имеют значимую корреляцию либо со средней площадью наледей (см. табл. 3; рис. 5), либо с площадью отдельных наледей (см. табл. 4). Это средняя температура воздуха в декабре и количество осадков в июле, августе и в целом за период июнь–сентябрь. Перечисленные предикторы объясняют 29% межгодовых вариаций для средней площади наледей. Для отдельных наледей это значение

составляет от 7% (наледь № 3) до 63% (наледь № 9). При включении в перечень предикторов температуры воздуха в марте и апреле доля объяснённой изменчивости возрастает до 52% в среднем для всех наледей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного исследования выявлены основные закономерности межгодовой изменчивости площади наледей в бассейне р. Селенги и определены гидрометеорологические переменные, существенно влияющие на формирование наледей. В целом по бассейну р. Селенги в период 1990–2024 гг. выявлено статистически значимое сокращение площади наледей (на 3.5% за 10 лет), что согласуется с ранее полученными данными по отдельным участкам бассейна (Temuujin et al., 2019; Гармаев, Черных, 2023). Межгодовые вариации площади отдельных наледей и их групп слабо согласуются между собой, за исключением западной части бассейна. Основной максимум площади наледей отмечен в 1995–1996 гг., что соответствует окончанию многоводного периода в бассейне р. Селенги, а минимум – в 2008 и в 2014–2016 гг.



**Рис. 5.** Зависимости площади наледей от среднегодового (а, в) и среднего за декабрь (б, г) расхода воды по данным гидропостов за предшествующий год: а–б – средняя площадь всех рассматриваемых наледей и расход воды на гидропосту р. Сэлэнгэ – Зуунбурен; в–г – площадь наледи № 1 и расход воды на гидропосту р. Эгийн-Гол – Хантай

**Fig. 5.** Relationships of the aufeis area with the average annual (а, в) and average December (б, г) water discharge according to gauging stations for the previous year: а–б – average area of all considered aufeis and water discharge at the gauging station Zuunburen (Selenge river); в–г – area of ice No 1 and water discharge at the gauging station Khantai (Egiin-Gol river)

В последние пять лет площадь наледей увеличилась на фоне роста количества осадков и объёма речного стока, но остаётся значительно меньше максимума 1995–1996 гг.

Выявлены статистически значимые зависимости площади наледей от температурного режима и количества осадков. Так, росту площади наледей способствует холодная погода в декабре, когда происходит их наиболее интенсивное развитие. Аналогичные оценки ранее были получены для наледей северо-востока России (Алексеев и др., 2011; Алексеев, 2016; Zemlianskova et al., 2023). Более сильная отрицательная корреляция выявлена между площадью наледей и температурой воздуха в марте–апреле, поскольку холода в первой половине весны увеличивают продолжительность периода роста наледи. Существенный рост температуры воздуха в апреле (в среднем по бассейну на  $0.75^{\circ}\text{C}$  за 10 лет) может быть одной из причин общего сокращения площади наледей за рассматриваемый период.

Количество осадков за предшествующий год, за период июнь–сентябрь и отдельно за август также имеет корреляцию со средней площадью наледей. В частности, максимум площади наледей в 1995–1996 гг. отмечался после 1994 г., когда выпало наибольшее за рассматриваемый период количество осадков, а в 2014–2016 гг., когда количество осадков было минимальным, отмечались и минимумы площади наледей. Летне-осеннее увлажнение является одним из важных предикторов площади наледей и в других регионах мира, в частности в Канаде и на Аляске (Hall, Roswell, 1981; Morse, Wolfe, 2015). Особенность бассейна р. Селенги – это отсутствие корреляции между площадью наледей и высотой снежного покрова (а также количеством осадков, выпадающих в ноябре–декабре). Это обусловлено крайне малым количеством зимних осадков и малой мощностью снежного покрова (часто менее 10 см), в отличие от северо-востока России (Zemlianskova et al., 2023) и Канады (Morse,

Wolfe, 2015), где снегопады в начале зимы способствуют уменьшению площади наледей.

В целом, рассмотренные переменные позволяют объяснить 52% межгодовых вариаций площади наледей, но для каждой наледи в отдельности эта величина составляет от 7 до 63%. Такие расхождения обусловлены разным происхождением рассмотренных наледей и источников их питания (речные воды, грунтовые воды или выходы подземных вод глубоких горизонтов). Остальная часть вариаций может быть связана с изменениями гидрогеологических и мерзлотных условий, выявление причин которых требует проведения комплексных полевых исследований.

**Благодарности.** Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект № 24-47-03008.

**Acknowledgments.** The study was funded by Russian Scientific Foundation grant No. 24-47-03008.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 73–93.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-73-92>
- Алексеев В.Р., Горин В.В., Котов С.В. Наледи-тарыны Северной Чукотки // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 85–93.
- Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Шихов А.Н., Нестерова Н.В., Осташов А.А., Землянскова А.А. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России / Ред. В.В. Шепелев, М.Н. Железняк. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2021. 302 с.
- Гармаев Е.Ж., Пьянков С.В., Аюржанаев А.А. Гидроэкологическая безопасность бассейна реки Селенги. М.: ООО «ПринтЛето», 2023. 208 с.
- Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения осадков реанализом ERA5 на территории России // Изв. РАН. Сер. географическая. 2022. № 86 (3). С. 435–446.  
<https://doi.org/10.31857/S2587556622030062>
- Марков М.Л., Василенко Н.Г., Гуревич Е.В. Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования. СПб.: Нестор-История, 2016. 320 с.
- Миллионщикова Т.Д. Моделирование и предвычисление многолетних изменений стока р. Селенги. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2019. 133 с.
- Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 190 с.
- Черных В.Н., Гармаев Е.Ж. Мониторинговые исследования наледей в бассейнах малых рек центральной части Селенгинского среднегорья // Проблемы региональной экологии 2023. № 2. С. 36–41.  
<https://doi.org/10.24412/1728-323X-2023-2-36-41>
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Distribution and relevance of aufeis (icing) in the Upper Indus Basin // Science of the Total Environment. 2021. V. 780. No. 146604.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146604>
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Spatial and temporal dynamics of aufeis in the Tso Moriri basin, eastern Ladakh, India // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34 (1). P. 81–93.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.2173>
- Chernykh V., Shikhov A., Ayurzhanayev A., Sodnomov B., Tsydypov B., Zharnikova M., Dashtseren A. Icings in the Selenga River basin // Journ. of Maps. 2024. V. 20 (1). P. 1–10.  
<https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2340994>
- Ensom T.P., Makarieva O.M., Morse P.D., Kane D.L., Alekseev V.R., Marsh P. The Distribution and Dynamics of Aufeis in Permafrost Regions // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. V. 31 (3). P. 383–395.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.2051>
- Froehlich W., Slupik J. River icings and fluvial activity in extreme continental climate: Khangai Mountains, Mongolia / In: Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference. Ottawa: National Research Council of Canada, 1982. P. 203–211.
- Frolova N.L., Belyakova P.A., Grigoriev V.Y., Sazonov A.A., Zotov L.V., Jarsjö J. Runoff fluctuations in the Selenga River Basin // Regional Environmental Change. 2017. V. 17 (7). P. 1965–1976.  
<https://doi.org/10.1007/s10113-017-1199-0>
- Gagarin L., Wu Q., Cao W., Jiang G. Icings of the Kunlun Mountains on the Northern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau, Western China: Origins, Hydrology and Distribution // Water. 2022. V. 14 (15). No. 2396.  
<https://doi.org/10.3390/w14152396>
- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data // Remote Sensing of Environment. 1995. V. 54. P. 127–140.  
[https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P)
- Hall D.K., Roswell C. The origin of water feeding icings on the eastern North Slope of Alaska // Polar Record. 1981. V. 20 (128). P. 433–438.  
<https://doi.org/10.1017/S0032247400003648>
- Harden D., Barnes P., Reimnitz E. Distribution and character of nalds in northeastern Alaska // Arctic. 1977. V. 30 (1). P. 1–30. <https://doi.org/10.14430/arctic2681>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.  
<https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Historical and recent aufeis in the

- Indigirka River basin (Russia) // *Earth System Science Data*. 2019. V. 11 (1). P. 409–420.  
https://doi.org/10.5194/essd-11-409-2019
- Makarieva O., Nesterova N., Shikhov A., Zemlianskova A., Luo D., Ostashov A., Alexeev V. Giant Aufeis – Unknown Glaciation in North-Eastern Eurasia According to Landsat Images 2013–2019 // *Remote Sensing*. 2022. V. 14 (17). No. 4248.  
https://doi.org/10.3390/rs14174248
- Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2015. V. 120. P. 1670–1686.  
https://doi.org/10.1002/2015JF003534
- Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // *Earth System Science Data*. 2021. V. 13 (9). P. 4349–4383.  
https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021
- National Agency Meteorology and the Environmental Monitoring // Электронный ресурс. URL: https://www.ncei.noaa.gov/products/land-based-station/global-historical-climatology-network-daily (Дата обращения: 20.12.2024).
- National Centers for Environmental Information. Global Historical Climatology Network daily (GHCNd) // Электронный ресурс. URL: https://www.ncei.noaa.gov/products/land-based-station/global-historical-climatology-network-daily (Дата обращения: 20.12.2024).
- Obu J., Westermann S., Bartsch A., Berdnikov N., Christiansen H.H., Dashtseren A., Delaloye R., Elberling B., Etzel Müller B., Kholodov A., Khomutov A., Kääb A., Leibman M.O., Lewkowicz A.G., Panda S.K., Romanovsky V., Way R.G., Westergaard-Nielsen A., Wu T., Yamkhin J., Zou D. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km<sup>2</sup> scale // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 193. P. 299–316.  
https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023
- Temuujiin Kh., Dashtseren A., Ulambayar G. Icing dynamic changes in Bayanzurkh district, Ulaanbaatar, Mongolia. The 2<sup>nd</sup> International Conference on Environmental Science and Technology, 2019. // Электронный ресурс. URL: http://portal.igg.ac.mn/dataset/24584791-238d-4e34-a046-661f05a0f1f6/resource/73a84bad-cc91-4136-aacd-dc291cd09cd6/download/temuujiin\_est2019\_abstract.pdf (Дата обращения: 20.12.2024).
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // *Journ. of Geophys. Reserarch*. 2007. V. 112. G04S43.  
https://doi.org/10.1029/2006JG000294
- Zemlianskova A., Makarieva O., Shikhov A., Alekseev V., Nesterova N., Ostashov A. The impact of climate change on seasonal glaciation in the mountainous permafrost of North-Eastern Eurasia by the example of the giant Anmangynda aufeis // *CATENA*. 2023. V. 233 No. 107530.  
https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107530

---

**Citation:** Garmaev E.Zh., Chernykh V.N., Pyankov S.V., Shikhov A.N., Ayurzhanaev A.A., Bogatyrev D.A. Multiyear variability of aufeis area in the Selenga River basin and its determining hydrometeorological factors. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 342–356. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020114

