

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



Российская Академия Наук



Лёд и Снег Ice and Snow

ЛЁД И СНЕГ • 2025 • ТОМ 65 • № 4



2025,
ТОМ 65, № 4



НАУКА
— 1727 —



Российская Академия Наук

ЛЁД И СНЕГ / ICE AND SNOW

2025 Том 65 № 4 Октябрь — Декабрь

Основан в 1961 г.

Выходит 4 раза в год

ISSN 2076-6734 (Print)

ISSN 2412-3765 (Online)

*Журнал издаётся под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

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. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev,

V.N. Mikhlenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, A.V. Panin, D.A. Petrakov, V.V. Popova,

D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,

O.N. Solomina (deputy of the Editor-In-Chief), A.V. Sosnovsky, 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: 117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН

Тел.: +7 (499) 124-73-82

E-mail: icesnow@pran.ru, ice-snow@igras.ru

Сайты: <https://icesnowras.ru>, <https://ice-snow.igras.ru>

Фото на обложке:

Ледник Караташ в Кузнецком Алатау. Его площадь на время съемки была 0.006 км², длина 340 м, ширина в центральной части 200 м. Фотография сделана с дрона 31 августа 2022 г. А.А. Абрамовым.

Karatash Glacier in the Kuznetsky Alatau Mountains. At the time of photography, its area was 0.006 km², with a length of 340 m, and a width of 200 m in the central part. Photo taken from a drone on August 31, 2022, by A. A. Abramov

Москва

ФГБУ «Издательство «Наука»

© Российская академия наук, 2025

© Русское географическое общество, 2025

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2025

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том **65**, № **4**, **2025**

Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

2025, том 65, номер 4

Гляциологические измерения во время комплексной экспедиции на Новую Землю, август 2025 г.
Н. Э. Елагина 538

Ледники и ледниковые покровы

Динамика ледников Кузнецкого Алатау и других районов Центральной Сибири
под влиянием изменения климата
М. Д. Ананичева, А. А. Абрамов, М. М. Адаменко, И. А. Корнева 540

Ледник Гофмана на Приполярном Урале: современное состояние и реакция на изменения климата
Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский, И. А. Корнева, А. А. Григорьев, Е. И. Шубницина 557

Мониторинг состояния ледника Левый Актру с помощью гидрометрии
С. Г. Копысов, Д. А. Вершинин, А. А. Ерофеев 573

Полувековая эволюция моренного покрова ледника Джанкуат (Кавказ)
В. В. Поповнин, А. С. Губанов 584

Снежный покров и лавины

Результаты многолетнего мониторинга загрязнения снега на нефтяных месторождениях ХМАО — Югры
Д. В. Московченко, А. Г. Бабушкин, М. Н. Топтыгина 597

Микроэлементный состав пыли в снежном покрове г. Читы в 2023–2024 гг.
Е. А. Бондаревич 614

Сравнение данных реанализа ERA5-Land с прямыми измерениями характеристик снежного покрова
в Магаданской области
О. Р. Жунусова, А. А. Землянская, О. М. Макарьева, А. Н. Шихов, Н. В. Нестерова 628

Сравнение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снегопадов и снежного покрова в Москве зимой 2023–2024 гг.
Н. А. Буданцева, Ю. К. Васильчук, Ю. Н. Чижова, З. С. Ваховская, А. К. Васильчук 643

Изменение теплофизических свойств снежного покрова при уплотнении
А. Ф. Галкин, М. Н. Железняк, А. Ф. Жирков 658

Морские, речные и озёрные льды

Влияние ледового режима малых и средних рек криолитозоны на формирование их русел
(на примере Центральной Якутии)
А. М. Тарбеева, В. С. Ефремов, Л. С. Лебедева, В. В. Шамов, И. В. Крыленко 670

Подземные льды и наледи

Термический режим мёрзлых почв в районе Байкало-Амурской магистрали (БАМ)
А. С. Балыбина, О. П. Осипова, И. Е. Трофимова 688

Обзоры и хроника

Изменения природной среды архипелага Шпицберген в начале XXI века.

Часть 1. Климат, океан и морской лёд

*У. В. Прохорова, Е. В. Блошкина, М. С. Махотин, А. В. Весман, А. В. Терехов, А. Л. Борисик,
К. В. Ромашова, Р. А. Чернов, И. И. Василевич, В. Э. Демидов*

703

Экспресс-информация

Гляциологические исследования на ледниках Центрального Алтая в 2025 году

А. А. Ерофеев, П. А. Торопов, А. М. Смирнов, Е. Д. Дроздов, С. Г. Копысов

718

Содержание журнала за 2025 год [№ 1–4, том 65]

725

Алфавитный указатель [к тому 65 журнала “Лед и Снег” за 2025 год]

728

CONTENTS

2025, vol. 65, no. 4

Glaciological measurements during a combined expedition to Novaya Zemlya, August 2025 <i>N. E. Elagina</i>	538
---	-----

Glaciers and Ice Sheets

Glacier Dynamics in the Kuznetsk Alatau and other regions of Central Siberia under climate change <i>M. D. Ananicheva, A. A. Abramov, M. M. Adamenko, I. A. Korneva</i>	540
The Hoffman Glacier in the Subpolar Urals: current state and response to climate change <i>G. A. Nosenko, A. F. Glazovsky, I. A. Korneva, A. A. Grigoriev, E. I. Shubnitsina</i>	557
The monitoring of state of the Levii Aktru Glacier by means of hydrometry <i>S. G. Kopysov, D. A. Vershinin, A. A. Erofeev</i>	573
Half-century evolution of the debris cover on the Djankuat Glacier, the Caucasus <i>V. V. Popovnin, A. S. Gubanov</i>	584

Snow Cover and Avalanches

Results of long-term monitoring of snow pollution at oil fields in Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra <i>D. V. Moskovchenko, A. G. Babushkin, M. N. Toptygina</i>	597
Microelement composition of dust in the snow cover of Chita city in 2023–2024 <i>E. A. Bondarevich</i>	614
Comparison of ERA5-Land reanalysis data with direct measurements of snow cover characteristics in the Magadan Region <i>O. R. Zhunusova, A. A. Zemlyanskova, O. M. Makarieva, A. N. Shikhov, N. V. Nesterova</i>	628
Comparison of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of snowfall and snow cover in Moscow in the winter of 2023–2024 <i>N. A. Budantseva, Yu. K. Vasil'chuk, Yu. N. Chizhova, Z. S. Vakhovskaya, A. C. Vasil'chuk</i>	643
Change in the thermophysical properties of snow cover during compaction <i>A. F. Galkin, M. N. Zheleznyak, A. F. Zhirkov</i>	658

Sea, River and Lake Ice

Impact of ice regime of small and medium-sized rivers in the permafrost zone on the formation of their riverbeds (the case study of Central Yakutia) <i>A. M. Tarbeeva, V. S. Efremov, L. S. Lebedeva, V. V. Shamov, I. V. Krylenko</i>	670
--	-----

Ground Ice and Icings

Thermal regime of frozen soils in the area of the Baikal-Amur Mainline (BAM) <i>A. S. Balybina, O. P. Osipova, I. E. Trofimova</i>	688
---	-----

Review and News

Environmental changes in Svalbard at the beginning of the 21st century. Part 1. Climate, ocean, and sea ice

*U. V. Prokhorova, E. V. Bloshkina, M. S. Mahotin, A. V. Vesman, A. V. Terekhov, A. L. Borisik,
K. V. Romashova, R. A. Chernov, I. I. Vasilevich, V. E. Demidov*

703

Express information

Glaciological research on the Central Altai glaciers in 2025

A. A. Erofeev, P. A. Toropov, A. M. Smirnov, E. D. Drozdov, S. G. Kopysov

718

Contents of the Journal for 2025 [No. 1–4, Volume 65]

725

Alphabetical index [to the volume 65 of Ice and Snow 2025]

728

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ ВО ВРЕМЯ КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ НА НОВУЮ ЗЕМЛЮ, АВГУСТ 2025 г.

© 2025 г. Н. Э. Елагина

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: nelly_elagina@igras.ru

Glaciological measurements during a combined expedition to Novaya Zemlya, August 2025

© 2025 N. E. Elagina

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow

e-mail: nelly_elagina@igras.ru

DOI: 10.7868/S2412376525040013

Расчёт динамического баланса массы (включающий поверхностный баланс массы и фронтальную абляцию) ледников — это важная задача, которая позволяет оценить сток талых воды, играющих ключевую роль в формировании гидрологического режима прибрежных акваторий. Он влияет на циркуляцию вод, прозрачность и световой режим, биогеохимические процессы, первичную продукцию морских экосистем и образование айсбергов. Для Российской Арктики компоненты динамического баланса массы ледников на данный момент изучены слабо, и в то же время их учёт необходим для оценки айсберговой опасности.

В ходе комплексной экспедиции Русского географического общества, Северного морского флота и национального парка “Русская Арктика” в августе 2025 г. по маршруту г. Мурманск — арх. Новая Земля — г. Мурманск были совершены несколько высадок на архипелаг Новая Земля (рисунок).

В четырёх точках судовых станций производилась оценка отклика состояния деятельного слоя морской воды на фронтальную абляцию и в особенности на новоземельскую бору, повторяемость которой в регионе очень высока. Осуществлены измерения профилей температуры и солёности в приповерхностной водной толще (до 100 м) (см. рисунок, б) с помощью зонда температуры, электропроводности и глубины SonTek Castaway™ — CTD. Значения температуры и солёности на протяжении всего маршрута

варьируются от 1.3 до 2.6 °C и от 32.5 до 34.6 (PSU) соответственно. Все проделанные измерения, в том числе эхолокационные, дали возможность уточнить и глубины прибрежной территории у архипелага Новая Земля.

На судовой станции в заливе Иностранцева определялось состояние ледника Павлова. Такие оценки геометрии и положения фронта ледника, включающие в себя толщины льда, скорости движения и изменений положения ледникового фронта позволяют произвести расчет фронтальной абляции с учетом айсбергообразования и подводного таяния. В точке высадки перед фронтом ледника была произведена эхолокационная съемка. Для работы использовался эхолот Lowrance Ti-2 Elite 7 с датчиком Active Imaging™ 3-in-1 (CHIRP / SideScan / DownScan). Длина маршрута измерения составила приблизительно 8 км. Маршрут был осложнен неблагоприятными погодными условиями и наличием большого количества айсбергов, ввиду чего проложить параллельные линии профилей оказалось невозможным. Максимальная глубина составила 70 м на расстоянии 300 м от фронта ледника. Также была оценена и зафиксирована конфигурация фронта ледника. Высота надводной части ледника в среднем составляет 60 м.

На фоне наблюдаемого сокращения ледникового покрова Новой Земли результаты измерений в дальнейшем могут быть использованы для оценки и прогнозирования состояния водных

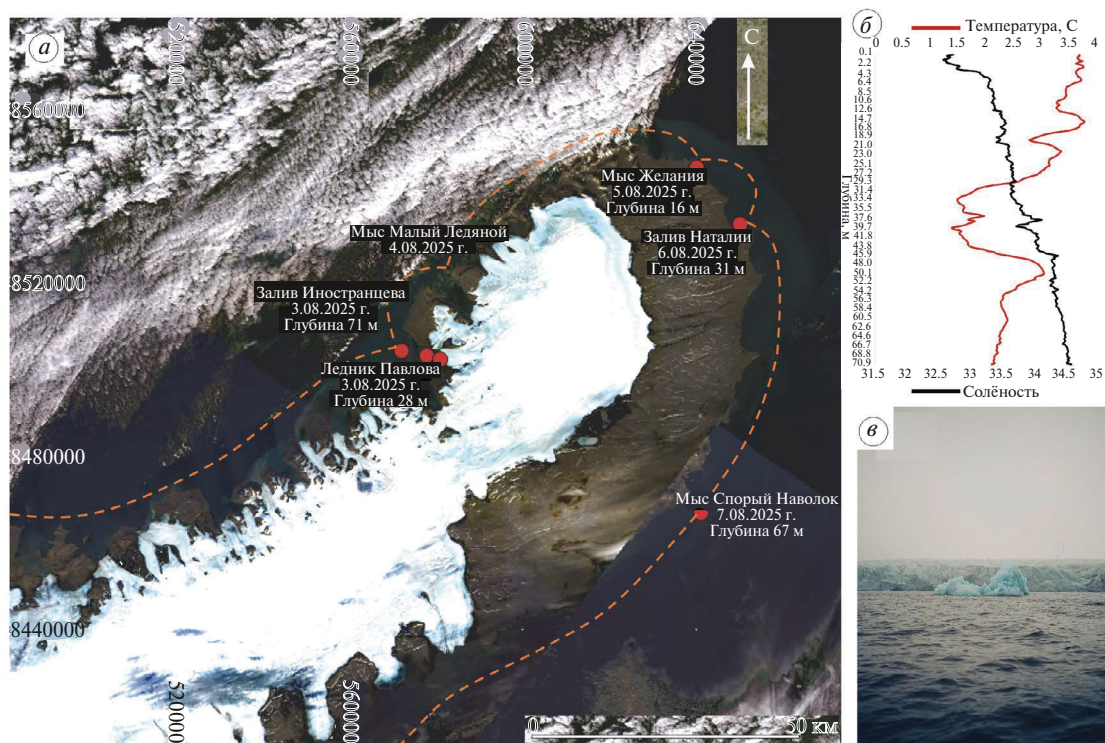


Рисунок. Маршрут следования с точками судовых станций. Точками отмечены измерения глубины, температуры и солёности (а); график значений температуры и солёности воды в заливе Иностранцева (б); фронт ледника Павлова (в)

Figure. Route with ship station sites. Points show sites of depth, temperature, and salinity measurements (a); graph of water temperature and salinity in Inostrantsev Bay (b); front of the Pavlov Glacier (c)

ресурсов региона, а также связанных с ними рисков, включая изменение стока талых вод в прибрежные акватории и потенциальную динамику айсберговой опасности. После обработки полученной информации будут построены профили фронтов ледников, выполнены оценки толщины льда надводной части, скорости движения ледников и изменение положения ледникового фронта, что позволит далее приступить к оценке фронтальной абляции ледника Павлова с учётом механизмов откалывания айсбергов.

Благодарности. Автор выражает благодарность коллективам Русского географического общества, Северного морского флота и Национального парка “Русская Арктика” за содействие в проведении исследований.

Acknowledgments. The author expresses gratitude to the staff of the Russian Geographical Society, the Northern Fleet, and the Russian Arctic National Park for their assistance in conducting the research.

ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ДРУГИХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

© 2025 г. М. Д. Ананичева^{1,*}, А. А. Абрамов¹, М. М. Адаменко², И. А. Корнева^{1,3}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Сибирский индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

³Институт природных и технических систем, Севастополь, Россия

*e-mail: maranan@gmail.com

Поступила в редакцию 19.06.2025 г.

После доработки 14.08.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

В горных хребтах, обрамляющих Среднесибирское плоскогорье, оледенение представлено преимущественно малыми формами: небольшими ледниками, снежно-ледовыми образованиями. Определены контуры ледников в Кузнецком Алатау и Прибайкалье (хребты Байкальский, Баргузинский и Верхнеангарский), а также на Таймыре (горы Бырранга) по снимкам Sentinel-2. С 1960-х (горы Бырранга, Байкальский регион) и 1980-х годов (Кузнецкий Алатау) оледенение этих районов претерпело значительное сокращение, что хорошо согласуется с наблюдаемыми изменениями климата. Контуры ледников и снежно-ледовых образований в Кузнецком Алатау определялись на основе августовских снимков Sentinel-2 2021 и 2023 годов. Всего было идентифицировано 78 ледников (53 из них описаны в каталоге ледников СССР), остальные определены впервые, и 57 снежно-ледовых образований, при этом с 1980 г. их площадь сократилась на 50–75 %. Наибольшее сокращение испытали присклоновые ледники, за ними следуют каровые. Оценки параметров ледников по спутниковым снимкам были верифицированы данными экспедиции в район исследований в августе 2024 г. На основе архивных снимков SoGona и Hexagon 1960 и 1973 гг. для двух узлов оледенения Кузнецкого Алатау оценены различия между площадями и высотами расположения ледников, полученными по этим снимкам и Каталогу ледников СССР (данные 1970-х годов). Значения площади ледников и снежно-ледовых образований могут год от года как уменьшаться (из-за потепления климата и или недостатка зимних осадков), так и незначительно увеличиваться (из-за усиленного метелевого переноса снега, накопления твёрдых осадков на подветренных склонах в понижениях рельефа, лавин и более прохладного лета). Связь колебаний размеров ледников с климатическими параметрами (температура и осадки) оценивалась с использованием реанализа ERA5-Land. Параметры оледенения и климатических условий Кузнецкого Алатау сравниваются с аналогичными, полученными ранее для гор Бырранга и Прибайкалья.

Ключевые слова: Кузнецкий Алатау, Центральная Сибирь, ледник, площадь ледника, спутниковый снимок, изменение климата, температура, осадки, реанализ ERA5-Land

DOI: 10.7868/S2412376525040028

ВВЕДЕНИЕ

Центральная Сибирь включает в себя обширные территории восточнее р. Енисей. Большая часть лежит в пределах Сибирской платформы, на севере расположены Северо-Сибирская низменность и полуостров Таймыр. Омывается морями Лаптевых и Карским, на юге граничит с Восточным

Саяном, хребтами Прибайкалья, Патомским и Алданским нагорьями.

На Крайнем Севере простираются горы Бырранг — низкогорные глыбовые массивы с выровненной поверхностью. Оледенение на полуострове Таймыр расположено в самой высокой его части — горах Бырранга. Горы протягиваются на 1100 км

от Енисейского залива Карского моря на юго-западе до моря Лаптевых на северо-востоке, ширина до 200 км. Горы Кузнецкого Алатау простираются в субмеридиональном направлении на 300 км. Это самый северо-западный регион Алтае-Саянской горной страны. Особенностью рельефа гор Кузнецкого Алатау служит распространённая резкая асимметрия западного и восточного макросклонов. Восточный склон массивов (Канымское нагорье, горный узел Тигертыш и др.) имеет расчленинный рельеф с глубоко врезаемыми долинами, ледниковыми карами, среди которых преобладают ступенчатые, и моренами. Западный макросклон относительно пологий. Рельеф невысоких хребтов

представлен лишь отдельными ледниковыми карами на подветренном макросклоне.

В юго-восточной части находятся горные хребты Прибайкалья (Байкальский, Баргузинский, Верхнеангарский), на которых развито оледенение малых форм в основном в глубоких затенённых карах ниже снеговой линии. В центральной части расположено Среднесибирское плоскогорье (рис. 1).

Изучение динамики ледников в этих регионах имеет важное значение для понимания реакции криосферы на изменения климата. Первые систематизированные данные по оледенению России в рамках международных геофизических года

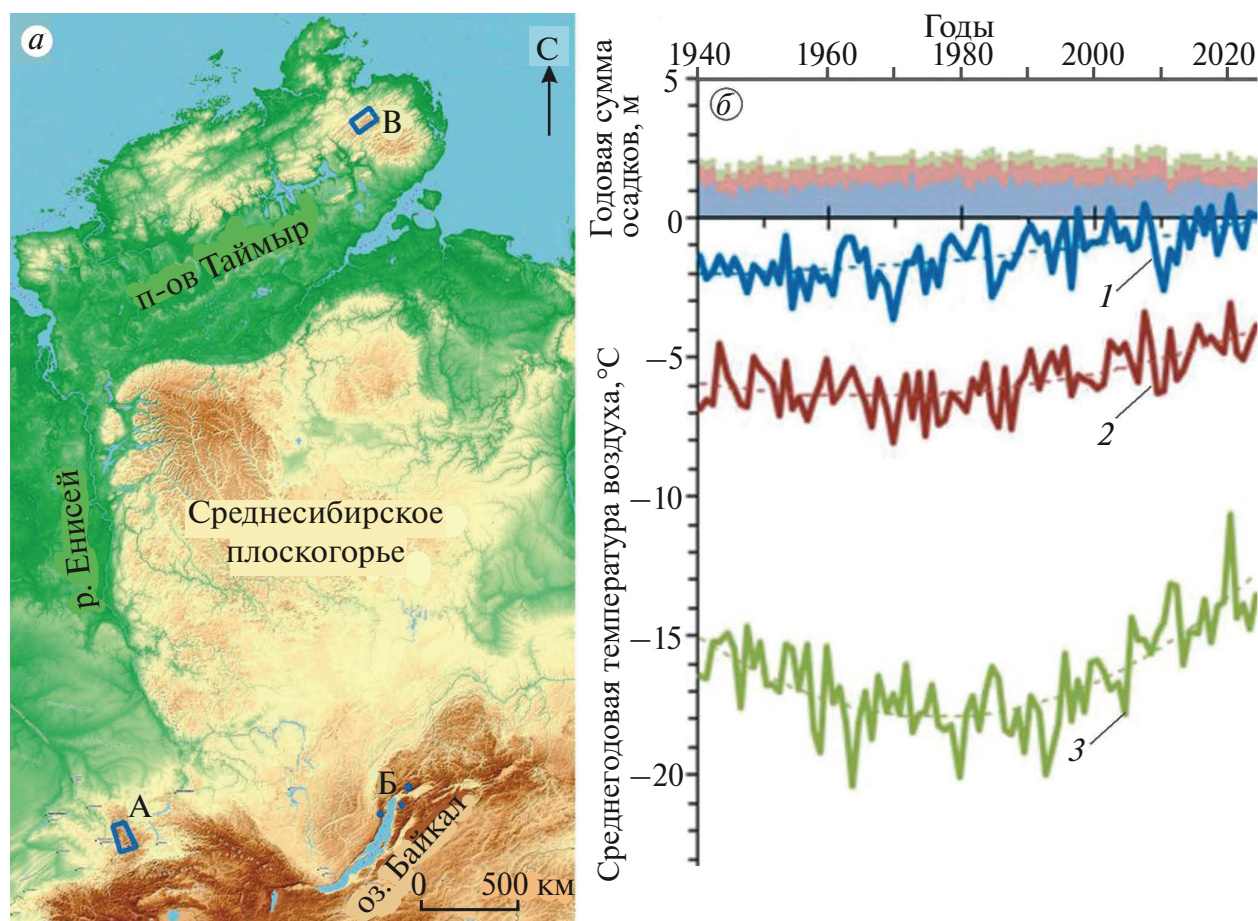


Рис. 1. Карта района и климатические параметры по данным реанализа ERA5-Land.

(а): А – Кузнецкий Алатау, Б – Северное Прибайкалье, В – Горы Бырранга.

(б): годовая сумма осадков и средняя годовая температура воздуха в Кузнецком Алатау – 1, в Северном Прибайкалье – 2, в горах Бырранга – 3

Fig. 1. Map of the study area and climatic parameters based on ERA5-Land reanalysis data.

(а): A – Kuznetsky Alatau, Б – Northern Baikal region, В – Byrranga Mountains.

(б): Annual precipitation and mean annual air temperatures: Kuznetsky Alatau – 1, Northern Baikal region – 2, Byrranga Mountains – 3

(МГГ) и десятилетия (МГД) были собраны в каталоге ледников СССР (Каталог..., 1980), а к 2021 г. обновлены в электронном каталоге ледников России (Хромова и др., 2021). Однако для корректного сравнения колебаний ледников (в особенности небольшого размера) в разных районах необходимо унифицировать методы дешифрирования ледников по спутниковым снимкам. В статье представлены результаты исследований, основанных на интеграции архивных и современных данных космических снимков (включая съёмку с БПЛА) с полевыми наблюдениями. Для гор Бырранга использованы данные 2022 г. (Ананичева, Корнева, 2024), для Прибайкалья — материалы экспедиций 2019–2021 гг. (Ананичева и др., 2021). Основное внимание в статье уделено ледникам Кузнецкого Алатау, изученным в 2021–2024 гг. (Ananicheva et al., 2025).

Анализ данных снимков последнего региона проводился по выделенным речным бассейнам, принимающим талые воды ледников (рис. 2).

Изучение динамики малых форм оледенения (небольшие ледники, снежники) в условиях современного потепления климата — важная задача для оценки водных ресурсов и прогнозирования природных рисков в горных регионах. Получены оценки для ледников Корякского нагорья по снимкам Sentinel-2 и Corona (Ананичева, Кононов, 2025). Центральная Сибирь, включая Кузнецкий Алатау, Прибайкалье и горы Бырранга, остаётся недостаточно исследованной в этом аспекте, несмотря на активное сокращение ледников в последние десятилетия.

Цель работы — выявить пространственно-временные закономерности деградации ледников в этих регионах на основе комплексного анализа дистанционных и полевых данных, а также оценить

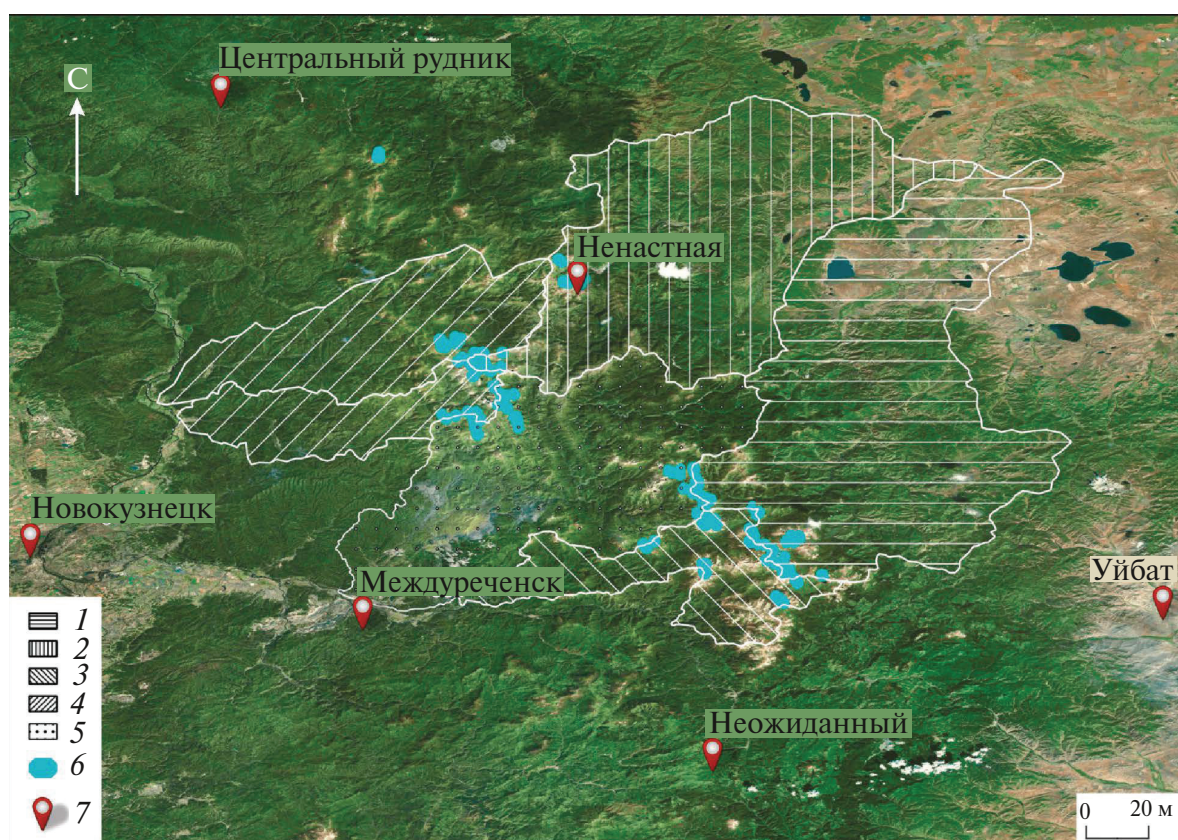


Рис. 2. Карта района Кузнецкого Алатау. Разной штриховкой показаны границы речных/ледниковых бассейнов: 1 — Белый Июс, 2 — Черный Июс, 3 — Бельсу и Казыр, 4 — Верхняя и Средняя Терсь, 5 — Уса, 6 — ледники (вне масштаба), 7 — метеостанции

Fig. 2. Map of the Kuznetsky Alatau region. The boundaries of the river/glacial basins are shown in different patterns: 1 — White Iyus, 2 — Black Iyus, 3 — Belsu and Kazyr, 4 — Upper and middle Ters, 5 — Usa, 6 — glaciers (not in scale), 7 — weather stations

их связь с климатическими трендами. Кроме того, авторы попробовали выявить критерий отличия ледников от снежно-ледовых образований, поскольку пионер исследования оледенения Кузнецкого Алатау — П.С. Шпинь, выделял ледники и снежно-ледовые образования (далее — С-ЛО), куда вошли переходные формы от ледников к снежникам. В работе придерживаемся его терминологии. И ледники малых размеров и снежно-ледовые образования Кузнецкого Алатау относятся к устоявшемуся термину — малые формы оледенения. Отделение ледников от снежно-ледовых образований — актуальная задача.

Связь динамики оледенения с климатом впервые для Кузнецкого Алатау количественно проанализирована в работе Адаменко и др. (2017, *а*), показавшей, что небольшие присклоновые ледники и снежно-ледовые образования (в этой работе под снежно-ледовыми образованиями подразумевались многолетние снежники) значительно деградировали (растаяло 70–90 % площади) из-за повышения температуры. Некоторые ледники перешли в категорию многолетних снежников. Крупные каровые ледники, расположенные на подветренных склонах широких водоразделов в отрицательных формах рельефа, отступили лишь незначительно. В работе Адаменко и др. (2017, *б*) приведена подробная информация об изменении площадей ледников Караташ № 56, Черно-Июсский № 83 и Центральный № 87 в 1975–2015 гг., полученная по данным полевых измерений и дистанционных методов зондирования. Потери площади за 1975–2015 гг. составили: у ледников Караташ — 46 %, Центральный — 40 %, Черно-Июсский — 26 %.

Детальные данные на основе дешифрирования снимков Sentinel-2 представлены в исследовании (Ananicheva et al., 2025), где подтверждена тенденция к фрагментации ледников. В статье в анализ включены даже небольшие снежно-ледовые образования (до 0.01 км²) и определены критерии их отличия от ледников.

Сокращение оледенения под влиянием потепления климата документировано для многих горных систем Азии (Шереметова, Шереметов, 2015). Например, в Российском Алтае (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) за период 1952–2004 гг. площадь ледников уменьшилась на 19.7 ± 5.8 %, что коррелирует с ростом летних температур на 0.10–0.13 °С/год с 1980-х годов (Shahgedanova et al., 2010). Хотя климатические условия Кузнецкого Алатау отличаются меньшей континентальностью, близкие тренды наблюдаются и здесь. В нашем исследовании учтены ледники площадью менее 0.02 км², тогда как в статье

(Shahgedanova et al., 2010) анализировались только объекты площадью более 0.5 км².

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе для оценки современного состояния и недавнего прошлого ледников и снежно-ледовых образований использованы следующие материалы: а) снимки КН-1 Corona 18.08.1960, разрешение 7.5 м/пиксель; и КН-9 Hexagon за 1960–1979: 11.08.1973, 07.09.1976, 12.08.1979, разрешение 2 м/пиксель; каталог ледников СССР на регион Кузнецкого Алатау (Каталог..., 1980). Съёмка ледников проводилась в июле–августе 1969–1975 гг.; б) электронный каталог “Ледники России” (Хромова и др., 2021, 2022); в) спутниковые снимки Sentinel-2 за август 2021 и 2023 гг., пространственное разрешение 10 м; г) снимки ключевых ледников с БПЛА за 2022 и 2024 гг.; д) данные измерений метеостанций (табл. 1; их расположение см. на рис. 2); данные реанализа ERA5-Land: температура и осадки, в узлах сетки $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ с 1967 по 2023 г. с месячным разрешением. Контуры ледников выделялись вручную по методике международного проекта GLIMS (Raup, Khalsa, 2010) в программе ArcGIS-ArcMap.

Погрешность дешифрирования зависит в основном от проведения границы лёд/склон. Важно определить, что считать границей и в какое время, поскольку часто она спорна из-за наличия сезонного снежного покрова, обломочного материала, теней и пр. Точность зависит от разрешения снимка, размера ледников и др. С учётом разрешения снимков 2 до 10 м/пиксель и малого размера объектов (от 0.01 до 0.15 км²) общая погрешность определения площади может достигать 10–15 %. Съёмка с БПЛА нескольких ледников также использовалась для проверки контуров, определённых по снимкам Sentinel-2.

Для определения высот нижней и верхней точки каждого ледника использовалась ЦМР ASTER GDEM V3 с 30 м разрешением.

Снимки Corona и Hexagon ортотрансформировались по характерным точкам рельефа, использовались от 60 до 90 опорных точек. В качестве базового рельефа для орто-трансформирования применена цифровая модель рельефа Copernicus с пространственным разрешением 30 м (OpenTopography..., 2025) и мозаика ESR (рис. 3, *а–в*).

Съёмка с БПЛА. Съёмка с БПЛА (DJI Mavic 2 Pro, DJI Mavic 3 Classic, Autel Evo) осуществлялась в июле–августе 2022 и 2024 гг., с высоты 200 м, с перекрытием. Построение ортофотопланов

Таблица 1. Осреднённые значения климатических показателей по данным метеостанций за 1967–2023 гг.: температура воздуха, T_{year} – среднегодовая, T_{sum} среднелетняя; сумма осадков, P_{year} – за год, $P_{\text{warm period}}$ – за тёплый период (июнь–сентябрь), $P_{\text{cold period}}$ – за холодный период (остальные месяцы года)

Table 1. Mean climatic parameters from weather station data (1967–2023): air temperature (T_{year} – annual mean, T_{sum} – summer mean); precipitation totals (P_{year} – annual, $P_{\text{warm period}}$ – warm season (June–September), $P_{\text{cold period}}$ – cold season (remaining months))

Метеостанция	Широта	Долгота	Высота м над ур. моря	$T_{\text{year}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{sum}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{year}}, \text{мм}$	$P_{\text{warm period}}, \text{мм}$	$P_{\text{cold period}}, \text{мм}$
Новокузнецк	53.9	87.1	237	1.87	17.36	469	338	132
Междуреченск	51.62	88.17	256	1.45	17.07	516	387	514
Уйбат	53.72	90.37	525	0.78	16.37	272	250	22
Неожиданный	53.28	89.07	526	–0.32	15.26	862	463	399
Ненастная	54.75	88.82	1188	–1.71	11.89	1594	939	654
Центральный рудник	55.2	87.65	498	0.70	15.43	985	464	522

и ЦМР проводилось в Agisoft Metashape. Съёмку проводили в Тигертышском районе (Поднебесные Зубья): снято два ключевых ледника Караташ и Тронова, и в Июсской ледниковой группе – ледники Чуракова, Толмачева, Центральный, Черно-Июсский. Разрешение ортофотопланов составило 0.15 м/пиксель, что позволяет использовать эти данные для оценки точности съёмок ледников другими способами. Снимки использовались для верификации контуров ледников по данным дешифрирования снимков Sentinel-2 и оценки динамики сокращения сезонного снежного покрова.

Для оценки климатических изменений применены данные реанализа ERA5-Land за 1975–2023 гг. Это последняя версия реанализа Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) для территории суши с высоким разрешением (9 км). Реанализ ERA5-land представляет собой синтез различных данных наблюдений и моделирования гидродинамической климатической моделью. Были использованы данные о температуре воздуха и количестве атмосферных осадков со среднемесечным разрешением на исследуемый регион за разные периоды времени. Линейный тренд рассчитывали по методу наименьших квадратов, его значимость определяли по параметрическому критерию Стьюдента.

В англоязычных публикациях для малых форм ледников используют термин “glacieret”, признаками которых являются: “малый размер; практически полное отсутствие движения; области аккумуляции и абляции не чётко различимы; структура потока отсутствует как минимум два года подряд; характерны кратковременные изменения

внешнего вида” (Rau et al, 2005, с. 9). Эти объекты также выделялись при работе со снимками.

ОПИСАНИЕ ЛЕДНИКОВ
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

С момента обнаружения в 1967 г. ледники в Кузнецком Алатау привлекали внимание разных групп исследователей (Шпинь, 1980, Сюбаев, Ковалев, 2004, Коваленко, 2008, Адаменко, Гутак, 2017). К началу 1980-х годов в горах Кузнецкого Алатау П.С. Шпинем выявлен 91 ледник общей площадью 6.79 км² (Каталог..., 1980). На основе анализа спутниковых снимков Sentinel-2 за 2016–2019 гг. был зафиксирован 101 ледник общей площадью 3.4 км², это данные электронного каталога “Ледники России” (Хромова и др., 2021). Разделения в этом каталоге на собственно ледники и снежно-ледовые образования не было.

В Кузнецком Алатау преобладают ледники северо-восточной и восточной экспозиции (70%). Их толщина – от нескольких метров до 60–70 м (Шпинь, 1980). Общей спецификой оледенения гор Кузнецкого Алатау, помимо небольших размеров ледников и снежно-ледовых образований (0.01–0.15 км²), является также высокое снегонакопление на ледниках, до 8000–10000 мм в слое воды (Шпинь, 1975, 1980).

Первоначально выделялось множество морфологических типов ледников, включая висячие. На современном этапе мы констатируем наличие лишь двух типов – каровые и присклоновые. Каровые ледники существуют на затенённых стенках древних цирков (каров). В Кузнецком Алатау

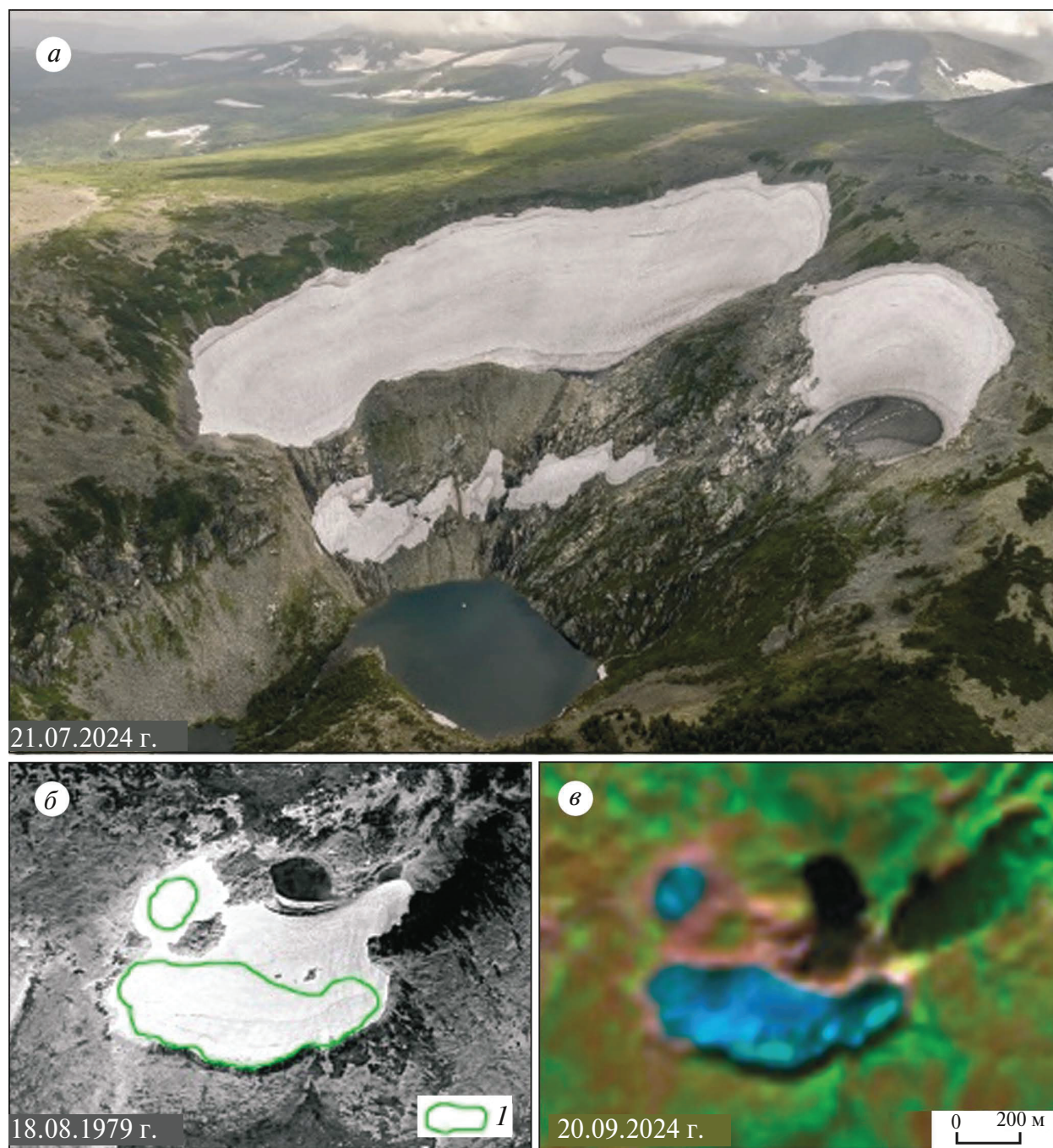


Рис. 3. Ледник Участников Экспедиции: общий вид с севера (а), на снимке Hexagon КН-9 (б), на снимке Sentinel-2 (в): 1 – контур ледника на снимке Sentinel-2 на сентябрь 2024 г.

Fig. 3. Uchastnikov Ekspeditsii Glacier: general view from the north (a), in the Hexagon KH-9 image (b), in the Sentinel-2 image: (v): 1 – glacier outline in the Sentinel-2 image, September 2024

такие ледники не занимают целиком впадины каров, а прилегает к их задним стенкам. Дно цирков часто занято озёрами, от которых ледники отделены моренами. Присклоновые ледники покрывают

большие площади горных склонов, располагаясь непосредственно под линией водораздела или под бровками горных террас (пример присклоновых ледников – на рис. 4, б–в). Они составляют более

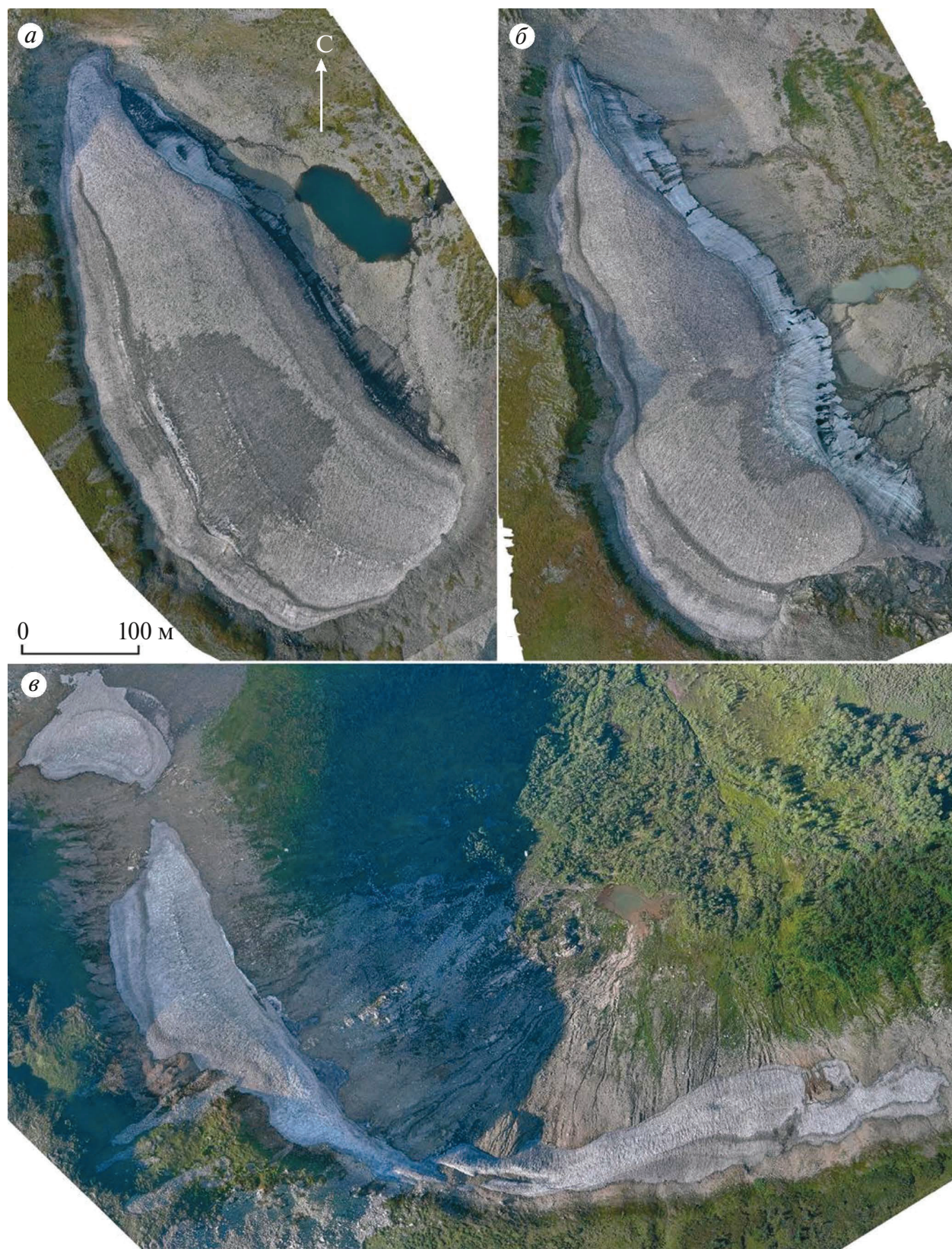


Рис. 4. Ледники Июсской группы на 15.08.2024: Центральный (а), Чуракова (б), Черно-Июсский (в)
Fig. 4. Glaciers of the Iyus group on August 15, 2024: Central (a), Churakova (b), Cherny-Iyusky (v)

половины от общего количества ледников Кузнецкого Алатау и обычно характеризуются выпуклой формой.

Выделены ледниковые формы, переходные от присклонового к каровому типу, например — ледник Участников экспедиции (см. рис. 3, *а*), Центральный (№ 87 по Каталогу ледников СССР, см. рис. 4, *а*). Помимо собственно ледников, в районе были описаны снежники с ледяным ядром (или многолетние снежники), которые П.С. Шпинь назвал снежно-ледовыми образованиями. По итогам своих полевых исследований он выделил 28 снежно-ледовых образований площадью 1.71 км². Отмечено, что с 1970-х годов ледники и снежно-ледовые образования Кузнецкого Алатау изменялись неоднородно: многие объекты, классифицированные как ледники, полностью стаяли и перешли в разряд снежно-ледовых образований, но стоит отметить, что среди таких объектов имеются и вполне стабильные.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе по снимкам Sentinel-2 2023 г. было идентифицировано 135 объектов, 57 из них отнесены к переходным снежно-ледовым образованиям, остальные — к ледникам. Как было сказано выше, в своём исследовании П.С. Шпинь идентифицировал 91 ледник и 28 снежно-ледовых образований. Таким образом, с помощью методов дистанционного зондирования (далее — ДЗЗ) обнаружено больше объектов, но в результате применения критериев, описанных ниже, было выявлено, что снежно-ледовые образования составляют большее число, чем в каталоге П.С. Шпиня, что связано с климатическими тенденциями в регионе, а также с размером объектов и их морфологическими особенностями.

При исследовании методами ДЗЗ, в отличие от ледников, для снежно-ледовых образований характерно сильное изменение пространственной конфигурации — контуры объектов в конце сезонов абляции 2018, 2021 и 2023 гг. не соответствуют друг другу. Данный критерий выявления переходных снежно-ледовых образований был апробирован командой исследователей на плато Путорана (Коваленко и др., 2023) и хорошо зарекомендовал себя. Для отнесения к подобным образованиям использовались также следующие критерии: площадь менее 0.02 км²; форма объекта — несхожесть с ледниковыми формами; при натурных наблюдениях признаками считались: сложение объекта фирном; отсутствие ледяного ядра и годовой слоистости; отсутствие движения

(нет провислости годовых слоёв, формирующейся морены, трещин разрыва; время непрерывного существования объекта от нескольких лет до первых десятилетий).

В целом, физико-географические условия Кузнецкого Алатау делают возможным разграничение между снежно-ледовыми образованиями и ледниками, но это остаётся достаточно сложной задачей. Преувеличение или недооценка количества ледников за счёт многолетних снежников, динамика которых кардинально отличается, может “размыть” истинную картину ледниковых условий в регионе и ввести в заблуждение относительно оценки текущих реакций горных геосистем (Адаменко, Гутак, 2017).

Безусловно, главным отличием снежно-ледового образования от ледника служит отсутствие ледяного ядра, что в условиях Кузнецкого Алатау можно диагностировать по совокупности признаков: сложения однородным фирном, без видимых тёмных слоёв; повторение формы склона, вогнутый профиль; малая мощность и площадь, что просматривается в промоинах и разрывах.

Оценка состояния ледников по архивным снимкам Corona и Hexagon (1960–1980 гг.). В архиве обнаружены несколько снимков — на район Июсских ледников (1960 г.) — охват 22 ледников, на южную часть Кузнецкого Алатау (1973 г.) — охват 8 ледников, среди них каровые ледники Караташ, Тронова, а также карово-присклоновые ледники Малый и Дальний. Результаты дешифрирования сравнивались с данными каталога ледников СССР (Каталог..., 1980). Разница между площадями ($D, \%$) по спутниковым снимкам (S_{1960}) и Каталогу ледников (S_{1967}) — в Июсской группе для 9 ледников из 22 составляет от 30 до 60 %, в основном площади S_{1967} меньше S_{1960} . Для остальных ледников этой группы показатель находится в пределах от 0 до 25 %. Этот факт можно объяснить, помимо погрешностей дешифрирования снимков (не более 15 %), неопределённостью при подсчёте площадей в Каталоге с разницей в датах аэрофотосъёмки и снимка. Площади в Каталоге (1980) определялись по аэрофотоснимкам разных лет. Основные даты аэрофотосъёмки — 1951–1953 гг. Это первые аэрофотоснимки, на которых П.С. Шпинь обнаружил ледники и выявил среди них каровые, висячие и присклоновые ледники площадью от 0.01 до 0.3 км². По аэрофотосъёмке 1966 г. и позже по экспедиционным исследованиям вплоть до 1975 г. П.С. Шпинь уточнял динамику ледников. По ним он отметил, что некоторые ледники

увеличили площадь по сравнению с 1950-ми годами. В этой группе – ледники небольшой площади, разница (D, %) в силу накопления погрешностей может быть достаточно большой. Сравнение площадей для южной группы ледников (бассейн р. Белый Июс) показало, что разница велика для ледника Тронова (44 %) и для Подскального (по нашему мнению, это снежно-ледовое образование) – 60 %, для остальных она не превышает 25 %. Ледники этой группы одни из самых крупных в Кузнецком Алатау, и разница D, % для них имеет тенденцию увеличиваться с уменьшением площади ледников.

Оценка состояния ледников по снимкам Sentinel-2 (2021–2023 гг). Климатические изменения не могли не вызвать реакцию оледенения. После 1980-х годов ледники региона в целом показали тенденцию отступления вплоть до начала XXI века. Наибольшее сокращение площади ледников наблюдалось в 2002–2004 гг.: присклоновые ледники и снежно-ледовые образования сильно деградировали (их площадь сократилась на 60–90 %) из-за повышения температуры в период абляции. Однако с 2004 по 2015 г. произошло заметное увеличение площади ледников, связанное с погодными условиями этих лет (Адаменко и др., 2017). С 2005 г. каровые ледники демонстрировали тенденцию приращения площади, что, вероятно, вызвано ростом количества осадков. Например, с 2004 по 2015 г. площадь ледников Караташ и Центральный увеличилась соответственно на 0.02 и 0.04 км² (15 и 20 % от площади по КATALOGу ледников СССР). Прибавление площади ледника Караташ сопровождалось увеличением толщины льда, что выявили съёмки фронта ледника в 2005 и 2015 гг.

В 2023 г. проведено сравнение сокращения площади ледников и снежно-ледовых образований (снимки Sentinel-2) с данными КATALOGа ледников СССР на этот регион (табл. 2). В этой таблице также приведены средние по бассейнам данные изменения высотных уровней (низшей и высшей точек) ледников.

Все объекты (суммарно ледники и снежно-ледовые образования) значительно потеряли в площади с 1980 г. Максимум приходится на ледники бассейна р. Уса (в нём много снежно-ледовых образований и не слишком много ледников), минимум – на бассейн р. Терси (примерно равное количество снежно-ледяных образований и ледников). Уровни верхних отметок либо не изменились, либо уменьшились в среднем для бассейна от 13 до 26 м. Индивидуальные ледники имеют опускание Dh_high до 100 м. Высоты нижних отметок повысились от 8 до 44 м в среднем по бассейну, для некоторых ледников повышение составило 120 м. Больше всего сократились площади доминирующих здесь присклоновых ледников.

Наиболее всего сократились ледники северо-восточной и восточной экспозиции, что связано с недостатком питания, а снежно-ледовые образования максимально сокращались на склонах северной и северо-восточной экспозиции. В бассейне р. Уса, где много снежно-ледовых образований северо-западных румбов, их сокращение максимально. Ледники восточной экспозиции бассейнов Белого и Чёрного Июса также сократились. Основные факторы, влияющие на это распределение: особенности местной атмосферной циркуляции, а также положение хребтов относительно воздушных масс и ветров, приносящих осадки.

Таблица 2. Сокращение площади ледников и снежно-ледовых образований (D_{area} , %) и изменение средних значений низших (DH_low) и высших точек (DH_high) ледников, м за 1980–2023 гг.

Table 2. Glacier and snow-ice formation area reduction (D_{area} , %) and changes in mean lowest (DH_low) and highest (DH_high) glacier elevations (m) for 1980–2023

Бассейны	ВСЕ	Только ледники	Ледники	
	D_{area} , %		Ср. DH_low	Ср. DH_high
Р. Терси	54.8	51.5	8	–13
Р. Уса	75.2	64.1	42	0
Реки Бельсу и Казыр	58.9	58.9	44	–22
Р. Белый Июс	67.5	56.7	17	–20
Р. Черный Июс	61.0	52.5	8	–26

Характерные особенности ледников изучаемого района — их небольшие размеры, расположение на низких высотах, большая чувствительность к метеопараметрам (осадкам и температуре, а также направлению и силе ветров, приносящих осадки), поэтому колебания площади от года к году могут быть как в сторону уменьшения площади на фоне потепления климата, так и в сторону некоторого её роста.

Имеет место высокая изменчивость площадей за указанные периоды времени; ледники в основном сокращали свою площадь. В период 2018–2023 гг. многие ледники в бассейне р. Терсь увеличили свою площадь, в остальных бассейнах такого не наблюдалось, а период 2021–2023 гг. ознаменовался ростом числа ледников, увеличивших свою площадь во всех бассейнах. Увеличение небольшое (0.04–0.001 км²), но с учётом малой площади самих ледников эти цифры превышают 60 % (бассейны рек Бельсу, Казыр и Черный Июс).

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ С КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА

Тенденции климатических изменений, определённые авторами только по метеостанциям (были рассчитаны линейные тренды для каждой метеостанции из табл. 1), и важных для ледников параметров климата — температуры лета T_{sum} (период абляции) и осадков холодного периода $P_{\text{cold period}}$ (время аккумуляции) таковы: небольшой положительный тренд T_{sum} (1 °C) наблюдается в направлении с юго-запада на северо-восток Кузнецкого Алатау. Твёрдые осадки за упомянутый период выросли на 100–200 мм с юго-востока к центральной и северной частям региона. Это фоновая картина, поскольку основана на данных метеостанций, в основном расположенных на небольшой высоте.

Судя по данным ГМС Ненастная (1188 м над ур. моря) — самой высоко расположенной станции в районе исследований, находящейся вблизи климатической снеговой линии, — линейные тренды положительны для обоих типов и составляют ~2 °C, тренды осадков почти нулевые. Все станции, использованные в данной работе, демонстрируют позитивный температурный тренд с 1984–1985 гг., который продолжается вплоть до настоящего времени. Потепление началось спустя пять лет после выхода Каталога ледников СССР и монографии П.С. Шпиня (1980). Такие показатели климата за последние 40 лет не способствуют поддержанию и тем

более развитию объектов криосферы (ледников и снежно-ледовых образований) Кузнецкого Алатау.

Применение реанализа ERA5-land в целом обосновано для анализа климатических тенденций в крупном горном регионе. Получены следующие результаты. На рис. 5, а представлены тренды температуры воздуха по месяцам (°C/10 лет) за период 1975–2023 гг. Видно, что наиболее сильное и статистически значимое потепление происходит весной (0.7–1.0 °C/10 лет), при этом для сезона абляции максимальное потепление наблюдается в мае (до +0.7 °C/10 лет) и октябре (0.5 °C/10 лет). Эти тенденции могут приводить к более раннему началу сезона абляции и более позднему его окончанию. Что касается изменений осадков за 1975–2023 гг. (см. рис. 5, б), то во все месяцы существенных и статистически значимых изменений практически не происходит — все тренды меньше 1 % за 10 лет. Тренд-анализ (по МНК) данных наблюдений на ГМС Ненастная (1967–2021) выявил достоверный рост годовых осадков (+11.2 мм/декаду), обусловленный преимущественно летними месяцами, и стабилизацию зимних осадков несмотря на потепление.

На рис. 5, в представлены тренды температуры воздуха по месяцам сезона абляции (май–сентябрь) за разные периоды времени: 1975–2004 гг. (когда ледники региона сокращались), 2005–2015 гг. (когда ледники региона имели тенденцию к росту), 2005–2023 гг. В первый период (1975–2004 гг.) потепление происходило во все месяцы, за исключением сентября, максимально — в мае и августе (см. рис. 5, в-1), а в период 2005–2015 гг., когда в регионе наблюдалось увеличение баланса массы ледников, наоборот, в мае, июле и сентябре наблюдались отрицательные тенденции температуры (см. рис. 5, в-2), и отрицательная тенденция в июле сохранялась вплоть до 2023 г. (см. рис. 5, в-3).

В конце XX века (1975–2004 гг.) и в начале XXI века (2005–2015 гг.) также наблюдаются некоторые различия в тенденциях количества осадков в сезон аккумуляции (октябрь–апрель) (рис. 6): в первый период значимых изменений не произошло, а в начале XXI века есть некоторая тенденция к увеличению осадков, статистически значимая для ледников на северо-западе области.

Таким образом, детальный анализ динамики температуры воздуха и осадков по данным реанализа ERA5-Land показал, что в период 1975–2004 гг. сокращение площади ледников

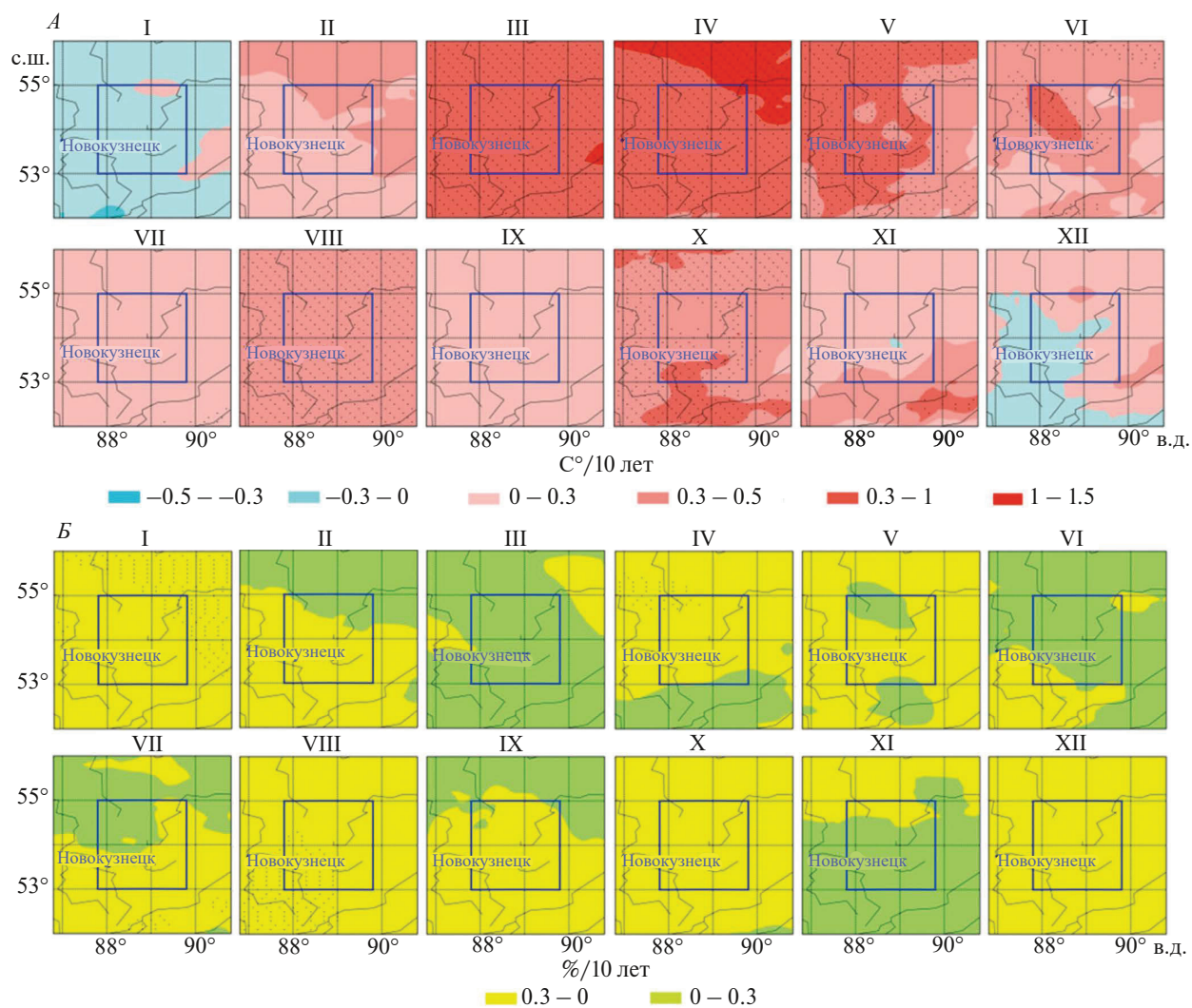


Рис. 5. Коэффициенты тренда температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) по месяцам за 1975–2023 гг. в регионе исследований. Область расположения ледников Кузнецкого Алатау обозначена прямоугольником. Точками показаны ячейки, где тренд значим на 5%-м уровне статистической значимости (А); тренды количества атмосферных осадков по месяцам за весь период исследований 1975–2023 гг. (Б); пространственное распределение коэффициентов тренда температуры воздуха за май–сентябрь (слева–направо) за периоды 1975–2004 гг. (а), 2005–2015 гг. (б), 2005–2023 гг. (в) (Б)

Fig. 5. Air temperature trend coefficients ($^{\circ}\text{C}/10$ years) by month (I–XII) for 1975–2023 in the study region. The area of the Kuznetsky Alatau glaciers is indicated by a rectangle. Dots indicate cells where the trend is significant at the 5% level of statistical significance. (A); trend coefficients of the amount of atmospheric precipitation by month (I–XII) for the entire study period 1975–2023 (B); spatial distribution of air temperature trend coefficients for May–September (V–IX) for the periods 1975–2004 (a), 2005–2015 (b), 2005–2023 (v) (B)

Южной группы (Караташ, Тронова и др.) и Июсских ледников можно объяснить интенсивным повышением температуры воздуха в сезон абляции — максимально в мае (на $1.2\text{--}1.4^{\circ}\text{C}/10$ лет) и августе ($+0.7\text{--}1.0^{\circ}\text{C}/10$ лет), а тенденцию к увеличению площади в 2005–2015 гг. — наоборот, некоторым замедлением потепления

в сезон абляции (особенно в мае, июле и сентябре) и небольшим увеличением осадков (до 1 % за 10 лет) в сезон аккумуляции.

Если сравнить тренды температуры воздуха и атмосферных осадков для ледников в горах Бырранга (Ананичева, Корнева, 2024) и Кузнецкого Алатау в среднем за 1975–2021 гг., то для осадков

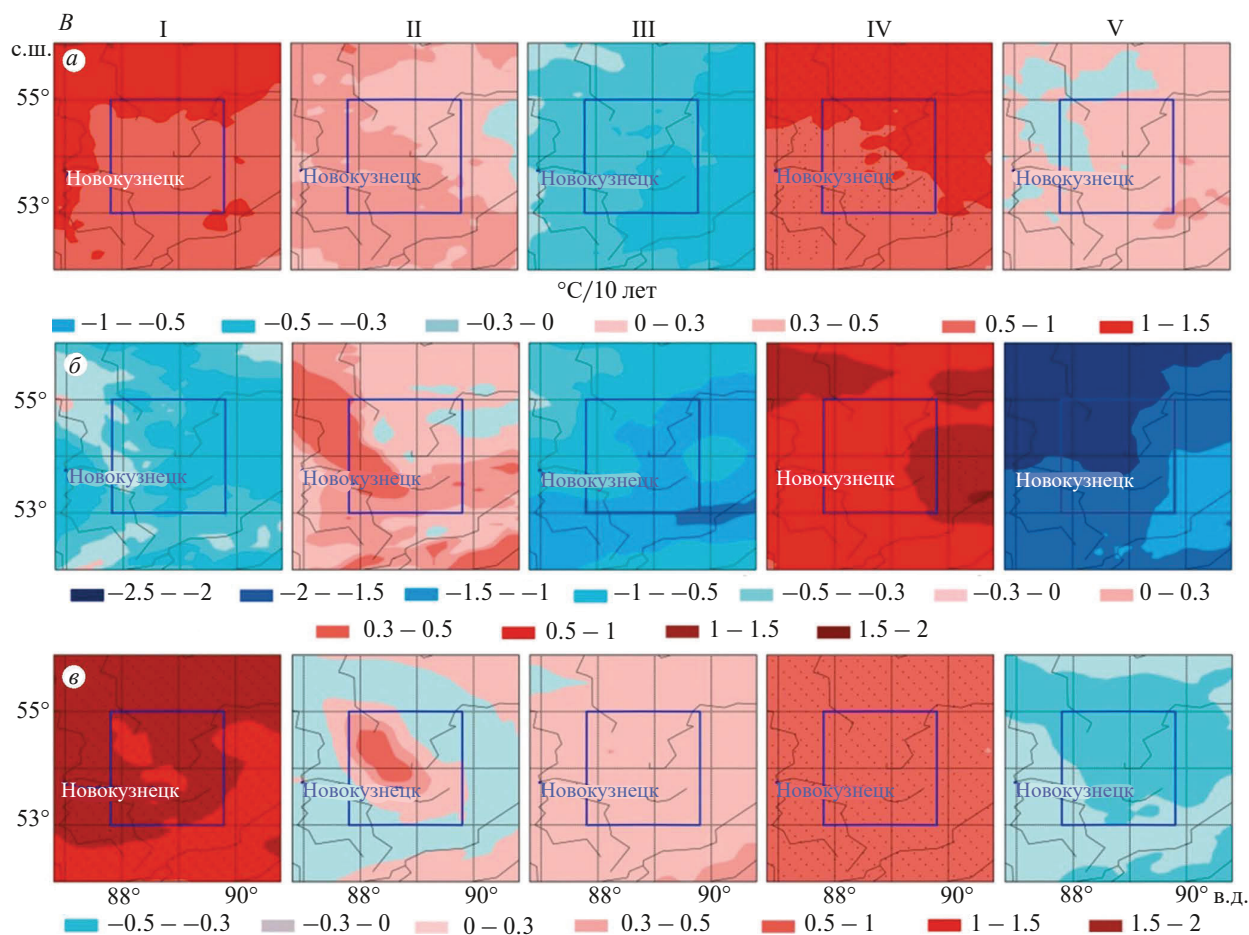


Рис. 5. Окончание

Fig. 5. The end

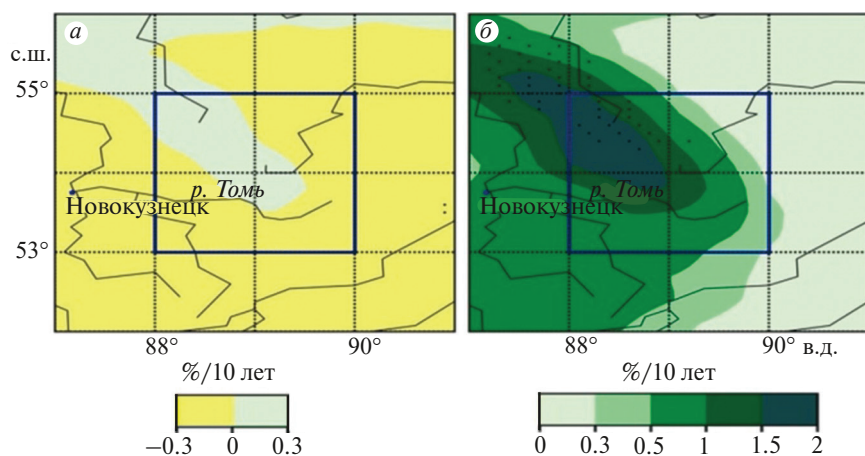


Рис. 6. Тренды общего количества осадков (%/10 лет) за сезон аккумуляции за 1975–2004 гг. (а) и 2005–2015 гг. (б). Область расположения ледников Кузнецкого Алатау обозначена прямоугольником. Черными точками показаны ячейки, где тренд значим на 5%-м уровне статистической значимости

Fig. 6. Trends in total precipitation (%/10 years) during accumulation seasons of 1975–2004 (a) and 2005–2015 (b). The area of the Kuznetsky Alatau glaciers is indicated by a rectangle. Black dots indicate cells where the trend is significant at the 5% level of statistical significance

холодного периода тенденции в целом схожи — в обоих районах наблюдается их небольшое статистически незначимое увеличение, чуть более сильное в горах Бырранга. А скорости роста летней температуры различаются существенно: в районе ледников Кузнецкого Алатау это 0.3–0.5 °C/10 лет, а в районе ледников гор Бырранга это значительно больше: 1.0–1.2 °C/10 лет.

**СРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ЛЕДНИКОВ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ С ДИНАМИКОЙ
ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР БЫРРАНГА
И ХРЕБТОВ ВОКРУГ БАЙКАЛА**

Климатические условия в северной (горы Бырранга), юго-западной (Кузнецкий Алатау) и юго-восточной (Прибайкалье) областях заметно отличаются (см. рис. 1). Среднегодовые температуры значительно ниже на севере, а количество осадков, наоборот, максимально в районе Кузнецкого Алатау. Здесь за период 1967–2023 гг. изменения T_{sum} и T_{year} по метеорологических наблюдениям составляют около 2 °C, а изменения осадков почти нулевые. Осадки в высокогорье Бырранга высокие, изменения T_{year} наибольшие (до 4 °C за 1966–2023 гг.), T_{sum} меньше, тренды осадков отрицательны. В Прибайкалье тренд T_{sum} начиная с 1980-х годов всюду положительный и достигает 3 °C за 40 лет, T_{year} с 1966 по 2020 г. всего ~1.5 °C, осадки в целом остаются без изменений (Ананичева и др., 2022; Ананичева, Корнева, 2024).

Структура оледенения в этих районах также различается: в Прибайкалье описано 10 ледников, существующих изолированно на большом расстоянии друг от друга (Ананичева и др., 2022), в Кузнецком Алатау можно выделить два района

распространения оледенения — центральный и южный, где описано 78 ледников (Ananicheva et al., 2025). Анализ снимков Sentinel-2 региона гор Бырранга в августе 2022 г. выявил 210 ледников общей площадью 24.7 км² (Ананичева, Корнева, 2024).

Оценка числа ледников, относящихся к различным морфологическим типам и экспозиции, показала, что преобладание каровых ледников на склонах восточной, северной и северо-восточной экспозиций характерно для всех трёх систем. Для Кузнецкого Алатау наиболее характерны присклоновые и висячие ледники, а южные склоны практически свободны от ледников. Есть и различия: для гор Бырранга характерно преобладание каровых и долинных типов, есть перемётные ледники, а в Кузнецком Алатау преобладают присклоновые и висячие ледники, так как здесь много крутых склонов.

В упомянутых выше статьях делались оценки изменений площадей, высот ледников гор Бырранга и хребтов Прибайкалья. Строго сравнить сокращения площадей трудно, поскольку сравнение велось с данными соответствующих каталогов, они составлялись в разные годы. В табл. 3 приведены осреднённые (изначально расчёт вёлся по ледниковым бассейнам) значения разницы (D, %) между данными каталогов ледников этих горных систем и снимками Sentinel-2.

Из табл. 3 видно, что больше всего сократилась площадь ледников в Кузнецком Алатау; большинство ледников здесь относится к присклоновым, площадью до 0.3 км². Они существуют в основном за счёт высоких сумм твёрдых осадков и ветрового переноса снега. Выживанию таких малых форм оледенения способствует также затененное положение в карах и на склонах.