---

## Multiyear Variability of Aufeis Area in the Selenga River Basin and Its Determining Hydrometeorological Factors

© 2025 E. Zh. Garmaev<sup>a</sup>, V. N. Chernykh<sup>a</sup>, S. V. Pyankov<sup>b</sup>,  
A. N. Shikhov<sup>b,c,#</sup>, A. A. Ayurzhanaev<sup>a</sup>, D. A. Bogatyrev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Baikal Institute of Nature Management of the Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

<sup>b</sup>Perm State University, Perm, Russia

<sup>c</sup>Kazan Federal University, Kazan, Russia

<sup>#</sup>e-mail: and3131@inbox.ru

Received January 23, 2025; Revised February 20, 2025; Accepted April 18, 2025

Aufeis are widespread in the permafrost zone, including the Selenga River basin. They are considered as indicators of dynamic groundwater reserves and often cause damage to settlements and infrastructure. In this study, a representative set of aufeis in the Selenga River basin was compiled based on a previously developed GIS dataset. Landsat and Sentinel-2 satellite images for 1990–2024, acquired immediately



after snowmelt, were used to estimate the aufeis area and its multi-year changes. Changes in aufeis area were compared with meteorological parameters derived from the weather station data and ERA5 reanalysis. We found that the average aufeis area decreases by 3.5% per 10 years. At the same time, interannual variations of the area of individual aufeis are generally poorly correlated. The aufeis area has a negative correlation with air temperature in December, March and April, as cold weather in these months favours increase of ice-covered area. A significant increase in air temperature in April in recent decades may be one of the reasons for the overall decrease in the aufeis area. A correlation has also been found with the amount of precipitation in the previous year and particularly in the period from June to September. The largest aufeis area has been observed in 1995–1996, after 1993–1994 which was the wettest year of the period. The lowest aufeis area corresponds to the driest years 2014–2016. On average, the meteorological variables explain 52% of the interannual variability of the aufeis area, but for individual aufeis this value ranges from 7 to 63%. Such differences are due to the different origin of the considered aufeis and possible changes in the hydrogeological conditions, the identification of which requires field studies.

**Keywords:** aufeis, long-term changes, Landsat and Sentinel-2 images, ERA5 reanalysis, precipitation, air temperature, water discharge, correlation

## REFERENCES

- Alekseev V.R. Long-term variability of the spring taryn-aufeis. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 73–93. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-73-92> [In Russian].
- Alekseev V.R., Gorin V.V., Kotov S.V. Aufeis-taryns of Northern Chukotka. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2011, 4 (116): 85–93 [In Russian].
- Alekseev V.R., Makarieva O.M., Shikhov A.N., Nesterova N.V., Ostashov A.A., Zemlyanskov A.A. *Atlas gigantских наледей-тарьнов Северо-Востока России*. Atlas of giant glaciers-taryns of the North-East of Russia. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2021: 302 p. [In Russian].
- Garmaev E.J., Pyankov S.V., Ayurzhanaev A.A. *Gidroekologicheskaya bezopasnost' bassejna reki Selenga*. Hydrological and Environmental Safety of the Selenga River Basin. Moscow: PrintLeto, 2023: 208 p. [In Russian].
- Grigoriev V.Yu., Frolova N.L., Kireeva M.B., Stepanenko V.M. Spatial and Temporal Variability of ERA5 Precipitation Accuracy over Russia. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*. Izvestia of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series. 2022, 86 (3): 435–446. <https://doi.org/10.31857/S2587556622030062> [In Russian].
- Markov M.L., Vasilenko N.G., Gurevich E.V. *Naledi zony BAM: Ekspedicionnye issledovaniya*. Naledi of the Baikal-Amur Railroad zone: Expeditionary studies. St. Petersburg: Nestor-Istoria, 2016: 320 p. [In Russian].
- Millionshchikova T.D. *Modelirovaniye i predvychnisleniye mnogoletnikh izmeneniy stoka r. Selengi*. Modeling and prediction of long-term changes in the runoff of the Selenga River. PhD Thesis. Moscow: Water problem Institute of RAS, 2019: 133 p. [In Russian].
- Sokolov B.L. *Naledi i rechnoj stok*. Naledi and river runoff. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 190 p. [In Russian].
- Chernykh V.N., Garmaev E.J. Monitoring studies of ices in small river basins of the central part of the Selenga middle mountains. *Problemy regional'noj ekologii*. Problems of regional ecology. 2023, 2: 36–41. <https://doi.org/10.24412/1728-323X-2023-2-36-41> [In Russian].
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Distribution and relevance of aufeis (icing) in the Upper Indus Basin. *Science of the Total Environment*. 2021, 780: 146604. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146604>
- Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Spatial and temporal dynamics of aufeis in the Tso Moriri basin, eastern Ladakh, India. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023, 34 (1): 81–93. <https://doi.org/10.1002/ppp.2173>
- Chernykh V., Shikhov A., Ayurzhanaev A., Sodnomov B., Tsydypov B., Zharnikova M., Dashtseren A. Icings in the Selenga River basin. *Journal of Maps*. 2024, 20 (1): 1–10. <https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2340994>
- Ensom T.P., Makarieva O.M., Morse P.D., Kane D.L., Alekseev V.R., Marsh P. The Distribution and Dynamics of Aufeis in Permafrost Regions. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020, 31 (3): 383–395. <https://doi.org/10.1002/ppp.2051>
- Froehlich W., Slupik J. River icings and fluvial activity in extreme continental climate: Khangai Mountains, Mongolia. In: *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference*. Ottawa: National Research Council of Canada, 1982: 203–211.
- Frolova N.L., Belyakova P.A., Grigoriev V.Y., Sazonov A.A., Zotov L.V., Jarsjö J. Runoff fluctuations in the Selenga River Basin. *Regional Environmental Change*. 2017, 17 (7): 1965–1976. <https://doi.org/10.1007/s10113-017-1199-0>
- Gagarin L., Wu Q., Cao W., Jiang G. Icings of the Kunlun Mountains on the Northern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau, Western China: Origins, Hydrology

- and Distribution. *Water*. 2022, 14 (15): 2396. <https://doi.org/10.3390/w14152396>
- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*. 1995, 54: 127–140. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P)
- Hall D.K., Roswell C. The origin of water feeding icings on the eastern North Slope of Alaska. *Polar Record*. 1981, 20 (128): 433–438. <https://doi.org/10.1017/S0032247400003648>
- Harden D., Barnes P., Reimnitz E. Distribution and character of naleds in northeastern Alaska. *Arctic*. 1977, 30 (1): 1–30. <https://doi.org/10.14430/arctic2681>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020, 146 (730): 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia). *Earth System Science Data*. 2019, 11 (1): 409–420. <https://doi.org/10.5194/essd-11-409-2019>
- Makarieva O., Nesterova N., Shikhov A., Zemlianskova A., Luo D., Ostashov A., Alexeev V. Giant Aufeis – Unknown Glaciation in North-Eastern Eurasia According to Landsat Images 2013–2019. *Remote Sensing*. 2022, 14 (17): 4248. <https://doi.org/10.3390/rs14174248>
- Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2015, 120: 1670–1686. <https://doi.org/10.1002/2015JF003534>
- Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*. 2021, 13 (9): 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- National Agency Meteorology and the Environmental Monitoring. Retrieved from: URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/land-based-station/global-historical-climatology-network-daily> (Last access: December 20, 2024).
- National Centers for Environmental Information. Global Historical Climatology Network daily (GHCNd). Retrieved from: URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/land-based-station/global-historical-climatology-network-daily> (Last access: December 20, 2024).
- Obu J., Westermann S., Bartsch A., Berdnikov N., Christiansen H.H., Dashtseren A., Delaloye R., Elberling B., Eitzelmüller B., Kholodov A., Khomutov A., Kääb A., Leibman M.O., Lewkowicz A.G., Panda S.K., Romanovsky V., Way R.G., Westergaard-Nielsen A., Wu T., Yamkhin J., Zou D. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km<sup>2</sup> scale. *Earth-Science Reviews*. 2019, 193: 299–316. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023>
- Temuujin Kh., Dashtseren A., Ulambayar G. Icing dynamic changes in Bayanzurkh district, Ulaanbaatar, Mongolia. The 2<sup>nd</sup> International Conference on Environmental Science and Technology, 2019. Retrieved from: URL: [http://portal.igg.ac.mn/dataset/24584791-238d-4e34-a046-661f05a0f1f6/resource/73a84bad-cc91-4136-aacd-dc291cd09cd6/download/temuujin\\_est2019\\_abstract.pdf](http://portal.igg.ac.mn/dataset/24584791-238d-4e34-a046-661f05a0f1f6/resource/73a84bad-cc91-4136-aacd-dc291cd09cd6/download/temuujin_est2019_abstract.pdf) (Last access: December 20, 2024).
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska. *Journ. of Geophys. Reserarch*. 2007, 112: G04S43. <https://doi.org/10.1029/2006JG000294>
- Zemlianskova A., Makarieva O., Shikhov A., Alekseev V., Nesterova N., Ostashov A. The impact of climate change on seasonal glaciation in the mountainous permafrost of North-Eastern Eurasia by the example of the giant Anmangynda aufeis. *CATENA*. 2023, 233: 107530. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107530>

## ANALYSIS OF ICE CUTTINGS COLLECTED DURING DRILLING OF THE SNOW-FIRN LAYER AT VOSTOK STATION

© 2025 D. A. Vasilev\*, I. V. Rakitin, S. A. Ignatev, A. V. Bolshunov, A. Yu. Ozhigin

*Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia*

*\*e-mail: Vasilev\_da@pers.spmi.ru*

Received December 4, 2024; Revised December 24, 2024; Accepted April 18, 2025

The size and shape of the ice cuttings influence the choice of drilling regimes, as well as the design of drilling heads, augers, chip chambers, and internal drilling channels. To collect ice chips, two boreholes, VK-22 (30 m) and VK-23 (40 m), were drilled at Vostok station. Sieving was used to analyze the particle size distribution of the ice cuttings at full depth in both boreholes. The shape of the ice particles was examined microscopically at drilling depths of 5, 10, 15, 20, 25, 30, and 35 m of VK-23. The density of the snow-firn layer and the bulk density of ice cuttings were measured. The ice cuttings became finer-grained as the borehole depth increased. The prevailing fraction changes from 1.6–3 mm to 0.4–0.63 mm, the average particle diameter reduces from 1.55 mm to 0.06 mm, and the  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ , and  $D_{90}$  values decrease more than twice. The shape analysis revealed that the ice chips are dominated by equant and elongated particles, with medium shape projections described by parameters  $FF = 0.74$  and  $ER = 0.67$ . A visual comparison of microscopic images shows that the thickness of the ice cuttings decreases as the depth of the well increases.

**Keywords:** Antarctic, ice drilling, snow-firn layer, ice cuttings, size distribution, shape characteristics

**DOI:** 10.31857/S2076673425020124, **EDN:** FOALPV

### INTRODUCTION

A comprehensive study of the Antarctic ice sheet, subglacial lakes and bedrock is impossible without drilling, which is carried out as part of geological (Goode et al., 2021), paleoclimatic (Veres et al., 2023), glaciological (Mikhalev et al., 2024), microbiological (Ren et al., 2022), and other types of research. Ice drilling for scientific reasons has been going on for more than 150 years (Clarke, 1987), during which time tens of thousands of meters of boreholes have been bored all over the world, and the advancement of glacier drilling equipment and methods continues today. One of the many urgent problems in the field of ice drilling is increasing the efficiency of snow-firn layer (*SFL*) drilling, which is the most frequently drilled horizon of glaciers, as ice drilling begins at the surface, regardless of the final depth. The two most common methods of *SFL* core drilling are auger drilling and thermal drilling. The negative aspects of thermal drilling involve low energy efficiency, low rate of penetration (ROP), and heat impact on the ice core (Serbin,

Dmitriev, 2022). These drawbacks led to the gradual decline in popularity of this drilling method. At the same time auger drilling has proven to be the most reliable method for drilling *SFL*. However, there is an unresolved problem with optimizing drill design parameters, which results in a significant decrease in length of drilling run as borehole depth increases (Talalay, 2016). The prospective direction in the field of high efficiency *SFL* drilling is mechanical air drilling. While air ice core drilling is still in its early stages (Hu et al., 2019; Ignatiev et al., 2023), noncoring drilling technologies (Gibson et al., 2020) are successfully used today.

One of the keys to increasing the efficiency of *SFL* drilling is a thorough understanding of the byproducts of the mechanical drilling (ice cuttings). By its nature, ice cuttings are a granular material, with the bulk density, size, and shape of the particles determining the majority of their physical and mechanical properties. Studies on the shape and size of drilled cuttings have been widely presented in the fields of exploration and oil drilling (Kyzym,

2015; Kern et al., 2022). At the same time, ice chips analysis was carried out only in two studies. Talalay (2006) provides data on how the ice particle size distribution (PSD) varies with depth of cut. Hong et al. (2015) investigate the effect of ROP and rotation frequency on the size and shape parameters of ice cuttings. Both papers focused on ice chips from drilling an artificial frozen ice block, which have a significantly different petrographic structure and thermobaric properties than the snow, firn or ancient atmospheric ice of Central Antarctica and Greenland.

The density, strength, porosity and petrostructural properties of the *SFL*, which have varied with depth over thousands of years under dry metamorphism, are extremely difficult to reproduce in laboratory conditions. Therefore, ice cuttings collected during drilling of the upper 40 m of *SFL*, the characteristics of which were previously unknown, were selected for the study. The article presents the results of experimental work carried out at Vostok station during seasons 67<sup>th</sup>, 68<sup>th</sup>, and 69<sup>th</sup> of the Russian Antarctic expeditions, in which the dependencies of the PSD, form parameters, and bulk density of ice chips on the ROP and density of the *SFL* at the constant rotation frequency of the drill were investigated. Based on the research results, the authors propose a vision for how the obtained data could be applied in the field of glacier drilling.

## STUDY AREA

Vostok station is located in the central part of East Antarctica (78°28' S, 106°48' E) at an altitude of 3488 m and 1260 km from the coast (Litvinenko, 2020). The average temperature in the summer months, December and January, is –35.1 °C and –35.5 °C, and the coldest month, August, is 75.3 °C. Furthermore, the Vostok station area receives almost no precipitation, the average annual snow accumulation rate since 1970 has been 22.5 kg/m<sup>2</sup> (Ekaykin et al., 2023). Average annual atmospheric pressure: 624.2 gPa, relative humidity: 71% (Kapustin, 2018).

Since its foundation on December 16, 1957, a wide range of research has been carried out at the station. The most significant scientific achievement might be considered the drilling of the deepest borehole in ice and the unsealing of the subglacial Lake Vostok on February 5, 2012 (Litvinenko et al., 2020). The more than 440.000-year-old ice cores have allowed us to receive a continuous paleoclimate signal, significantly expanding our understanding of past climate. Since 1970, the Vostok station has been carrying out the most extensive instrumental snow accumulation

observations for Central Antarctica (Ekaykin et al., 2023). Because of its proximity to the geomagnetic pole, Vostok station is ideal for conducting geophysical studies of the Earth's magnetic field. There was conducted vertical ionosphere sensing, regular meteorological observations and ozonometry.

## MATERIALS AND METHODS

**Sampling of cores and ice cuttings.** The material for the experimental studies was samples of ice cuttings and cores obtained as a result of drilling the *SFL* in the area of Vostok station. Sampling was conducted from boreholes VK-22 (78°28'1" S, 106°51'30" E) (Ignatiev et al., 2023) and VK-23 (78°28'18" S, 106°50'48" E) (Bolshunov et al., 2023) which were drilled during the seasonal operations of the 67<sup>th</sup>, 68<sup>th</sup>, and 69<sup>th</sup> Russian Antarctic expeditions. The placement of the boreholes in relation to the Vostok station and the building site of the new wintering complex was chosen in such a way as to exclude the influence of artificial snow accumulation on the interpretation of the drilling results.

Drilling was carried out using an LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) (Veres et al., 2020) drilling rig.

After each drilling run (the run was set to 0.5 m), samples of cuttings and cores were extracted and then packed into separate bags that were tagged in accordance with the run number and drilling interval. The cuttings and cores were delivered to the glaciological laboratory of the 5G borehole drilling complex, where they were stored at a temperature of –53 °C.

The drill head is equipped with two rounded cutters, one for each auger flight. The drill's penetration rate was manually controlled and measured every 5 meters of drilling. The drilling head rotation frequency was constant at 105 rpm.

**The density of *SFL*.** Despite the fact that the *SFL* density in the Vostok station area has been well studied (Ekaykin et al., 2022), in order to increase the reliability of the experimental studies, we decided to construct our own density profile for two boreholes, VK-22 and VK-23, to improve the reliability of the experimental studies.

The density profile of the *SFL* was performed using cores. Measurements were taken at 0.5 m intervals, starting at a depth of 5.5 m. The upper section of the *SFL* (0–5.5 m) had severely fractured and irregularly shaped cores, making density measurements impossible. Density calculations were performed using the equation:

$$\rho = \frac{m_c}{\pi \frac{D_c^2}{4} l_c},$$

where:  $m_c$  – core mass, kg;  $D_c$  – core diameter, m;  $l_c$  – core length, m.

The core diameter was calculated as the arithmetic mean of three measurements along the core length. The diameter and length of the core were measured using a caliper.

The confidence interval was calculated as  $\pm 2 SEM$  (standard error of mean):

$$SEM = \frac{STD}{\sqrt{n}},$$

where:  $STD$  – standard deviation of density values in the interval of 0.5 m according to data from two boreholes;  $n$  – number of values that fall into the interval (Ekaykin et al., 2022).

**PSD analysis by sieving.** Sample analysis of cuttings and cores was performed at the glaciological laboratory of the drilling complex of 5G borehole (average temperature  $-20^\circ\text{C}$ ), equipped with a dedicated workspace (Ignatiev et al., 2023).

To determine the distribution of ice cuttings by size a sieve analysis method was used. The sieve analysis was carried out in a dry manner using a set of manual laboratory sieves with cell sizes of: 1.6, 1.25, 1, 0.8, 0.63, 0.4, 0.25 mm. The sieves were arranged in a column from the largest cell to the smallest from top to bottom. Thus, 8 fractions were determined: 1.6–3, 1.25–1.6, 1–1.25, 0.8–1, 0.63–0.8, 0.63–0.4, 0.25–0.4, 0–0.25 (the upper size limit of 3 mm was found experimentally; no cuttings larger than 3 mm were found at any drilling depth).

Sample mass measurements (as well as subsequent core mass measurements) were carried out using electronic scales with an error of  $\pm 0.1$  g. The ice cuttings samples were prepared using the quartering method. The mass of one cuttings sample was 0.2 kg and sieving time – 1 min. A sieve analysis of the cuttings from VK-22 borehole was conducted at 0.5 m intervals in depth, for VK-23 borehole the interval was 2 m. The weight percentages of different fractions were calculated using the equation:

$$Q_i = \frac{m_i \cdot 100}{\sum m_i},$$

where:  $m_i$  – fraction mass.

The fractional composition was determined from three independent samples, which were sequentially sieved on sieves. The weight percentages of the fractions for each drilling interval were deduced from the sieving results.

For analyzing data on PSD, differential curves were used, constructed according to the values of fractional density (ISO 9276–1:1998), determined from the following equation:

$$q_m = \frac{Q_i}{d_1 - d_2},$$

where  $d_1$  and  $d_2$  – maximum and minimum sieve mesh sizes of the  $i^{\text{th}}$  fraction, mm

Using fractional density allows comparing the obtained results with the data presented in other studies. In the practice of describing differential curves, Gaussian (1) and lognormal (2) distribution laws are most commonly used (Dengaev et al., 2023):

$$F_G(d) = \frac{100}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{d - \bar{d}}{\sigma}\right)^2\right\}, \quad (1)$$

where  $\bar{d}$  – mean diameter of particle, mm;  $\sigma$  – standard deviation.

$$F_L(\ln d) = \frac{100}{d \ln \sigma_g \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln d - \ln \bar{d}_g}{\ln \sigma_g}\right)^2\right\}, \quad (2)$$

where  $\bar{d}_g$  – geometric mean;  $\sigma_g$  – geometric standard deviation.

A parameter of the weighted average particle diameter of a bulk mass was used to calculate sieve analysis indicators. This parameter takes into account the influence of each fraction content on the final diameter value, which allows for the most accurate description of the particle sample. This parameter is determined by the following equation:

$$D_w = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i \cdot d_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i},$$

where  $d_i$  – arithmetic mean diameter, mm.

The arithmetic mean diameter of the class is determined from the equation:

$$d_i = \frac{d_1 + d_2}{2}.$$

The applicability of a particular mathematical distribution to describe the composition of a specific dispersed system is mainly determined by the way this system is obtained. For example, the distribution of particles by sizes obtained during comminution (grinding, crushing, and milling) is very close to logarithmically normal. However, scattered systems (such as grains, cereals, and sand) that have not been forced by comminution are more likely to be distributed in accordance with a Gaussian law (Merkus, 2009).



For statistical analysis of PSD, parameters such as mass percentiles  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ , and  $D_{90}$  were used. These parameters are commonly used to describe bulk materials, including drill cuttings (Kern et al., 2022, Zhang et al., 2021). The values of percentiles are derived from a cumulative graph of PSD, which is constructed by sequentially summing the weight percentages of fractions and plotting a cumulative curve (Merkus, 2009).

**Shape parameters.** Particle shape parameter determination was carried out using the static image analysis method (ISO 13322-1:2014). Images of ice chips from borehole VK-23 were taken from depths of 5, 10, 15, 20, 25, 30 and 35 meters. For this purpose, cuttings from each depth were pre-sieved through sieves of sizes 1.6, 1.25, 1, 0.8, 0.63 and 0.4 mm. This process was followed by photography. Samples of coarse particles (fractions 1.6–3, 1.25–1.6, 1–1.25 mm) were placed between two polarized filters and photographed using a digital camera without magnification devices. Samples of fine particles (fractions 0.8–1, 0.63–0.8, 0.4–0.63 mm) were placed on glass slides and photographed under 40x magnification using a Levenhuk MED D10T LCD microscope. The study of particle shape parameters for fractions 0.25–0.4 mm and 0–0.25 mm, which represent a fine-dispersed material subjected to agglomeration, was not carried out due to methodological difficulties in analyzing particle conglomerations under a microscope. For the analysis of microphotographs, the open-source software ImageJ was used. The main geometric parameters of particles were determined as follows: the projected area of the particle ( $S_p$ , mm<sup>2</sup>); the perimeter of the particle projection ( $P_p$ , mm); the major axis ( $l_{\max}$ , mm) and the minor axis ( $l_{\min}$ , mm) of the particle.