Таблица 3. Сокращение площади ледников: каталог–снимки 2022/23 г. ($D_{cat-sentinel-2}$, %) для трёх ледниковых систем: горы Бырранга, Байкальский регион, Кузнецкий Алатау

Table 3. Glacier area reduction: catalog vs. 2022/23 imagery comparison ($D_{cat-sentinel-2}$, %) for three glacial systems: Byrranga Mts, Baikal region, Kuznetsky Alatau

Регион	Превалирующий морфологический тип и экспозиция	Даты составления каталога и даты определения по Sentinel-2	D cat-sentinel-2, %
Горы Бырранга	Карово-висячий, каровый, присклоновый, С, СВ и В	1967–2022	41.0
Байкальский регион	Каровый, В и ЮВ	2000/23	45.5
Кузнецкий Алатау	Присклоновый, В и СВ	(1975–1980) – 2023	64.5

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ ЛЕДНИКОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Поскольку в настоящее время в Кузнецком Алатау залегают лишь малые ледники, большое значение имеет точность измерения их площадей и высот по снимкам. Погрешность определения положения границы льда устанавливается во многом разрешением снимка. Для спутниковых систем, использованных в данном исследовании, разрешение составляет 2–10 м/пиксель, разрешение ортофотопланов, построенных по данным БПЛА, составляет 0.15 м/пиксель. Площади контуров на снимках Sentinel-2 сравнивали со съёмкой БПЛА, полученных на ту же дату в 2022 г. для двух ледников — Караташ и Тронова. Сравнение контуров показало одинаковую площадь. Как было сказано выше, размеры ледников Кузнецкого Алатау изменчивы от года к году (в зависимости, в основном, от приходящих осадков и ветрового переноса снега), это наглядно демонстрирует сравнение значений площадей за период 2022–2023 г. Для ледника Караташ в 2021 г. площадь отличалась от 2022 г. лишь на 1 %, а в 2023 г. на 14 %, причём в 2023 г. площадь ледника выросла. Для ледника Тронова расхождения в площади в 2021 г. по сравнению с 2022 г. были значительные — до 20 %, а в 2023 г. — 11 % (в 2023 г. ледник также несколько увеличил площадь).

Стабилизация отступления или роста некоторых ледников в горах Кузнецкого Алатау с 2005 г. согласуется с данными для соседних горных районов Внутренней Азии. К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин и Ю.Н. Курочкин (2015) отметили замедление отступления ледников в Монгун-Тайгинском и Таван-Богдо-Олинском массивах после 2007 г. Они отмечают, что в 2009–2015 гг. общая площадь ледников в массиве Таван-Богдо-Ола уменьшилась на 0.6 %, темпы сокращения составили около 0.1 % в год, тогда как в 2002–2009 гг. они достигали 1.3 % в год. В то же время имеется большое количество публикаций, которые свидетельствуют о современном отступании ледников в Горном Алтае (ближайшем к району исследований центре горного оледенения) и показывают увеличение темпов деградации ледников. Г.А. Носенко, С.А. Никитин, Т.Е. Хромова (2014) на основании сравнения космических снимков 2004 и 2012 гг. с данными середины прошлого века сделали вывод, что за последнее десятилетие скорость отступления ледников в Горном Алтае увеличилась почти вдвое. А.А. Коломийцев и др. (2016) в июне 2016 г. измерили высоту поверхности ледника Томич (Западно-Катунский центр оледенения, Горный Алтай). Их измерения показали, что фронт ледника с 1969 по 2009 г. отступил на 136 м,

с 2009 по 2014 г. — на 58 м, т.е. интенсивность отступления увеличилась вдвое. Такая асинхронная динамика ледников на соседних территориях в пределах одной Алтае-Саянской горной страны требует тщательного анализа. Мы полагаем, что ледники на периферии Алтае-Саянской горной страны в условиях современных климатических изменений находились в более благоприятных условиях, чем ледники во внутренних регионах. Возможно, сохранению ледников способствует рельеф гор Кузнецкого Алатау с распространением широких плоских водоразделов. Такие водоразделы зимой выступают в роли областей дефляции снега (выноса ветром). В таких условиях все отрицательные формы рельефа на подветренных склонах (включая понижения, развитые ледниками) заполняются снегом до высоты общего уклона склона. Многолетнее накопление снега здесь значительно превышает климатическую норму. Кроме того, мелкие ледники исследуемого региона имеют малое запаздывание реакции (около 2–3 лет) и поэтому реагируют на переход в фазу прохладно-влажного климата гораздо быстрее, чем крупные долинные ледники. Оценивая изменчивость малых ледников Кузнецкого Алатау во временных интервалах, коррелирующих с инерцией их оледенения (2–3 года), можно выявить мелкопериодные климатические циклы изменения снежного покрова региона. Для регионов Кузбасса и Хакасии горы Кузнецкого Алатау являются ключевыми.

Авторы работы признают, что вопрос о том, являются ли континентальные малые ледники более устойчивыми или более чувствительными к изменению климата, всё ещё остаётся довольно спорным, но может быть решён путём сбора и анализа новых данных, а потому остаётся актуальным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённое исследование динамики ледников Кузнецкого Алатау, Прибайкалья и гор Бырранга позволило получить следующие ключевые результаты, отвечающие на вопросы, поставленные во введении.

На основе анализа спутниковых снимков Sentinel-2 (2021–2023 гг.) выявлено, что площадь ледников Кузнецкого Алатау сократилась на 50–75 % с 1980 г. В регионе идентифицировано 78 ледников и 57 снежно-ледовых образований, при этом наибольшие потери характерны для присклоновых ледников. Морфологически в настоящее время выделяются присклоновые и каровые ледники и переходные между ними формы. Эти данные согласуются с тенденциями, наблюдаемыми в других

регионах Центральной Сибири, таких как Прибайкалье и горы Бырранга.

Использование данных реанализа ERA5-Land и метеостанций показало, что сокращение ледников связано с ростом летних температур (особенно в мае и августе) и изменением режима осадков. В период 2005–2015 гг. отмечалось замедление деградации ледников, что объясняется снижением темпов потепления и увеличением зимних осадков. Однако с 2015 г. тенденция к сокращению площади возобновилась.

Ледники Кузнецкого Алатау демонстрируют более высокую чувствительность к климатическим изменениям по сравнению с ледниками гор Бырранга и Прибайкалья, что обусловлено их малыми размерами и низким высотным положением. При этом морфологические положение (каровые или присклоновые) и экспозиция играют ключевую роль в их устойчивости к изменениям климата.

Уточнение границ ледников и снежно-ледниковых образований с использованием современных спутниковых данных и полевых исследований подтвердило необходимость унификации методов мониторинга для корректного сравнения динамики оледенения в разных регионах. Верификация данных снимков Sentinel-2 с помощью съёмки БПЛА показала высокую точность определения параметров ледников.

Полученные результаты важны для оценки водных ресурсов и прогнозирования природных рисков в горных регионах Центральной Сибири. Они также вносят вклад в обновление каталога “Ледники России”, предоставляя актуальные данные о площадях, высотах и других параметрах ледников.

Таким образом, исследование подтвердило значительное влияние климатических изменений на малые формы оледенения Кузнецкого Алатау и выявило региональные особенности их динамики. Для дальнейшего понимания этих процессов необходимы продолжение мониторинга и интеграция данных дистанционного зондирования с полевыми наблюдениями.

Благодарности. Работа сделана при поддержке гранта РНФ № 24-27-00310. Мы также благодарны сотрудникам заповедника “Кузнецкий Алатау”.

Acknowledgements. The work was done with the support of the Russian Science Foundation Grant No. 24-27-00310. We are also grateful to the staff of the “Kuznetsky Alatau” Nature Reserve.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко М.М., Гутак Я.М. (а) Новый подход к дифференциации малых ледников и многолетних снежников на основе длительности непрерывного существования гляциально-нивального объекта (на примере гор Кузнецкого Алатау) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 33–40.
- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Антонова В.А. (б) Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 334–342.
- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Тренков И.П. Изменения внутригодового распределения осадков и динамика снежности в горах Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2021. № 2. С. 101–109.
- Ананичева М.Д., Абрамов А.А., Кононов Ю.М., Патрикеева И.А., Пакин Г.Ю. Особенности оледенения северного Прибайкалья в начале XXI века // Криосфера земли. 2022. Т. XXVI. № 6. С. 59–70.
- Ананичева М.Д., Корнева И.А. Малые формы оледенения и климатические особенности Таймыра: новые оценки // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 3. С. 345–357.
- Ананичева М.Д., Кононов Ю.М. Изменения ледников Корякского нагорья в период с 1972 по 2019 г. // Геосферные исследования. 2025. № 2. С. 72–88. <https://doi.org/10.17223/25421379/35/6>
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 2. Ч. 1. Бассейны рек Томи и Чулыма (Кузнецкий Алатау). М.; Л.: Гидрометеиздат, 1980. 43 с.
- Коваленко Н.В. Современное состояние малых ледников Кузнецкого Алатау и Плато Путорана // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 67–71.
- Коваленко Н.В., Поповнин В.В., Губанов А.С., Полюхов А.А., Успенская Е.И. Малые ледники плато Путорана на фоне климатических перемен // Лёд и Снег. 2023. № 63 (3). С. 332–346.
- Коломийцев А.А., Мардасова Е.В., Рудыка Р.А., Шереметов Р.Т. Экспертная оценка потери вещества ледником Томич (Западно-Катунский центр оледенения, Алтай) за период с 2010 по 2016 годы // Известия Алтайского отдела РГО. 2016. № 3. С. 42.
- Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Э. Изменения площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX века по данным космической съёмки // Лёд и Снег. 2014. № 2. С. 5–13. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-2-5-13>
- Сюбаев А.А., Ковалев Е.А. Современное состояние оледенения Кузнецкого Алатау и его динамика во второй половине XX века // Природа и экономика Кузбасса: Региональный сборник научных статей. Новокузнецк: КузГПА. 2004. Вып. 9. Т. 2. С. 41–49.
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика гляциально-нивалых

- систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60.
- Чураков А.Н. Кузнецкий Алатау // Очерки по геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР. 1932. С. 1–115.
- Шереметова С.А., Шереметов Р.Т. Основные климатические параметры зимнего сезона и особенности биологического спектра флоры сосудистых растений бассейна р. Томь // Сибирский экологический журнал. 2015. Т. 22. № 1. С. 3–12.
- Шпинь П.С. О снежном покрове и количестве осадков в южной части Кузнецкого Алатау // Гляциоклиматология Западной Сибири. 1975. Л.: Географическое общество СССР. С. 74–88.
- Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 83 с.
- Ananicheva M., Adamenko M., Abramov A. Glaciation in the Kuznetsky Alatau Mountains – Dynamics and Current State According to Sentinel-2 Satellite Images and Field Studies. // *Glaciers* 2025. № 2 (3). 9 p. <https://doi.org/10.3390/glaciers2030009>
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of Russian Glaciers Based on Satellite Data (2016–2019) // *Water Resources*. 2022. № 49. P. 55–68. <https://doi.org/10.1134/S0097807822070065>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p.
- Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2010. V. 115 (D16). P. D16107. <https://doi.org/10.1029/2009JD012976>
- OpenTopography // Электронный ресурс. <https://portal.opentopography.org/raster?opentopoID=OTSDEM.032021.4326.3> Дата обращения: 19.06.25.

Citation: Ananicheva M.D., Abramov A.A., Adamenko M.M., Korneva I.A. Glacier Dynamics in the Kuznetsky Alatau and other regions of Central Siberia Under Climate Change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 540–556. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040028.

Glacier Dynamics in the Kuznetsky Alatau and other regions of Central Siberia under climate change

© 2025 M. D. Ananicheva^{a, #}, A. A. Abramov^a, M. M. Adamenko^b, I. A. Korneva^{a, c}

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

^b*Siberian Industrial University, Novokuznetsk, Russia*

^c*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*

[#]*e-mail: maranan@gmail.com*

Received June 19, 2025; revised August 14, 2025; accepted September 25, 2025

The mountain ranges surrounding the Central Siberian Plateau host predominantly small-scale glaciation, including minor glaciers and snow-ice formations (SIFs). This study presents updated glacial extent mapping using Sentinel-2 imagery for three regions: the Kuznetsky Alatau (current focus), Baikal Ranges (Baikalsky, Barguzin, and Verkhneangarsky ridges), and Byrranga Mountains (Taimyr). Since the 1960s (Byrranga/Baikal) and 1980s (Kuznetsky Alatau), these regions have experienced 50–75 % ice loss, strongly correlated with climatic shifts. In the Kuznetsky Alatau (glaciers located at 1,200–1,500 m asl), August 2021/23 Sentinel-2 imagery revealed 78 glaciers (53 previously cataloged in the USSR Glacier Inventory) and 57 SIFs. Slope-attached glaciers showed the most pronounced retreat, followed by cirque types. Satellite-derived parameters were field-verified during August 2024 expeditions. Key characteristics of Kuznetsky Alatau's cryospheric features include: minimal dimensions, low median elevation, and high meteorological sensitivity (winter precipitation, summer temperatures, wind regimes). Interannual variability reveals both negative mass balance (warming/reduced snowfall) and episodic gains (wind-driven snow redistribution, avalanche deposition, or cooler summers). Using archived Corona (1960) and Hexagon (1973) images, we evaluated discrepancies between the USSR Glacier Inventory (1970s) and satellite-derived glacier areas/altitudes for two glacial clusters in Kuznetsky Alatau. Glacier-climate relationships were quantified using ERA5-Land reanalysis data (temperature/precipitation trends), with comparative analysis against Byrranga and Baikal regions.

Keywords: Kuznetsky Alatau, Central Siberia, glacier, glacier area, satellite image, climate change, temperature, precipitation, ERA5-Land

REFERENCES

- Adamenko M.M., Gutak Ya.M. (a) A New Approach to Differentiating Small Glaciers and Perennial Snowpatches Based on the Duration of Continuous Existence of Glacio-Nival Objects (Case Study of the Kuznetsky Alatau Mountains). *Geosfernye Issledovaniya*. Geospheric Research. 2017, 3: 33–40. [In Russian].
- Adamenko M.M., Gutak Ya.M., Antonova V.A. (b) Climate Change and Glacier Size Variations in the Kuznetsky Alatau Mountains from 1975 to 2015. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 334–342. [In Russian].
- Adamenko M.M., Gutak Ya.M., Tren'kov I.P. Changes in Intra-Annual Precipitation Distribution and Snow Cover Dynamics in the Kuznetsky Alatau Mountains. *Geosfernye Issledovaniya*. Geospheric Research. 2021, 2: 101–109. [In Russian].
- Ananicheva M.D., Korneva I.A. Small Forms of Glaciation and Climatic Features of Taimyr: New Estimates. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 345–357 [In Russian].
- Ananicheva M.D., Kononov Yu.M. Glacier Changes in the Koryak Highlands from 1972 to 2019. *Geosfernye Issledovaniya*. Geosphere Research. 2025, 2: 72–88. <https://doi.org/10.17223/25421379/35/6> [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. Tom 15, Vypusk 2, Chast' 1. Basseyny rek Tomi i Chulyma (Kuznetskiy Alatau). USSR Glacier Catalog. V. 15, Is. 2, Part 1. Basins of the Tom and Chulym Rivers (Kuznetsky Alatau). Moscow-Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 43 p. [In Russian].
- Kovalenko N.V. The current state of the small glaciers of the Kuznetsky Alatau and the Putorana Plateau. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 2008, 3: 67–71. [In Russian].
- Kovalenko N.V., Popovnin V.V., Gubanov A.S., Polyukhov A.A., Uspenskaya E.I. Small Glaciers of the Putorana Plateau in the Context of Climate Change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (3): 332–346. [In Russian].
- Kolomiysov A.A., Mardasova E.V., Rudyka R.A., Sheremetov R.T. Expert Assessment of Mass Loss by the Tomich Glacier (West Katun Glacial Center, Altai) from 2010 to 2016. *Izvestiya Altayskogo Otdeleniya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proceedings of the Altai Branch of the Russian Geographical Society. 2016, 3: 42. [In Russian].
- Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier Area and Volume Changes in the Altai Mountains (Russia) since the Mid-20th Century Based on Satellite Imagery. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2: 5–13. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-2-5-13> [In Russian].
- Syubaev A.A., Kovalev E.A. Current State of Glaciation in the Kuznetsky Alatau and Its Dynamics in the Second Half of the 20th Century. *Priroda i ekonomika Kuzbassa: Regional'nyy sbornik nauchnykh statey*. Nature and Economy of Kuzbass: Regional Collection of Scientific Articles. KuzGPA. 2004, 9 (2): 49. [In Russian].
- Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Yu.N. Current State and Dynamics of Glacio-Nival Systems in the Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola Massifs. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 129 (1): 49–60. [In Russian].
- Churakov A.N. Kuznetsky Alatau. *Ocherki po geologii Sibiri*. Essays on the Geology of Siberia. Moscow: USSR Academy of Sciences. 1932: 1–115. [In Russian].
- Sheremetova S.A., Sheremetov R.T. Key Climatic Parameters of the Winter Season and Features of the Biological Spectrum of Vascular Plant Flora in the Tom River Basin. *Sibirskiy Ekologicheskii Zhurnal*. Siberian Journal of Ecology. 2015, 22 (1): 3–12. [In Russian].
- Shpin' P.S. Snow Cover and Precipitation Amount in the Southern Part of the Kuznetsky Alatau. *Glyatsioklimatologiya Zapadnoy Sibiri*. Glacioclimatology of Western Siberia. Leningrad, 1975: 74–88. [In Russian].
- Shpin' P.S. Oledenenie Kuznetskogo Alatau. Glaciation of the Kuznetsky Alatau. Moscow: Nauka, 1980: 83 p. [In Russian].
- Ananicheva M., Adamenko M., Abramov A. Glaciation in the Kuznetsky Alatau Mountains – Dynamics and Current State According to Sentinel-2 Satellite Images and Field Studies. *Glaciers* 2025, 2 (3): 9 p. <https://doi.org/10.3390/glaciers2030009>
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of Russian Glaciers Based on Satellite Data (2016–2019). *Water Resources*. 2022, 49: 55–68. <https://doi.org/10.1134/S0097807822070065>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15.
- Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2010, 115 (D16): D16107 p. <https://doi.org/10.1029/2009JD012976>
- OpenTopography Retrieved from: URL: <https://portal.opentopography.org/raster?opentopoID=OTS-DEM.032021.4326.3> (Last access: June 19, 2025).

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.32

ЛЕДНИК ГОФМАНА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РЕАКЦИЯ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

© 2025 г. Г. А. Носенко^{1,*}, А. Ф. Глазовский¹, И. А. Корнева¹,
А. А. Григорьев², Е. И. Шубницина³

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт экологии растений и животных Уральского отделения РАН,
Екатеринбург, Россия

³Национальный парк “Югыд ва”, Вуктыл, Россия

*e-mail: nosenko@igras.ru

Поступила в редакцию 19.06.2025 г.

После доработки 13.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

В работе представлены результаты количественной оценки изменений самого большого на Приполярном Урале ледника Гофмана за период 1951–2024 гг. Для решения этой задачи использовались аэрофотоснимки 1951 г., актуальные космические снимки Sentinel-2, данные съёмки лазерного дальномера со спутника ICESat-2, а также исторические и современные наземные фотоснимки. Результаты показали, что площадь ледника в 1951 г. составляла $0.36 \pm 3\%$ км². Эта величина практически не отличалась от результатов наземной фототеодолитной съёмки площади ледника, выполненной в 1929 г. К 2024 г. площадь ледника сократилась на 33% и составила $0.24 \pm 8\%$ км². Сокращение площади ледника сопровождалось понижением высоты его поверхности. За 73 года (1951–2024 гг.) поверхность ледника на профиле ICESat-2 понизилась на 45 ± 11 м и находилась на высоте 647 ± 11 м. Средняя скорость понижения поверхности составила 0.6 м/год. Сравнительный анализ динамики изменений размеров ледника Гофмана и климатических показателей в данном регионе позволяет предположить, что на рубеже столетий условия существования ледников в этом регионе существенно ухудшились. При относительном постоянстве осадков зимнего периода резко увеличилось число лет с положительными температурными аномалиями летнего периода (фактически непрерывный ряд с 2003 г.). Кроме того, за последние 20 лет наблюдается существенный рост коротковолновой радиации и снижение балла облачности в летний период. Рост летних температур воздуха и увеличение коротковолновой радиации приводят к тому, что баланс массы ледника становится еще более отрицательным и скорость сокращения его размеров возрастает. Ответ на вопрос о том, сколько времени удастся сохраниться леднику Гофмана в его каровой части, будет зависеть от дальнейшего развития климатического сценария.

Ключевые слова: сокращение ледников, исторические фотографии, дистанционное зондирование, Приполярный Урал

DOI: 10.7868/S2412376525040037

ВВЕДЕНИЕ

По данным Международной службы мониторинга ледников (далее — WGMS), баланс массы сорока референтных ледников, расположенных в разных районах земного шара, остаётся устойчиво отрицательным на протяжении последних трёх десятилетий (WGMS..., 2025). Наблюдения из космоса также свидетельствуют о том, что ледники сокращаются по всему миру (Zemp

et al., 2023; IPCC, 2023; Dussaillant I. et al., 2025). Глобальное потепление ускоряет этот процесс, и если большие ледники сокращаются, то малые оказываются под угрозой исчезновения. Количество исчезнувших ледников уже так велико, что WGMS выступила с инициативой создания “Глобального списка жертв ледников” (glaciercasualtylist.rice.edu..., 2025) для того, чтобы сохранить их имена, порой имеющие важное научное, экономическое или историческое

значение. В число таких потенциальных “жертв” попадают малые ледники Урала, которые находятся на границе субполярного оледенения. На данный момент уже зафиксировано исчезновение ледника МГУ на Полярном Урале (Носенко и др., 2020) и ледника Манарага на Приполярном (Глазовский и др., 2003) на фоне продолжающегося сокращения других ледников Урала (Шейн и др., 2024).

Ещё два десятилетия назад можно было с уверенностью сказать, что южная граница распространения ледников на Урале находится в районе хребта Тельпос-Из (63° с.ш. 59° в.д.), где в середине прошлого века были обнаружены два небольших каровых ледника (Долгушин, Кеммерих, 1957; Долгушин, Осипова, 1979). В 2024 г. на космических снимках Sentinel-2 на месте этих ледников можно было увидеть только озёра и остатки льда на стенках каров.

Севернее хребта Тельпос-Из (до $65^\circ 40'$ с.ш.) располагается часть территории Уральской горной системы со сложной орографией, состоящая из нескольких кулисообразно расположенных хребтов с ярко выраженным рельефом альпийского типа, получившая в трудах геолога А.Н. Алешкова название “Приполярный Урал” (рис. 1). Это наиболее высокая, труднодоступная горная провинция Урала, характеризующаяся большим количеством осадков.

Первые инструментальные исследования ледников Урала проведены в 1929 г. А.Н. Алешковым на леднике Гофмана (Алешков, 1935). Однако с тех пор информация о состоянии ледников в этом районе ограничивалась описанием вновь обнаруженных или упоминаниями о посещении уже известных (Долгушин, Кеммерих, 1957; Долгушин, 1960).



Рис. 1. (а) Район исследований: Приполярный Урал, положение ледника Гофмана ($64^\circ 46.893'$ с.ш., $58^\circ 53.600'$ в.д.); (б) Ледник Гофмана в каре у подножия горы Сабля (фото Ю. Трубникова, 2024 г.); (в) Область питания ледника (фото А. Григорьева, 2023 г.)

Fig. 1. The area of study:

- (а) Location of the Hoffman Glacier ($64^\circ 46.893'$ N, $58^\circ 53.600'$ E) in the Subpolar Urals;
 (б) Hoffman Glacier in the cirque at the foot of Mount Sabre (photo by Yu. Trubnikov, 2024);
 (в) The glacier accumulation area (photo by A. Grigoriev, 2023)

К моменту создания Каталога ледников СССР (Каталог..., 1966) в нём содержалась информация о 30 ледниках, расположенных на этой территории, полученная в основном с использованием данных аэрофотосъёмки (АФС) 1951–1958 гг. Всё это были небольшие каровые или присклоновые ледники, площадь которых не превышала 0.5 км². Предполагается, что происходившие с тех пор изменения климата должны были влиять на режим ледников и их размеры. В то же время труднодоступность, сложные метеоусловия и небольшие размеры ледников ограничивали возможности регулярного получения информации об их состоянии наземными и дистанционными методами. Если сравнить изображения ледников на АФС 1957 г. с современными космическими снимками высокого разрешения WorldView-2 (2020 г.), то можно увидеть (несмотря на более позднюю дату и значительные остатки зимнего снега на космических снимках), что размеры ледников уменьшились: относительная высота боковых морен увеличилась в результате понижения поверхности льда и, соответственно, сократилась площадь ледников (рис. 2, *а–б*); сокращению площади также способствует образование приледниковых озёр (рис. 2, *в–г*); количество обломочного материала на поверхности ледников увеличилось, что говорит об интенсивной абляции и их отрицательном балансе массы за прошедший период в целом (рис. 2, *д–е*).

Все эти признаки позволяют судить об изменении состояния ледников Приполярного Урала на качественном уровне. Вместе с тем для оценки скорости происходящих изменений и каких-либо прогнозов дальнейшего развития ситуации безусловный интерес представляет получение количественных показателей. В настоящей работе сделана попытка использовать данные исторических и современных наземных и дистанционных наблюдений за динамикой состояния одного из ледников Приполярного Урала – ледника Гофмана – для количественной оценки произошедших с ним изменений с середины прошлого века до наших дней. Выбор объекта исследований обусловлен как самим фактом его существования в настоящее время, так и наличием ряда данных исторических наземных наблюдений и фотосъёмок, необходимых для сравнения.

ДАННЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ РАЗМЕРОВ ЛЕДНИКА

Оледенение Саблинского хребта в начале прошлого века представлено небольшими каровыми, висячими и присклоновыми ледниками, которые обнаружены А.Н. Алешковым во время экспедиций 1929 и 1932 годов. Наиболее крупным из них оказался ледник, достигавший в длину почти 1 км, названный в честь руководителя Первой экспедиции Русского географического общества на Северный Урал – Эрнста Карловича Гофмана (Гофман, 1856). Во время посещения А.Н. Алешкову удалось выполнить фототео-долитную съёмку ледника, оценить его размеры и скорость таяния поверхности. По результатам съёмки им была составлена подробная топокарта с сечением между горизонталями 10 м, дающая представление о строении ледника, его границах и моренном покрове (Алешков, 1935). К сожалению, на карте не обозначены положения базисов съёмки, что не позволяет осуществить координатную привязку, приемлемую для сравнения с данными последующих АФС и космических съёмок.

Поскольку наземные инструментальные гляциологические наблюдения в этом районе не проводились с момента посещения их А.Н. Алешковым, то для оценки изменений положения границ ледника использованы исторические данные дистанционного зондирования: материалы аэрофотосъёмки (15.08.1951) из архивов Института экологии растений и животных Уральского отделения РАН и Института географии РАН, а также современные космические снимки Sentinel-2 (август–сентябрь 2024 г.)

Для оценки изменений высоты поверхности ледника Гофмана использовались данные съёмки лазерного высотомера со спутника ICESat-2 от 16.03.2019 (NASA..., 2025), а данные реанализа ERA5 привлечены для исследования возможного влияния климатических факторов (летней температуры воздуха, зимних осадков) на баланс массы ледника (climatereanalyzer.org..., 2025).

Реанализ представляет собой синтез различных данных наблюдений и моделирования гидродинамической климатической моделью. Для оценки трендов изменений характеристик атмосферной радиации и облачности на протяжении последних десятилетий использовался реанализ ERA5-land, который является последней версией реанализа Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) для территории суши с высоким разрешением (0.1°×0.1°). Были

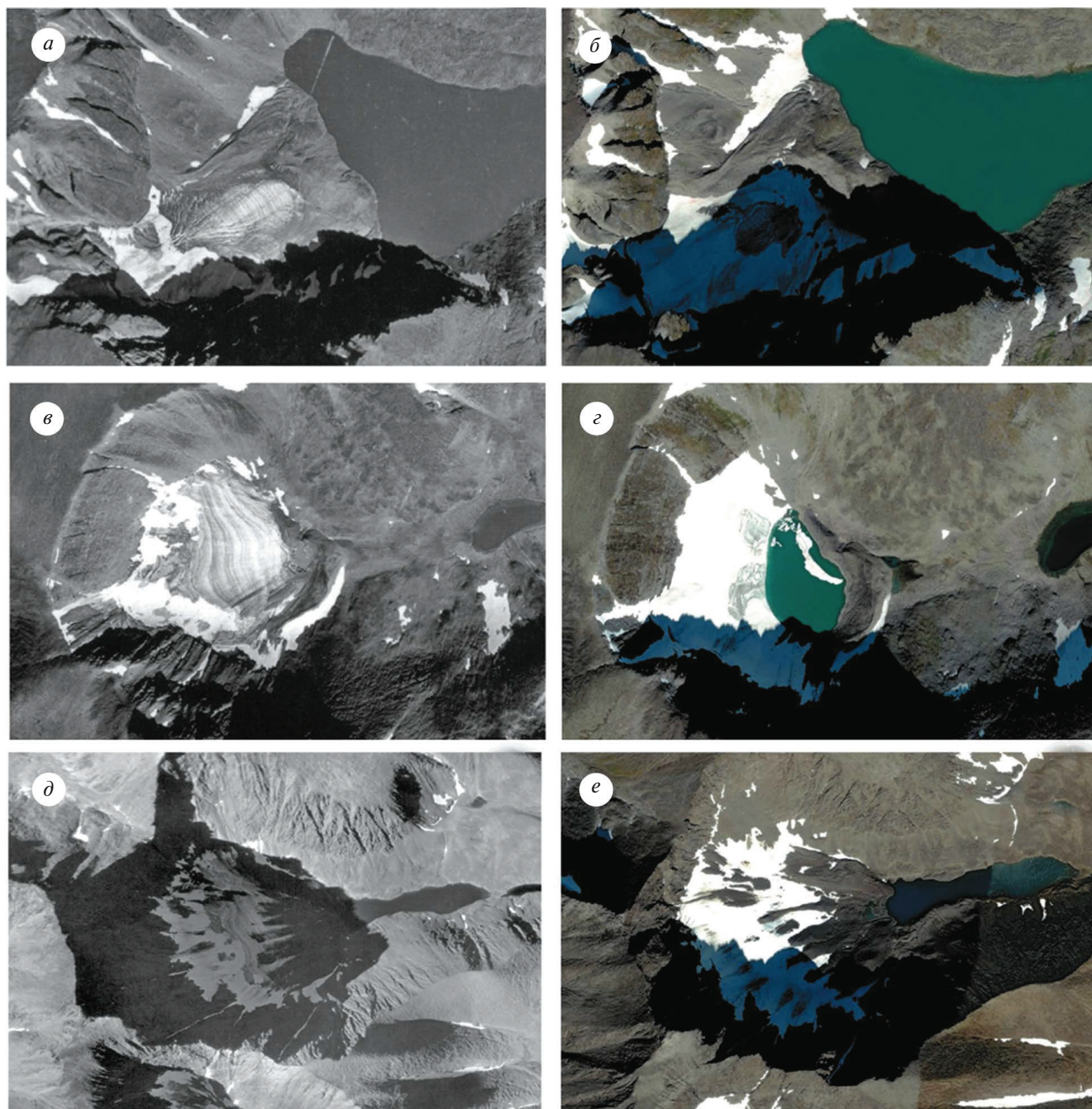


Рис. 2. Изображения ледников Приполярного Урала на АФС (31.07.1957) и космических снимках WorldView-2 (23.08.2020):

(а–б) Ледник Воейкова;

(в–г) Ледник Рихтера;

(д–е) Ледник Манси

Fig. 2. Images of glaciers of the Subpolar Urals on aerial photo (31.07.1957) and space images WorldView-2 (23.08.2020):

(а–б) Voeikov Glacier;

(в–г) Richter Glacier;

(д–е) Mansi Glacier

использованы данные со среднемесячным разрешением.

Для оценки изменений условий атмосферной циркуляции в регионе использовались среднемесячные значения индекса Североатлантического колебания (САК) за летние месяцы (июнь–август) из (NAO index, 2003), рассчитанные на основе эмпирических ортогональных функций аномалий атмосферного давления на уровне моря в североатлантическом секторе (20–80 с.ш., 90 з.д., – 40 в.д.). Во многих исследованиях показано, что индекс САК оказывает существенное влияние на климат Евразии и Северной Америки не только в зимний период, но и в летнее время через изменения атмосферной циркуляции (Folland et al., 2009; Blade et al., 2011). Тем не менее прямые линейные корреляции летнего индекса САК с основными метеопараметрами (температура воздуха, количество осадков) оказываются значимыми в основном только в Великобритании, Северной Европе и Средиземноморье (Folland et al., 2009; Blade et al., 2011; Liu et al., 2025). Однако очевидно, что цепочка циркуляционных механизмов, характерная для разных фаз индекса САК в летний сезон, в том числе смена положения североатлантического шторм-трека, существенно влияет на климатические условия на всей территории России и даже Восточной Азии (Liu et al., 2023). В дополнение к летнему индексу САК (июнь–август), как косвенной оценке циркуляционных условий на ЕТР, применены данные геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа по данным реанализа ERA5-land.

В качестве дополнительной информации привлекались исторические и современные материалы наземной фотосъёмки, полученные во время экспедиционных исследований сотрудниками Института экологии растений и животных Уральского отделения РАН и Национального парка “Югыд ва”.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ РАЗМЕРОВ ЛЕДНИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Изменения площади ледника. Во время посещения района горы Сабля в июле–августе 1932 г. А.Н. Алешковым составлена карта, на которой он показал положение ледников и снежников на восточном склоне Саблинского хребта. Из семи обнаруженных им ледников наиболее крупным был ледник Гофмана, расположенный в каре на восточном склоне горы Сабля (1497 м). В момент его посещения в 1932 г. площадь ледника составляла 0.37 км², длина – 1 км (Алешков, 1935).

На аэрофотоснимках этого района, полученных 15.08.1951, видны остатки сезонного снежного покрова на склонах Саблинского хребта и днища каров в тех местах, где на карте 1932 г. показаны ледники. Видно, что на момент съёмки сезонного снега оставалось ещё много, поскольку свободная от снега поверхность льда видна только на леднике Гофмана, который выходит за пределы кара и располагается на более низком уровне, чем другие ледники. Поэтому корректно определить наличие других ледников и положение их границ по этому снимку не удалось. Аэрофотосъёмки 1963 г. оказались ещё менее подходящими для исследования – днища каров закрыты снегом, а на озёрах частично сохранился ледяной покров.

Более удачная съёмка этого района выполнена уже из космоса 26.08.2024 со спутника Sentinel-2. Дата и условия съёмки исключительно благоприятные благодаря отсутствию облачности и завершению периода абляции ледников, когда сезонный снежный покров на их поверхности практически весь растаял, но осенние снегопады ещё не начались и поверхности ледников максимально открыты для наблюдений их границ и структуры поверхности. Наземные снимки, полученные почти синхронно в конце августа этого года на леднике Гофмана, подтверждают отсутствие сезонного снега на днище и стенках кара. В тыловой части области питания ледника сохраняется только шлейф из лавинных конусов с запасами многолетнего фирна на стенках кара (см. рис. 1, б).

Остальные ледники Саблинского хребта к 2024 г. сократились настолько, что разрешающая способность снимка Sentinel-2 (10 м) не позволяет корректно определить их границы и, соответственно, размеры. Судя по конфигурации снежно-фирновых пятен на склонах хребта и в тыловых частях каров, это уже остатки и прежде небольших ледников, которые в настоящий момент могут представлять собой перелетовывающие снежники, продолжающие существовать благодаря повышенной концентрации лавинного и метелевого снега на склонах и днищах каров. Возможно, что наиболее крупные из них ещё содержат ледяное ядро.

В отношении этих ледников можно сделать вывод о сокращении их размеров лишь на качественном уровне. Поэтому для количественной оценки происходящих изменений использовали ледник Гофмана, границы которого были определены по АФС (15.08.1951) и снимку Sentinel-2

(26.08.2024). Предварительно фрагмент АФС с изображением ледника был корегистрирован со снимком Sentinel-2 в системе координат WGS 1984 UTM зона 40N с использованием программы ArcMap 10.8. После этого была выполнена оцифровка границ ледника в соответствующие снимкам годы. При дешифрировании положений границ ледника использовались данные наземных фотосъёмок и GPS измерений, полученные практически синхронно с космической съёмкой во время обследования ледника 28–30 августа 2024 г. (рис. 3).

В результате по этим оценкам площадь ледника в 1951 г. составляла $0.36 \pm 3\%$ км², а в 2024 – $0.24 \pm 8\%$ км². За 73 года площадь ледника сократилась на 33 %. Погрешность определения площади оценивалась по соотношению площади буферной зоны вдоль периметра

ледника шириной в элемент разрешения снимка (для АФС – 3 м, для Sentinel-2 – 10 м) к его площади внутри границы.

Один из важных показателей состояния ледника – изменение положения границы моренного чехла на его языке, который находится в наиболее неблагоприятных температурных условиях. Интенсивное таяние способствует увеличению концентрации обломочного материала на поверхности ледника. Постепенно он превращается в сплошной моренный чехол, граница которого перемещается вверх по леднику. Судя по всему, перемещение именно этой границы мог наблюдать А. Н. Алешков во время посещения ледника в 1929 и 1932 гг., поскольку уже в то время нижняя граница ледника находилась в глубине мощной конечной морены. Измерения с помощью снимков АФС и Sentinel-2

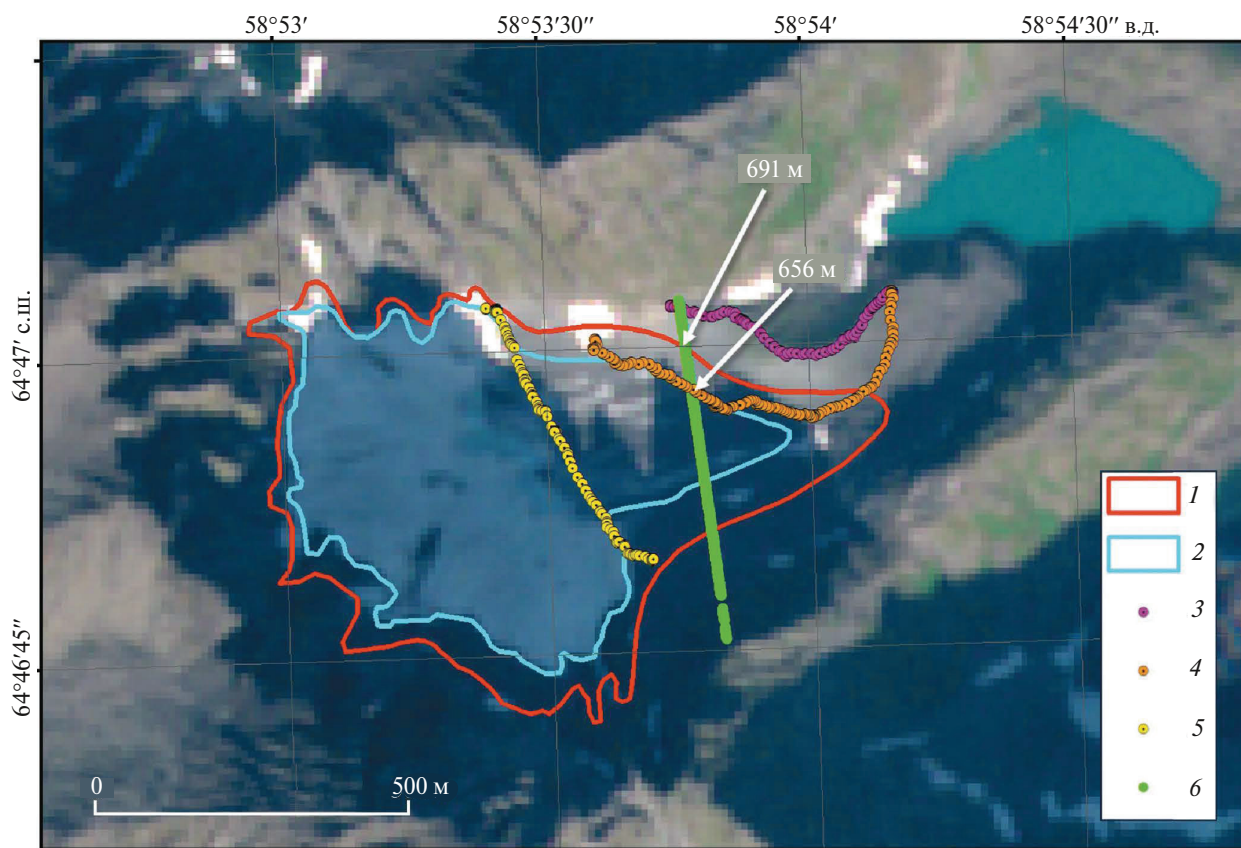


Рис. 3. Границы ледника Гофмана: 1 – в 1951 г.; 2 – в 2024 г. Треки наземной GPS-съёмки в 2024 г.: 3 – гребень левой боковой морены; 4 – линия контакта морены с ледником; 5 – поперечный профиль; 6 – линия трека лазерного дальномера со спутника ICESat-2 (16.03.2019). В качестве основы изображения использован снимок Sentinel-2 (26.08.2024)

Fig. 3. Outlines of the Hoffmann Glacier in 1951 (1) and 2024 (2). Tracks of the 2024 ground GPS survey: crest of the left lateral moraine (3); line of contact of the moraine with the glacier (4); transverse profile (5); track line of the laser altimetry (16.03.2019) from the ICESat-2 satellite (6). Background is the Sentinel-2 image, 26 August 2024

показывают, что за 73 года (1951–2024) эта граница переместилась на 170 м вверх по леднику со средней скоростью 2.3 м/год. Близкая величина скорости перемещения этой границы – 6 м за три года (1929–1932) – получена в своё время А.Н. Алешковым. К моменту посещения ледника гляциологами Института географии РАН в 2002 г. перемещение этой границы по сравнению с 1932 г. составило 150 м (Глазовский и др., 2005). Соответственно, средняя скорость на этом промежутке времени имела похожую величину – 2.1 м/год. То обстоятельство, что скорость несколько возросла за два последних десятилетия, не противоречит общей тенденции изменения климатических условий в этом регионе.

Изменение высоты поверхности ледника.

Сокращение размеров ледника проявляется не только в изменении его площади, но и в снижении высоты поверхности. Сравнение наземных снимков 1950 и 2024 гг. наглядно демонстрирует увеличение свободной ото льда площади внутренней стороны левой боковой морены, произошедшее в результате понижения поверхности ледника Гофмана за этот период времени (рис. 4).

Детальность цифровых моделей SRTM и ASTER GDEM 3.0 на этот район недостаточна для решения нашей задачи. Кроме того, они имеют множественные “артефакты” на таком ярко выраженном рельефе в виде аномалий высоты поверхности в моделях рельефа. Эти “артефакты” возникают из-за особенностей технологии съёмки в оптическом и радиодиапазонах, атмосферных условий, а также высокой крутизны склонов.

ArcticDEM на этот район существует, но на месте глубоких и крутостенных каров Саблинского хребта в ней также находятся “неопределённости” в виде участков с отсутствием данных. Поэтому для количественной оценки изменения высоты положения линии контакта ледника с боковой мореной были использованы данные лазерного дальномера со спутника ICESat-2 (ATL06 Track ID: 1187). Трасса одного из шести его лучей пересекла границы языка ледника Гофмана 16.03.2019. Эта трасса (beam: gt3l strong) применена для решения поставленной задачи, поскольку данные ICESat-2 содержат координатную привязку для каждого фотона. Трасса прохождения луча совмещена с границами ледника в 1951 и 2023 гг. в программной среде ArcMap 10.8. Точки пересечения трассы с границами ледника на левой боковой морене

применены для определения высоты положения его поверхности в эти годы (см. рис. 3).

В результате для границ 1951 и 2024 гг. отсчёт высот точек пересечения составил 691 и 656 м соответственно. В эти величины необходимо внести поправки с учётом того, что съёмка ICESat-2 проведена в марте 2019 г.

Для точки пересечения профиля ICESat-2 с положением границы в 1951 г. – это поправка на толщину снежного покрова, который лежал в марте 2019 г. в этом месте на склоне левой боковой морены и включён в измеренную величину. Как показывает фотонный профиль, крутизна склона в этом месте порядка 40°. Толщина снежного покрова на склонах такой крутизны не превышает 0.5–1.0 м (можно вычесть или пренебречь). В результате высота поверхности ледника в 1951 г. в этой точке должна была составлять 691 ± 1 м.

Для точки пересечения с границей 2024 г. учитывалось два обстоятельства. Во-первых, в марте 2019 г. на этом месте ещё была довольно пологая поверхность ледника, покрытая снегом, толщина которого к весне здесь могла достигать 2–3 м (снегомерная съёмка 01.04.2006 на водораздельном плато между р. Левый Вож и р. Седью, расположенным на высоте порядка 600 м в 5 км от ледника, показала толщину снежного покрова 2 м (Носенко Г.А., Носенко О.А., 2006), а с учётом того, что этот участок находится у подножия крутого склона боковой морены высотой порядка 40 м, можно увеличить эту цифру до 5–6 м за счёт сползания снега (снежных осовов). Во-вторых, поверхность ледника по линии трека в 2019 г. выше, чем в 2024 г., поэтому внесена поправка на слой стаявшего за пять лет льда. Если ориентироваться на отрицательный баланс массы ледников Полярного Урала, которые в последние годы тают особенно быстро, то в области языка ледника эта величина может составлять порядка 1.0 м в.э. в год (Носенко и др., 2020). С учётом этого допущено, что на леднике Гофмана количество стаявшего льда в точке пересечения его границы с профилем ICESat-2 должно составить не менее 5 м в.э. В пересчёте на слой льда с плотностью 0.85 г/см^3 это составляет порядка 6 м.

С учётом перечисленных выше поправок высота границы ледника в 2024 г. должна была находиться на уровне 645 ± 11 м. В результате за 73 года (1951–2024) высота поверхности ледника на профиле ICESat-2 понизилась

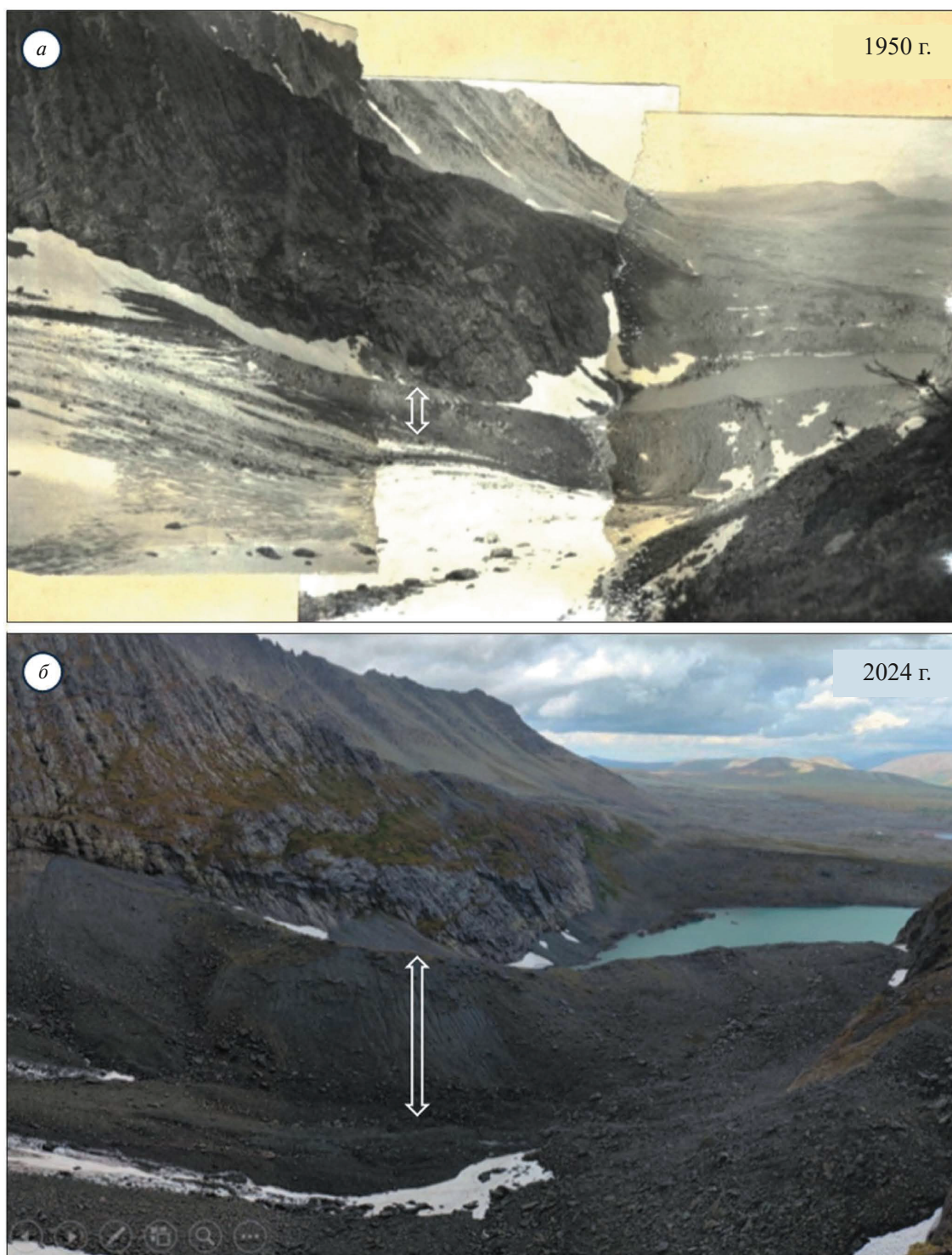


Рис. 4. Состояние поверхности левой боковой морены ледника Гофмана в 1950 и 2024 гг. на снимках с правого борта кара:

(а) Мозаика снимков М.В. Фишмана, 1950 г.;

(б) Снимок Ю.С. Трубникова 30.08.2024

Fig. 4. The state of the surface of the left lateral moraine of the Hoffman Glacier in 1950 and 2024 in photographs taken from the right side of the cirque:

(a) A mosaic of photographs taken by M.V. Fishman, 1950;

(b) Photograph by Yu.S. Trubnikov, 30 August 2024

на 46 ± 11 м. Средняя скорость понижения поверхности составила 0.6 м/год.

ОБСУЖДЕНИЕ

Отмечено, что по оценке А. Н. Алешкова в 1932 г. площадь ледника составляла 0.37 км². По сравнению с полученной величиной площади в 1951 г. (0.36 км²) разница невелика и находится в пределах погрешности дешифрирования положений границ ледника по АФС. В то же время разница в величинах оценки площадей может обусловлена погрешностями трансформирования АФС в картографическую проекцию, связанными с глубоко расчленённым рельефом, и различиями в наземном и дистанционном методах измерений. Сравнивая эти площади, стоит учесть, что межгодовая изменчивость метеорологических факторов (температура воздуха и зимние осадки), определяющих величину снегонакопления и продолжительность залегания снежного покрова, в этом районе высокая. Несмотря на совпадение сроков измерений А. Н. Алешкова в 1932 г. (первая половина августа) и проведения АФС 1951 г. (15 августа), количество остатков сезонного снега на стенках кара и боковых моренах, затрудняющее определение положений границ ледника, могло быть разным.

Тем не менее, несмотря на довольно большой перечень возможных причин неопределённости, полученная площадь ледника в 1951 г. практически не отличается от её величины в 1932 г. Предположено, что это обусловлено относительно небольшим временным интервалом наблюдений с благоприятными (стабильными) для баланса массы ледников климатическими условиями. Кроме того, баланс массы каровых ледников в значительной мере зависит от их морфологии, поскольку их питание в основном обеспечивается лавинным и метелевым переносом снега со стенок кара на его дно (Ходаков, 1978). Поэтому накопление снега в тыловой части кара к весне может превышать 10 м. Предположение, высказанное А. Н. Алешковым, впоследствии подтверждено во время гляциологических наблюдений на каровых ледниках Обручева и ИГАН на Полярном Урале в 70-х годах прошлого столетия (Троицкий, 1966). Более того, такая же величина накопления снега получена на леднике ИГАН во время проведения снегомерной съёмки в апреле 2021 г. (Лаврентьев и др., 2023), что свидетельствует об устойчивости режима питания каровых ледников

в определённом диапазоне изменений климатических факторов (направления влагопереноса, количества зимних осадков и летних температур воздуха).

Однако ледник продолжает сокращаться. Площадь ледника Гофмана в 2024 г. существенно (в 1.5 раза) меньше, чем в 1951 г. Предположено, что значительное сокращение площади, обусловленное изменением климата, началось на рубеже XX и XXI столетий. На графиках изменений осадков и температур для этого района (climatereanalyzer.org..., 2025) показано, что при относительном постоянстве осадков зимнего периода (рис. 5, а) резко увеличилось число лет с положительными температурными аномалиями летнего периода (фактически непрерывный ряд с 2003 г.) (см. рис. 5, б). Такая комбинация климатических факторов неблагоприятна для существования ледников — абляция начинает превышать аккумуляцию и баланс массы становится отрицательным.

Кроме летних температур и зимних осадков важным климатическим фактором, влияющим на таяние ледников, — коротковолновая радиация (Торопов et al., 2019; Korneva et al., 2024). Для оценки трендов характеристик атмосферной радиации и облачности применены данные реанализа ERA5-land за 1966–2022 гг. На рис. 6, а представлены скользящие линейные тренды за последовательные 25-летние периоды, приходящей к земной поверхности коротковолновой радиации и общей и нижней облачности в среднем за летние периоды.

Из графиков (см. рис. 6) следует, что на рубеже XX и XXI столетий знак коэффициента тренда коротковолновой радиации меняется с отрицательного на положительный, что свидетельствует о её существенном росте за последние 20 лет, причём наиболее высокие коэффициенты тренда наблюдаются как раз в первые два десятилетия XXI века. В эти же годы произошло резкое снижение количества облачности (знак тренда сменился с положительного на отрицательный), причём в большей степени облачности нижних ярусов (голубая кривая на рис. 6, а).

Такое увеличение приходящей коротковолновой радиации и снижение балла облачности связано, по-видимому, с увеличением частоты возникновения ясной погоды, вызванной антициклональными условиями. Отмечено, что в среднем для летнего периода в этом регионе характерна облачная циклональная погода с периодическим выпадением жидких осадков

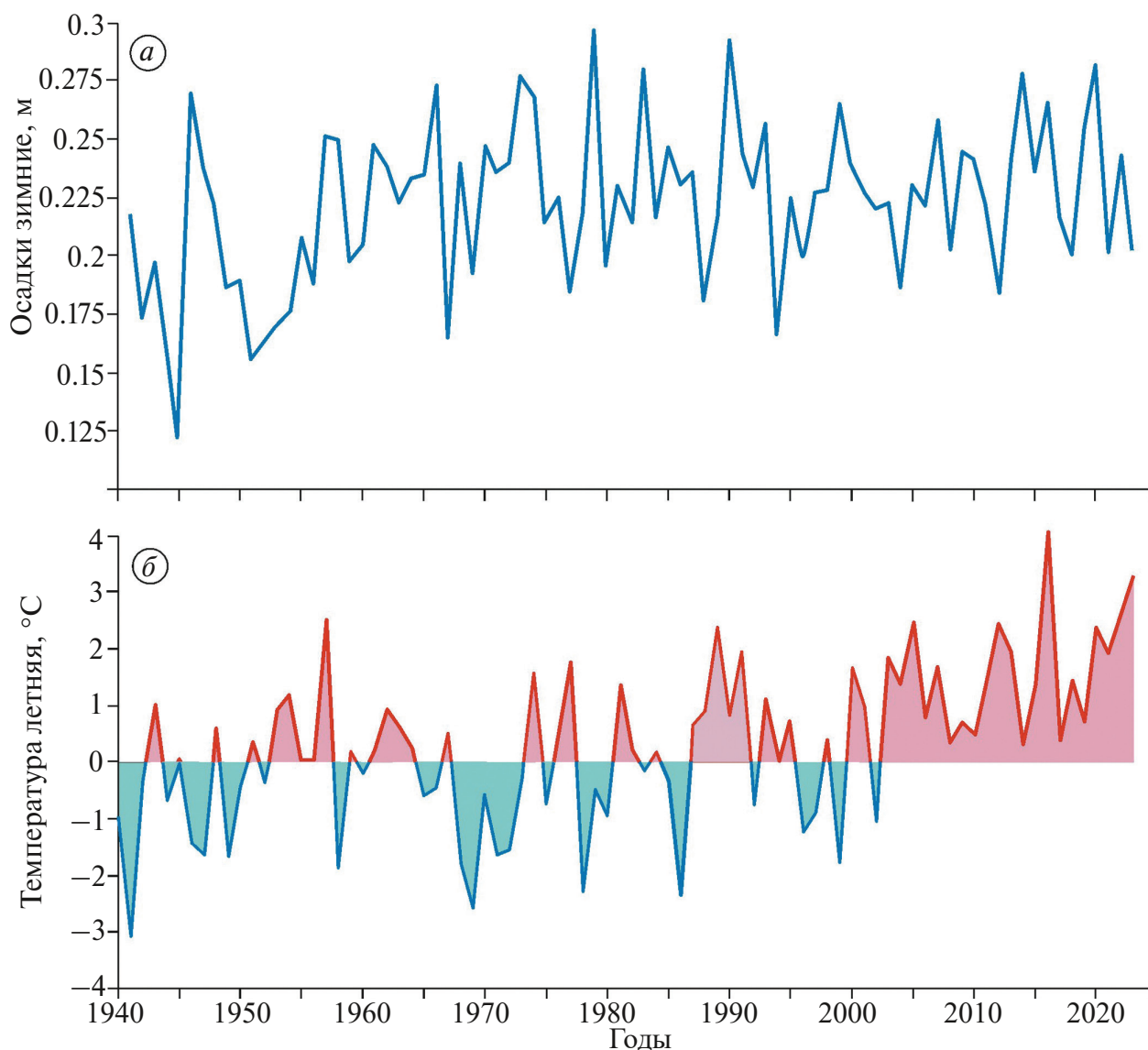


Рис. 5. Изменения зимних (ONDJFMA) осадков (а) и аномалий летних (MJJAS) температур воздуха (б) в период 1940–2023 гг. по данным реанализа ESMWF ERA 5 (climateresearchcenter.org..., 2025)

Fig. 5. Changes in winter (ONDJFMA) precipitation (a) and anomalies of summer (MJJAS) air temperatures (b) in the period 1940–2023, according to ESMWF ERA 5 reanalysis data (climateresearchcenter.org..., 2025)

(максимум осадков в регионе приходится именно на лето). Североатлантические циклоны, приносящие осадки с Атлантики, приходят в этот регион достаточно часто вместе с западным переносом. Увеличение количества антициклонов может говорить о более частом блокировании западного переноса и усилении меридионального переноса.

Удобным инструментом для анализа особенностей атмосферной циркуляции служат

количественные индексы атмосферной циркуляции, среди которых наиболее часто для территории ЕТР используют индекс арктической осцилляции (АО) и индекс Северо-Атлантического колебания (САК) в зимний период. В некоторых работах показано, что аномалии атмосферного давления, связанные с летним индексом САК, также оказывают влияние далеко за пределами Европы (Folland et al., 2009; Liu et al., 2023). Так, в (Liu et al., 2023) подтверждена связь количества дней с низким

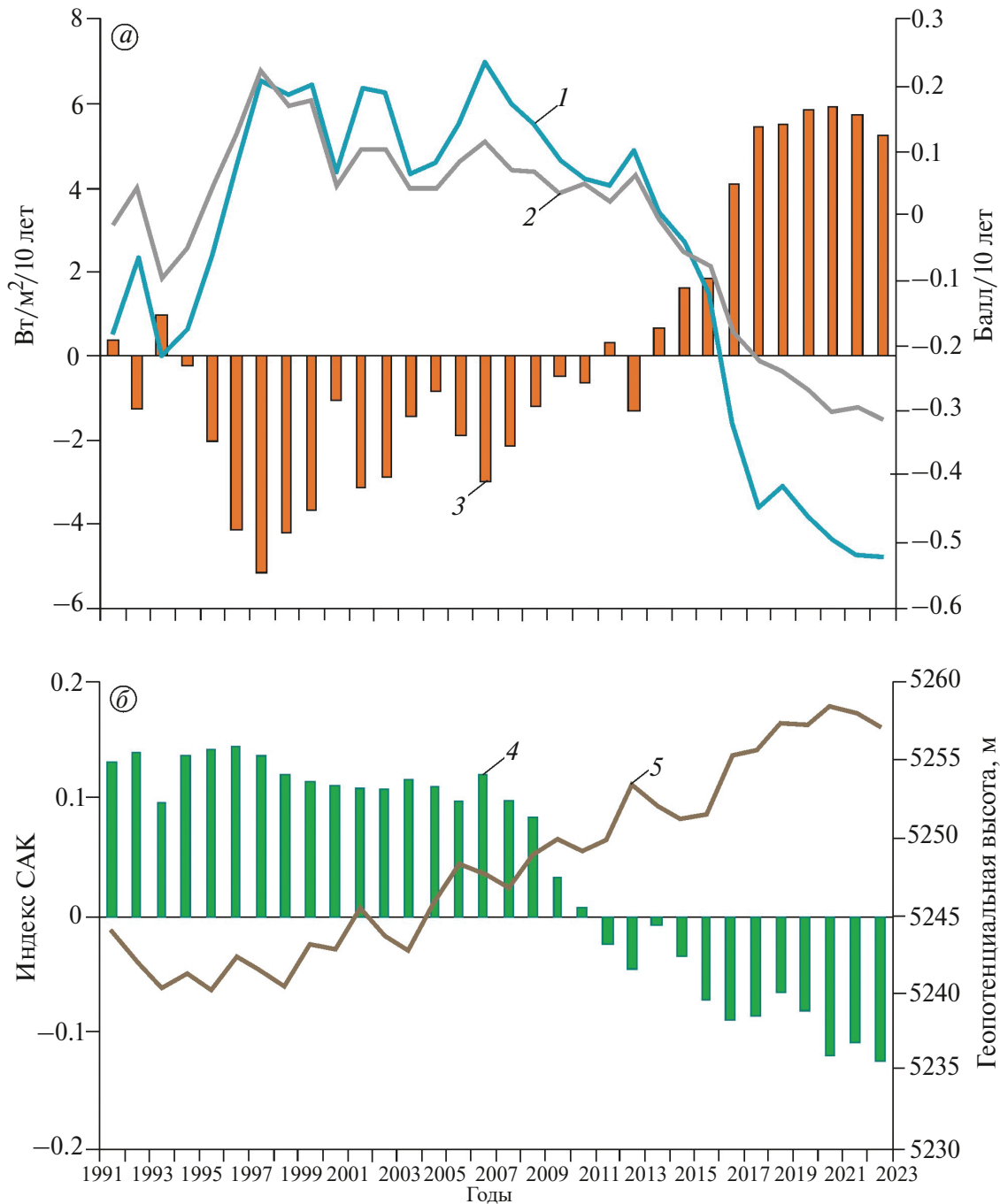


Рис. 6. Тренды изменений характеристик атмосферной радиации и облачности за последовательные 25-летние периоды начиная с 1966–1991 гг. (по шкале абсцисс указан последний год периода), в среднем за летний период (июнь–август): (а) скользящие линейные тренды приходящей к земной поверхности коротковолновой радиации ($Вт/м^2/10$ лет) (1); балла общей облачности (2) и нижней облачности (3); (б) средние за последовательные 25-летние периоды в среднем за летний сезон значения индекса Северо-Атлантического колебания (4) и средние значения геопотенциальной высоты (м) на уровне 500 ГПа (5)

Fig. 6. Trends in atmospheric radiation and cloudiness characteristics for successive 25-year periods, starting from 1966–1991 (the last year of the period is indicated on the abscissa scale), on average for the summer period (June–August): (a) Sliding linear trends in shortwave radiation ($W/m^2/10$ years) arriving at the earth's surface (1); total cloudiness (2) and low cloudiness (3); (b) Average values of the North Atlantic Oscillation (NAO) index for successive 25-year periods, on average for the summer season (4) and average values of geopotential height at the level of 500 GPa (5)

баллом облачности и высокими значениями приходящей коротковолновой радиации в летние периоды 2000–2018 гг. на севере ЕТР с усилением уральского антициклона в разные фазы летнего индекса САК и изменением положения Северо-Атлантического и Азиатского шторм-треков. На рис. 6, б представлен временной ход за те же последовательные 25-летние периоды осреднённого индекса САК в среднем за летние месяцы. При положительных значениях этого индекса хорошо развиты Исландская депрессия и Азорский антициклон и при этом прослеживается зональная циркуляция (Нестеров, 2013). А при отрицательной фазе происходит ослабление обоих этих центров действия атмосферы и усиление меридиональных процессов и блокирующих ситуаций. Видно, что как раз на рубеже веков индекс САК перешёл из положительной фазы в отрицательную, что может свидетельствовать о более частом возникновении блокирующих антициклонов в регионе. О росте атмосферного давления в регионе также свидетельствует положительный тренд геопотенциальной высоты на уровне 500 ГПа (см. рис. 6, б).

Изменения перечисленных климатических показателей показывают, что на рубеже XX–XXI столетий условия существования ледников в этом регионе существенно ухудшились, и это является причиной их интенсивного сокращения в настоящее время.

По сравнению с другими ледниками Приполярного Урала ледник Гофмана находится в самых благоприятных условиях. Высокий меридионально ориентированный Саблинский хребет первым встречает влагонесущие воздушные массы, приносящие осадки с запада и северо-запада. Высокие стенки кара восточной экспозиции обеспечивают повышенную концентрацию зимних осадков в области его питания и защищают от воздействия прямой солнечной радиации летом (максимальный угол Солнца на этой широте не превышает 50° , а соотношение между размерами области питания на дне кара ($\sim 500 \times 500$ м) и высотой горного обрамления с южной стороны (~ 700 м) обеспечивают значительную часть суток пребывание в тени).

Тем не менее рост летних температур воздуха и изменения радиационного баланса в последние два десятилетия способствовали увеличению площади абляции ледника и её распространению на днище кара. К концу периода абляции сезонного снега на леднике практически не остаётся и начинают таять запасы многолетнего фирна, который в настоящий момент

ещё сохраняются в узкой полосе лавинных наносов у стенок кара (см. рис. 1, б). Интенсивное таяние сопровождается образованием натёчного льда, который покрывает значительную часть области аккумуляции, что в свою очередь свидетельствует об изменении режима питания ледника.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты показывают, что с 1929 по 1951 г. площадь ледника Гофмана практически не изменилась, а с 1951 по 2024 г. сократилась на 33 %. При этом высота поверхности в области его языка понизилась на 46 ± 11 м.

Анализ изменения климатических факторов в этом регионе (летней температуры воздуха, зимних осадков, компонентов радиационного баланса) предполагает, что скорость изменения его размеров на исследуемом временном интервале была непостоянной. Рост летних температур воздуха и увеличение коротковолновой радиации (при постоянстве зимних осадков) привели к тому, что на протяжении двух последних десятилетий баланс массы ледника стал ещё более отрицательным и скорость сокращения его размеров возросла. Особенно наглядно это проявляется в области языка, поверхность которого понижается и закрывается моренным чехлом. При сохранении современных тенденций язык исчезнет первым, но оставшаяся часть ледника в каре может существовать неопределённо долгое время, достигнув равновесного состояния баланса массы. Сколько времени удастся сохраняться леднику в его каровой части, будет зависеть от дальнейшего развития климатического сценария. Для ответа на этот вопрос необходимы регулярные инструментальные наблюдения.

Благодарности. Полевые исследования проводились в рамках экспедиционных работ Национального парка “Югыд ва”, а также государственного задания № 122021000083-7 Института экологии растений и животных УрО РАН. Обработка данных дистанционного зондирования Земли и анализ полученных результатов выполнены в рамках государственного задания Института географии РАН № FMWS-2024-0004. Авторы выражают благодарность Юрию Сергеевичу Трубникову за фотосъёмку и GPS-съёмку ледника Гофмана в 2024 г.

Acknowledgements. Field research was carried out within the framework of expeditionary works of the Yugyd va National Park, as well as the State Assignment Project No. 122021000083-7 of the Institute

of Plant and Animal Ecology of the Ural Branch of the RAS. Processing of the Earth remote sensing data and analysis of the obtained results were carried out within the framework of the State Assignment Project No. FMWS-2024-0004 of the Institute of Geography of the RAS. The authors would like to thank Yuri Sergeevich Trubnikov for photographs and GPS-survey of the Hoffman Glacier in 2024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешков А.Н. Гора Сабля и её ледники // Труды ледниковых экспедиций. 1935. Вып. 4. Л.: ЦУЕГМС. С. 56–74.
- Глазовский А.Ф., Носенко Г.А., Цветков Д.Г. Ледники Урала: современное состояние и перспективы эволюции // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 207–213.
- Гофман Э.К. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Т. 2. СПб.: Типография Императорской Академии наук, 1856. 376 с.
- Долгушин Л.Д., Кеммерих А.О. Новые ледники на Урале. // Изв. АН СССР. Сер. География. 1957. № 6. С. 67–78.
- Долгушин Л.Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. // Вопросы физической географии Урала. М.: МОИП, 1960. С. 33–60.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Новые ледники на хребте Тельпос-Из // Материалы гляциологических исследований. 1979. № 36. С. 214–218.
- Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3 Урал. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 52 с.
- Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Шейн А.Н., Иванов М.Н., Леопольд Я.К. Толщина льда и снежного покрова ледника ИГАН (Полярный Урал) по данным наземного радиозондирования в 2019 и 2021 гг. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 5–16.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423010106>
- Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада, ЛТД, 2013. 144 с.
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Сеницкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020 Т. 60. № 1. С. 42–57.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Носенко Г.А., Носенко О.А. Снежный покров Полярного Урала по данным современных микроволновых съемок AMSRE // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 176–183.
- Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
- Шейн А.Н., Иванов М.Н., Носенко Г.А., Лаврентьев И.И. Исследования ледников ИГАН, Анучина и Фото-геодезистов в 2023 г. // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2024. № 1 (124). С. 50–68.
<https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2024.122.1.004>
- Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 192 с.
- Bladé I., Liebmann B., Fortuny D., Oldenborgh G.J. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region // Climate dynamics. 2012. V. 39. P. 709–727.
- climaterereanalyzer.org // Электронный ресурс. https://climaterereanalyzer.org/research_tools/monthly_tseries/ Дата обращения: 18.04.2025.
- Dussaillant I., Hugonnet R., Huss M., Berthier E., Bannwart J., Paul F., Zemp M. Annual mass change of the world's glaciers from 1976 to 2024 by temporal downscaling of satellite data with in situ observations // Earth System Science Data. 1977–2006, 2025. V. 17. № 5.
<https://doi.org/10.5194/essd-17-1977-2025>, 2025
- ECMWF ERA5 (0.5 × 0.5 deg) // Электронный ресурс. https://climaterereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/ Дата обращения: 20.05.2025.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W. The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future // Journ. of Climate. 2009. V. 22. № 5. P. 1082–1103.
- glaciercasualtylist.rice.edu // Электронный ресурс. <https://glaciercasualtylist.rice.edu/> Дата обращения: 18.04.2025.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, IPCC. 2023. P. 1–34.
<https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001>
- ICESat-2 // Электронный ресурс. <https://openaltimetry.earthdatacloud.nasa.gov/data/icesat2/> Дата обращения: 18.04.2025.
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Y., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // International Journal of Climatology. 2024. V. 44. № 2. P. 345–369.
- Liu Q., Bader J., Jungclaus J.H., Matei D. More extreme summertime North Atlantic Oscillation under climate change // Communications Earth and Environment. 2025. V. 6. P. 474.
<https://doi.org/10.1038/s43247-025-02422-x>
- Liu L., Wu B., Ding S. Combined impact of summer NAO and northern Russian shortwave cloud radiative effect on Eurasian atmospheric circulation. // Environmental research letters. 2023. V. 18. P. 014015.

- NAO Index // Электронный ресурс. NAO Index Data provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (2003). Дата обращения: 22.02.2025.
- NASA // Электронный ресурс. <https://openaltimetry.earthdatacloud.nasa.gov/data/icesat2/> Дата обращения: 18.04.2025.
- Sentinel-2 // Электронный ресурс: <https://browser.data-space.copernicus.eu/> Дата обращения: 21.05.2025.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // International Journ. of Climatology. 2019. V. 39. P. 4703–4720.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Welty E.Z., Dussallant I., Bannwart J. WGMS 2023. Global Glacier Change Bulletin. (2020–2021). ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. (2020–2021). № 5. 134 p. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>

Citation: Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Korneva I.A., Grigoriev A.A., Shubnitsina E.I. The Hoffman Glacier in the Subpolar Urals: current state and response to climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 557–572. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040037.