For the analysis of particle shape parameters of form factor (also known as “circularity” in the literature) and roundness (ellipse ratio) were utilized. The form factor parameter ( $FF$ ) takes into account the ratio of the particle’s projected area to its perimeter:

$$FF = \frac{4\pi \cdot S_p}{P_p^2}.$$

The roundness ( $ER$ ) can be determined by the ratio of the area to the major axis or by the ratio of the minor axis to the major axis:

$$ER = \frac{4S_p}{\pi \cdot l_{\max}^2} \approx \frac{l_{\min}}{l_{\max}}.$$

At a high value of the  $FF$  parameter, the particle shape is round and does not have sharp angles.

Conversely, a low value of the parameter results in the opposite effect. The  $ER$  parameter is responsible for the compactness of the particle. A value of  $ER$  close to one indicates that the particle’s elongation in two mutually perpendicular directions is almost equal, and vice versa.

To establish the relationship between changes in the shape of ice particles with increasing borehole depth, average weighted values of  $FF$  and  $ER$  were determined, taking into account the size distribution at each drilling interval:

$$FF_i = \frac{\sum_{n=1}^i (FF_n \cdot Q_{m_i} / 100)}{\sum_{n=1}^i Q_{m_i} / 100},$$

where:  $FF_i$  – arithmetic mean form factor of different particles fractions;

$$ER_i = \frac{\sum_{n=1}^i (ER_n \cdot Q_{m_i} / 100)}{\sum_{n=1}^i Q_{m_i} / 100},$$

where:  $ER_i$  – arithmetic mean ellipse ratio of different particles fractions.

**Bulk density of ice cuttings.** The methodology for analyzing the bulk density of ice cuttings involved using a technique for determining the density of bulk materials, utilizing a stand consisting of a Bunsen stand with a laboratory funnel attached to it. A laboratory beaker was placed under the funnel, with its volume chosen based on the volume of the ice cuttings sample being studied. When the ice cuttings sample was poured into the funnel, it would flow into the beaker under its own weight. The ice cuttings were poured into the funnel until the beaker was filled, excess volume (mound) was then removed, and the mass of the beaker was measured. The bulk density was determined using the equation:

$$\rho_b = \frac{m_f - m_e}{V},$$

where:  $m_f$  – mass of a full glass, kg;  $m_e$  – empty glass mass, kg;  $V$  – glass volume, m<sup>3</sup>.

Measurements of bulk density for the ice cuttings from borehole VK-22 were carried out at intervals of 0.5 m depth, while for borehole VK-23, the interval was 2 m. The bulk density was determined based on three independent samples from each interval, and the average value was calculated. Additionally, the bulk density of separate fractions from borehole VK-22 was measured, and the obtained data were used in the study of the process of transporting ice cuttings by air (Ignatiev et al., 2023).

## RESULTS

**Sampling of cores and ice cuttings.** Two boreholes, VK-22 (30 m) and VK-23 (40 m), were drilled, with a core recovery rate of 100% starting from a depth of 5.5 m. Samples of ice cuttings were collected from each run, with a cuttings output of approximately 1 kg per 0.5 m of drilling.

**The results of SFL density measuring.** The data on the dynamics of the growth of SFL density obtained from cores from VK-22 and VK-23 boreholes have a high degree of correlation and correspond to the data obtained during drilling of VK-16 (70.20 m), VK-18 (55.14 m) and VK-19 (65.37 m) boreholes (Veres et al., 2020).

As can be seen from the Fig. 1, *a*, up to a depth of 22 m, the spread of density values is quite high. The maximum value of the standard deviation was 41.5 kg/m<sup>3</sup>. This is explained by the natural spatial variability of SFL density, which is formed in the process of the deposition of freshly fallen snow on the surface of the snow cover. With an increase

in the depth of the firn and the achievement of a density of 450–500 kg/m<sup>3</sup>, the spread of the density values decreases significantly, and the values of the standard deviation of measurements do not exceed the instrumental error.

The SFL density according to data from two boreholes is described by a cubic polynomial:

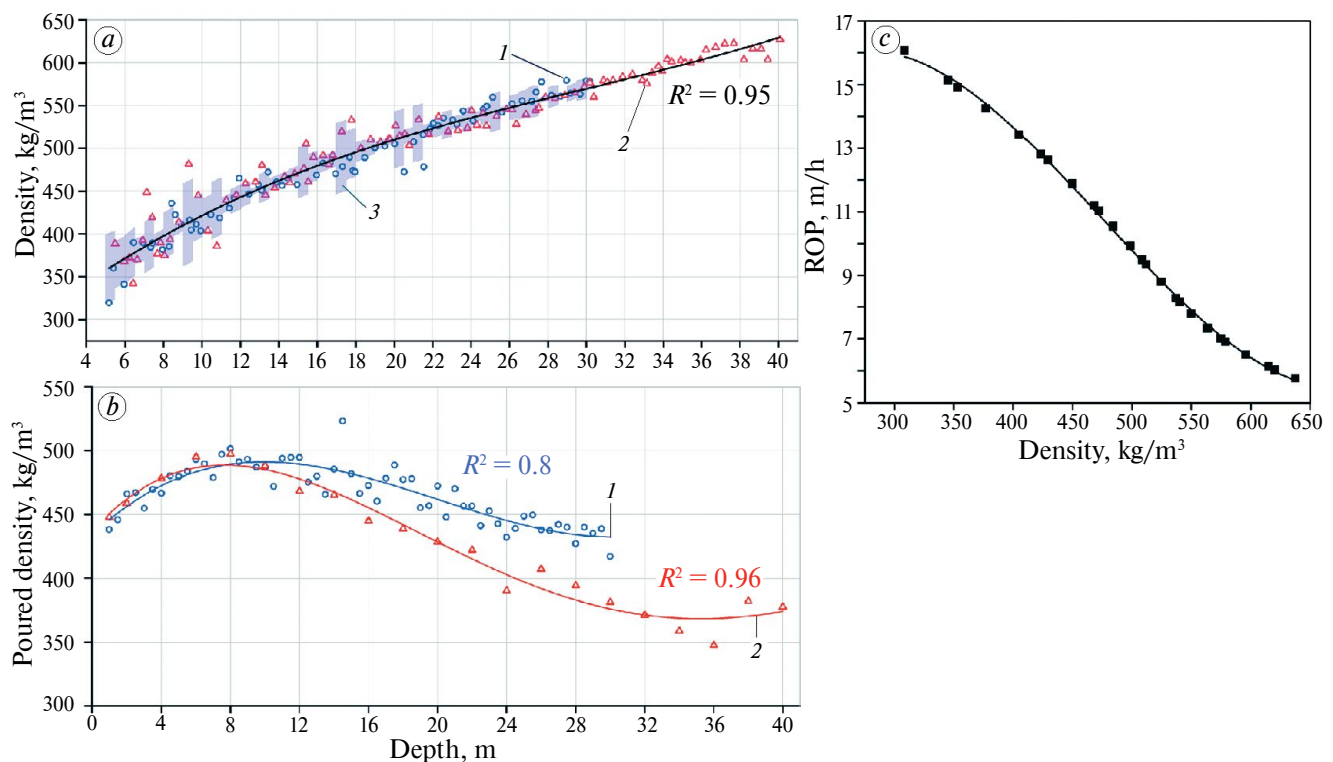
$$\rho_{SFL} = 0.0048x^3 - 0.435x^2 + 18.52x + 275.04,$$

where:  $x$  – borehole depth.

The obtained equation describing the change in SFL density, combined with ROP measurements during drilling, allows us to construct a graph describing a decrease in ROP as the density of the drilled SFL increases (see Fig. 1, *c*).

**PSD analysis by sieving.** Sieve analysis of the ice cuttings for VK-22 and VK-23 boreholes was carried out at 59 and 20 drilling intervals, respectively, the total number of measurements was 237.

Fig. 2, *a* presents the result of the mathematical analysis of the obtained data. It has been found that



**Fig. 1.** Snow-firn layer density profile in Vostok station area (*a*); dependence of bulk density of ice cuttings on borehole depth (*b*); 1 – data obtained from VK-22 borehole (blue circles); 2 – data obtained from VK-23 borehole (red triangles); 3 – confidence interval  $\pm 2$  SEM (blue shading); dependence of the rate of penetration on the density of the snow-firn layer (*c*)

**Рис. 1.** Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток (*a*); зависимость насыпной плотности ледяного шлама от глубины скважины (*b*); 1 – данные, полученные из скважины VK-22 (синие круги); 2 – данные, полученные из скважины VK-23 (красные треугольники); 3 – доверительный интервал  $\pm 2$  SEM (голубая заливка); зависимость механической скорости бурения от плотности снежно-фирновой толщи (*c*)

the PSD up to a depth of 15 m obeys the Gaussian distribution law, while at deeper depths it obeys a log-normal distribution, which is true for both boreholes. Fig. 2, *b* presents the cumulative curves of PSD. With increasing borehole depth, the shape of the distribution curves changes from concave to convex, indicating an increase in the proportion of particles of small size fractions. According to these curves, the values of *D*10, *D*50, and *D*90 parameters were determined (indicated in red on the abscissa axis).

As can be seen from Fig. 2, *c*, the percentile values decrease with increasing borehole depth. For VK-22, the percentile values of *D*10, *D*50 and *D*90 decreased by 52, 53 and 56%, respectively, with an increase in borehole depth from 5 to 30 m. Similar values for the same drilling interval for the VK-23 borehole are 54, 52 and 56%, which demonstrates a high correlational dependence of changes in the granulometric composition of the ice chips in the two boreholes. The average diameter of particles also decreases by half with increasing depth.

Based on the *D*90 percentile values (from 1.18 to 2.59), samples of ice cuttings can be classified as a coarse-grained (from 1 to 10 mm) polydisperse system (see Fig. 2, *c*). The width of the PSD function, determined by the ratio of the *D*90 and *D*10 parameters, increases with depth from “medium” (from 1.5 to 4) to “wide” (from 4 to 10) (Merkus, 2009).

Fig. 3, *a* and Fig. 3, *b* present the dependences of the main parameters of the ice cuttings particle size (weighted average diameter, *D*50) on the ROP and *SFL* density.

**Shape parameters.** Based on the results of determining the shape parameters, the number of studied particles reached 5315 pieces. Analysis of all the studied particles, regardless of the drilling interval, shows that the patterns of distribution of *FF* and *ER* (Fig. 4) can be described by the law of normal distribution. Thus, for *FF*, the mathematical expectation ( $\mu$ ) and standard deviation ( $\sigma$ ) equal 0.74 and 0.11, respectively. For *ER*,  $\mu = 0.67$ ,  $\sigma = 0.17$ .