The Hoffman Glacier in the Subpolar Urals: current state and response to climate change

© 2025 G. A. Nosenko^{a, #}, A. F. Glazovsky^a, I. A. Korneva^a, A. A. Grigoriev^b, E. I. Shubnitsina^c

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

^b*Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of RAS, Yekaterinburg, Russia*

^c*Yugyd va National Park, Vuktyl, Russia*

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

Received June 19, 2025; revised July 13, 2025; accepted September 25, 2025

This paper presents the results of a quantitative assessment of changes of the Hoffman Glacier, the largest glacier in the Subpolar Urals, occurring over the period 1951–2024. Aerial photographs from 1951, current Sentinel-2 satellite images, laser rangefinder data from the ICESat-2 satellite, as well as historical and modern ground-based photographs were used. The results show that in 1951 glacier area was $0.36 \pm 3\%$ km². This value was almost identical to the results of a ground-based phototheodolite survey of the glacier area carried out in 1929. By 2024, the glacier area had decreased by 33% and amounted to $0.24 \pm 8\%$ km². The reduction in the glacier area was accompanied by a decrease in its surface height. Over 73 years (1951–2024), the glacier surface elevation on the ICESat-2 profile decreased by 45 ± 11 m and reached the altitude of 647 ± 11 m. The average rate of the surface lowering amounted to 0.6 m/year. A comparative analysis of the dynamics of changes in the Hoffman Glacier size and climate data in this region suggests that the conditions for the existence of glaciers in this region have significantly worsened at the turn of the centuries. With a relative stability of winter precipitation, the number of years with positive temperature anomalies in summertime has sharply increased (with a continuous series of such anomalies since 2003). In addition, a certain increase in the short-wave radiation caused by reduction in the cloudiness has been observed over the past 20 years. The rise in summer air temperatures and the increase in the shortwave radiation cause the glacier mass balance to become even more negative and the rate of its shrinkage to increase. How long the Hoffman Glacier will remain in its cirque part will depend on the further development of the climate scenario.

Keywords: glacier shrinkage, historical photographs, remote sensing, Subpolar Urals

REFERENCES

- Aleshkov A.N. Mount Sabre and its glaciers. Trudy lednikovykh ekspeditsiy. Proceedings of glacial expeditions. Leningrad: TSUEGMS. 1935, 4: 56–74. [In Russian].
- Glazovsky A.F., Nosenko G.A., Tsvetkov D.G. Ural glaciers: Current state and evolutionary prospects. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 207–213. [In Russian].
- Hoffman E.K. Severnyy Ural i beregovoy hrebet Paj-Hoj. Northern Urals and the Pai-Khoi Coastal Ridge. Vol. 2. Saint Petersburg: Printing House of the Imperial Academy of Sciences, 1856: 376 p. [In Russian]
- Dolgushin L.D., Kemmerich A.O. New glaciers in the Urals. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya. Proc. of RAS. Geographical series*. 1957, 6: 67–78 [In Russian]
- Dolgushin L.D. Ural glaciers and some features of their evolution. *Voprosy fizicheskoy geografii Urala*. Questions of physical geography of the Urals. Moscow: MOIP, 1960: 33–60. [In Russian]
- Dolgushin L.D., Osipova G.B. New glaciers on the Telpoz-Iz ridge. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1979, 36: 214–218. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Is. 3 Ural. Leningrad: Hydrometizdat, 1966: 52 p. [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Y.K. Ice and snow thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from ground-based radio-echo sounding 2019 and 2021. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106> [In Russian].
- Nesterov E.S. Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean. North Atlantic Oscillation: Atmosphere and Ocean. Moscow: Triada, LTD, 2013: 144 p. [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 42–57. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022> [In Russian].
- Nosenko G.A., Nosenko O.A. Snow cover of the Polar Urals according to modern microwave surveys AMSRE. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 176–183. [In Russian].
- Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. *Oledenenie Urala*. The glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].
- Shein A.N., Ivanov M.N., Nosenko G.A., Lavrentyev I.I. Studies of the IGAN, Anuchin and Fotogeodestov glaciers in 2023. *Nauchnyy vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga*. Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. 2024, 1 (124): 50–68. <https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2024.122.1.004> [In Russian].
- Khodakov V.G. *Vodno-ledovyy balans rajonov sovremenno-go i drevnego oledeneniya SSSR*. Water-ice balance of areas of modern and ancient glaciation of the USSR. Moscow: Nauka, 1978: 192 p. [In Russian].
- Bladé I., Liebmann B., Fortuny D., Oldenborgh G.J. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Climate dynamics*. 2012, 39: 709–727.
- climatereanalyzer.org: official site. Retrieved from: URL: https://climatereanalyzer.org/research_tools/monthly_tseries. Last access: April 18, 2025.
- Dussaillant I., Hugonnet R., Huss M., Berthier E., Bannwart J., Paul F., Zemp M. Annual mass change of the world's glaciers from 1976 to 2024 by temporal downscaling of satellite data with in situ observations. *Earth Syst. Sci. Data*. 1977–2006, 2025: 17 (5) <https://doi.org/10.5194/essd-17-1977-2025>, 2025
- ECMWF ERA5 (0.5 × 0.5 deg). Retrieved from: https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries. Last access: May 20, 2025.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W. The summer North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *Journ. of Climate*. 2009, 22 (5): 1082–1103.
- glaciercasualtylist.rice.edu: official site. Retrieved from: <https://glaciercasualtylist.rice.edu>. Last access: April 18, 2025.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, IPCC. 2023: 1–34. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001>
- ICESat-2. Retrieved from: <https://openaltimetry.earthdatacloud.nasa.gov/data/icesat2>. Last access: April 18, 2025.
- Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Y., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession. *International Journal of Climatology*. 2024, 44 (2): 345–369.
- Liu Q., Bader J., Jungclaus J.H., Matei D. More extreme summertime North Atlantic Oscillation under climate change. *Communications Earth and Environment*. 2025, 6: 474. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02422-x>
- Liu L., Wu B., Ding S. Combined impact of summer NAO and northern Russian shortwave cloud radiative effect

- on Eurasian atmospheric circulation. *Environmental research letters*. 2023, 18: 014015.
- NAO Index*. Retrieved from: NAO Index Data provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (2003). Last access: February 25, 2025.
- NASA: official site. Retrieved from: <https://openaltime-try.earthdatacloud.nasa.gov/data/icesat2>. Last access: April 18, 2025.
- Sentinel-2. Retrieved from: <https://browser.dataspace.copernicus.eu>. Last access: May 21, 2025.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *International Journal of Climatology*. 2019, 39: 4703–4720.
- Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Welty E.Z., Dussaillant I., Bannwart J.* WGMS 2023. Global Glacier Change Bulletin. (2020–2021). ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2020–2021, 5: 134 p.
<https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 556.5

МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ЛЕДНИКА ЛЕВЫЙ АКТРУ С ПОМОЩЬЮ ГИДРОМЕТРИИ

© 2025 г. С. Г. Копысов^{1,2,*}, Д. А. Вершинин¹, А. А. Ерофеев¹

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

*e-mail: wosypok@mail.ru

Поступила в редакцию 12.05.2025 г.

После доработки 14.08.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Формирование стока — многофакторный процесс, по-разному раскрывающийся под воздействием природно-климатических условий, что особенно ярко проявляется в условиях высокой неоднородности, характерной для горно-ледниковых бассейнов. Измерения стока воды с ледников не позволяют в полной мере контролировать данные гляциологического мониторинга, но дают возможность лучше понять физические процессы, связывающие местные метеорологические условия и таяние льда. Так, по результатам гидрометрических наблюдений за лето 2022 и 2023 гг. удалось выяснить, что в этот период гидрограф стока с ледника Левый Актру в основном формируют жидкие осадки и абляция ледника за предыдущие двое суток. Для удлинения рядов средних летних температур и осадков использовались уравнения связи данных метеостанции Актру — Голубое озеро (действует с августа 2019 г) и ГМС Кара-Тюрек. По полученным зависимостям был удлинен ряд стока воды за июнь—август с ледника Левый Актру и восстановлены пропуски в наблюдениях за абляцией. Сравнительный анализ восстановленных и измеренных значений выявил, что полученные расчётные зависимости завышают значения абляции в годы с пониженными летними температурами, для которых характерны летние снегопады. По ГМС Кара-Тюрек критическая средняя летняя температура, выше которой снижается вероятность снегопадов и увеличивается интенсивность таяния ледника Левый Актру, составляет $+5.8^{\circ}\text{C}$.

Ключевые слова: ледник, горная гидрология, ледниковый сток, формирование стока, абляция, эмпирико-статистические расчёты, Алтай

DOI: 10.7868/S2412376525040041

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата и сокращение ледников оказывают разнонаправленное влияние на сток горно-ледниковых рек в зависимости от местных условий и степени трансформации оледенения (Pellicciotti et al., 2010). Очевидно, что без понимания физических процессов, которые связывают местные метеорологические условия и таяние льда, невозможно достоверно моделировать изменения ледников. По данным (Корнилова и др., 2024), помимо общего потепления, свой вклад в изменения стока вносит изменение осадков, что требует детальных региональных исследований в освоенных горных регионах с использованием наиболее актуальной информации об оледенении

и прогнозах его изменения на фоне изменения других климатических факторов.

В работе (Торопов и др., 2020) наблюдаемое увеличение стока рек Алтая связывается с увеличением таяния льда за счёт положительного тренда теплового баланса, обусловленного в первую очередь ростом радиационного баланса из-за уменьшения количества общей облачности, а также увеличения турбулентного теплообмена атмосферы с ледниками.

Идея гидрологического контроля вполне естественна. По воспоминаниям М.Б. Дюргерова (1987) на гляциологических семинарах и симпозиумах всегда можно было ожидать вопрос М.В. Тронова: “А что показал гидрологический контроль?”. Смысл вопроса заключался в том, что

сток с ледника, абляция, измеренная гляциологическим способом или рассчитанная по методу теплового баланса (или температуре воздуха) должна быть проконтролирована измерениями стока на замыкающем бассейн гидрометрическом створе. Сам М.Б. Дюргеров считал (1987), что надо говорить не о контроле, а о независимом гидрометрическом измерении ледникового стока, но это не означает, что по своей точности он может быть контролирующим для гляциологического метода измерения абляции и ледникового стока.

Цель работы — реализация прямой и обратной задач гидрологического контроля абляции на леднике Левый Актру. Практический эффект решения такой задачи связан с научным обоснованием условий и возможностей для восстановления пропусков и удлинения рядов наблюдений за интенсивностью таяния ледников по данным измеренного стока, атмосферных осадков и температуры воздуха.

Для получения сопоставимых гляциологических и гидрометрических данных створ, где производится учёт стока воды, должен располагаться максимально близко к исследуемому леднику, чтобы минимизировать внеледниковую часть бассейна, а также испарение и просачивание. Однако полного соответствия данных, полученных различными способами, невозможно достичь как из-за погрешности измерений, так и из-за разнообразия природных условий в горно-ледниковых бассейнах.

Фирн, снег и обнажённый лёд, а также их сочетания создают различные условия для преобразования талой воды в поверхностный и внутреледниковый сток. Поэтому в работе (Mackay et al., 2018) предложены три структуры моделей, отражающие возможные пути стока талой воды с ледника: линейная, параллельная и блоково-параллельная.

Летние снегопады повышают альбедо ледниковой поверхности, что приводит к снижению величины таяния по сравнению с расчётными значениями. Как неоднократно подчёркивал М.В. Тронов (1962) и подтверждали более поздние исследователи (Ледники Актру, 1987), повторяемость летних снегопадов в условиях Алтая может быть решающим погоднo-климатическим фактором, определяющим динамику ледников. Обычные снегопады на ледниках Актру снижают границу снега на 400–500 м (Тронов, 1962). В работе (Нарожный, 2001) также отмечается, что с уменьшением температуры воздуха линейность связи между средневзвешенными по площади

величинами таяния и средними летними температурами воздуха (июнь–август) нарушается из-за увеличения повторяемости летних снегопадов.

Водный режим водотоков тесно зависит от погодных условий, но, как отмечала Л.Н. Шантыкова (1974), характер этой зависимости видоизменяется в сложном взаимодействии факторов, определяющих речной сток в горно-ледниковом бассейне. Именно поэтому в работах (Gabbi et al., 2014; Mackay et al., 2018) приходят к выводу, что применение сложных современных математических моделей (особенно при дефиците исходных пространственно-временных данных) не всегда приводит к улучшению результатов моделирования по сравнению с простыми зависимостями.

Учёт стока воды гидрометрическим методом — ряд недостатков, связанных с высокой погрешностью измерений расходов воды в турбулентном потоке с изменчивой геометрией руслового канала, а также отсутствием возможности измерения фильтрационной составляющей стока в русле и флювиогляциальных отложениях.

Объект исследования

Ледники горного узла Бишь-Иирду, центральную часть которого занимает горно-ледниковый бассейн Актру, расположены практически в центре Евразии. Левый Актру с площадью 5.11 км² — самый большой ледник бассейна Актру. Его верхняя граница расположена на высоте 4044 м над ур. моря (вершина Актру-Баш), а нижняя соответствует высоте 2615 м над ур. моря. Среднее значение высоты границы питания (ELA), определённой балансовым методом по абляционным рейкам за период с 2019 по 2024 г., составляет 3371 м над ур. моря. Отношение площади аккумуляции к площади абляции (AAR) за тот же период составляет в среднем 45 %. Для сравнения, за период 2000–2009 гг. показатели ELA и AAR составили 3230 м над ур. моря и 57.6 % соответственно (WGMS..., 2008; 2012), что указывает на усиление абляции ледника в последние годы.

Толщина снега на языке ледника изменяется в диапазоне от 50 до 120 см, а в центральной части ледника в высотном диапазоне 3000–3400 м над ур. моря — от 300 до 450 см, достигая в некоторые годы в отдельных участках 500 см. При этом на сильно выпуклых склонах снег может сдуваться, оставляя участки открытого льда.

На поверхности ледника, наряду с трещинами, развиты глубокие и узкие воронки, промытые

поверхностными потоками ледника, непосредственное измерение глубины которых стальным тросом указывает на их значительную глубину: до 150 м (Кравцов, 1962).

Достопримечательность долины Актру – Голубое озеро, расположенное за мощным левым моренным валом ледника Левый Актру и подпираемое ручьём, стекающим с ледника Стажёр. Озеро имеет площадь 15 700 м² при длине до 220 м. В 1950–1960 гг. озеро имело глубину свыше 70 м (Кравцов, 1962). По данным батиметрической съёмки, проведённой в 2009 г. Д.А. Вершининым эхолотом с точностью 0.1 м, максимальная глубина озера достигала 21.5 м. Вероятно, глубину озера Г.С. Кравцов определял сейсмическим методом, и она оказалась завышена. Иначе трудно объяснить такую разницу в глубинах только снижением уровня воды и заполнением чаши приносным материалом.

До сих пор слабо изучен вопрос о происхождении льда внутри морены. Так, по результатам геофизических исследований Г.С. Кравцов (1962) сделал вывод том, что моренный вал, отделяющий озеро от ледника, следует рассматривать как часть ледника, погребённую мощными каменными осыпями. В последние годы поверхность ледника в месте контакта с моренным валом активно понижается со скоростью около 4 м в год.

В качестве источника водного стока с моренного вала следует отметить фильтрацию из Голубого озера, поверхностный сток в результате снеготаяния, а также таяние верхних слоёв льда в летний период. На склонах морены данный процесс возникает в результате обнажения поверхности при сходе оползней в случае сильного насыщения моренных и осыпных отложений влагой (Ерофеев и др., 2024).

В настоящее время высотная отметка уреза воды в озере 2823 м значительно выше поверхности льда на левом урезе ледника (2760–2800 м), примыкающем к озеру, а уровень воды на 5–7 м меняется в течение года. Максимальный уровень в озере достигается после весеннего снеготаяния и поддерживается таянием на небольшом плосковершинном леднике Стажёр (3200–3500 м над ур. моря), с которого стекает единственный водоток, питающий озеро. Минимальный уровень воды в бессточном озере наблюдается перед началом периода абляции, что указывает на фильтрацию воды через толщу моренного вала, так как испарение с озера мало, а в зимний период и вовсе отсутствует.

Река Актру относится к рекам со снежно-ледниковым питанием. Сток воды формируется в основном в результате таяния снега и ледников и приходится на тёплый период (с мая по сентябрь). Река характеризуется значительными колебаниями стока по годам, в течение сезона и в течение суток, что связано с режимом температур, осадков и таяния ледников (Вершинин и др., 2014).

Общий ход стока р. Актру в значительной мере зарегулирован, в том числе из-за того, что ледники обладают значительной внутренней ёмкостью, в том числе большую влагоёмкость имеет фирновая область ледников (попеременное таяние и замерзания) (Васильев, 1974). Поэтому в начальный период таяния талые воды расходуются на заполнение пустот в теле ледника и в моренных отложениях (Колюшкина, 1964). Кроме того, летние снегопады приводят к значительному нарушению зависимостей, определяющих речной сток (Шантыкова, 1974), что проявляется в сильном сокращении наблюдаемого стока воды. Что касается жидких осадков, то лишь обложные обильные дожди способствуют повышению стока (Колюшкина, 1964).

Общий ход стока р. Актру в значительной мере зарегулирован (Васильев, 1974), в том числе из-за того, что ледники обладают значительной внутренней ёмкостью; этому способствует и способность фирна к временному накоплению и замерзанию талой воды. Поэтому в начальный период таяния талые воды расходуются на заполнение пустот в теле ледника и в моренных отложениях (Колюшкина, 1964). Кроме того, летние снегопады приводят к значительному нарушению зависимостей (уменьшается абляция), определяющих речной сток (Шантыкова, 1974), что проявляется в значительном сокращении наблюдаемого стока воды – сток в августе 1967 г., когда осадки в большей степени выпадали в твёрдом виде, оказался на 13 % ниже среднееголетнего. Что касается жидких осадков, то лишь обложные обильные дожди способствуют повышению стока (Колюшкина, 1964).

Некоторую роль в формировании стока играют подледниковые талые воды, незначительные по объёму, но формирующиеся в течение всего года (Васильев, 1974). Возможность формирования подледниковых талых вод подтверждена изучением в 1980–1982 гг. термического режима ледника Малый Актру (Ледники Актру, 1987), в результате выявлено, что в области абляции слои льда, лежащие на глубинах, превышающих 30 м, имеют температуру, близкую к нулю.

Временный гидрологический пост для учёта стока с ледника Левый Актру организован на абсолютной высоте 2465 м (500 693° с.ш.; 877 393° в.д.) выше слияния с ручьём, идущим от ледника Правый Актру (рис. 1). Площадь исследуемого водосбора составляет 9.9 км², на которой ледник долинного типа Левый Актру занимает 5.11 км², а плосковершинный ледник Стажёр 0.19 км². Доля оледенения бассейна ($f_{\text{л}}$) составляет 0.535. С 2019 г. ледник Левый Актру – основной гляциологический репер в бассейне Актру и на Алтае в целом (Кутузов и др., 2019). Режимные гляциологические характеристики и результаты масс-балансовых работ по этому леднику с 1977 г. передаются во Всемирную службу мониторинга ледников (WGMS..., 2008; 2012).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

В горно-ледниковом бассейне Актру очень существенна роль микроклиматических условий,

проявляющихся в разнообразии теплоэнергетических ресурсов (Ерофеев и др., 2022, 2023), и условий увлажнения, определяющихся не только величиной выпавших осадков, но и условиями их накопления и переноса (лавины, наледи (Савчук и др., 2023), метелевый перенос).

В настоящее время в бассейне Актру мониторинг основных метеорологических величин выполняется в различных высотноморфологических и ландшафтных комплексах. Оборудование размещено с учётом опыта многолетних исследований, выполнявшихся ранее сотрудниками проблемной научно-исследовательской лаборатории гляциоклиматологии Томского государственного университета.

Мониторинг метеорологического режима ледника Левый Актру ведётся на его береговой морене в 150 м на юго-восток от Голубого озера с помощью двух автоматических метеостанций. Первой в августе 2019 г. была установлена автоматическая метеостанция, разработанная в ИМКЭС

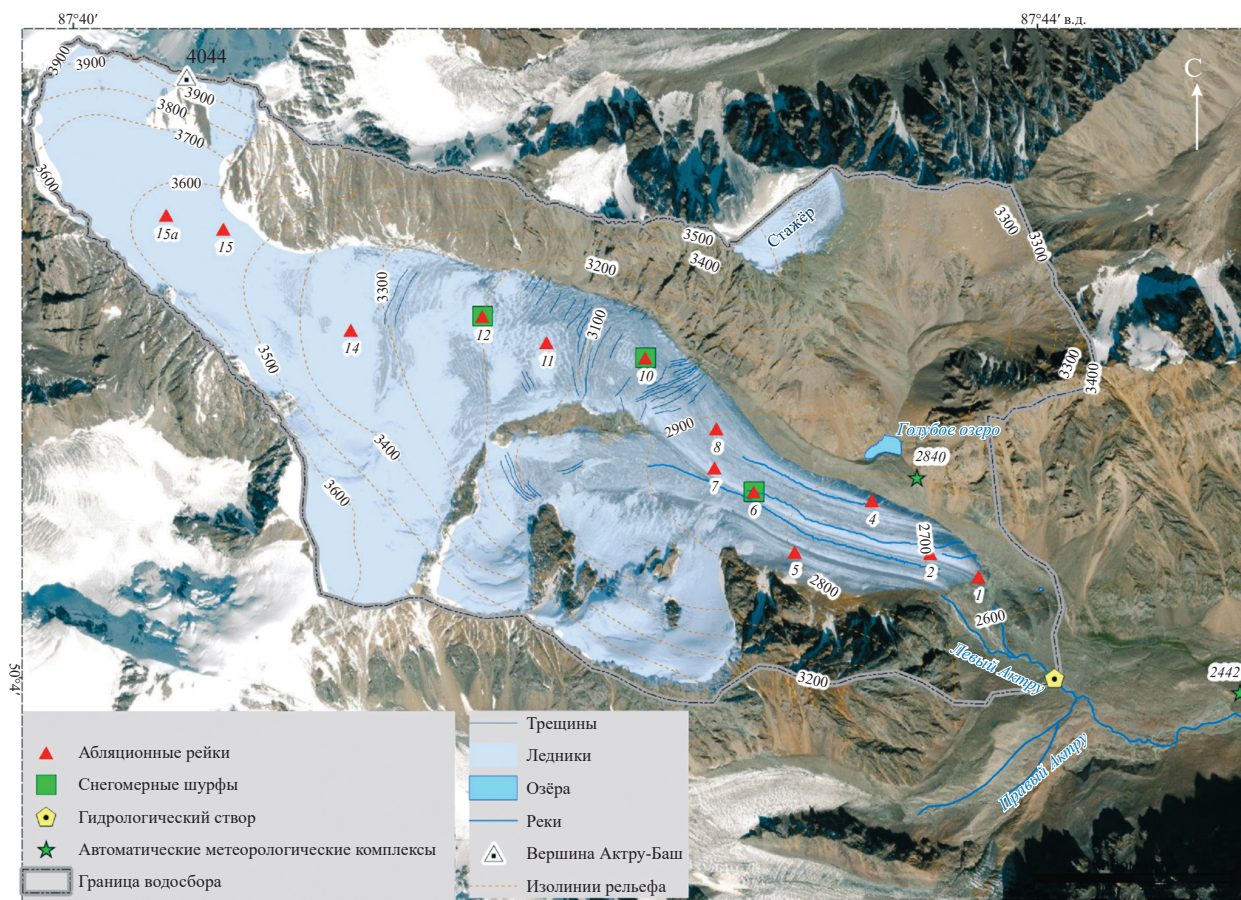


Рис. 1. Географическое положение и система гляциогидроклиматического мониторинга на водосборе Левый Актру
Fig. 1. Geographical location and system of glacio-hydroclimatic monitoring on the Levyy Aktru catchment area

СО РАН (Кураков, 2020). Метеостанция отличается малым весом и автономностью, установленный интервал измерений составляет 1 час. Полученные с сети метеорологического мониторинга данные регулярно заносятся в базу данных (Ерофеев и др., 2022), часть данных передаётся по каналам сотовой связи на удалённый сервер.

Зависимость для расчёта средней летней температуры в Актру-Альплагерь (T_{A-A}) по соответствующей температуре на ГМС Кара-Тюрек (T_{K-T}) (Нарожный, 2001) сохранила свою актуальность:

$$T_{A-A} = 0.67T_{K-T} + 4.74. \quad (1)$$

Однако коэффициент детерминации снизился с 0.83 (Нарожный, 2001) до 0.77 при использовании данных автоматических метеостанций, появившихся в долине Актру с 2015 г.

Для восстановления рядов температур в горах лучше использовать данные метеостанций, расположенных на аналогичной абсолютной высоте. Метеостанция Кара-Тюрек (T_{K-T}) и автоматическая метеостанция Актру, расположенная на Голубом озере, находятся на расстоянии около 60 км, но на близких высотах, что проявляется в синхронности рядов (рис. 2), а также в высоких значениях детерминации. Для восстановления рядов средних летних температур (2) и суммы летних осадков (3) на метеостанции Актру–Голубое озеро нами получены следующие уравнения связи:

$$T_{A-ГО} = 1.1T_{K-T} - 0.76 \text{ при } R^2 = 0.98, \quad (2)$$

$$X_{A-ГО} = 0.78X_{K-T} + 150 \text{ при } R^2 = 0.81. \quad (3)$$

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

Для организации гидрологического контроля за таянием ледника Левый Актру на ручье, стекающем с ледника, летом 2022–2024 гг. организован временный пост измерения уровня с помощью системы автоматического мониторинга уровня воды. По разнице времени прохождения характерных уровней воды (максимумы, точки перегиба хода уровней) на ледниковом ручье и на основном посту в течение суточного хода определено время добегаания до основного гидрологического поста, расположенного вблизи географической станции “Актру”.

В створе поста на ручье “Левый Актру” периодически гидрометрическим способом измерялись расходы воды, что позволило получить кривые связи расходов воды на данном створе с расходами воды в основном гидрологическом створе, где расходы воды измерялись более подробно. По этой связи с учётом времени добегаания рассчитаны ежечасные, а затем среднесуточные расходы воды (рис. 3).

МЕТОДИКА РАСЧЁТА СТОКА

При дефиците исходных пространственно-временных данных использование сложных

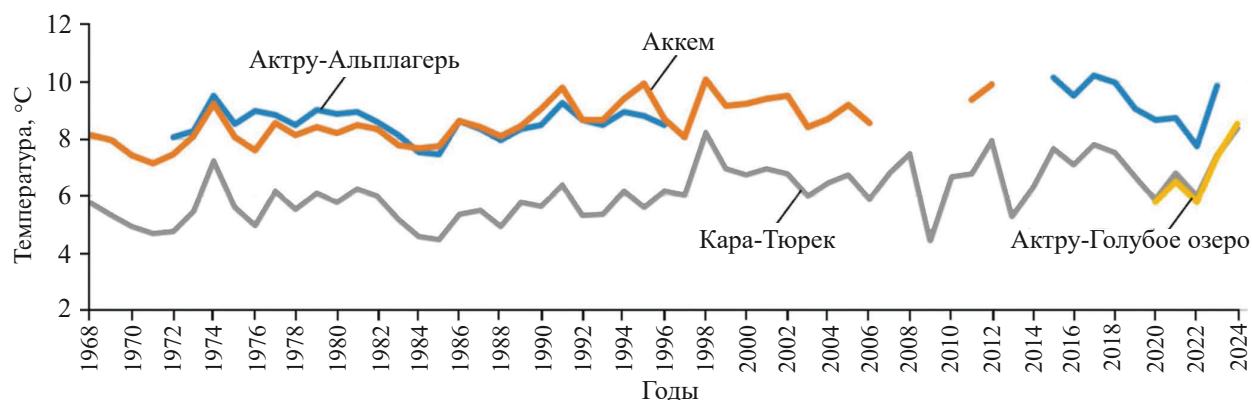


Рис. 2. Колебания средних летних температур (июнь–август) на высокогорных метеостанциях Алтая за период с 1968 по 2024 г.

Fig. 2. Fluctuation of average summer temperatures (June–August) at Altai high-mountain weather stations for the period from 1968 to 2024

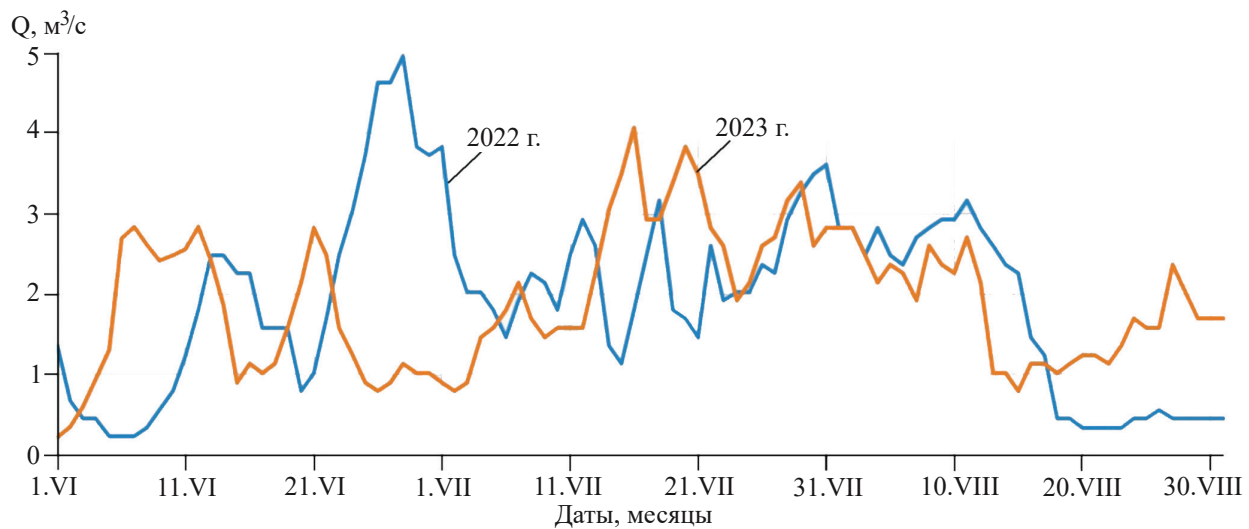


Рис. 3. Расходы воды (Q , $\text{м}^3/\text{с}$), измеренные на гидрологическом створе р. Левый Актру за июнь–август 2022 и 2023 гг.
Fig. 3. Runoff discharges (Q , $\text{м}^3/\text{с}$) measured at the Levy Aktru river gauge station from June to August 2022 and 2023

моделей не имеет особых преимуществ по сравнению с использованием самых простых регрессионных зависимостей. В работе применена линейная структура модели — one linear reservoir cascade (Maskay et al., 2018), когда речной сток вычисляется как сумма стока с ледниковой и неледниковой поверхности. Так, по результатам наблюдений выяснилось, что гидрограф стока формирует жидкие осадки на всём водосборе и таяние на леднике с учётом относительной площади оледенения ($f_{\text{л}}$) за расчётные и предыдущие сутки (таблица). Коэффициент детерминации (R^2) наблюденного стока с суммой таяния и жидкими осадками для варианта 1 составил 0.56–0.62 за расчётный день, для варианта 2 за расчётные (i) и предыдущие сутки ($i-1$) — 0.67–0.77. Дополнительный учёт таяния и осадков в варианте 3 ещё за одни предыдущие сутки

($i-2$) оказывает неоднозначное влияние. Учитывая погрешности измерения расходов воды, учёта стока, а также абляции, можно утверждать, что получены хорошие показатели соответствия.

Таяние льда и снега (A) оценивалось по сети абляционных реек, установленных в различных высотно-морфологических зонах ледника. По данным в пункте наблюдений за абляцией, расположенном на абсолютной высоте 2840 м (абляционная рейка номер 6), средний многолетний коэффициент стаивания составляет 4.9 мм в.э. на градусо-день. Данный пункт мониторинга используется как аналог метеостанции, расположенной на Голубом озере на морене ледника Левый Актру с абсолютной высотой 2840 м (Балтийская система высот).

Таблица. Коэффициенты детерминации между измеренным слоем стока в р. Левый Актру и основными стокоформирующими факторами (осадки и абляция)
Table. Determination coefficients between the measured runoff layer in the Levy Aktru river and the main runoff-forming factors (precipitation and glacier ablation)

Период	Абляция, мм в.э. A	Осадки, мм X	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 3
			$(X + Af_{\text{л}})$	$(0.5X_i + 0.5X_{i-1}) + (0.5A_i + 0.5A_{i-1})f_{\text{л}}$	$(0.2X_i + 0.5X_{i-1} + 0.3X_{i-2}) + (0.2A_i + 0.5A_{i-1} + 0.3A_{i-2})f_{\text{л}}$
Июнь–август 2022 г.	0.48	0.03	0.56	0.67	0.64
Июнь–август 2023 г.	0.56	0.02	0.62	0.74	0.76
Июнь–август 2023 г.	0.41	0.12	0.62	0.77	0.83

Не вся талая вода и летние осадки расходуются на формирование летнего стока: есть безвозвратные потери на испарение и межсезонное перераспределение стока за осенне-зимний период (сентябрь–май), а также несоответствие измеренных осадков и реально выпавших на водосборе. Все эти трудно учитываемые факторы принимаются во внимание поправочным коэффициентом 0.798 при достоверности аппроксимации суточных значений $R^2 = 0.94$. Для подбора данного коэффициента использовались суточные значения наблюдаемого стока за 2022 и 2023 гг., а также расчётное значение абляции (по средне-суточной температуре) и осадки по АМС “Голубое озеро” за текущие и предшествующие сутки. Для перехода от данных по рейке номер 6 ($A_{л6}$) к данным по годовой абляции на всём леднике Левый Актру ($A_{лА}$) используется коэффициент 0.685 при $R^2 = 0.59$. Данный коэффициент подобран по данным абляционных наблюдений за 2020–2024 гг. В результате, слой стока воды с ледника ($Y_{лА}$) за лето (июнь–август) оценивается по следующей зависимости:

$$Y_{лА} = 0.798(f_{лА} A_{л6} + X_{А-ГО}). \quad (4)$$

Отсюда годовая абляция на леднике Левый Актру определяется как разница между слоем стока с ледника ($Y_{лА}$) и произведением летних осадков ($X_{А-ГО}$) на поправочный коэффициент:

$$A_{лА} = Y_{лА} - 0.685 X_{А-ГО} \text{ при } R^2 = 0.60. \quad (5)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 4 представлена реконструкция стока и абляции по формулам (4) и (5), которая показывает, что после 2019 г. данные по абляции (расчётные значения A) близки к наблюдаемым (относительная ошибка варьирует от -7 до $+16\%$). При этом за период 1977–2000 гг. по формуле (5) получаются завышенные значения (относительная ошибка от -85 до $+4\%$, при среднем значении -35%), за исключением 1998 г.

Отчасти это можно объяснить неполным соответствием методических подходов к расчёту абляции с ледника, используемых в разные периоды программы масс-балансового мониторинга на леднике. Однако более вероятно существенное изменение условий таяния ледника в разные периоды наблюдений. На это же обстоятельство указывает тренд увеличения расчётного стока воды (Y_{sim}) с ледника, подтверждающий наблюдаемые климатические изменения. Так, в период 1977–2000 гг. средняя летняя температура была $+5.9^\circ\text{C}$, т.е. на 1°C ниже, чем в период 2019–2024 гг. Причём в жаркое лето 1998 г. средняя летняя температура составляла $+8.2^\circ\text{C}$, а ошибка расчёта -6% , что косвенно подтверждает влияние летних снегопадов на таяние ледников. Критическая средняя летняя температура, выше которой снижается вероятность снегопадов и увеличивается интенсивность таяния ледника Левый Актру, по ГМС Кара-Тюрек составляет $+5.8^\circ\text{C}$, по АМС Актру-Альплагерь $+8.6^\circ\text{C}$, по АМС Голубое озеро $+5.6^\circ\text{C}$.

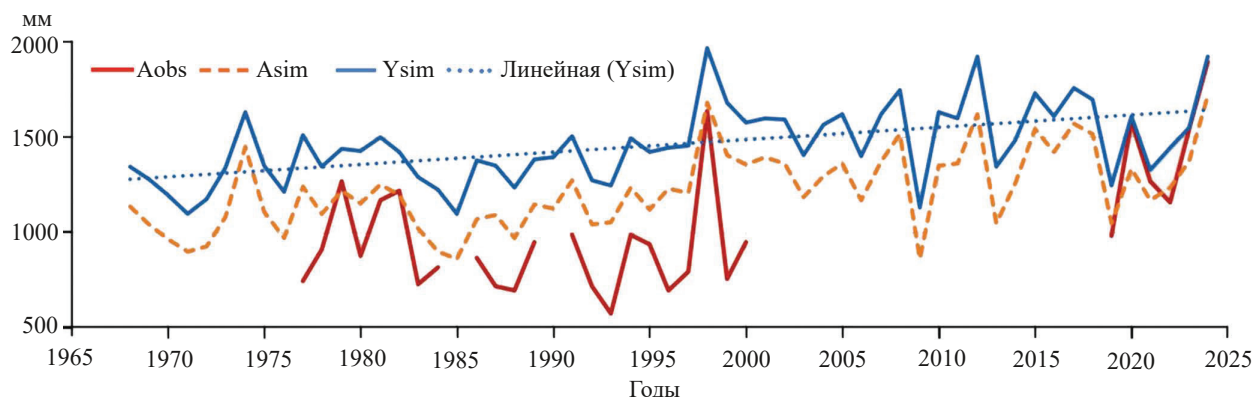


Рис. 4. Хронологический график смоделированного слоя стока воды (Y_{sim}), измеренного (A_{obs}) и смоделированного слоя таяния (A_{sim}) на леднике Левый Актру за июнь–август

Fig. 4. Timeline of the simulated water runoff layer (Y_{sim}), measured (A_{obs}) and simulated melt layer (A_{sim}) on the Leviy Aktru Glacier from June to August

Также выявлено, что если количество выпавших за летний период осадков выше среднего (1984 и 1986 гг.), то результаты расчётов по формуле (5) даже при низких температурах (+4.3 и +5.2 °C соответственно) ближе к наблюдаемым данным. Возможно, это объясняется снижением вероятности ночных заморозков при высокой облачности, связанной с обильными осадками, что позволяет талой воде быстрее стекать с ледника. Это весомый аргумент с учётом того, что сток с ледника Левый Актру формируют жидкие осадки и таяние на леднике за предыдущие двое суток.

В работе (Галахов и др., 2019) на основе материалов измеренного ледового баланса ледника (г/см²) Левый Актру за 1977–1990 гг. сделана попытка увязать его со средней летней температурой на ГМС Кара-Тюрек (с учётом данных после 2019 г. $R^2 = 0.57$). Примечательно, что существенное отклонение расчётных и наблюдаемых значений в 1977 г. в данной работе объясняется нарушением временных сроков снегосъёмки и установки абляционных реек.

Учёт влияния летних снегопадов на таяние ледников требует использования более сложных зависимостей, чем простые, и будет рассмотрен в отдельной работе с использованием расчётных методов таяния на основе уравнения теплового баланса и данных с автоматических метеостанций. Например, в работе (Зырянова и др., 2023) неплохие результаты получаются при использовании формулы П.П. Кузьмина для расчёта радиационного баланса.

Для расчётного створа на ручье Левый Актру с учётом площади оледенения ($f_{\text{л}} = 0.535$) доля таяния в слое стока за период 1968–2000 гг. составляла 39–47 %, в среднем 43.7 %. За период 2001–2024 гг. доля слоя таяния в слое стока составляла от 41 до 48 %, в среднем 45.5 %. Наблюдаемое увеличение доли таяния льда в слое стока на 2 % обусловлено увеличением таяния льда за счёт положительного тренда теплового баланса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование стока – многофакторный процесс, по-разному раскрывающийся под воздействием самоорганизации природно-климатических условий, что особенно ярко проявляется в условиях высокой неоднородности, характерной для горно-ледниковых бассейнов. Поэтому даже использование современных измерительных систем не позволяет говорить о полном гидрологическом контроле гляциологических наблюдений. Однако независимые

гидрометрические измерения ледникового стока крайне важны, так как позволяют раскрывать аспекты формирования стока, связанные не только с абляцией ледников. Поэтому мониторинг стока на р. Левый Актру будет продолжен.

За период 2001–2024 гг. по сравнению с периодом 1968–2000 гг. наблюдается увеличение доли таяния льда в слое стока примерно на 2 %, что обусловлено увеличением таяния льда вследствие роста летних температур воздуха на 1.1 °C.

Благодаря полученным зависимостям удалось реконструировать сток р. Левый Актру начиная с 1968 г., а также восстановить пропуски в значениях годовой абляции за 2001–2018 гг. Удалось выяснить, что предлагаемые расчётные зависимости завышают значения таяния ледников и стока воды в годы с пониженными летними температурами, для которых характерны летние снегопады.

По АМС Голубое озеро критическая средняя летняя температура, выше которой снижается вероятность снегопадов и увеличивается интенсивность таяния ледника Левый Актру, составляет +5.6 °C. В исследуемом речном бассейне летние снегопады влияют на абляцию и сток воды, но учёт их влияния требует специального исследования. В дальнейшем также следует выполнить работы по оценке подледниковых талых вод, стоку воды с ледника Стажер и водному балансу Голубого озера.

Благодарности. Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 25-27-00409 “Современная динамика и реанализ баланса массы ледников горного узла Бишь-Иирду (Алтай)”.

Acknowledgments. The work was carried out as part of the Russian Science Foundation Grant No. 25-27-00409 “Modern Dynamics and Reanalysis of the Mass Balance of Glaciers in the Bish-Iirdu Mountain Range (Altai)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев В.В. К вопросу о формировании стока р. Актру / Материалы научной конференции “Проблемы гляциологии Алтая”, посвящённой 80-летию старейшего гляциолога М.В. Тронова. Томск: Томский госуд. ун-т, 1974. С. 236–244.
- Вершинин Д.А., Уйманова В.А., Овсянников С.А. Сток взвешенных наносов р. Актру и особенности его режима за последние 50 лет // Вестник Томского гос. ун-та. 2014. № 381. С. 226–231.
- Галахов В.П., Самойлова С.Ю., Коломейцев А.А., Мардасова Е.В., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т. Влияние глобального потепления на ледниковый

- сток (по исследованиям в бассейне Актру: 1952–2012) // Известия Алтайского отдела РГО. 2019. Т. 52. № 1. С. 37–45.
- Дюргеров М.Б. Гидрологический контроль ледникового стока: развитие идей М.В. Тронова в гляциологии // Ледники и климат Сибири. Томск: Томский госуд. ун-т. 1987. С. 17–19.
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Вершинин Д.А. Водно-ледниковые и климатические ресурсы бассейна Актру (Горный Алтай) / Свидетельство о регистрации базы данных № 2022623624 от 22.12.2022 г.
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Гармаева Т.Б. Оценка испаряемости в горно-ледниковом бассейне Актру на основе фактических данных и геоинформационного моделирования // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 96–108. <https://doi.org/10.17223/25421379/25/>
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Рожин В.Е. Термический режим поверхностных отложений морен ледников Актру в условиях потепления климата // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 115–131. <https://doi.org/10.17223/25421379/29/8>
- Зырянова Д.С., Пряхина Г.В., Распутина В.А., Кузнецова М.Р. Расчёт таяния ледника в условиях недостатка данных // Успехи современного естествознания. 2023. № 12. С. 210–217.
- Колюшкина И.М. Некоторые характерные черты гидрологического режима реки Актру // Гляциология Алтая. 1964. Т. III. С. 170–181.
- Корнилова Е.Д., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Мотовилов Ю.Г., Корнева И.А., Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Влияние изменений климата и деградации оледенения на водный режим в высокогорной части бассейна р. Терек // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 2. С. 173–188.
- Кравицов Г.С. Результаты сейсмических исследований на леднике “Большой Актру” // Вопросы географии Сибири Томск: Томский гос. ун-т. 1962. № 4. С. 71–75.
- Кутозов С.С., Ерофеев А.А., Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Копысов С.Г., Аббасов З.Р., Никитин К.А. Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 306.
- Кураков С.А. Автономные измерительные комплексы для контроля природной среды на труднодоступных территориях: дис. ... канд. техн. наук. Томск: Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения РАН, 2020. 172 с.
- Ледники Актру (Алтай) / Под ред. Д.А. Буракова. Ледники Актру (Алтай). Л.: Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
- Нарожный Ю.К. Внешний массообмен ледников Актру: методика наблюдений, тенденции изменения и климатическая обусловленность // Вестник Томского гос. ун-та. 2001. № 274. С. 13–23.
- Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Лукьянов А.А., Осипов А.В. Горно-ледниковый бассейн Актру: новые морфометрические и ресурсные характеристики // Вопросы географии Сибири. 2006. № 26. С. 67–74.
- Савчук Д.А., Николаева С.А., Кузнецов А.С. Дендроиндикация прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях долинного ландшафта Актру (Горный Алтай) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 155–171. <https://doi.org/10.17223/25421379/27/11>
- Тронов М.В. О влиянии летних снегопадов на режим ледников Алтая // Гляциология Алтая. 1962. Вып. I. С. 161–168.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 45 (5). С. 118–130.
- Шантыкова Л.Н. Водный режим Актру в аномальный летний сезон 1967 г. // Гляциология Алтая. 1974. Вып. VIII. С. 112–123.
- Gabbi J., Carenzo M., Pellicciotti F., Bauder A., Funk M. A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response // Journ. of Glaciology. 2014. № 60. P. 1140–1154. <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J011>
- Mackay J.D., Barrand I. N.E., Hannah I. D.M., Krause I.S., Jackson Ch.R., Everest J., Adalgeirsdóttir G. Glaciohydrological melt and run-off modelling: Application of a limits of acceptability framework for model comparison and selection // The Cryosphere. 2018. № 12. P. 2175–2210. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2175-2018>
- Pellicciotti F., Bauder A., Parola M. Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps // Water Resources Research. 2010. V. 46. № 10. P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009WR009039>
- WGMS. Fluctuations of Glaciers 2000–2005. Volume IX. Haeberli W., Zemp M., Kääb A., Paul F., Hoelzle, M. ICSU(FAGS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 2008. 266 p.
- WGMS. Fluctuations of Glaciers 2005–2010, Volume X. Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W. (eds.), ICSU(WDS)/ IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 2012. 336 p.

Citation: Kopysov S.G., Vershinin D.A., Erofeev A.A. The monitoring of state of the Leviy Aktru Glacier by means of hydrometry. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 573–583. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040041.

The monitoring of state of the Leviy Aktru Glacier by means of hydrometry

© 2025 S. G. Kopysov^{a,b,#}, D. A. Vershinin^a, A. A. Erofeev^b

^aNational Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

^bInstitute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

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

Received May 12, 2025; revised August 14, 2025; accepted September 25, 2025

The formation of runoff is a multifactorial process which is revealed in different ways under the influence of natural and climatic conditions. This is particularly evident in conditions of the high heterogeneity characteristic of mountain-glacial basins. Measurements of glacier runoff do not allow for full control of glaciological monitoring data, but they make it possible to understand better the physical processes that connect local meteorological conditions and ice melting. Hydrological observations during the summers of 2022 and 2023 demonstrated that the runoff hydrograph from the Leviy Aktru Glacier is primarily formed by liquid precipitation and glacier ablation over the previous 48 hours. To extend the series of mean summer temperatures and precipitation totals, constraint equations were applied using data from the Aktru–Goluboe Ozero weather station (operational since August 2019) and the Kara-Tyurek meteorological station. Based on the obtained dependencies, the series of water flow from the Leviy Aktru glacier in June–August was extended, and the gaps in the observations of ablation were restored. A comparative analysis of the restored and measured values revealed that the calculated dependencies overestimate the values of ablation in years with lower summer temperatures, which are characterized by summer snowfalls. According to the Kara-Tyurek weather station, the critical average summer temperature above which the probability of snowfall decreases and the intensity of melting of the Leviy Aktru glacier increases is +5.8 °C.

Keywords: glacier, mountain hydrology, glacial runoff, runoff formation, ablation, empirical-statistical calculations, Altai

REFERENCES

- Vershinin D.A., Uimanova V.A., Ovsyannikov S.A. Suspended load in the Aktru river and peculiarities of its regime over the last 50 years. *Vestnik tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. Tomsk State University Journal. 2014, 381: 226–231. [In Russian].
- Vasil'ev V.V. K voprosu o formirovanii stoka r. Aktru. Materialy nauchnoj konferencii Problemy glyaciologii Altaya, posvyashchyonnoj 80-letiyu starejshego glyaciologa M.V. Tronova. On the Formation of the Aktru River Flow. Proceedings of the Scientific Conference on Glaciology of the Altai Mountains, dedicated to the 80th anniversary of the oldest glaciologist, M.V. Tronov. Tomsk: Tomsk State University. 1974: 236–244. [In Russian].
- Galakhov V.P., Samoilova I. S.Yu., Kolomeytsev A.A., Mardasova E.V., Shevchenko A.A., Sheremetov R.T. Global warming effect on glacier runoff based on the Aktru basin studies for 1952–2012. *Izvestiya AO RGO*. Bulletin of the Russian Geographical Society. 2019, 1 (52): 37–45. <https://doi.org/10.24411/2410-1192-2019-15204> [In Russian].
- Dyurgerov M.B. Hydrological Control of Glacial Runoff: Development of M.V. Tronov's Ideas in Glaciology. *Ledniki i klimat Sibiri*. Tomsk: Tomskij gosudarstvennyj universitet. Glaciers and the Climate of Siberia. Tomsk: Tomsk State University. 1987: 17–19. [In Russian].
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Garmaeva T.B. Estimation of potential evaporation in the Aktru mountain-glacier basin based on actual data and GIS-based modeling. *Geosfernye issledovaniya*. Geosphere Research. 2022, 4: 96–108. <https://doi.org/10.17223/25421379/25/6> [In Russian].
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Rozhin V.E. Temperature regime of Aktru glaciers moraines surface deposits under climate warming conditions. *Geosfernye issledovaniya*. Geosphere Research. 2023, 4: 115–131. <https://doi.org/10.17223/25421379/29/8> [In Russian].

- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Vershinin D.A. *Vodno-lednikovye i klimaticheskie resursy bassejna Aktru (Gornyy Altai)*. Water-glacial and climatic resources of the Aktru basin (Gorny Altai). Certificate of registration of the database № 2022623624 ot 22.12.2022. [In Russian].
- Zyryanova D.S., Pryakhina G.V., Rasputina V.A., Kuznetsova M.R. Calculation of glacier melting in conditions of lack of data. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. The successes of modern natural science. 2023, 12: 210–217. [In Russian].
<https://doi.org/10.17513/use.38194>
- Kutuzov S.S., Erofeev A.A., Lavrentiev I.I., Smirnov A.M., Kopysov S.G., Abbasov Z.R., Nikitin K.A. Observations on the Aktru glaciers in Altai have been restored. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (3): 306.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-469> [In Russian].
- Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Yu.G., Korneva I.A., Postnikova T.N., Rybak O.O. Changes in water regime in the high-mountain region of the Terek River (North Caucasus) in connection with climate change and degradation of glaciation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (2): 173–188.
<https://doi.org/10.31857/S2076673424020014> [In Russian].
- Kravtsov G.S. Results of seismic research on the Bolshoy Akhtru glacier. *Voprosy geografii Sibiri Tomsk: Tomskij gosudarstvennyy universitet*. Geography of Siberia. Tomsk: Tomsk State University. 1962, 4: 71–75. [In Russian].
- Kolyushkina I.M. Some characteristics of the hydrological regime of the Aktrusa River. *Glyaciologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1964, 3: 170–181. [In Russian].
- Kurakov S.A. Avtonomnye izmeritelnye komplekсы dlia kontrolya prirodnoi sredy na trudnodostupnykh territoriyakh. Autonomous measuring systems for monitoring the natural environment in hard-to-reach areas. Ph D. Tomsk: Federal State Budgetary Institution of Science Institute for Monitoring of Climate and Environmental Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IMKES SB RAS). 2020: 172 p. [In Russian].
- Ledniki Aktru (Altay). Glaciers Aktru (Altai). Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 119 p. [In Russian].
- Narozhnyy Yu.K., Nikitin S.A., Luk'yanov A.A., Osipov A.V. The Aktru Glacier Basin: New Morphometric and Resource Characteristics. *Voprosy geografii Sibiri*. Questions of the geography of Siberia. 2006, 26: 67–74. [In Russian].
- Narozhnyy Yu.K. External mass transfer of the Akhtru glaciers: observation methods, trends, and climatic dependence. *Vestnik tomского gosudarstvennogo universiteta*. Bulletin of Tomsk State University. 2001, 274: 13–23. [In Russian].
- Savchuk D.A., Nikolaeva S.A., Kuznetsov A.S. Dendroindication of past events on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain (the Altai Mountains). *Geosfernye issledovaniya*. Geosphere Research. 2023, 2: 155–171.
<https://doi.org/10.17223/25421379/27/11> [In Russian].
- Tronov M.V. On the influence of summer snowfalls on the regime of the Altai glaciers. *Glyaciologiya Altaya*. Glaciology of the Altai. 1962, 1: 161–168. [In Russian].
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern degradation of the Altai mountain glaciation, its consequences, and possible causes. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 45 (5): 118–130.
- Shantykova L.N. The water regime of Aktru during the abnormal summer season of 1967. *Glyaciologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1974, 8: 112–123. [In Russian].
- Gabbi J., Carenzo M., Pellicciotti F., Bauder A., Funk M. A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response. *Journal of Glaciology*. 2014, 60: 1140–1154.
<https://doi.org/10.3189/2014JoG14J011>
- Mackay J.D., Barrand N.E., Hannah D.M., Krause S., Jackson Ch.R., Everest J., Aðalgeirsdóttir G. Glacio-hydrological melt and run-off modelling: application of a limits of acceptability framework for model comparison and selection. *The Cryosphere*. 2018, 12: 2175–2210.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2175-2018>
- Pellicciotti F., Bauder A., Parola M. Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resources Research*. 2010, 46 (10): 1–16.
<https://doi.org/10.1029/2009WR00903>
- WGMS. Fluctuations of Glaciers 2000–2005. Vol. IX. Haeberli W., Zemp M., Kääb A., Paul F., Hoelzle, M. ICSU(FAGS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO. WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2008: 266 p.
- WGMS. Fluctuations of Glaciers 2005–2010, Volume X. Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2012: 336 p.

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.43

ПОЛУВЕКОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МОРЕННОГО ПОКРОВА ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ (КАВКАЗ)

© 2025 г. В. В. Поповнин*, А. С. Губанов

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

**e-mail: begemotina81@gmail.com*

Поступила в редакцию 02.06.2025 г.

После доработки 26.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Продолжающаяся деградация ледника Джанкуат выражается и в разрастании моренного чехла на поверхности льда. За 56 лет после начала прямых измерений в 1968 г. заморененная площадь ледника выросла с 2 до 20 %. Моренный покров меняет структуру теплового баланса поверхности ледника, существенно влияя на абляцию льда. Маломощный (< 7 см) чехол способен приводить к усилению таяния подморенного льда, тогда как по мере дальнейшего утолщения слоя морены таяние прогрессивно ослабляется вплоть до полной парализации при слое свыше 1.5 м толщиной. По результатам полевой съёмки моренного чехла в 2022 г. была построена очередная, четвёртая карта толщины моренного покрова, продолжающая серию аналогичных карт по состоянию на 1983, 1994 и 2010 гг. Толщина морены сильно варьирует по высотным поясам, а в среднем по всему леднику она достигает 60 см, что более чем вдвое превышает среднее значение для 1983 г. Таким образом, все проведённые 4 мореносъёмки разных лет свидетельствуют о том, что гидрологическая роль моренного чехла всегда сводилась к однозначному эффекту общего ослабления таяния для ледника в целом. Объём моренного материала за 39-летний период 1983–2022 гг. возрос в 4 раза — до 275 тыс. м³, несмотря на то, что площадь ледника за тот же период значительно сократилась — более чем в полтора раза как для физической поверхности, так и для ортогональной проекции. Демонстрируется ускорение прироста моренных масс за последнее десятилетие. Активизация денудационных процессов вследствие прогрессирующей деградации скального обрамления фирнового бассейна вызывает более интенсивное поступление на ледник коллювиального материала. Вместе с подъёмом кинематической границы питания это приводит к повышению верхней границы распространения поверхностной морены на леднике.

Ключевые слова: моренный чехол, ледник, поверхностная морена, съёмка толщины морены, абляция, Центральный Кавказ, баланс массы, мониторинг

DOI: 10.7868/S2412376525040055

ВВЕДЕНИЕ

Моренный покров и его роль в эволюции горного оледенения как на региональном (Nakawo, Rana, 1999; Scherler et al., 2011), так и на локальном уровне (Pratap et al., 2015; Moeller et al., 2016; Rowan et al., 2021; Kunmar et al., 2025) в последнее время становятся объектами повышенного интереса в гляциологическом сообществе. Известно, что поверхностная морена на горных ледниках образуется в результате трёх процессов: отложения коллювиального материала на ледниковой поверхности; вытаивания внутренней морены; переноса материала с ложа ледника

на поверхность вдоль плоскостей скалывания. Последние десятилетия обнажившиеся от ледовой облицовки надледниковые склоны стали поставщиком свежего обломочного материала, в том числе в большом объёме: так, на опорном леднике Джанкуат на Кавказе масштабные обвалы 2001 и 2003 гг. к 2024 г. достигли языка, существенно изменив конфигурацию площади моренного покрова. На текущей стадии деградации ледников, при которой интенсифицируется привнос моренного материала с освобождённых ото льда склонов и повышается верхняя граница распространения моренного покрова, морена начинает играть всё более значимую роль

в эволюции ледника, особенно в его языковой части.

Дегляциация ведёт к росту чехла морены на леднике не только по площади, но и по толщине. Он существенно влияет на характер абляции подморенного льда, что напрямую отражается на ледниковом стоке и балансе массы ледника. Согласно основоположникам (Østrem, 1959; Ходаков, 1972; Nakawo, Young, 1981) и их последователям (Richardson, Brook, 2010; Reznichenko et al., 2010; Anderson et al., 2021; Miles et al., 2022) чехол небольшой мощности, обычно до 2–5 см, а для условий Кавказа — даже до 7–9 см (Bozhinskiy et al., 1986; Verhaegen et al., 2024), ускоряет таяние, тогда как более толстый бронирует лёд, ослабляя таяние вплоть до его практического прекращения.

Отличные от чистого льда теплофизические характеристики поверхностной морены изменяют облик полей баланса массы и его компонентов: влияние литогенного материала испытывает не только поле абляции, но и поле аккумуляции из-за неизбежных геоморфологических трансформаций моренного мезорельефа. Несмотря на то что изменения моренного чехла не входят в программу стандартного гляциологического мониторинга (Østrem, Brugman, 1991), на опорном для Кавказа леднике Джанкуат такие работы регулярно проводятся — в первую очередь ради уточнения масс-балансовых оценок, выводимых в ходе вычислений стандартными гляциологическими приёмами. С самого начала полноценного комплексного гляциогидрометеорологического мониторинга в 1967–1968 балансовом году (Ледник Джанкуат, 1978) площадь, занятая поверхностной мореной, обязательно картографировалась в крупном масштабе 1:10000 на каждой из восьми периодически обновляемых топооснов ледника. Позднее в программу наблюдений на леднике Джанкуат стали включаться и повторные съёмки толщины моренного покрова по всей занятой им площади активного ледника. Ранее они были предприняты в 1983, 1994 и 2010 гг. Результаты выполненных по единой методике прямых измерений и последующего тематического картографирования составляют уникальную серию наблюдений за эволюцией площади и объёма моренного покрова: возможно, по степени изученности динамики преобразований поверхностной морены у серии по леднику Джанкуат нет аналогов в мире. Полученные данные позволяют оценить влияние моренного материала на баланс массы ледника.

Работа посвящена результатам выполненной в 2022 г. четвёртой по счёту мореносъёмки и продолжает серию исследований, посвящённых эволюции моренного материала на леднике Джанкуат (Porovnin, Rozova, 2002; Поповнин и др., 2015; Резепкин, Поповнин, 2018) и его анализу в контексте изменения площади, толщины и гидрологического эффекта. В силу признанной репрезентативности ледника Джанкуат можно допустить универсальность выводов по нему для оледенения всего Центрального Кавказа. Качественно близкие тенденции можно найти и в обзоре процессов развития чехла поверхностной морены на ледниках обоих макросклонов Главного Кавказского хребта за минувшие 30–40 лет (Tielidze et al., 2020).

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ И ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРЕННОГО ЧЕХЛА

На леднике Джанкуат исследуются два основных геометрических параметра моренного покрова: его площадное распределение и толщина. Основные методы исследования в первом случае — это картографические приёмы, а во втором — полевые площадные мореносъёмки.

За более чем полувековую историю гляциологического мониторинга на леднике Джанкуат созданы восемь крупномасштабных (1:10000) топографических карт с сечением изогипс 10 м и отображением моренного покрова условным знаком. Первые шесть карт — 1968, 1974, 1984, 1992, 1996 и 2006 гг. — построены по выполненным фототеодолитным съёмкам с единой системы базисов (Золотарёв, Поповнин, 1993) в локальной условной системе высот и координат. Более поздние карты 2013 и 2018 гг. построены с помощью современного программного обеспечения как в условных, так и в географических координатах, причём ранее построенные карты также приведены к географической системе.

Исследование морены в 2022 г. опиралось на актуальную к тому моменту топооснову 2018 г. (рис. 1). Гляциологическая информация на леднике Джанкуат традиционно систематизируется по 13 высотно-морфологическим зонам (далее — ВМЗ), пронумерованным с языка до ледосбора ледника Джанкуат на Джантуганском фирновом плато.

Толщина морены h_m устанавливалась в ходе зондирования каменной толщи металлическими щупами, а в промерных точках с особо мощной

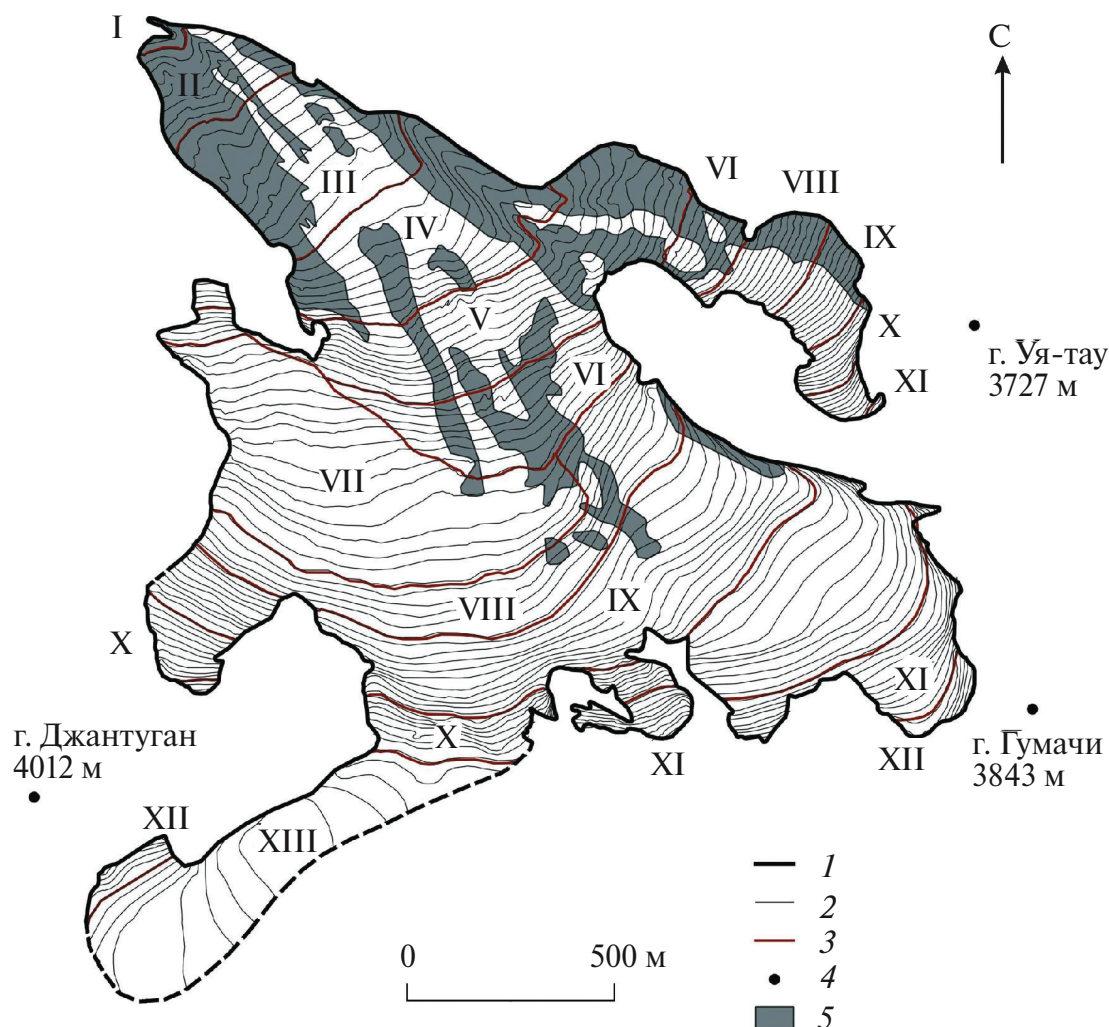


Рис. 1. Ледник Джанкуат. Римскими цифрами показана нумерация высотно-морфологических зон (ВМЗ): 1 – граница ледника; 2 – изогипсы через 10 м абс.; 3 – граница ВМЗ; 4 – вершина; 5 – моренный покров на 2022 г.

Fig. 1. The Djankuat Glacier. Roman numerals indicate the numbering of alti-morphological zones (AMZ): 1 – glacier boundary; 2 – isohypses, at 10 m intervals; 3 – AMZ boundary; 4 – summit; 5 – debris cover in 2022

мореной – путём ручных экскаваций до кровли погребённого льда. Учреждение сети дискретных промерных точек исходило прежде всего из изогипсометрического профилирования заморененных участков и далее из ландшафтного принципа при дислокации промеров. За сплошной моренный покров принимались участки, проективная покрытость которых моренным материалом превышала примерно 80 %. Точность определения h_m составляла 1 см, а уровень кровли грубообломочного материала устанавливался по итогам нивелирования неровной поверхности камней жестяным кольцом переменного диаметра 10–30 см в зависимости от механического состава обломков. Сплошной плащ морены на леднике

Джанкуат сконцентрирован в основном на периферийных участках языка и в линейных грядах, вытянутых вдоль линий тока (рис. 2). Методика неизменна и наследуется из предыдущих съёмок моренного чехла (Поповнин и др., 2015). Такая методическая преемственность позволяет говорить об относительной изотропности результатов, получаемых в поле в ходе мореносъёмок разных лет.

Описанным способом в 2022 г. h_m была измерена в 170 точках в диапазоне абсолютных высот от 2750 до 3400 м. Результаты позиционировались на местности с помощью GPS-приёмника Garmin GPSMAP 66SR и картографировались на печатной топооснове ледника Джанкуат.

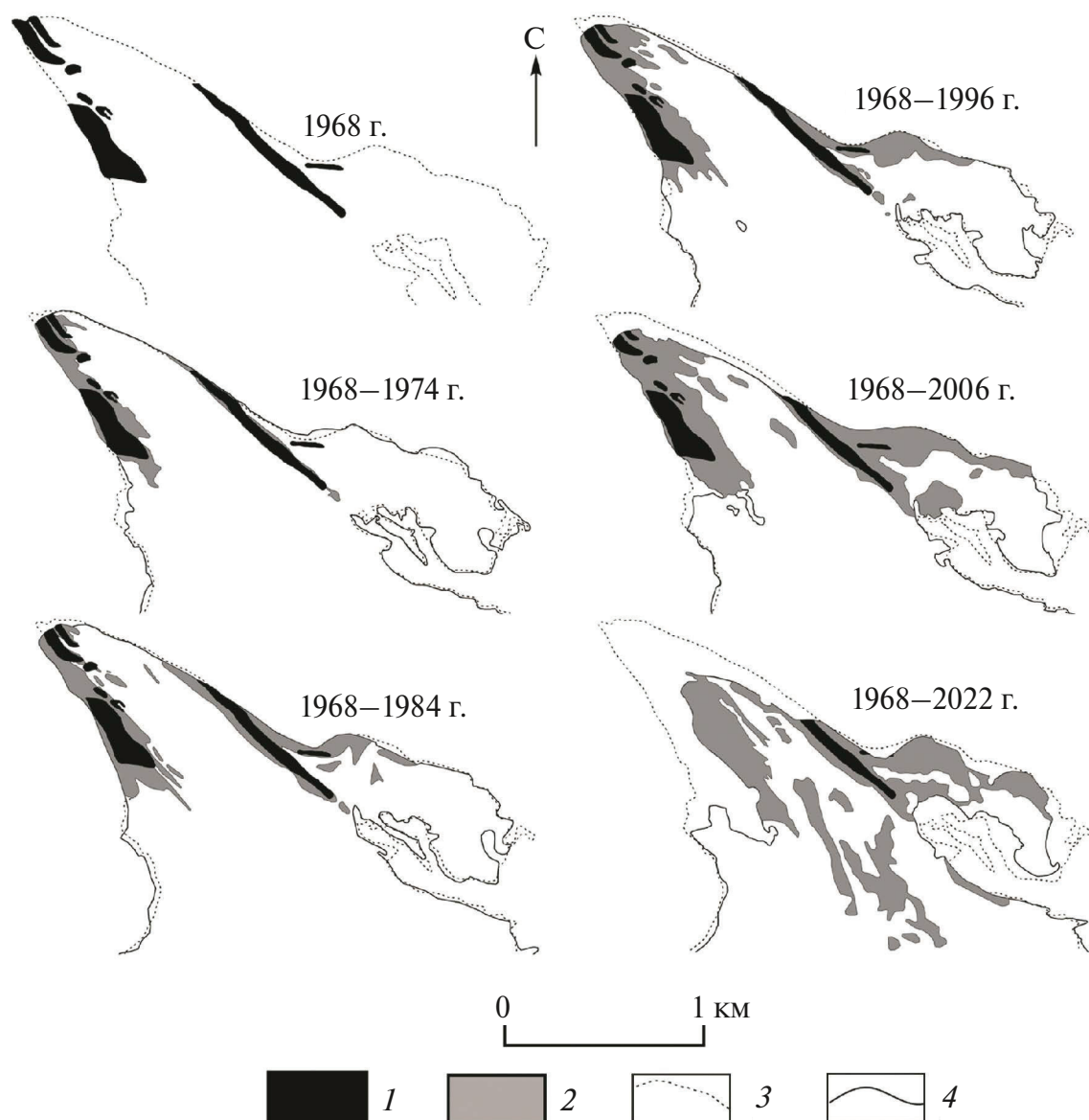


Рис. 2. Динамика прироста моренного чехла ледника Джанкуат в 1968–2022 гг.: 1 – площадь поверхностной морены в исходном 1968 г.; 2 – прирост площади морены от 1968 г. до указанного рубежа времени; 3 – контур ледника на 1968 г.; 4 – контур ледника на указанный рубеж времени

Fig. 2. The dynamics of debris cover areal increments on the Djankuat Glacier within 1968–2022: 1 – initial debris cover area in 1968; 2 – debris area increment since 1968 till the given point in time; 3 – glacier contour in 1968; 4 – glacier contour at the given point in time

Полевой материал был далее подвергнут ГИС-анализу в ПО ESRI ArcMap 10.6, посредством чего была построена новая карта толщины моренного чехла. Тем самым общая хронология наблюдений за толщиной моренного покрова на леднике Джанкуат в ходе четырёх предпринятых съёмок достигла 39 лет на фоне 56-летнего мониторинга разрастания моренного чехла по площади.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ МОРЕНЫ НА ЛЕДНИКЕ ДЖАНКУАТ

Разрастание морены по площади. Карты распространения моренного чехла по топоосновам разных лет позволяют наглядно оценить динамику его развития. Их сопоставление выявляет неуклонное разрастание поверхностной морены

на леднике: она занимала 2 % площади ледника в 1968 г., 4 % в 1974 г., 7 % в 1983 г., 8 % в 1994 г., 13 % в 2010 г., а к последней мореносъёмке 2022 г. её доля возросла уже до 20 %, в абсолютных единицах составляя 0.46 км² (см. рис. 2; табл. 1). Распределение моренного покрова по различным ВМЗ согласуется с естественной закономерностью: доля заморененной поверхности в площади конкретной ВМЗ снижается с высотой (рис. 3). С 1968 по 2022 г. площадь, занятая мореной, в I ВМЗ (до высоты 2770 м) выросла с 40 до 96 %, II – с 15 до 77 %, III – с 17 до 56 %, IV – с 8 до 50 %, V – с 3 до 42 %. В VI ВМЗ (выше 3120 м) первые заморененные участки стали появляться только с 1984 г., а в VII ВМЗ – с 1994 г. Наконец, проведённая в 2022 г. мореносъёмка, использующая последнюю на тот год топооснову 2018 г., фиксирует появление свежих моренных образований уже в VIII–X ВМЗ, начиная с высоты 3420 м на участке склона горы Уя-тау, прилегающем к правой границе ледника, где подпитка каменным материалом происходит с контрфорса, отделяющего эту ветвь ледника Джанкуат от малого ледника Висячий. Отмечено, что данный участок склона ошибочно отдешифрирован в каталоге ледников России по состоянию на вторую декаду XXI в. (Каталог ледников России..., 2025) как независимый ледник, тогда как его обособление (да и то не полное) от ледника Джанкуат произошло лишь к 2024 г. В 2018–2022 гг. поток льда с г. Уя-тау, пусть и сильно заморененный в своём подножном сегменте, всё ещё однозначно сливался

с магистральным ледником, судя по итогам его многократных прямых обследований в ходе наземного мониторинга, вскрывающим черты их общего движения хотя бы в единой системе трещин, частично закамуфлированных обломками камней.