Based on the established patterns of shape parameters distribution, it is possible to conditionally distinguish four types of shapes. Particles for which the values of the shape parameters are close to unity should be considered as equant (Fig. 5, *a*). Particles slightly elongated in one direction are usually called rounded or rolled (see Fig. 5, *b*). Particles whose longest axis is 2–2.5 times the shortest are called elongated or oblong (see Fig. 5, *c*). The shape of particles in which one of the mutually perpendicular directions is much larger than the other is called

rod-like (see Fig. 5, *d*) (Blott, Pye, 2007; Rodriguez et al., 2013). As can be seen from the graphs (see Fig. 4), rounded and elongated particles predominate in samples of ice cuttings from the VK-23 borehole.

**Bulk density of ice cuttings.** The bulk density of ice cuttings according to data from borehole VK-22, is described by a cubic polynomial:

$$\rho_b = 0.014x^3 - 0.87x^2 + 12.95x + 433.75,$$

where:  $x$  – borehole depth, m.

The bulk density of ice cuttings according to data from borehole VK-23, is described by a 4<sup>th</sup> degree polynomial:

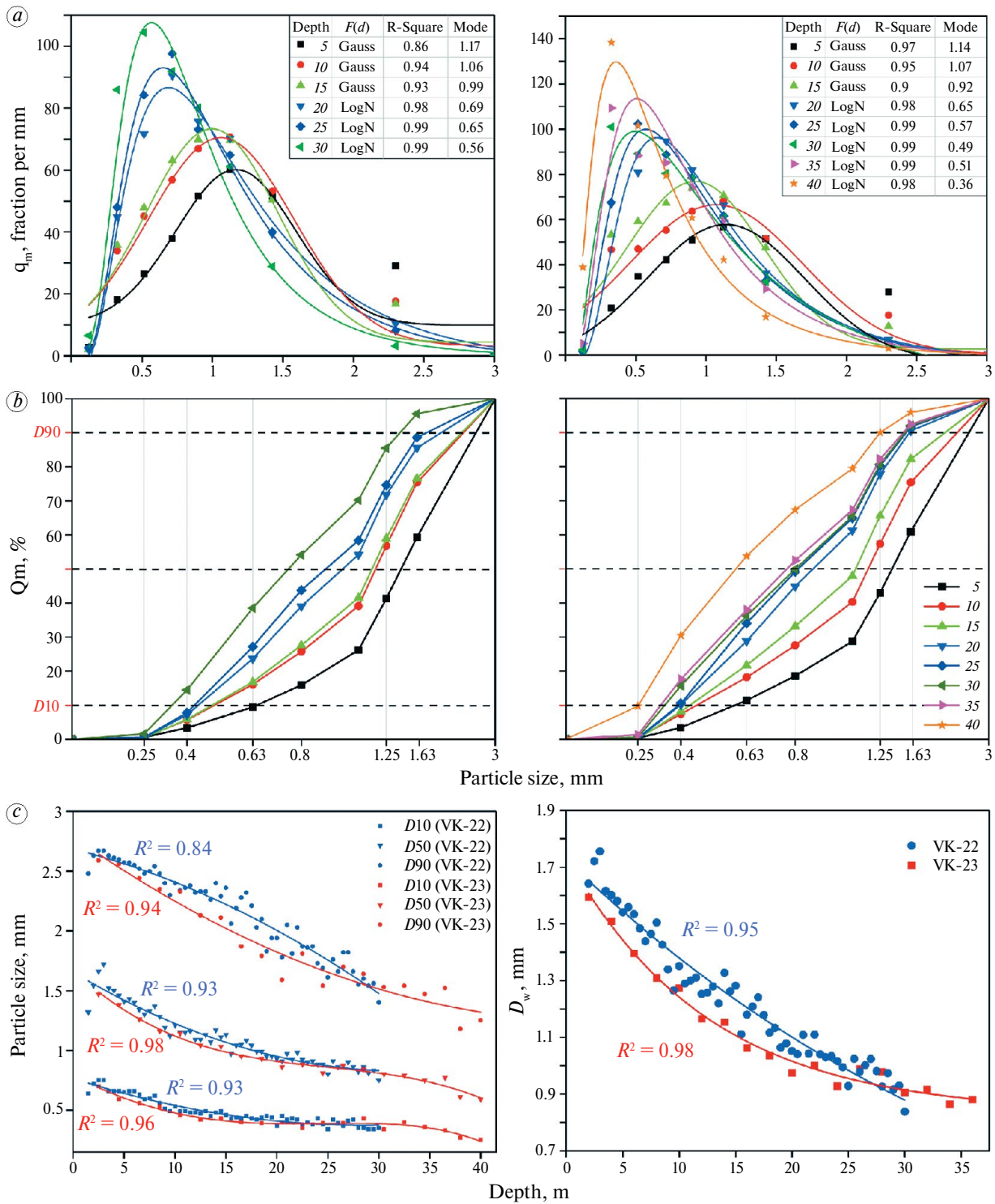
$$\rho_b = -2.65 \cdot 10^{-4}x^4 + 0.034x^3 - 1.37x^2 + 15.40x + 436.47.$$

At a depth of 8 meters, the bulk density of ice chips from both boreholes increases with a high correlation of values, reaching 497–502 kg/m<sup>3</sup> (see Fig. 1, *b*). Following that, the bulk density decreased to the lowest values of 417.2 kg/m<sup>3</sup> and 347.6 kg/m<sup>3</sup> for VK-22 and VK-23, respectively.

## DISCUSSION

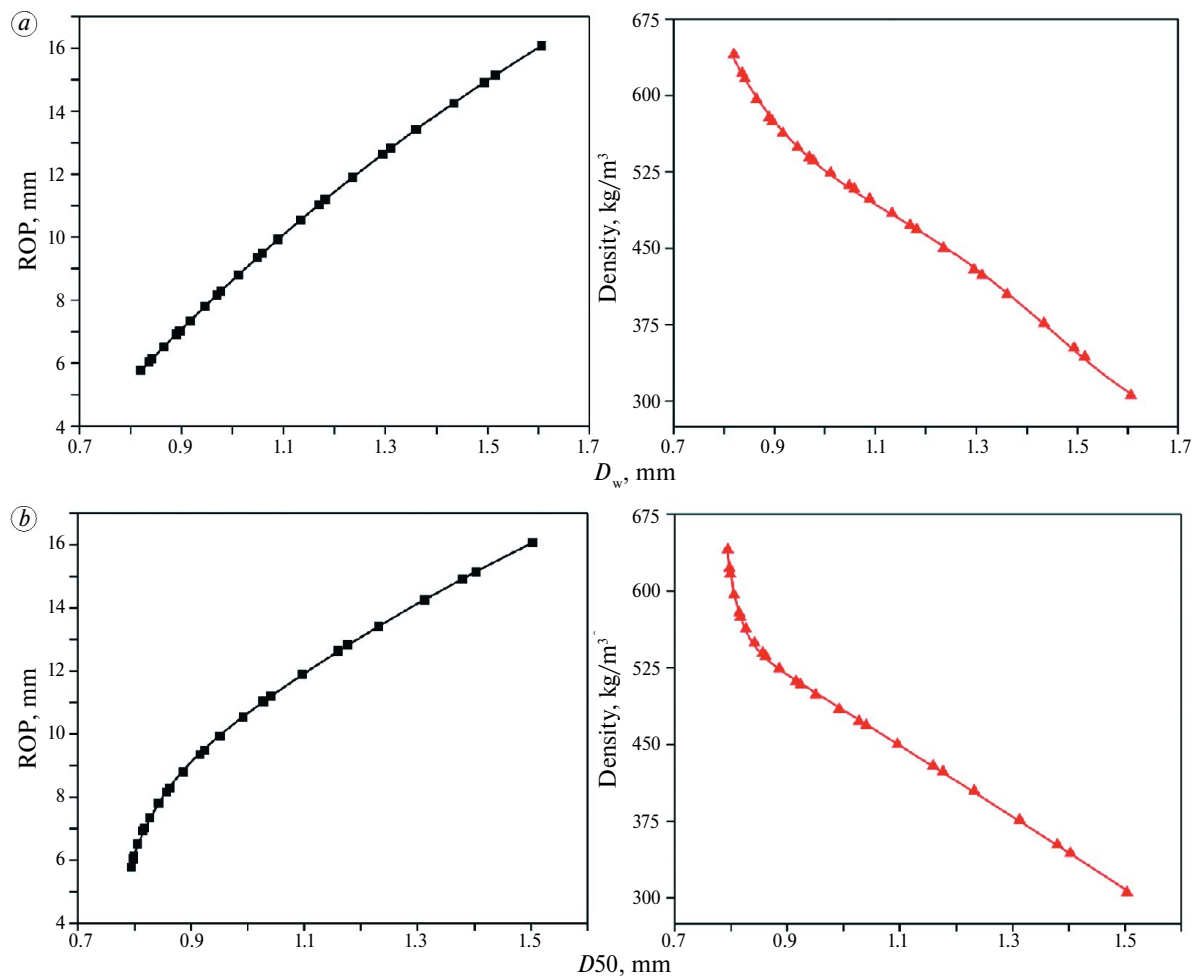
**Results.** The geometric parameters of the drilling head and its rotation frequency speed remained constant during the drilling, implying that the petrostructural properties of the *SFL* and ROP are the primary factors affecting the size and shape of the ice cuttings.

Studies on the core from borehole VK-23 showed that the growth of the firm's ice grains is caused by recrystallization processes under directed stress and over time (Bolshunov et al., 2023). Lipenkov et al. (2007), based on the analysis of ice cores from deep boreholes, describe in detail the mechanism of firm grain growth in Vostok station area with increasing depth. According to their data, at a depth range of 10–40 m, the average size of firm grains increases from 1.15 to 1.25 mm. The rising ratio of the upper layers with depth increases the *SFL*'s strength and density. It was also found that as the depth of the borehole increases, the ROP decreases and is inversely related to the increasing density of the *SFL*. With the reduction of the penetration rate, the depth of cut decreases, which leads to a reduction in the size of ice particles, as demonstrated experimentally (Talalay, 2006; Hong et al., 2015). The medium diameter and *D*50 values decrease with depth, which is directly proportional to the ROP and inversely proportional to the density of the snow layer (see Fig. 3).