Интенсификация на рубеже XX–XXI вв. обвальных процессов (Роровнин, Naruse, 2005; Резепкин, Поповнин, 2018), добавила значительное количество моренного материала, который постепенно транспортируется с верхних в более низкие зоны ледника. Особенно крупные обвалы пород произошли в 2001 и 2003 гг. В 2022 г. основная масса этих обвалов находилась в средних (IV–IX) зонах ледника Джанкуат (см. рис. 3), составляя большую часть сконцентрированного там литогенного материала. Как уже указывалось, предыдущие мореносъёмки вообще не фиксировали моренных покровов выше VI ВМЗ: обвалы начала 2000-х годов находились в области аккумуляции и были погребены в фирновой и ледяной толще. По результатам прошлых мореносъёмок наибольшие площади, закрытые мореной, наблюдались в I–III ВМЗ, где моренный материал слился в единый массив, сплошь бронируя орографически левую периферию языка. Однако к 2022 г. основная масса морены оказалась сосредоточенной в III–V ВМЗ.

Немаловажную роль здесь сыграло изменение конфигурации языка вследствие сокращения языковой части ледника Джанкуат, которая стала заметно меньше по площади и круче.

Таблица 1. Площадь моренного покрова по высотно-морфологическим зонам (ВМЗ) в 2022 г.

Table 1. Debris cover area by alti-morphological zones (AMZ) in 2022

№ ВМЗ	Площадь ВМЗ, км ²	Площадь морены, км ²	Доля моренного чехла в площади ВМЗ, %
I	0.005	0.005	96.2
II	0.059	0.046	77.4
III	0.147	0.083	56.5
IV	0.176	0.087	49.6
V	0.238	0.100	42.0
VI	0.142	0.060	42.4
VII	0.309	0.010	3.1
VIII	0.230	0.036	15.6
IX	0.343	0.030	8.9
X	0.304	0.001	0.3
Ледник в целом	2.301	0.458	19.9

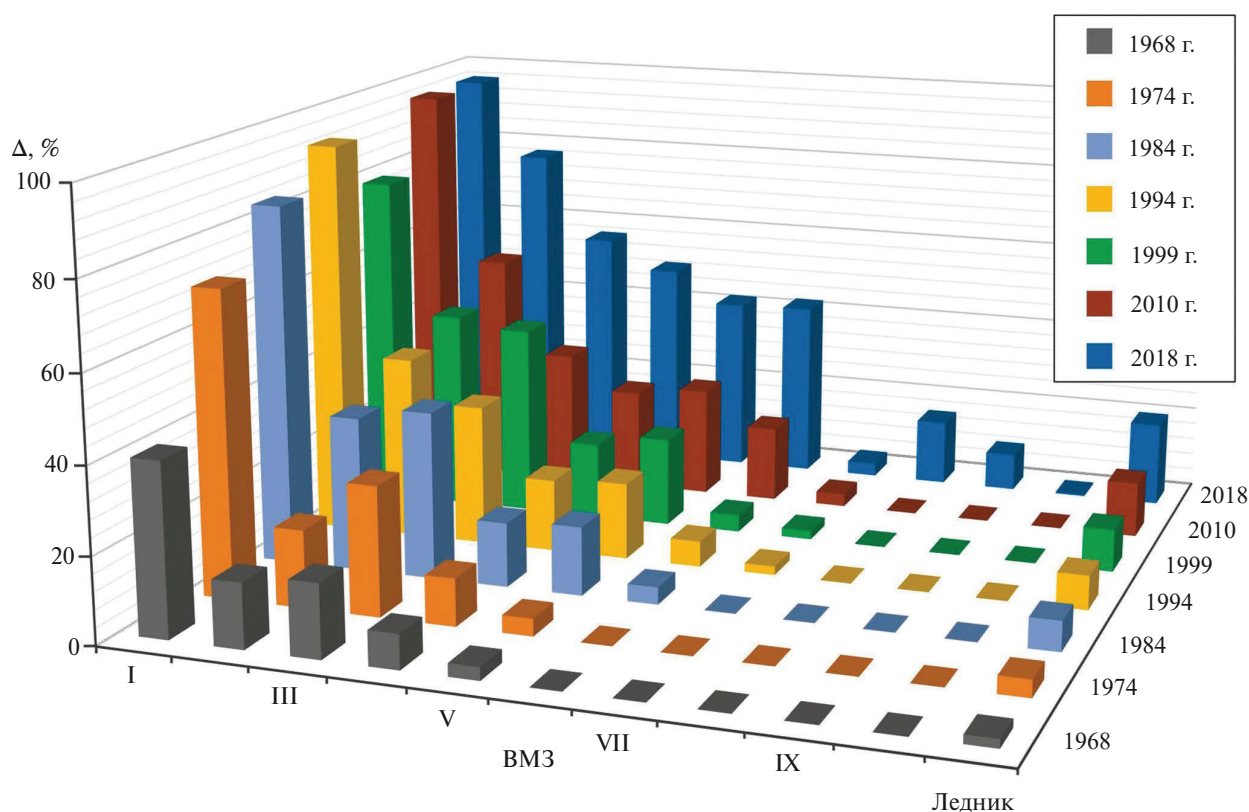


Рис. 3. Динамика приращения заморененной площади ледника Джанкуат и его высотно-морфологических зон (обозначены римскими цифрами по оси абсцисс) по топоосновам разных лет периода 1968–2018 гг.: Δ – доля площади высотно-морфологических зон, перекрытой мореной, %

Fig. 3. The dynamics of debris-covered areal increments for the Djankuat Glacier and its alti-morphological zones (marked by Roman numerals along the abscissa axis) between the topographic maps of different years within the 1968–2022 period. Δ is the percentage of the debris-covered part of an alti-morphological zone

Преимущественно именно за счёт сокращения языка физическая поверхность ледника уменьшилась за 1968–2022 гг. с 3.234 до 2.505 км², а площадь его ортогональной проекции – с 2.990 до 2.299 км². Заметные на рис. 2 колебания соотношений между площадями чистого и заморененного льда в каждой ВМЗ – следствие транспортировки каменных агрегатов течением ледника и перемещения материала из одной ВМЗ в другую, гипсометрически более низкую, либо вообще отложения его за пределы ледника вследствие полного стаивания краевых сегментов. Активизация одних и ослабление других потоков льда на леднике к тому же определяется не только климатическими и орографическими факторами, но и миграцией ледораздела на пригребневом Джантуганском фирновом плато, которая определяет массу льда, поступающего в центральный поток ледника Джанкуат (Алейников и др., 2002).

В итоге за истекшие полвека язык сильно забронировался, а верхняя граница распространения морены обнаружила тенденцию к постоянному повышению. Эта граница выступает в качестве важного входного параметра при моделировании эволюции геометрии и водно-ледовых ресурсов ледника (Postnikova et al., 2023). Разительные перемены в распространении моренного чехла по поверхности ледника Джанкуат связаны не только с интенсификацией поступления литогенного материала, но и с постепенным подъёмом кинематической границы питания, отмечаемым в ходе современной деградации оледенения Кавказа: в результате вытаивание на дневную поверхность самых верхних порций морены регистрируется всё выше и выше по течению ледника.

Увеличение толщины моренного покрова. Главный результат исследования – современная карта толщины моренного покрова (рис. 4), ставшая для ледника Джанкуат четвёртой

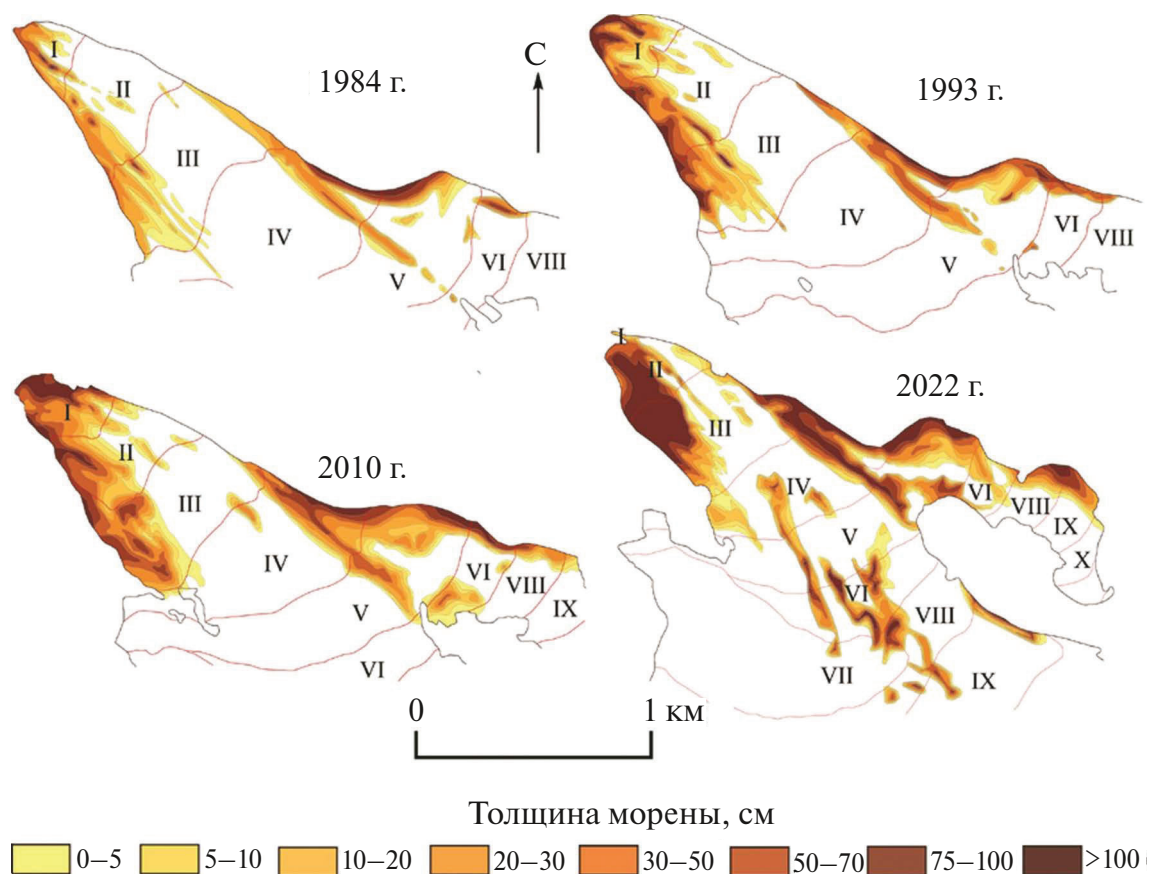


Рис. 4. Толщина поверхностной морены на леднике Джанкуат по материалам мореносъёмок разных лет. Римскими цифрами указана нумерация ВМЗ

Fig. 4. Thickness of the superficial moraine on the Djankuat Glacier based on surveys from different years. Roman numerals indicate the numbering of alti-morphological zones

в серии. Наименьшие значения 2–5 см приурочены к внутренней, граничащей с чистым льдом, периферии моренного чехла. Наибольшие же толщины, более 2 м, наблюдаются вдоль центральных осей срединных моренных валов, что отмечалось и в работах предыдущих лет (Popovnin, Rozova, 2002; Поповнин и др., 2015), а также в маргинальных частях языка, где происходит контакт движущейся поверхностной морены с отложенной боковой и где аккумулируется перемещаемый моренный материал, вытаявающий ниже кинематической границы питания.

Осреднённые толщины морены в разных ВМЗ по результатам последней и предыдущих трёх мореносъёмок приведены в табл. 2. Видно, что количественно масса литогенного материала по всем зонам преимущественно прирастает. В 2022 г. толщина моренного покрова в I ВМЗ составила в среднем порядка 50 см, что вдвое

меньше значений 2010 г. Это связано с изменением морфометрии самой низкой части языка. Если ранее в данную зону переносилась моренная масса, где она и накапливалась в изрядных количествах, то в последующие 12 лет из-за отступления фронта I ВМЗ потеряла большую часть площади, моренный материал которой был отложен за пределами ледника и перешёл в категорию абляционной морены предполя. Теперь I ВМЗ — это лишь крутой лоб, где значительный моренный покров не задерживается.

Кардинальное по сравнению с 2010 г. изменение конфигурации языка вывело в лидеры и по площади, и по толщине чехла II и III ВМЗ. Средняя мощность морены в них принимает значения 84 и 102 см соответственно. На орграфически левом фланге языка моренный чехол представлен единым телом (см. рис. 4), как бы обволакивающим положительные формы ледникового мезорельефа, образованные

Таблица 2. Средние значения толщины моренного покрова (h) и их изменения (Δh) за 1983–2022 гг. по высотно-морфологическим зонам ледника Джанкуат

Table 2. Debris cover thickness (h) and its change over 1983–2022 (Δh), averaged by alti-morphological zones of the Djankuat Glacier

ВМЗ	h , см				Δh , см		
	1983	1994	2010	2022	2010–2022	1994–2022	1983–2022
I	29	45	100	51	–49	+6	+22
II	22	43	51	102	+51	+59	+80
III	14	30	38	84	+46	+54	+70
IV	34	47	51	60	+9	+13	+26
V	31	32	40	53	+13	+21	+22
VI	37	38	42	35	–7	–3	–2
VII	–	–	–	40	+40	+40	+40
VIII	–	–	–	42	+42	+42	+42
IX	–	–	–	40	+40	+40	+40
X	–	–	–	3	+3	+3	+3

благодаря бронирующему и тормозящему подморенное таяние эффекту мощной литогенной оболочки (рис. 5). Здесь же, в III ВМЗ, в 2022 г. был встречен максимум толщины поверхностной морены: он составил 259 см. В настоящий момент этот пояс ледника является главной областью аккумуляции моренного материала.

Наибольшая масса поверхностной морены в IV ВМЗ сосредоточена у правого борта. Она представлена преимущественно отложениями у края ледника и огромным валом срединной морены, который отделяет основное тело ледника от потока льда с г. Уя-тау. К тому же до IV ВМЗ “доехала” полоса обвала 2001 г., вызывая прогрессирующую аккумуляцию обломков у подножья крутых средних зон ледника. Максимальная мощность морены в этой зоне составила 210 см, а среднезональное значение – 60 см.

Морена в V и VI ВМЗ ледника Джанкуат также в основном приурочена к его орографически правой границе и склону г. Уя-тау. Она прижимается к борту ледникового потока и подпитывается постоянными обвалами с освободившихся ото льда склонов. Несмотря на значительный угол наклона ледниковой поверхности, вытаявающие здесь ригели тоже способствуют задержанию моренного материала, поступающего из участков выше по течению льда. Другая широко распространённая здесь разновидность форм моренного мезорельефа – каменистые гряды крупных обвалов, транспортируемые ледником. Средняя

толщина морены в V и VI ВМЗ составила соответственно 35 и 53 см, а максимальная – 106 и 119 см.

Данные табл. 2 позволяют сделать вывод об увеличении модальной мощности моренного покрова во всех высотно-морфологических зонах, что подтверждается и спектрами значений h суммарно во всему леднику (рис. 6). Если в 1983 и 1994 гг. по леднику в целом наибольшую площадь занимали скопления материала самых меньших толщин – градации 0–5 и 5–10 см, то в 2010 г. наибольшая доля морены была приурочена к диапазону 30–50 см, а в 2022 г. и вовсе преобладают толщины более 100 см (19%). Такая закономерность увеличения по площади доли наибольших мощностей находит отражение и в возрастании средней толщины морены по всему леднику: в 1983 г. она равнялась 28 см, в 1994 г. – 39 см, в 2010 г. – 54 см, а в 2022 г. – 60 см, что более чем вдвое превышает значения в начале мониторинга. Среднее значение в 2022 г. выросло не так сильно по сравнению с 2010 г. потому, что значительно увеличилась площадь моренного покрова на языке за счёт “спустившегося” сверху каменного материала крупных обвалов начала 2000-х годов.

Рост объёма моренного материала. Эта же логика прослеживается и в объёме моренной толщи. Наличие данных о площади и толщине морены позволяют оценить её объём V (табл. 3). В 2022 г. он составил почти 276 тыс. м³. Наименьшие объёмы характерны для I и X ВМЗ, что

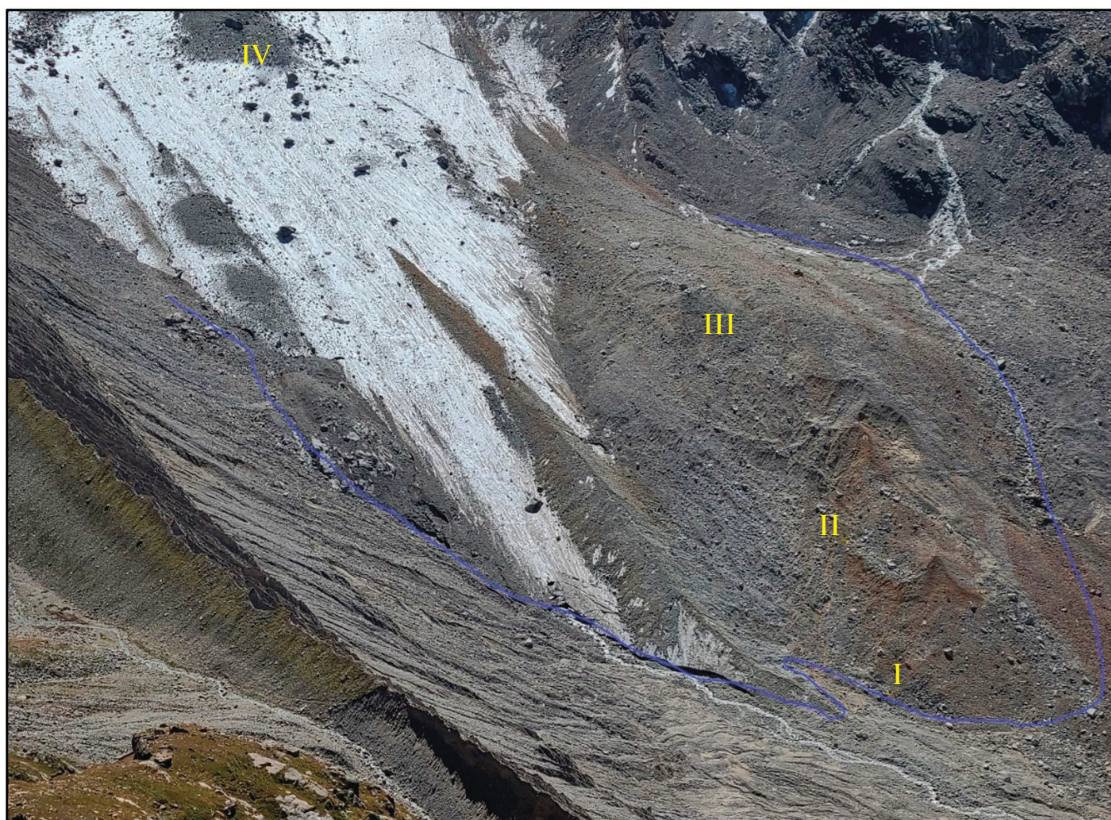


Рис. 5. Моренные отложения на языке ледника Джанкуат. Римскими цифрами обозначены номера ВМЗ. Фото А.С. Губанова (август 2023 г.)

Fig. 5. Morainic deposits on the Djankuat Glacier snout, August 2023. Roman numerals indicate the numbering of altimorphological zones. Courtesy of A.S. Gubanov, Esq.

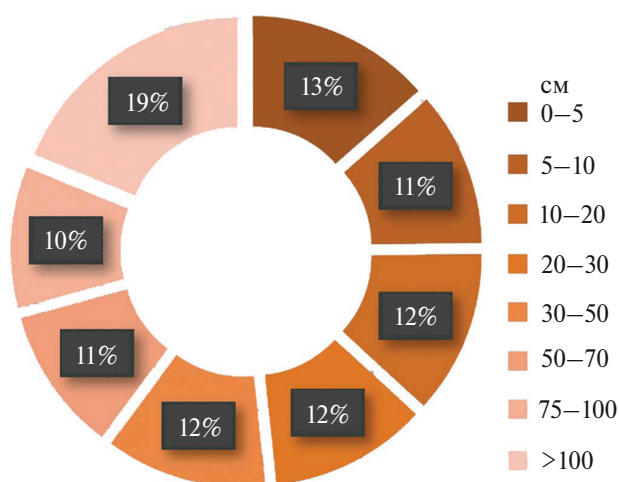


Рис. 6. Доли суммарной заморененной площади ледника (%) на 2022 г., представленные скоплениями каменного материала разной мощности h

Fig. 6. Shares of the total debris-covered glacier area, %, status 2022, represented by stony matter of different thickness h

просто объясняется наименьшими площадями или самой зоны (I ВМЗ), или части, занятой в ней моренным покровом (X ВМЗ). Максимумы же, закономерно для объёма, наблюдаются с III по V ВМЗ, что сходится с максимумами площади морены в зонах (IV и V ВМЗ) либо обязано собой экстремумам толщины моренного чехла (III ВМЗ). Объём моренного покрова на 1968 г., исходя из первой топоосновы 1968 г. и примерной (Ледник Джанкуат, 1978) оценки средней толщины покрова, определён приблизительно в 18 тыс. м³. По итогам первой мореносъёмки в 1983 г. объём поверхностной морены составил уже 70.3 тыс. м³, в 1994 г. — 123.2 тыс. м³, а к 2010 г. увеличился до 169.6 тыс. м³ (табл. 4). Таким образом, за 39 лет между первой и последней мореносъёмками объём морены вырос почти в 4 раза (на 392 %), а по сравнению с 1968 г. — в 15 раз (на 1433 %), несмотря на то что площадь ледника — как физическая, так и ортогонально спроецированная, — значительно сократилась (более чем в 1.5 раза за 1983–2022 гг.).

Таблица 3. Объём (м³) моренного покрова по ВМЗ и по градациям толщин: результаты мореносъёмки 2022 г.
Table 3. Debris volume, m³, by AMZs and by graded thickness values: debris survey 2022

№ ВМЗ	0–5 см	5–10 см	10–20 см	20–30 см	30–50 см	50–75 см	75–100 см	100+ см	По ВМЗ в целом
I	4	23	56	92	102	1910	254	0	2440
II	115	260	419	479	856	2260	6325	35 809	46 522
III	312	637	1074	1703	2586	3095	5774	54 279	69 461
IV	263	890	1917	2522	3035	4793	8516	30 631	52 566
V	331	803	1827	2915	6125	7737	10 304	22 901	52 942
VI	213	598	1403	2692	4386	4045	3369	4271	20 975
VII	37	91	149	251	632	946	1373	371	3849
VIII	144	328	843	1406	1924	2522	2358	5481	15 006
IX	98	248	569	1152	2042	2991	3505	1510	12 116
X	25	4	0	0	0	0	0	0	29
Σ	1541	3882	8255	13 211	21 689	30 299	41 777	155 254	275 907

Таблица 4. Объём поверхностной морены (м³) на леднике Джанкуат, 1968–2022 гг.

Table 4. Debris volume, m³, on the Djankuat Glacier in 1968–2022

Год	Объём морены, тыс. м³
1968	~18
1983	70.3
1994	123.2
2010	169.6
2022	275.9

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненной в 2022 г. площадной мореносъёмки продолжили мониторинг поверхностного моренного чехла ледника Джанкуат. Данные свидетельствуют о продолжении тренда увеличения площади, толщины моренного материала, а также его объёма, несмотря на сокращение площади языка. Как следствие можно констатировать прогрессирующее воздействие чехла морены на баланс массы ледника Джанкуат. Анализ составленной в 2022 г. карты выявляет новую, по сравнению с анализом 2010 г., закономерность распространения моренного материала: растёт роль фактора привноса обломочных агрегатов за счёт обвалов со скал, ранее закрытых ледяной облицовкой, но ныне в результате дегляциации активно подвергающихся выветриванию. Преобладание и разрастание на леднике Джанкуат доли

участков, занятых мореной мощностью более 7 см (толщина, при превышении которой морена начинает ослаблять абляцию), усиливает общее бронирующее воздействие моренного чехла, способствуя тем самым относительному сокращению подморенного стока и в некоторой степени — консервации и сохранению водно-ледовых ресурсов на неблагоприятной для горного оледенения регрессивной фазе его эволюции.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания “Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии” (№ 121051100164-0). Авторы выражают благодарность К.А. Ибраеву и А.М. Чеховских за помощь в получении полевых данных.

Acknowledgements. Research has been undertaken within the framework of the State Assignment “Evolution of the cryosphere under the climate change and anthropogenic impact”, No. 121051100164-0. The authors are grateful to K.A. Ibrayev and A.M. Chervovskikh for their assistance in raw field data obtaining.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алейников А.А., Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Распознавание ледораздела на перемётных ледниковых комплексах (Джантуганское плато на Кавказе) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2002. № 3. С. 36–43.
- Золотарёв Е.А., Поповнин В.В. Гипсометрия ледника Джанкуат: изменения после МГД (с 1968 по 1984 г.) // Материалы гляциологических исследований. 1993. Вып. 77. С. 58–66.

- Каталог ледников России // Электронный ресурс. <https://sites.google.com/view/glaciersrussia/> Дата обращения: 18.07.2025.
- Ледник Джанкуат / Ред. И.Я. Боярский. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с
- Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г. Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 89–98.
- Резепкин А.А., Поповнин В.В. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 307–321. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321>
- Ходаков В.Г. Расчёт абляции льда под слоем морены // Материалы гляциологических исследований. 1972. Вып. 20. С. 105–108.
- Anderson L.S., Armstrong W.H., Anderson R.S., Buri P. Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska: in situ measurements, automated ice cliff delineation and distributed melt estimates // The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 265–282. <https://doi.org/10.5194/tc-15-265-2021>
- Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V. Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // Journal of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 255–266.
- Kunmar P., Mehta M., Basu T., Pant S., Mondal T.S., Rana A.S., Kumar V. Surface ablation variability and dirt cone development: A case study of the Parkachik and Durung-Drung Glaciers, Zaskar Himalaya, India // Physics and Chemistry of the Earth. 2025 (in press).
- Miles E.S., Steiner J.F., Buri P., Immerzeel W.W., Pellicciotti F. Controls on the relative melt rates of debris-covered glacier surfaces // Environment Research Letters. 2022. V. 17. P. 064004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac6966>
- Moeller R., Moeller M., Kukla P.A., Schneider C. Impact of supraglacial deposits of tephra from Grímsvötn volcano, Iceland, on glacier ablation // Journal of Glaciology. 2016. V. 62. № 235. P. 933–943. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.82>
- Nakawo M., Rana B. Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer // Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography. 1999. V. 81. № 4. P. 695–701. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00097>
- Nakawo M., Young G.J. Field experiments to determine the effect of a debris layer on the ablation of glacier ice // Annals of Glaciology. 1981. № 2. P. 85–91. <https://doi.org/10.3189/172756481794352432>
- Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges // Geografiska Annaler. 1959. V. 41. P. 228–230.
- Østrem G., Brugman M. Glacier mass-balance measurements. Nat. Hydrology Res. Inst. (NHRI) Publ. NHRI Sci. Rep. Saskatoon, Canada. 1991. № 4. 224 p.
- Popovnin V.V., Rozova A.V. Influence of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat Glacier in the Caucasus // Nordic Hydrology. 2002. V. 33. № 1. P. 75–94. <https://doi.org/10.2166/nh.2002.0005>
- Popovnin V.V., Naruse R. A 34-year-long record of mass balance and geometric changes of the Djankuat Glacier, Caucasus // Bulletin of Glaciol. Resesarch. 2005. V. 22. P. 113–125.
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M. Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers // Frontiers in Earth science. 2023. V. 11. P. 1256696. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696>
- Pratap B., Dobhal D.P., Mehta M. Influence of debris cover and altitude on glacier surface melting: A case study on Dokriani Glacier, Central Himalaya, India. // Annals of Glaciology. 2015. V. 56. P. 9–16. <https://doi.org/10.3189/2015AoG70A971>
- Reznichenko N., Davies T., Shulmeister J., McSaveney M. Effects of debris on ice-surface melting rates: an experimental study // Journal of Glaciology. 2010. V. 56. P. 384–394. <https://doi.org/10.3189/002214310792447725>
- Richardson J.M., Brook M.S. Ablation of debris-covered ice: some effects of the 25 September 2007 Mt Ruapehu eruption // Journal of Royal Society of New Zealand. 2010. V. 40. P. 45–55.
- Rowan A.V., Egholm D.L., Quincey D.J., Hubbard B., King O., Miles E.S., Miles K.E., Hornsey J. The role of differential ablation and dynamic detachment in driving accelerating mass loss from a debris-covered Himalayan glacier // Journal of Geophys. Research. Earth Surface. 2021. V. 126. P. 1–20. <https://doi.org/10.1029/2020JF005761ol>
- Scherler D., Bookhagen B., Strecker M.R. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover // National Geoscience. 2011. № 4. P. 156–159. <https://doi.org/10.1038/NCEO1068>
- Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M. Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014 // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 585–598.
- Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P. Quantifying supraglacial debris-related melt-altering effects on the Djankuat Glacier, Caucasus, Russian Federation // Journal of Geophys. Research: Earth Surface. 2024. V. 129. № 4. P. e2023JF007542.

Citation: *Popovnin V.V., Gubanov A.S. Half-century evolution of the debris cover on the Djankuat Glacier, the Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 584–596. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040055.*

Half-century evolution of the debris cover on the Djankuat Glacier, the Caucasus

© 2025 V. V. Popovnin*, A. S. Gubanov

Lomonosov Moscow State University, Russia

**e-mail: begemotina81@gmail.com*

Received July 2, 2025; revised July 26, 2025; accepted September 25, 2025

The ongoing degradation of the Djankuat Glacier is also reflected in the expansion of the debris cover on the ice surface. During the 56 years since the start of direct measurements in 1968, the debris-covered glacier area has grown from 2 % to 20 %. The layer of superficial moraine changes the structure of the heat balance of the glacier surface, significantly affecting ice ablation. A thin (< 7 cm) cover can lead to increased melting of sub-debris ice, whereas as the debris layer thickens further, melting progressively weakens until complete vanishing after the debris cover thickness exceeds 1.5 m. Based on the results of a field survey of the debris cover in 2022, another, fourth map of the debris thickness was compiled, continuing a series of similar maps as of 1983, 1994 and 2010. The mean debris thickness varies greatly by altitudinal belts, and currently it reaches on average 60 cm throughout the glacier, which is more than twice the average all-glacier value for 1983. Thus, all the 4 debris surveys conducted over the years indicate that the hydrological role of the debris cover has always come down to an unambiguous effect of a general melt-rate weakening for the glacier as a whole. The total volume of moraine material increased 4-fold over the 39-year-long period 1983–2022, up to 275 thousand m³, despite the fact that the glacier area has significantly decreased over the same period by more than 1.5 times for both the physical surface and its orthogonal projection. The acceleration of debris mass growth over the last decade is demonstrated. Activation of denudation processes due to progressive deglaciation of the rock revetment above the firn basin causes a more intensive influx of colluvial material to the glacier. Together with the rise of the kinematic equilibrium line, this leads to an increase in the upper boundary of the debris-covered surface on the glacier.

Keywords: debris cover, glacier, superficial moraine, debris thickness, survey ablation, the Central Caucasus, mass balance, monitoring

REFERENCES

- Aleynikov A.A., Zolotaryov E.A., Popovnin V.V.* Ice divide detection on the twinned glaciers: A case study of the Djantugan firn plateau in the Caucasus. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 2002, 3: 36–43. [In Russian].
- Zolotaryov E.A., Popovnin V.V.* Hypsometry of the Dzhankuat Glacier: its changes after the IHD (1968–1984). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 77: 58–66. [In Russian].
- Glacier Inventory of Russia. Retrieved from: <https://sites.google.com/view/glaciersrussia>. Last access: 18 July 2025. [In Russian].
- Lednik Dzhankuat*. Djankuat Glacier. Leningrad: Hydro-meteoizdat. 1978: 184 p. [In Russian].
- Popovnin V.V., Rejepkin A.A., Tielidze L.G.* Superficial moraine expansion on the Djankuat glacier snout over the direct glaciological monitoring period. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2015, 19 (1): 89–98. [In Russian].
- Rejepkin A.A., Popovnin V.V.* Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 307–321. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321>
- Khodakov V.G.* A calculation of ice ablation under the moraine layer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 105–108. [In Russian].
- Anderson L.S., Armstrong W.H., Anderson R.S., Buri P.* Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska: In situ measurements, automated ice cliff delineation and distributed melt estimates. *The Cryosphere*. 2021, 15: 265–282. <https://doi.org/10.5194/tc-15-265-2021>

- Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1986, 32 (111): 255–266.
- Kunmar P., Mehta M., Basu T., Pant S., Mondal T.S., Rana A.S., Kumar V.* Surface ablation variability and dirt cone development: a case study of the Parkachik and Durung-Drung Glaciers, Zaskar Himalaya, India. *Physics and Chemistry of the Earth*. 2025 (in press).
- Miles E.S., Steiner J.F., Buri P., Immerzeel W.W., Pellicotti F.* Controls on the relative melt rates of debris-covered glacier surfaces. *Environment Research Letters*. 2022, 17: 064004.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac6966>
- Moeller R., Moeller M., Kukla P.A., Schneider C.* Impact of supraglacial deposits of tephra from Grímsvötn volcano, Iceland, on glacier ablation. *Journal of Glaciology*. 2016, 62 (235): 933–943.
<https://doi.org/10.1017/jog.2016.82>
- Nakawo M., Rana B.* Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography*. 1999, 81 (4): 695–701.
<https://doi.org/10.1111/1468-0459.00097>
- Nakawo M., Young G.J.* Field experiments to determine the effect of a debris layer on the ablation of glacier ice. *Annals of Glaciology*. 1981, 2: 85–91.
<https://doi.org/10.3189/172756481794352432>
- Østrem G.* Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*. 1959, 41: 228–230.
- Østrem G., Brugman M.* Glacier mass-balance measurements. National Hydrology Research Institute. Publ. NHRI Sci. Rep. Saskatoon, Canada. 1991, 4: 224.
- Popovnin V.V., Rozova A.V.* Influence of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat Glacier in the Caucasus. *Nordic Hydrology*. 2002, 33 (1): 75–94.
<https://doi.org/10.2166/nh.2002.0005>
- Popovnin V.V., Naruse R.* A 34-year-long record of mass balance and geometric changes of the Djankuat Glacier, Caucasus. *Bull. Glaciol. Res.* 2005, 22: 113–125.
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers. *Frontiers in Earth science*. 2023, 11: 1256696.
<https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696>
- Pratap B., Dobhal D.P., Mehta M.* Influence of debris cover and altitude on glacier surface melting: A case study on Dokriani Glacier, Central Himalaya, India. *Ann. Glaciol.* 2015, 56: 9–16.
<https://doi.org/10.3189/2015AoG70A971>
- Reznichenko N., Davies T., Shulmeister J., McSaveney M.* Effects of debris on ice-surface melting rates: An experimental study. *Journ. of Glaciology*. 2010, 56: 384–394.
<https://doi.org/10.3189/002214310792447725>
- Richardson J.M., Brook M.S.* Ablation of debris-covered ice: Some effects of the 25 September 2007 Mt Ruapehu eruption. *Journ. Roy. Soc. of New Zealand*. 2010, 40: 45–55.
- Rowan A.V., Egholm D.L., Quincey D.J., Hubbard B., King O., Miles E.S., Miles K.E., Hornsey J.* The role of differential ablation and dynamic detachment in driving accelerating mass loss from a debris-covered Himalayan glacier. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2021, 126: 1–20.
<https://doi.org/10.1029/2020JF005761ol>
- Scherler D., Bookhagen B., Strecker M.R.* Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *National Geoscience*. 2011, 4: 156–159.
<https://doi.org/10.1038/NGEO1068>
- Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M.* Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014. *The Cryosphere*, 2020, 14: 585–598.
- Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P.* Quantifying supraglacial debris-related melt-altering effects on the Djankuat Glacier, Caucasus, Russian Federation. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2024, 129 (4): e2023JF007542.