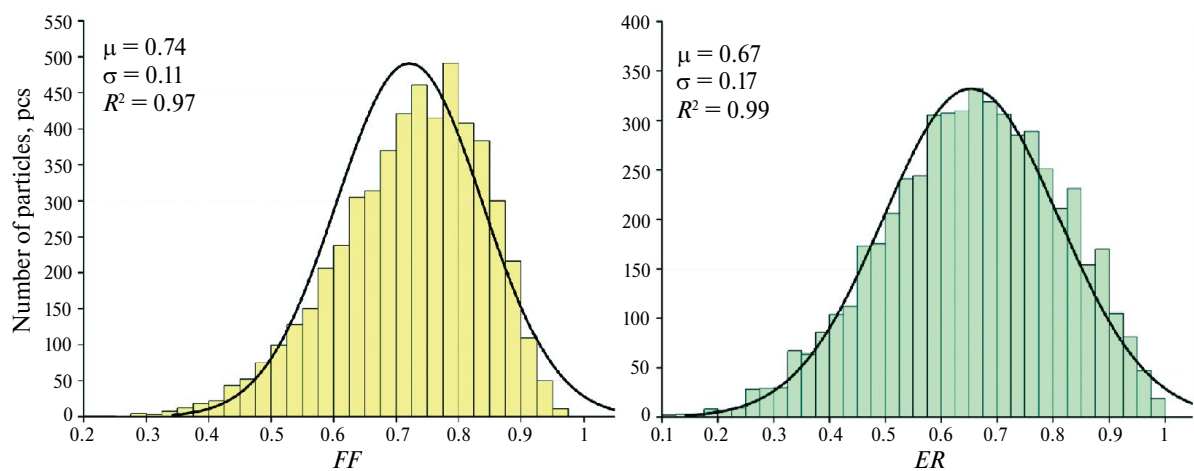


**Fig. 2.** Size parameters of ice particles, obtained from VK-22 and VK-23 boreholes. Data, obtained from different depths are indicated by colors and symbols in accordance with the legend on the charts: smoothed differential curves of particle size distribution (a); cumulative curves of particle size distribution (b); dependence of the values of percentiles  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{90}$  and weighted average particle diameter  $D_w$  on the borehole depth (c)

**Рис. 2.** Параметры размеров частиц, полученных из скважин VK-22 и VK-23. Данные, полученные с разных глубин, обозначены цветами и маркерами в соответствии с легендой на графиках. Цифровые обозначения в легенде означают исследуемую глубину бурения в метрах: дифференциальные кривые распределения частиц по размерам (a); кумулятивные кривые распределения частиц по размерам (b); зависимость значений процентов  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{90}$  и средневзвешенного диаметра  $D_w$  от глубины скважин (c)

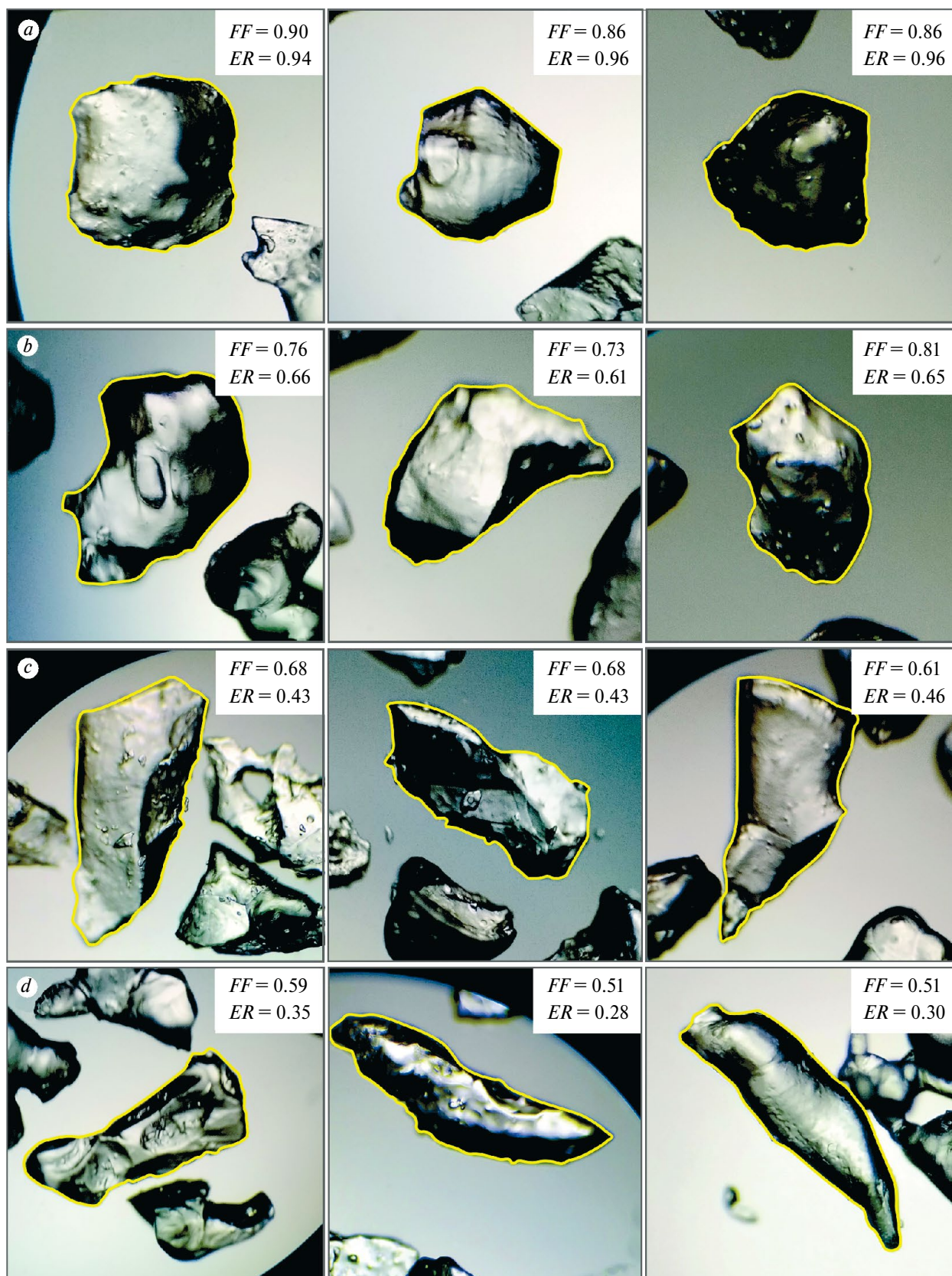


**Fig. 3.** Dependence of the weighted average diameter  $D_w$  on the rate of penetration and the density of the snow-firn layer (a); dependence of the percentile  $D_{50}$  on the rate of penetration and the density of the snow-firn layer (b)  
**Рис. 3.** Зависимость средневзвешенного диаметра  $D_w$  от механической скорости бурения и плотности снежно-фирновой толщи (a); зависимость процентиля  $D_{50}$  от механической скорости бурения и плотности снежно-фирновой толщи (b)



**Fig. 4.** Distribution of ice cuttings shape parameters values  
**Рис. 4.** Распределение значений параметров формы частиц ледяного шлама





**Fig. 5.** Types of ice cuttings shapes: equant (a); rounded (b); elongated (c); rod (d)

**Рис. 5.** Типы форм частиц ледяного шлама: изометрическая (a); округлая (b); удлинённая (c); стержневая (d)

Thus, the change in size distribution as drilling depth increases can be explained by the fact that at shallow depths, ice grains have a greater degree of freedom and tend to separate from one another when a load is applied. As the drilling depth increases, the size of the firm's ice grains increases and the gaps between them decrease, the firm becomes denser and stronger. As a result, the effort required to separate one grain from the other is increased, which leads not only to the separation of grains along their borders, but also to their destruction by the drilling head's cutters, increasing the fineness of the chips. The fact that the law of size distribution changes as drilling depth increases lends support to this assertion (see Fig. 2, *a*). Up to a depth of 15 m, the normal law of distribution is observed, as is typical of particles that have not been crushed. At a drilling interval of 15–20 m, the distribution law shifts from normal to lognormal, this is typical for grinded particles, in this case by a drilling head. This claim is positively related to the fact that the predominant fraction varies with depth. At the start of drilling in both boreholes, the predominant fraction was 1.6–3 mm (up to 53.2% of the total sample mass), but as drilling depths increased (18 m for VK-22 and 16 m for VK-23) the dominant size became 1–1.25 mm. In the final stages of drilling (21.5 m for VK-22 and 20 m for VK-23) the highest mass percentage has particles with a size of 0.4 to 0.63 mm.

Despite the correlation of the values  $FF_i$  and  $ER_i$ , the analysis of the shape parameter measurement results revealed no clear pattern of change with increasing borehole depth. Therefore, the shape of the ice chips should be determined by analyzing all of the particles, regardless of the drilling depth. The parameters  $FF$  and  $ER$  vary in wide ranges ( $FF = 0.22–0.97$ ;  $ER = 0.1–0.99$ ), however, the mean values should be considered:  $FF = 0.74$  and  $ER = 0.67$  (see Fig. 4). If we give the mean  $ER$  value as the ratio of the major axis of the particle to the minor one, we get the number 1.49, which is similar to the value obtained by the Chinese colleagues (1.55) (Hong et al., 2015). The form parameters of ice particles are distributed according to the normal law, which is consistent with previous research on cuttings obtained from rock drilling (Zhang et al., 2021).

It should be noted that the optical microscopy method used in these studies does not allow for the measurement of particle thickness. However, micro-images of cuttings from the same fraction at different drilling depths can be compared (Fig. 6). As the borehole depth grows, the particles' transparency and light transmission increase, which

means that the particles become more plate-shaped. This assertion is supported by a decrease in both the total bulk density (see Fig. 1, *b*), and the bulk density of individual fractions (Ignatiev and others, 2023). This is due to the fact that isometric particles at higher drilling depths occupy the same volume with fewer air gaps than plate-shaped particles at deeper depths.

An ellipsoid with axes  $b > a > c$  can be used to approximate the shape of the ice particles to show this change in shape (Hong et al., 2015). According to the founded  $ER$ , the  $a$  axis has a 0.67 ratio to the  $b$  axis. The  $c$  axis is determined by the equation:

$$c = k \cdot b,$$

where  $k$  – thickness coefficient.

With increasing borehole depth,  $k$  varies from about 0.5–0.6 to 0.2–0.3 (see Fig. 6, *b*). This data can be applied in mathematical modeling of ice drilling processes. A 3D particle shape analysis is planned in the future to provide an accurate quantitative estimate of particle thinning (Rodriguez et al., 2013).

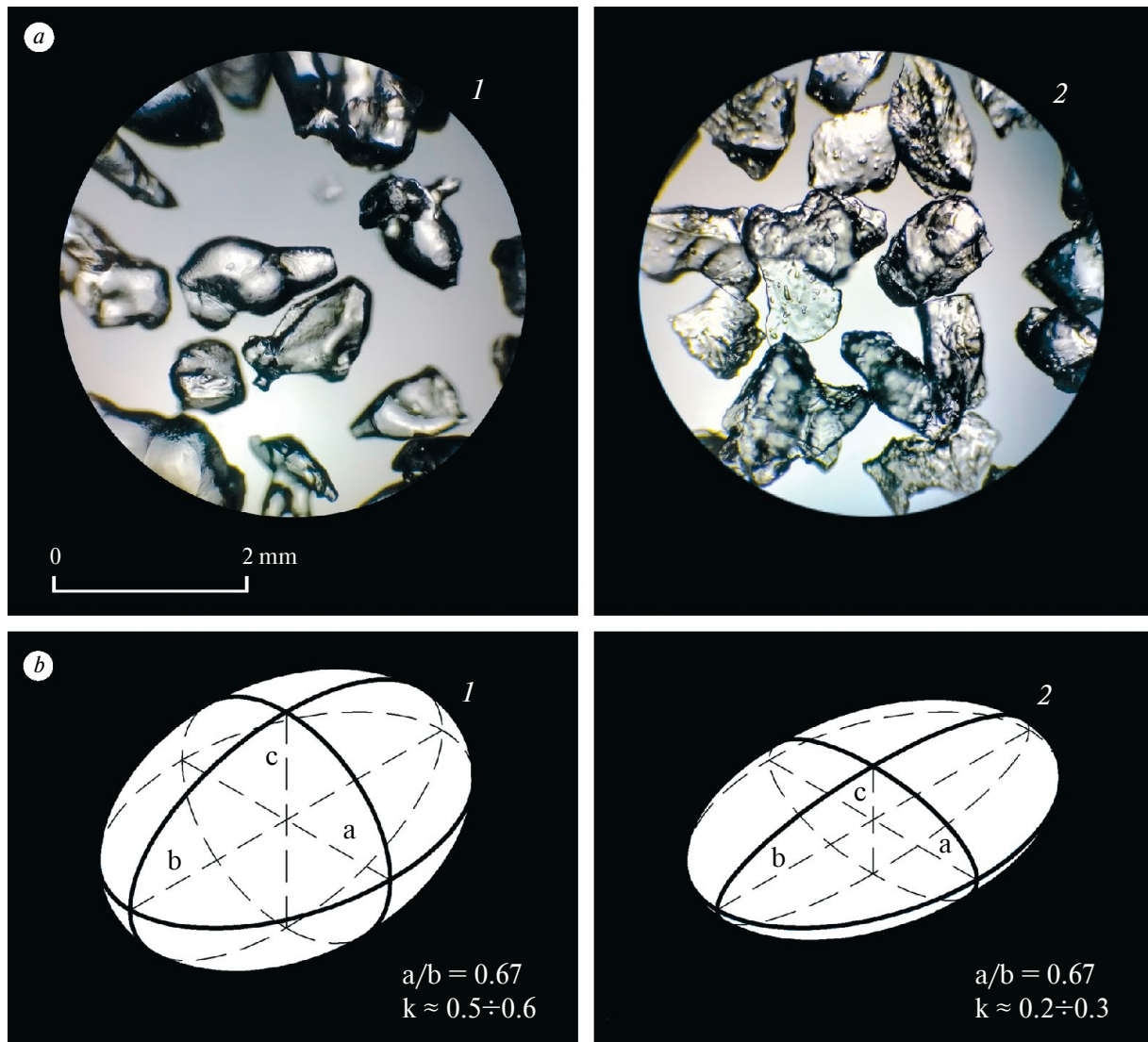
**Practical importance.** Analysis of ice cuttings collected during drilling of the *SFL* at Vostok station began as part of the work on developing drilling technology with air reverse circulation. Data on the shape and PSD of ice cuttings were used to investigate their suspension velocity (Ignatiev et al., 2023). Furthermore, the data obtained allowed us to calculate the geometric characteristics of the drill's internal channels, as well as the air flow and pressure required for effective bottomhole cleaning.

At the same time, the data collected may be useful in other projects aimed at developing ice drilling technologies. Thus, Hu et al. (2019) proposed using a filter screen with a mesh size of 0.2 mm when drilling the *SFL*. The theoretical efficiency of this filter can be easily calculated using the data obtained on the PSD of ice cuttings.

With the obtained data on the PSD of ice cuttings, it is easy to calculate the theoretical efficiency of this filter. Assuming that ice chips of the smallest fraction (0–0.25 mm) can pass through the mesh, the theoretical efficiency of the filter can be found by the formula:

$$\mu = 100 - Q_{0-0.25}.$$

Thus, the theoretical efficiency of the proposed screen filter will not fall below 98% up to a well depth of 36 m. However, further, the proportion of fine particles in the ice cuttings increases and at a depth



**Fig. 6.** 0.63–0.8 mm ice particles sampled at the different drilling depths (a); visual representation of ice cuttings dimensions approximation based on drilling depths; 1 – 5 m; 2 – 30 m (b)

**Рис. 6.** ледяной шлам крупностью 0.63–0.8 мм (a), отобранный на различных глубинах бурения; визуализация аппроксимированной геометрии частиц ледяного шлама с глубин; 1 – 5 м; 2 – 30 м (b)

of 40 m, the filter efficiency decreases to 90.3%. This means that almost ten percent of the mass of the ice chips formed at the bottomhole will pass freely through the filter, potentially causing ice seals to form in the drill's internal channels and ceasing air circulation. The authors recommend using cyclone filters for effective cuttings collection while air drilling, which have been experimentally proven to be more than 97% effective and do not depend on ice particle size (Bolshunov et al., 2023).

The obtained data on the density of  $SFL$  and the bulk density of ice cuttings allow us to calculate the fragmentation index:

$$n = \frac{\rho_{SFL}}{\rho_b}.$$

Up to a depth of 14 m  $n < 1$  (minimum value 0.74), this means that the ice chips occupy a smaller volume than the undisturbed snow-firn massif. As the depth of the borehole increases,  $n$  rises above zero, reaching a maximum of 1.72 at 36 m. Knowing how the fragmentation index changes with depth, it is possible to more accurately calculate the required volume of the chip chamber of the cable suspended drill or predict the volume of cuttings accumulating at the borehole top, as it happens when drilling with RAM and RAM-2 (Gibson et al., 2020).



The discrete element method (DEM) has recently been actively used in the development of ice drilling technologies. Hong and others (2014) studied the optimal rotation frequency of the drill and the auger flight angle of inclination using DEM modeling. The ROP was assumed to be constant (valid only for homogeneous ice), the size of the ice particles was determined by the cutting depth, and their shape was approximated to a sphere. The best results for ice cuttings transportation were found at 100 rpm and an angle of inclination of 35–40°. The data we obtained make it possible to further develop the model created by our Chinese colleagues, taking into account the discovered dependencies between ice cuttings size and ROP (see Fig. 3), as well as data on ice cuttings shape (see Fig. 4). For example, an ellipsoidal particle generates more friction, allowing it to be transported at a steeper angle of inclination of the auger flight. Similarly, the founded characteristics of ice cuttings may be used to improve the model made by Hou et al. (2024) that describes the interaction of ice core and chips in an ascending air flow.

## CONCLUSIONS

The PSD of the ice cuttings changes with the increase in the depth of the borehole; the chips become more fine-grained, as evidenced by the results of sieve analysis. At the upper drilling interval (10–15 m), the predominant particle size is 1.6–3 mm, while at the depth of 20–22 m, the main fraction becomes 0.4–0.63 mm. The reduced particle size is also demonstrated by the  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ , and  $D_{90}$  dynamics, which have mean values that decrease more than twice as the depth of the borehole increases. The average particle diameter decreases by 44.5%, from 1.55 mm to 0.86 mm. At a depth of 20 m, the law of PSD shifts from normal to log normal, which could indicate an increase in the proportion of particles crushed during drilling. The average diameter of the ice particles and  $D_{50}$  were found to be directly proportional to the ROP and inversely proportional to the density of the  $SFL$ .

An analysis of the shape of ice particles showed that the cuttings are dominated by elongated and rounded particles, with the medium-shape projection described by the parameters  $FF = 0.74$  and  $ER = 0.67$ . The  $FF$  values range from 0.22 to 0.97 and  $ER$  values from 0.1 to 0.99, and their distribution follows the normal law. Based on the microscope analysis and data on the bulk density of ice cuttings, it was discovered that particle thickness decreases with increasing drilling depth. A quantitative assessment

of this fact is planned for the future, employing methods of 3D analysis.

The size and shape parameters of ice cuttings obtained from boreholes VK-22 and VK-23 show strong correlations. Furthermore, the results of prior research on ice chips are similar to the data collected, allowing us to assess the validity of the chosen method of study and the reliability of the results. The collected data can be used to improve existing and develop new ice drilling technologies. The authors have proposed several directions for the practical application of the research results.

**Data availability.** The information contained in the article is available on request at [Vasilev\\_DA@pers.spmi.ru](mailto:Vasilev_DA@pers.spmi.ru).

**Acknowledgements.** The authors thank the employees of the Climate and Environmental Research Laboratory, Arctic and Antarctic Research Institute, V.Ya. Lipenkov, A.V. Turkeev, A.A. Ekaykin, I.A. Alekhina, N.A. Tebenkova, and A.N. Veres, for their assistance in carrying out the present study. Separate thanks are extended to the Russian Antarctic expedition participants, V.N. Zarovchatsky, N.S. Krikun, A.V. Gajvaronsky and K.A. Ovchynnikov. We also thank the anonymous reviewers for helpful comments and advice.

The research was performed at the expense of the subsidy for the state assignment in the field of scientific activity for 2024 № FSRW-2024-0003.

**Благодарности.** Коллектив авторов выражает благодарность сотрудникам Лаборатории изменения климата окружающей среды В.Я. Липенкову, А.В. Туркееву, А.А. Екайкину, И.А. АLEXИНОЙ, Н.А. Тебеньковой и А.Н. Верес за помощь в проведении представленного исследования. Отдельная благодарность выражается участникам Российской антарктической экспедиции В.Н. Заровчатскому, Н.С. Крикуну, А.В. Гайваронскому и К.А. Овчинникову. Мы также благодарим анонимных рецензентов за полезные комментарии и советы.

Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

## REFERENCES

- Bolshunov A.V., Vasilev D.A., Dmitriev A.N., Ignatov S.A., Kadochnikov V.G., Krikun N.S., Serbin D.V., Shadrin V.S. Results of complex experimental studies at Vostok station in Antarctica. *Zapiski Gornogo instituta*. Journ. of Mining Institute. 2023, 263: 724–741. EDN: WQNJET [In Russian].

- Ekaykin A.A., Tchikhatchev K.B., Veres A.N., Lipenkov V.Y., Tebenkova N.A., Turkeev A.V. Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (4): 504–511. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040147> [In Russian].
- Ignatiev S.A., Vasilev D.A., Bolshunov A.V., Vasileva M.A., Ozhigin A.Y. Experimental research of ice cuttings transport by air while drilling of the snow-firn layer. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 141–152. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010076> [In Russian].
- Kapustin A.V. Some peculiarities of production of meteorological measurements at antarctic station East. *Colloquium-journal*. 2019, 9 (33): 17–25. <https://doi.org/10.24411/2520-6990-2019-10216> [In Russian].
- Lipenkov V.Ya., Polyakova E.V., Duval P., Preobrazhenskaya A.V. Structural features of the Antarctic ice sheet in the area of Vostok station based on the results of petrostructural studies of the ice core. *Arctic and Antarctic Research*. 2007, 2 (76) 68–77 [In Russian].
- Serbin D.V., Dmitriev A.N. Experimental research on the thermal method of drilling by melting the well in ice mass with simultaneous controlled expansion of its diameter. *Zapiski Gornogo instituta. Journ. of Mining Institute*. 2022, 257: 833–842. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82> [In Russian].
- Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzer T.V. First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (central Antarctica) over the past 2000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research*. 2020, 66 (4): 482–500. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500> [In Russian].
- Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*. 2007, 55 (1): 31–63. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00892.x>
- Clarke G.K.C. A short history of scientific investigations on glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1987, (33) S1, 4–24. <https://doi.org/10.3189/S0022143000215785>
- Dengaev A.V. Mechanical Impurities Carry-Over from Horizontal Heavy Oil Production Well. *Processes*. 2023, 11: 2932. <https://doi.org/11.2932.10.3390/pr11102932>
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, Central Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2023: 1–13. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.53>
- Gibson C. RAM-2 Drill system development: an upgrade of the Rapid Air Movement Drill. *Annals of Glaciology*. 2020, 62 (84): 1–10. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.72>
- Goodge J.W., Severinghaus J.P., Johnson J., Tosi D., Bay R. Deep ice drilling, bedrock coring and dust logging with the Rapid Access Ice Drill (RAID) at Minna Bluff, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 2021, 62: 1–16. <https://doi.org/10.1017/aog.2021.13>
- Hu Zh., Talalay P.G., Zheng Zh., Cao P., Shi G., Li Y., Fan X., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65: 149–156. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.95>
- Hong J., Fan X., Liu Y., Liu G., Liu B., Talalay P. Size distribution and shape characteristics of ice cuttings produced by an electromechanical auger drill. *Cold Regions Science and Technology*. 2015, 119: 204–210. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.012>
- Hong J., Talalay P., Sysoev M., Fan X. DEM modeling of ice cuttings transportation by electromechanical auger core drills. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (68): 65–71. <https://doi.org/10.3189/2014AoG68A002>
- Hou Zh., Liu Y., Meng Q., Xu H., Liang N., Yang G. Investigation of the dynamic ascent characteristics of ice core during polar core drilling. *Cold Regions Science and Technology*. 2024, 222: 104184. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2024.104184>
- International Organization for Standardization. ISO 13322–1:2014 Particle size analysis – Image analysis methods – Part 1: Static image analysis methods, 2<sup>nd</sup> ed. Geneva: International Organization for Standardization, 2014.
- International Organization for Standardization. ISO 9276–1:1998 Representation of results of particle size analysis – Part 1: Graphical representation, 2<sup>nd</sup> ed. Geneva: International Organization for Standardization, 1998.
- Kern J., Montagna G., Borges M. Techniques for determining size and shape of drill cuttings. *Brazilian Journal of Petroleum and Gas*. 2022, 16 (2): 65–77. <https://doi.org/10.5419/bjjpg2022-0006>
- Kyzym I., Reyes R., Rana P., Molgaard J., Butt S. Cuttings Analysis for Rotary Drilling Penetration Mechanisms and Performance Evaluation. Conference: ARMA 2015. 49<sup>th</sup> US Rock Mechanics. 2015.
- Litvinenko V.S. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development. *Geochemistry*. 2020, 80 (3). <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652>
- Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling. *Geochemistry*. 2020: 80. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556>
- Merkus H.G. Particle Size Measurements Fundamentals, Practice, Quality. Springer, 2009.
- Mikhaleenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairudinova 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>
- Ren Z., Gao H., Luo W., Elser J. Bacterial communities in surface and basal ice of a glacier terminus in the headwaters of Yangtze River on the Qinghai–Tibet Plateau. *Environmental Microbiome*. 2022, 17 (12): 1–14. <https://doi.org/10.1186/s40793-022-00408-2>
- Rodriguez J., Edeskär T., Knutsson S. Particle shape quantities and measurement techniques: a review. *The electronic journal of geotechnical engineering*. 2013, 18: 169–198.
- Talalay P.G. Removal of cuttings in deep ice electromechanical drills. *Cold Regions Science and Technology*. 2006, 44 (2): 87–98. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.08.005>
- Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Singapore: Springer, 2016
- Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I., Turkeev A.V. A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, Central East Antarctica. *Front. Earth Sci.* 2023, 11: 1075739. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1075739>
- Zhang Z., Lan X., Wen G., Qingming L., Yang X. An Experimental Study on the Particle Size and Shape Distribution of Coal Drill Cuttings by Dynamic Image Analysis. *Geofluids*. 2021: 1–11. <https://doi.org/10.1155/2021/5588248>

---

**Citation:** Vasilev D.A., Rakitin I.V., Ignatev S.A., Bolshunov A.V., Ozhigin A.Yu. Analysis of ice cuttings collected during drilling of the snow-firn layer at Vostok station. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 357–372. doi: 10.31857/S2076673425020124

---

## АНАЛИЗ ЛЕДЯНОГО ШЛАМА, ПОЛУЧЕННОГО ПРИ БУРЕНИИ СНЕЖНО-ФИРНОВОЙ ТОЛЩИ НА СТАНЦИИ ВОСТОК

© 2025 г. Д. А. Васильев\*, И. В. Ракитин, С. А. Игнатьев,  
А. В. Большунов, А. Ю. Ожигин

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: Vasilev\_da@pers.spmi.ru

Поступила в редакцию 04.12.2024 г.

После доработки 24.12.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Установлены и описаны зависимости изменения размера и формы ледяного шлама снежно-фирновой толщи района станции Восток с учётом плотности массива и механической скорости бурения. Предложена классификация формы частиц ледяного шлама и её аппроксимация к эллипсоиду. Рассмотрена практическая значимость полученных данных при разработке техники и технологий бурения верхних горизонтов ледников.

**Ключевые слова:** Антарктида, бурение во льду, снежно-фирновый слой, ледяной шлам, гранулометрический анализ, характеристики формы

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большунов А.В., Васильев Д.А., Дмитриев А.Н., Игнатьев С.А., Кадочников В.Г., Крикун Н.С., Сербин Д.В., Шадрин В.С. Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // *Записки Горного института*. 2023. Т. 263. С. 724–741. EDN WQNJET
- Екайкин А.А., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Липенков В.Я., Тебенькова Н.А., Туркеев А.В. Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 4. С. 504–511. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040147>
- Игнатьев С.А., Васильев Д.А., Большунов А.В., Васильева М.А., Ожигин А.Ю. Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи // *Лёд и Снег*. 2023. Т. 63. № 1. С. 141–152. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010076>
- Капустин А.В. Некоторые особенности производства метеорологических измерений на

- антарктической станции Восток // *Colloquium-journal*. 2019. № 9 (33). С. 17–25.  
<https://doi.org/10.24411/2520-6990-2019-10216>
- Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 2 (76). С. 68–77.
- Сербин Д.В., Дмитриев А.Н. Экспериментальные исследования теплового способа бурения плавлением скважины в ледовом массиве с одновременным контролируемым расширением ее диаметра // *Записки Горного института*. 2022. Т. 257. С. 833–842.  
<https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82>
- Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В. Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. 66 (4). С. 482–500.  
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500>
- Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification // *Sedimentology*. 2007. 55 (1). P. 31–63.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00892.x>
- Clarke G.K.C. A short history of scientific investigations on glaciers // *Journ. of Glaciology*. 1987. № 33 (S1). P. 4–24.  
<https://doi.org/10.3189/S0022143000215785>
- Dengaev A.V. Mechanical Impurities Carry-Over from Horizontal Heavy Oil Production Well // *Processes*. 2023. № 11. P. 2932.  
<https://doi.org/10.3390/pr1102932>
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, Central Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2023. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2023.53>
- Gibson C. RAM-2 Drill system development: an upgrade of the Rapid Air Movement Drill // *Annals of Glaciology*. 2020. V. 62 (84). P. 1–10.  
<https://doi.org/10.1017/aog.2020.72>
- Goodge J.W., Severinghaus J.P., Johnson J., Tosi D., Bay R. Deep ice drilling, bedrock coring and dust logging with the Rapid Access Ice Drill (RAID) at Minna Bluff, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2021. V. 62. P. 1–16.  
<https://doi.org/10.1017/aog.2021.13>
- Hu Zh., Talalay P.G., Zheng Zh., Cao P., Shi G., Li Y., Fan X., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling // *Journ. of Glaciology*. 2019. V. 65. P. 149–156.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.95>
- Hong J., Fan X., Liu Y., Liu G., Liu B., Talalay P. Size distribution and shape characteristics of ice cuttings produced by an electromechanical auger drill // *Cold Regions Science and Technology*. 2015. V. 119. P. 204–210.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.012>
- Hong J., Talalay P., Sysoev M., Fan X. DEM modeling of ice cuttings transportation by electromechanical auger core drills // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55 (68). P. 65–71.  
<https://doi.org/10.3189/2014AoG68A002>
- Hou Zh., Liu Y., Meng Q., Xu H., Liang N., Yang G. Investigation of the dynamic ascent characteristics of ice core during polar core drilling // *Cold Regions Science and Technology*. 2024. 222. 104184.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2024.104184>
- International Organization for Standardization. ISO 13322–1:2014 Particle size analysis – Image analysis methods – Part 1: Static image analysis methods, 2<sup>nd</sup> ed. Geneva: International Organization for Standardization, 2014.
- International Organization for Standardization. ISO 9276–1:1998 Representation of results of particle size analysis – Part 1: Graphical representation, 2<sup>nd</sup> ed. Geneva: International Organization for Standardization, 1998.
- Kern J., Montagna G., Borges M. Techniques for determining size and shape of drill cuttings // *Brazilian Journal of Petroleum and Gas*. 2022. V. 16 (2). P. 6577.  
<https://doi.org/10.5419/bjjpg2022-0006>
- Kyzym I., Reyes R., Rana P., Molgaard J., Butt S. Cuttings Analysis for Rotary Drilling Penetration Mechanisms and Performance Evaluation // *Conference: ARMA 2015. 49<sup>th</sup> US Rock Mechanics*. 2015.
- Litvinenko V.S. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // *Geochemistry*. 2020. 80 (3).  
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652>
- Litvinenko V.S., Leitchnikov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // *Geochemistry*. 2020. 80.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556>
- Merkus H.G. Particle Size Measurements Fundamentals, Practice, Quality. Springer, 2009.
- Mikhaleenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairedinova 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>
- Ren Z., Gao H., Luo W., Elser J. Bacterial communities in surface and basal ice of a glacier terminus in the headwaters of Yangtze River on the Qinghai–Tibet Plateau // *Environmental Microbiome*. 2022. № 17 (12). P. 1–14.  
<https://doi.org/10.1186/s40793-022-00408-2>

- Rodriguez J., Edeskär T., Knutsson S. Particle shape quantities and measurement techniques: a review // The electronic journal of geotechnical engineering. 2013. 18. P. 169–198.
- Talalay P.G. Removal of cuttings in deep ice electromechanical drills // Cold Regions Science and Technology. 2006. 44 (2). P. 87–98.  
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.08.005>
- Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Singapore: Springer, 2016.
- Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I., Turkeev A.V. A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica // Front. Earth Science. 2023. № 11. P. 1075739.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2023.1075739>
- Zhang Z., Lan X., Wen G., Qingming L., Yang X. An Experimental Study on the Particle Size and Shape Distribution of Coal Drill Cuttings by Dynamic Image Analysis // Geofluids. 2021. P. 1–11.  
<https://doi.org/10.1155/2021/5588248>