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕГА НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ХМАО – ЮГРЫ

© 2025 г. Д. В. Московченко^{1,*}, А. Г. Бабушкин¹, М. Н. Топтыгина²

¹Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

*e-mail: moskovchenko1965@gmail.com

Поступила в редакцию 29.04.2025 г.

После доработки 17.06.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

По данным экологического мониторинга на нефтяных месторождениях ХМАО – Югры за период 2015–2023 гг. определены показатели химического состава снега – содержание тяжёлых металлов (Cr, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn), аммонийного и нитратного азота, нефтяных углеводородов, хлоридов, сульфатов и величина pH. Содержание аммонийного азота в снеге было на фоновом уровне, а содержание нитратного азота – повышенным. Выявлено подкисление атмосферных осадков. На локальных участках отмечено загрязнение снеготалых вод нефтяными углеводородами. Из тяжёлых металлов наиболее часто наблюдается загрязнение Zn и Cr. Для определения источников загрязнения проведён корреляционный анализ, установивший зависимость между составом снега и отдельными показателями техногенеза. Величина pH снеготалых вод связана отрицательной зависимостью с количеством факелов сжигания попутного нефтяного газа. Отмечена слабая положительная корреляция содержания нефтяных углеводородов с показателями аварийности на трубопроводах. Содержание Zn зависит от количества отходов бурения и определяется интенсивностью буровых работ. Сделан вывод, что состав снега оказывает влияние на экологическое состояние поверхностных вод: снеготаяние вызывает рост содержания нитратного азота и локальное повышение концентрации нефтяных углеводородов. Для определения трендов загрязнения атмосферы проведено сопоставление результатов мониторинга 2015–2023 гг. с данными 2005–2010 гг. Отмечено снижение содержания в снеге хлоридов, сульфатов, нитратов, нефтепродуктов и железа как следствие сокращения объёмов сожженного в факелах попутного нефтяного газа, снижения аварийности на трубопроводах.

Ключевые слова: снежный покров, тяжёлые металлы и металлоиды, нефтяное месторождение, Западная Сибирь, загрязнение окружающей среды

DOI: 10.7868/S2412376525040061

ВВЕДЕНИЕ

Разработка месторождений углеводородов сопровождается поступлением в окружающую среду большого количества твёрдых, жидких и газообразных загрязнителей. На территории ХМАО – Югры, основного нефтедобывающего региона Российской Федерации, выбросы загрязняющих веществ в атмосферу за год составляют 1.2 млн т, из которых 70–80 % приходится на добычу полезных ископаемых (Доклад..., 2024). Состав загрязнителей, распространяющихся атмосферным путём на нефтяных месторождениях,

достаточно хорошо исследован. Неоднократно отмечался рост аэротехногенного поступления тяжёлых металлов от объектов промышленной и транспортной инфраструктуры (Дорожкова, 2004; Башкин, 2017; Московченко и др., 2022). Факелы сжигания попутного нефтяного газа – источники соединений азота и серы (Рапута и др., 2000). К числу приоритетных загрязнителей в районах, подверженных воздействию нефтегазодобывающих предприятий, относятся нефтепродукты и фенолы (Большунова, 2015), установлено также формирование контрастных геохимических ореолов натрия (Таловская, 2022).

Оценить состав и количество загрязняющих веществ, поступающих из атмосферы, можно путём изучения состава снежного покрова. Пространственный геохимический анализ аномалий поллютантов в снеге даёт интегральную оценку состояния атмосферы за холодный период (Касимов и др., 2016). Интенсивное выпадение загрязнителей из атмосферы на месторождениях углеводородов определяет актуальность использования снега в качестве объекта эколого-геохимического мониторинга в нефтедобывающих регионах.

Добыча нефти и газа в Западной Сибири происходит в сложных природных условиях, увеличивающих риск техногенных аварий. Северные экосистемы неустойчивы к различным формам воздействия, в том числе к химическому загрязнению. Это обусловило необходимость контроля за состоянием природной среды региона. На месторождениях ХМАО – Югры недропользователи, в соответствии с региональными нормативно-правовыми актами (Постановление..., 2011), обязаны организовать систему регулярных наблюдений за состоянием природной среды – локальный экологический мониторинг (далее – ЛЭМ). В настоящее время на территории ХМАО – Югры насчитывается более 300 лицензионных участков нефтедобычи (далее – ЛУ), на которых регулярно проводится опробование поверхностных вод и донных отложений, атмосферного воздуха, снежного покрова и почв.

Систематические наблюдения за составом снега на месторождениях ХМАО – Югры проводятся с начала 2000-х годов. Уже на начальном этапе наблюдений выявлена высокая информативность снега для оценки экологической ситуации. Обобщение данных мониторинга показало, что под влиянием объектов нефтедобычи в снеге увеличивается содержание нитратного азота и тяжёлых металлов (Московченко, Бабушкин, 2012). За прошедшие годы массив данных о составе снега был значительно дополнен. Цель исследования – дать экологическую оценку атмосферных выпадений на нефтяных месторождениях ХМАО – Югры: их состав, интенсивность и уровень экологической опасности, определить основные источники поступления.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой для исследования послужили данные, полученные недропользователями в ходе экологического мониторинга на лицензионных

участках ХМАО – Югры за период 2015–2023 гг. Все работы проводилось в соответствии с постановлением Правительства ХМАО – Югры (Постановление..., 2011), которое определяет требования к размещению и количеству постов мониторинга, периодичности отбора проб, перечню измеряемых показателей. На каждом лицензионном участке, в зависимости от его размера и количества объектов промышленной и транспортной инфраструктуры, размещено от 1 до 20 пунктов мониторинга. Пункты наблюдений организованы с учётом РД 52.04.186–89 “Руководство по контролю загрязнения атмосферы”, РД 52.4.2–94 “Методические указания. Охрана природы. Комплексное обследование загрязнения природных сред промышленных районов с интенсивной антропогенной нагрузкой”. Геохимическое опробование снежного покрова проводилось в районах расположения крупных промышленных площадок, имеющих стационарные источники выбросов 1 раз в год в период максимального влагозапаса (март–апрель). Все химические анализы проведены в аккредитованных лабораториях по методикам, внесённым в федеральный перечень и допущенных к применению при выполнении работ в области мониторинга загрязнения окружающей природной среды.

Массив данных содержит информацию по 1320 пунктам мониторинга, расположение которых представлено на рис. 1. В пробах, в соответствии с правилами ЛЭМ (Постановление..., 2011), определено содержание тяжёлых металлов (Cr, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn), ионов аммония, нитрат-ионов, нефтяных углеводородов (далее – НУВ), хлоридов, сульфатов и величина pH.

Количественные показатели массива данных (общее число измерений, число измерений, где содержание вещества было ниже предела обнаружения), и методы анализов представлены в табл. 1. Содержание некоторых тяжёлых металлов (Ni, Pb, Fe, Cr) и НУВ было ниже предела обнаружения (далее – ПО) более чем в 50 % проанализированных пробах. Поэтому вычисление статистических показателей (среднего, варьирования и т.д.) для этих веществ не проводилось. Для остальных показателей (pH, NO_3^- , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Zn, Mn) при вычислении статистических характеристик использовалась половинное значение ПО.

Для оценки соотношения природных и антропогенных источников поступления тяжёлых металлов вычислены значения коэффициента обогащения (далее – КО):

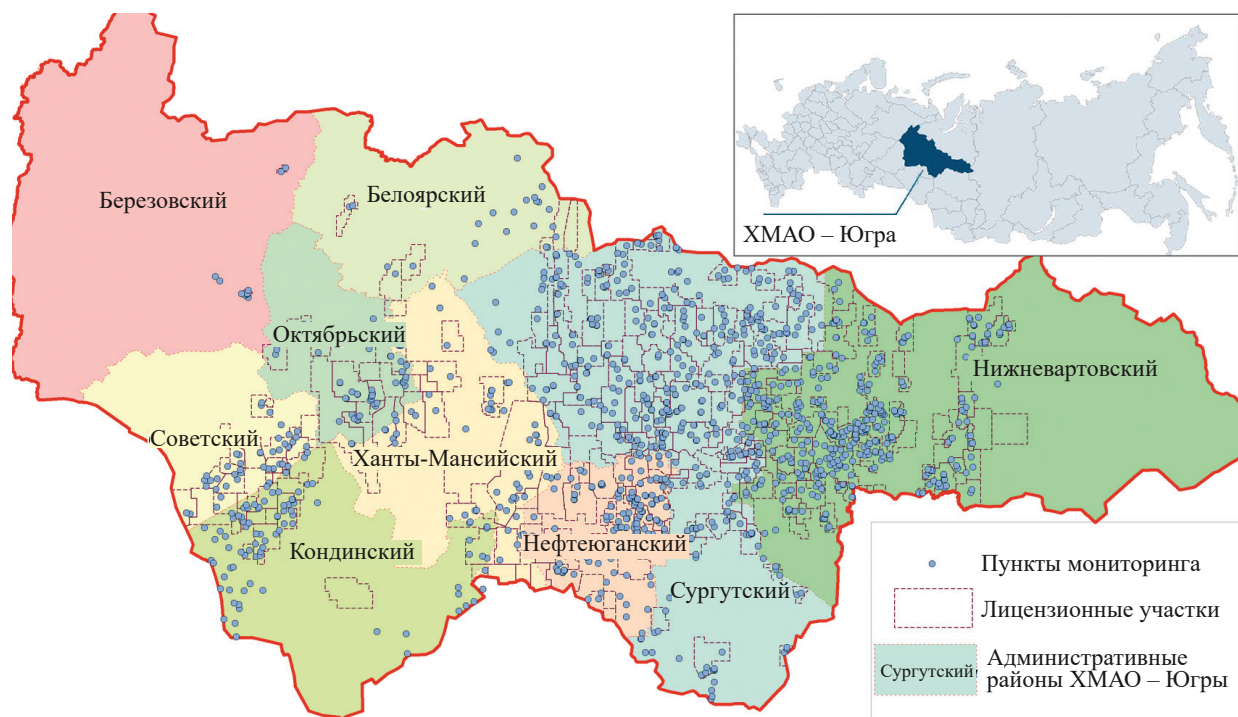


Рис. 1. Схема района работ

Fig. 1. Study area

Таблица 1. Число замеров, пределы обнаружения, методы анализов

Table 1. Number of measurements, detection limits, analysis methods

Показатель	Количество измерений	Количество измерений <ПО		Методы анализов и нормативные документы
		замеры	%	
pH	7861	0	0.0	ПНД Ф 14.1:2:3:4.121-97 ФР.1.31.2024.50028
Хлориды	7865	2233	28.4	Метод ионной хроматографии ФР 1.31.2019.32441
Сульфаты	7857	2576	32.8	Метод ионной хроматографии ФР 1.31.2019.32441
Аммонийный азот	7862	2034	25.9	Метод ионной хроматографии ФР.1.31.2016.22545
Нитратный азот	7795	427	5.5	Метод ионной хроматографии ФР 1.31.2019.32441
Нефтепродукты	7867	4981	63.3	ИК-спектрофотометрический ФР.1.31.2010.07432 (ПНД Ф 14.1:2:4.168-2000)
Fe	7865	4419	56.2	1. Атомно-абсорбционный
Mn	7866	3655	46.5	ФР.1.31.2016.22894
Ni	7870	7494	95.2	ФР.1.31.2014.16963
Pb	7862	4674	59.5	РД 52.44.594-2016
Cr	7866	6887	87.6	ФР.1.31.2016.25408
Zn	7869	2918	37.1	2. Атомно-эмиссионная спектрофотометрия; ПНД Ф 14.1:2:4.135-98, Р.1.31.2000.00132

$$КО = \frac{(Ci/C_{Fe})_{\text{проба снега}}}{(Ci/C_{Fe})_{\text{Земная кора}}}. \quad (1)$$

Были взяты кларки верхней части континентальной земной коры по (Rudnick, Gao, 2003). При значении $КО < 10$ элемент поступает из природных источников, значения $10 < КО < 100$ индицируют смешанный, природно-антропогенный характер выпадений, значения $КО > 100$ свидетельствуют о преобладании техногенных источников (Li et al., 2015).

Для определения источников загрязнения при нефтедобыче применён следующий подход. Для каждого административного района ХМАО – Югры вычислены усреднённые показатели состава снежного покрова. Затем получены данные о количестве объектов инфраструктуры, являющихся источниками загрязнения (количество скважин, кустовых площадок, дожимных насосных станций (далее – ДНС), объектов подготовки нефти, протяжённость автодорог, объёмы отходов бурения) и о показателях аварийности (число аварий и масса загрязняющих веществ). Затем проведён корреляционный анализ для установления зависимостей между показателями состава снега и показателями техногенеза (вычислены коэффициенты ранговой корреляции Спирмена). Для определения тенденций изменения состава снежного покрова проведено сопоставление результатов мониторинга, полученных в 2005–2010 гг., с результатами 2015–2023 гг.

Для оценки уровня загрязнения и его экологической опасности применяли следующие показатели: коэффициент концентрации

$$Kc = \frac{C}{C_{\Phi}}, \quad (2)$$

где C – концентрация элемента в снеге на ЛУ; C_{Φ} – фоновая концентрация; индекс нагрузки Томилисона PLI (Tomlinson et al., 1980), который можно применять в качестве стандартизованного способа обнаружения загрязнения различных природных сред и сравнивать уровни загрязнения между различными участками и в разное время (Angulo 1996):

$$PLI = (Kc1 \times Kc2 \times \dots Kcn)^{1/n}. \quad (3)$$

Для оценки степени загрязнения отдельными веществами применён геоаккумуляционный индекс I_{geo} (Müller, 1969)

$$I_{geo} = \log_2[Kc]. \quad (4)$$

Индексы PLI и I_{geo} используются при анализе загрязнения атмосферных осадков (Salo et al., 2016; Ushakova et al., 2023; Salih et al., 2024). Значение $PLI > 1.0$ свидетельствует о наличии загрязнения (Tomlinson et al., 1980). При значениях $I_{geo} < 1$ загрязнение слабое либо отсутствует, в диапазоне $I_{geo} = 1–2$ уровень загрязнения умеренный, $2–3$ – повышенный, $3–4$ – высокий, $4–5$ – очень высокий, > 5 – экстремальный.

В качестве фоновых значений выступают материалы региональных обобщений: данные о суммарном содержании растворённой и взвешенной форм металлов в снежном покрове центрального сектора Западной Сибири (Ермолов и др., 2014), данные о содержании ионов Cl^- и SO_4^{2-} в снежном покрове таёжной и тундровой зон на участке от Томска до Ямбурга (Shevchenko et al., 2017) и о фоновых концентрациях НУВ, нитратного и аммонийного азота для фоновых участков ХМАО – Югры (Московченко, Бабушкин, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Основные показатели состава снежного покрова. Результаты статистической обработки данных приведены в табл. 2. Величина водородного показателя изменялась в широких пределах – от 3.11 до 9.55. Среднее значение pH составило 5.58 единиц, т.е. было близко к равновесному отношению $pH \approx 5.6$. Считается, что атмосферные осадки относятся к природно-нейтральным при значениях $pH = 5–7$ (Обзор..., 2022). В данном интервале лежит 60 % проанализированных проб, 35 % относятся к кислым, 5 % имеют щелочную реакцию (рис. 2).

Наблюдаются два пика частоты распределения – 4.5–5 и 5–6.5 единиц pH . При этом в диапазоне 5.5–6.0, близком к равновесному отношению, находится относительно небольшое число проб. Подобное распределение свидетельствует о влиянии двух факторов, определяющих кислотно-щелочные условия, которые можно интерпретировать как факторы подкисления и подщелачивания. Одна из причин подкисления атмосферных осадков в Западной Сибири – сжигание попутного газа на нефтедобывающих производствах (Моисеенко и др., 2017), которое приводит к выпадению анионов NO_3^- и SO_4^{2-} . Подкисление атмосферных осадков на месторождениях ХМАО – Югры вследствие техногенных выбросов окислов азота и серы доказывает наличие корреляционных связей между pH , NO_3^- и SO_4^{2-} . Подсчёт коэффициентов корреляции показал статистически

Таблица 2. Статистические показатели химического состава снеговых вод на лицензионных участках ХМАО – Югры, 2015–2023 гг.**Table 2.** Statistical indicators of the chemical composition of snowmelt water in licensed areas of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug – Yugra, 2015–2023

Показатель	M	SD	Me	min	max	Фон
pH	5.58	0.82	5.40	3.11	9.55	5.44 ¹
Аммонийный азот, мг/л	0.23	0.28	0.17	<0.05	5.0	0.23 ²
Нитратный азот, мг/л	1.03	0.74	1.09	<0.05	9.95	0.45 ²
Cl ⁻ , мг/л	1.42	3.0	1.0	<0.1	91	0.48 ¹
SO ₄ ²⁻ , мг/л	1.31	1.83	0.75	<0.5	9.78	0.72 ¹
Zn, мкг/л	20.0	42.5	7.5	<1	840	5.2 ³
Mn, мкг/л	11.9	41.5	2.8	<1	410	5.4 ³

Примечание. ¹Shevchenko et al., 2017; ²Московченко, Бабушкин, 2012; ³Ермолов и др., 2014.

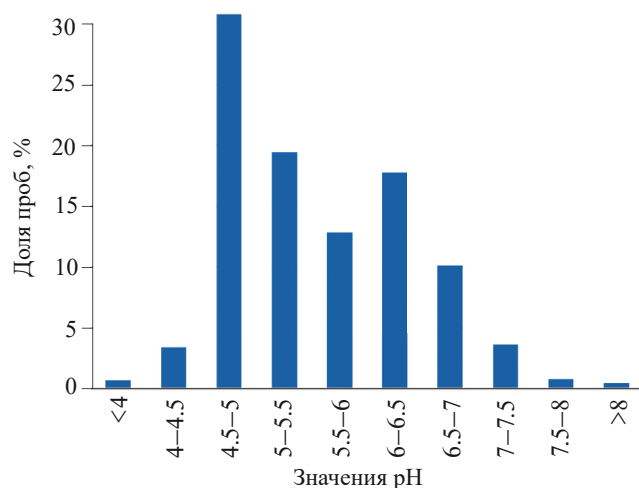


Рис. 2. Распределение pH по интервалам частот
Fig. 2. Distribution of pH values by frequency intervals

достоверную зависимость Н от NO₃⁻ ($r = -0.22$; $p < 0.01$). Влияние сульфатов слабее ($r = -0.10$; $p < 0.01$). На подщелачивание влияет аммоний-ион ($r = 0.18$; $p < 0.01$).

Другой фактор подкисления – крайне незначительное поступление веществ эрозийного и морского происхождения, за счёт которых происходит нейтрализация атмосферных осадков. При изоляции наземной поверхности снежными выпадениями местное поступление натрия, кальция, магния, калия резко снижается, что приводит к уменьшению их содержания в аэрозолях и осадках (Смоляков и др., 2000). На фоне крайне низкой минерализации и недостатка кислотных нейтрализаторов (главных

катионов и гидрокарбонатов) даже незначительное поступление анионов может вызвать сдвиг pH снега в кислую сторону.

Отмечено уменьшение значений pH в направлении с запада на восток (рис. 3, а). Минимальные значения выявлены в Сургутском и Нижневартовском административных районах, что может быть объяснено увеличением выброса подкислителей от объектов промышленной инфраструктуры, а также снижением поступления кислотных нейтрализаторов в восточных районах, где воздушные массы зимой находятся под влиянием Сибирского антициклона, что уменьшает поступление пылевых частиц эрозийного происхождения.

Подкисление снежных осадков на севере Западной Сибири неоднократно отмечалось исследователями. При изучении состава снега на широтном градиенте от г. Томска до тундр Тазовского полуострова среднее значение pH составило 5.11 единиц (Shevchenko et al., 2017). На сопредельной территории ЯНАО величина pH снеготалых вод варьирует в пределах 4.6–5.5 (Кобелев и др., 2019). Снижение pH снеготалых вод выявлено в Нижневартовском районе ХМАО – Югры (Пожитков и др., 2020) и на территории Томской области (Большунова, 2015). Подщелачивание происходит при поступлении карбонатной строительной пыли, также было отмечено на территории городов Западной Сибири и на нефтяных месторождениях вблизи посёлков и автодорог (Московченко, Бабушкин, 2012; Moskovchenko et al., 2022).

Среднее содержание NH₄⁺ в снеготалой воде составило 0.23 мг/л (медиана 0.17 мг/л),

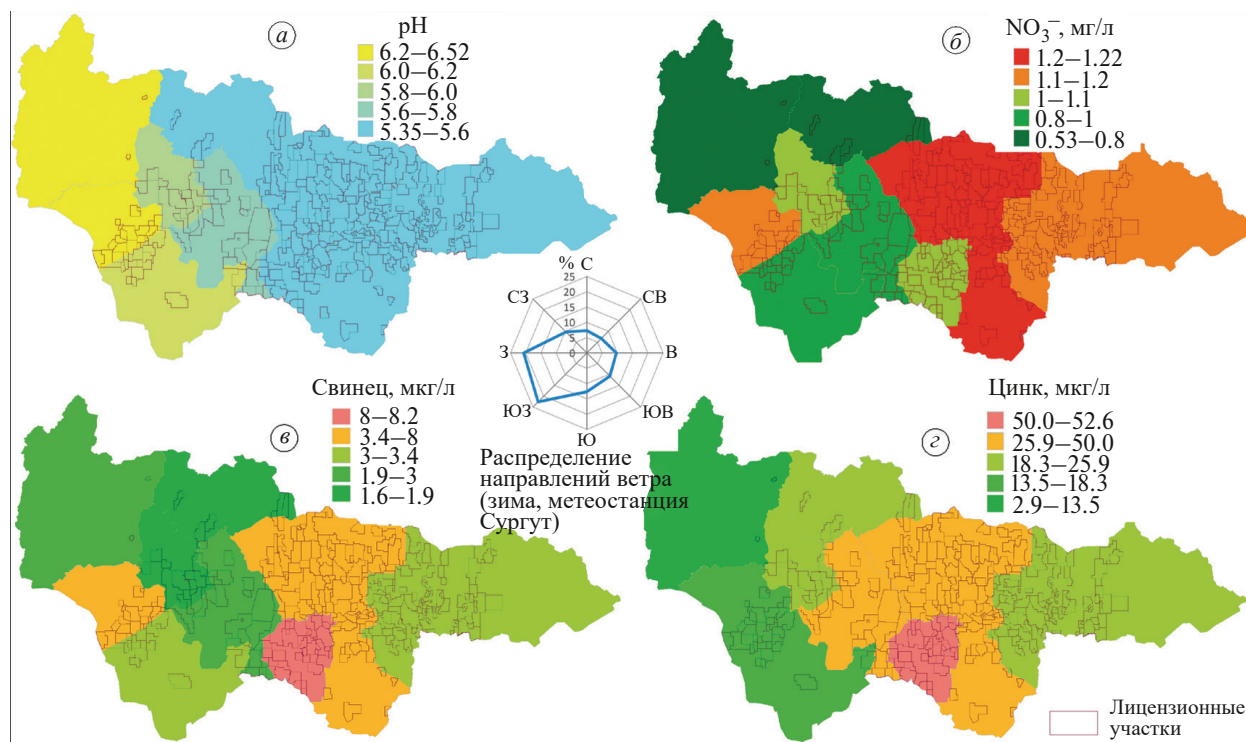


Рис. 3. Распределение показателей состава снежного покрова по административным районам ХМАО – Югры

Fig. 3. Spatial distribution of snow cover composition indicators by administrative districts of Khanty-Mansi Autonomous Okrug–Yugra

NO_3^- 1.03 мг/л (медиана – 1.09 мг/л). В осадках фоновых станций Российской Федерации концентрация аммония составляет в среднем 0.4 мг/л (Обзор..., 2023). Среднее содержание NO_3^- в снежном покрове Арктики, что можно принять за фоновый уровень, составляло 0.26 мг/л (Caritat et al., 2005). Таким образом, концентрация NH_4^+ в снеге на месторождениях ХМАО – Югры была низкой, а нитратов, напротив, – повышенной. Высокий уровень содержания NO_3^- подтверждается и при сопоставлении с составом снега сопредельных регионов. Так, в республике Коми содержание NO_3^- в снеготалой воде изменялось от 0.18 до 0.34 мг/л (Василевич и др., 2011), в Томской области среднее содержание NO_3^- составило 0.98 мг/л (Савичев, Иванов, 2010), а на месторождениях Ямала – 0.22 мг/л (Грива, 2006). Максимальное содержание NO_3^- отмечено в Сургутском административном районе (см. рис. 3, б), для которого характерна самая высокая концентрация объектов нефтедобывающей инфраструктуры.

Экологическая опасность загрязнения снега состоит в изменении состава поверхностных вод при снеготаянии. На севере Западной Сибири основной источник питания рек – зимние

осадки, которые формируют до 70 % годового стока (Ресурсы..., 1973). По данным мониторинговых исследований, среднее содержание нитратов в воде рек ХМАО составляет 0.73 мг/л, медиана – 0.45 мг/л (Бабушкин и др., 2007), что значительно меньше выявленных значений содержания нитратов в снеге. В некоторых реках, в частности в р. Аган, наблюдается значительный рост нитратов в начале половодья (в июне), когда содержание NO_3^- достигает 1.2 мг/л (там же). Таким образом, снеготаяние приводит к росту содержания нитратного азота в поверхностных водах.

В соответствии с классификацией качества поверхностных вод суши (Оксиюк и др., 1993), снеготалые воды месторождений ХМАО – Югры относятся к разряду “сильно загрязнённых” по содержанию NO_3^- и “достаточно чистых” по содержанию NH_4^+ .

Концентрация сульфат-иона в снеговых водах изменялась от аналитического нуля до 9.7 мг/л. Среднее значение составило 1.3 мг/л, медиана – 0.75 мг/л. Полученные значения весьма низкие и соответствуют фоновому уровню содержания сульфатов в осадках. Так, на станциях фонового

мониторинга в азиатской части Российской Федерации средневзвешенные концентрации SO_4^{2-} составляли в период 2018–2022 гг. 1.07–2.86 мг/л (Обзор..., 2023). Низкое содержание сульфатов на севере Сибири связано со слабым влиянием континентальной пыли и аэрозолей вследствие сплошного залегания снежного покрова (Фотиев, 1999).

Содержание хлоридов составило в среднем 1.4 мг/л, медиана 1.0 мг/л. На фоновых континентальных участках Российской Федерации содержание Cl^- в осадках обычно не превышает 1 мг/л (Обзор..., 2023). Ранее в снежном покрове Западной Сибири среднее содержание хлоридов составило 0.48 мг/л (Shevchenko et al., 2017). Таким образом, содержание Cl^- на месторождениях ХМАО – Югры незначительно превышает региональный фоновый уровень. На нефтяных месторождениях ХМАО – Югры техногенными источниками хлоридов служат разливы высокоминерализованных пластовых вод. При сжигании попутного нефтяного газа также возможны выбросы хлоридов, перешедших из пластовых вод (Соловьянов, 2009).

Значения соотношения молярных концентраций эквивалента ионов $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$, как правило, лежат в диапазоне 1.0–2.5. Учитывая, что в арктическом снеге величина $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ составляет 17.7 и максимально приближена к соотношению в морской воде (Capitat et al., 2005), можно заключить, что снег на территории ХМАО – Югры формируется при слабом влиянии морских воздушных масс. Это не удивительно, учитывая преобладание ветров юго-западного и южного направлений в зимний период. Только в самом северном, Белоярском административном районе, граничащем с территорией ЯНАО, среднее значение отношения достигает 4.3, что указывает на усиление поступления морских воздушных масс.

Соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{NO}_3^-$ изменяется от 1.1 до 2.6. Минимальные величины отмечены в Сургутском административном районе, что, вероятно, является следствием техногенного поступления нитрат-иона. Сходные значения были отмечены на территории Республики Коми, где соотношение молярных значений концентраций ионов $\text{SO}_4^{2-}/\text{NO}_3^-$ изменялось от 0.72 (южная тайга) до 2.28 (северная тайга) (Василевич и др., 2011).

Содержание НУВ в большинстве проанализированных проб (64 %) было ниже предела обнаружения (см. табл. 1). В 13 % проб концентрация НУВ превышала 0,05 мг/л, т.е. ПДК

для водоёмов рыбохозяйственного значения. В 2019–2023 гг. случаи превышения ПДК НУВ в поверхностных водах на ЛУ в ХМАО – Югре были зафиксированы в 4.7 % проанализированных проб (Московченко, Бабушкин, 2025). Таким образом, доля проб снега с превышением ПДК выше, чем доля проб поверхностных вод. Ранее указывалось, что в период снеготаяния происходит рост содержания НУВ в речных водах, когда поступают воды с загрязнённых нефтью водосборных площадей (Уварова, 2000). Учитывая, что доля проб снеготалых вод с превышением ПДК НУВ относительно невелика и незначительно превышает долю нефтезагрязнённых поверхностных вод, можно сделать вывод, что в настоящее время таяние снега вызывает рост нефтяного загрязнения поверхностных вод округа на локальных участках и не приводит к масштабному загрязнению.

Изучение состава снега на нефтяных месторождениях сопредельной Томской области показало, что снеготалые воды имеют преимущественно слабокислую реакцию, повсеместно характеризуются повышенным содержанием нитратов, содержание НУВ повышено в единичных пробах (Большунова, 2015), что в целом соответствует данным, полученным в ходе ЛЭМ на территории ХМАО – Югры.

Из металлов, которые практически всегда находят в снеге месторождений ХМАО – Югры, содержание Pb, Ni, Cr, Fe более чем в 50 % проб было ниже ПО. Количественное содержание более чем в 50 % проб было определено для Zn и Mn. Среднее содержание Zn в снеготалых водах составило 20.0 мкг/л, что меньше средних значений, выявленных ранее в снеге на месторождениях углеводородов Западной Сибири и варьирующих от 26.7 мкг/л (Дорожукова, 2004) до 49 мкг/л (Грива, 2006). Распределение Zn не соответствует нормальному закону (рис. 4); наблюдается значительная разница между средним арифметическим и медианой (см. табл. 2). Как и в случае с pH, гистограмма двухвершинная, что также можно интерпретировать как результат влияния двух факторов – природного и техногенного. Источники Zn – транспорт, буровые работы и сжигание попутного газа. Отмечено, что в зонах влияния факелов сжигания попутного газа концентрация Zn в снеготалой воде в 4 раза превышает фоновые значения (Московченко, Бабушкин, 2012).

Среднее содержание Mn составило 11.9 мкг/л, медиана – 2.8 мкг/л. Значительное различие среднего арифметического и медианы вызвано

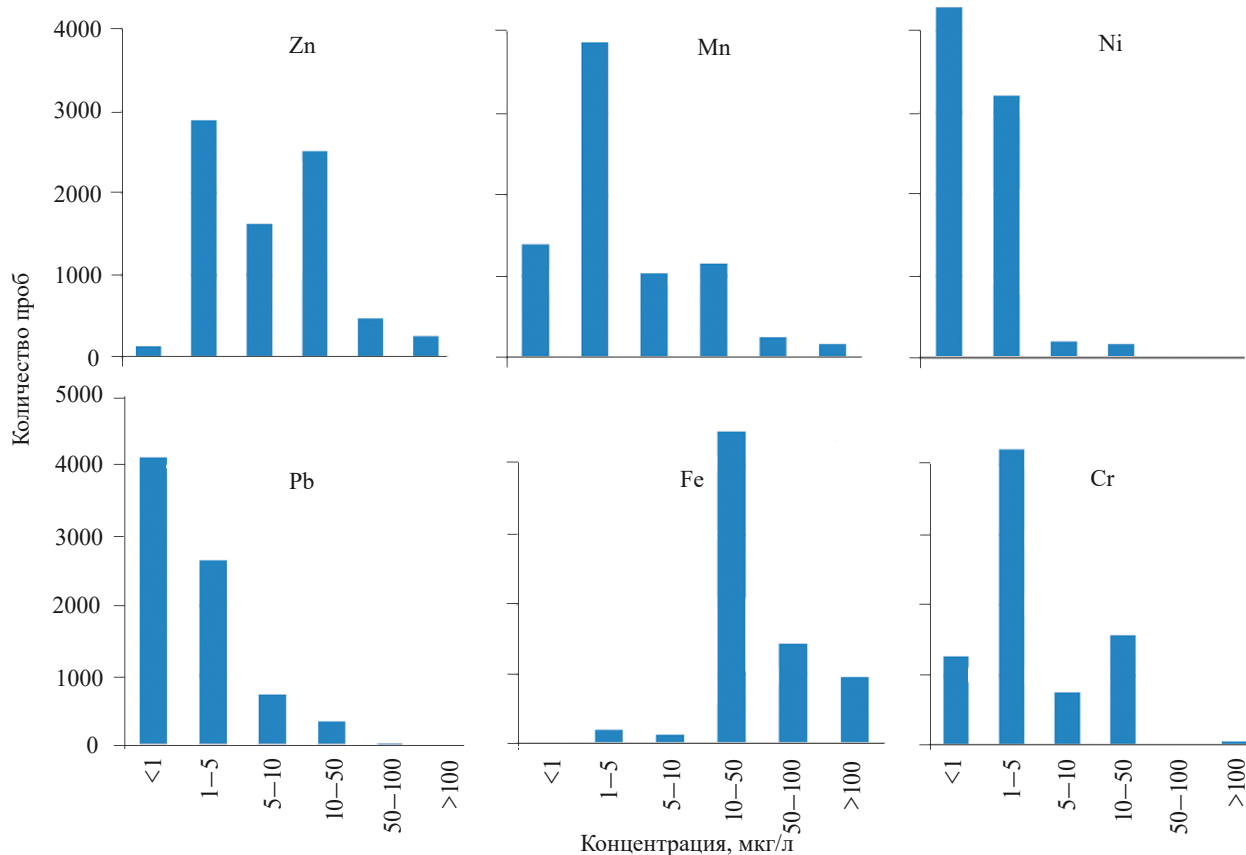


Рис. 4. Гистограммы распределения концентраций тяжёлых металлов в снеговой воде нефтяных месторождений ХМАО – Югры

Fig. 4. Histograms of the distribution of heavy metal concentrations in snowmelt water of oil fields in the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Yugra

частыми случаями аномально высокого содержания Mn, что, вероятно, вызвано попаданием в пробы почвенных частиц, источником которых служит автотранспорт. Значительная изменчивость содержания Mn в снеготалых водах на нефтяных месторождениях отмечалась и ранее. Так, разброс содержания Mn в снежном покрове таёжной зоны Западной Сибири составил 7–40.5 мкг/л (Дорожукова, 2004). Фоновые концентрации Mn в снеготалой воде на территории Западной Сибири составляют, по разным оценкам, от 3.6 (Shevchenko et al., 2017) до 5.4 мкг/л (Ермолов и др., 2014). Учитывая, что, по данным мониторинга, медианное значение составило 2.9 мкг/л, более чем в половине проанализированных проб содержание Mn было фоновым.

Содержание Ni в снеговой воде, как правило, не превышало 5 мкг/л. Чаще всего встречались пробы с содержанием Ni < 1 мкг/л (см. рис. 4). Более точные значения не определены, поскольку применяемые методы анализов имеют нижний

предел обнаружения 1 мкг/л. Фоновое содержание Ni в снеготалых водах центрального сектора Сибири оценено на уровне 0.7 мкг/л. Таким образом, используемые методики анализов при выполнении ЛЭМ недостаточны для точного определения геохимического фона. Однако результаты мониторинга позволяют выявить случаи значительного (в 10 и более раз) увеличения концентраций Ni вследствие техногенного загрязнения. Доля проб с концентрациями более 5 мкг/л составила 2.5%, более 10 мкг/л – 2.1%.

Содержание Pb, как и Ni, обычно не превышает 5 мкг/л, доля проб, где содержание Pb < ПО, составила 59.5%. В оценке содержания Pb в снеготалой воде нефтяных месторождений Западной Сибири существуют большие расхождения – от 1.6 мкг/л (Большунова, 2015) до 23 мкг/л (Грива, 2006). Вероятно, значительный рост содержания Pb происходит в случае выпадения нерастворимой фракции при запылении, поскольку доля растворимой фракции Pb

в снеговых водах обычно невелика и ненамного превышает фоновый уровень (Касимов и др., 2016; Moskovchenko et al., 2022).

Содержание Fe более чем в половине проанализированных проб варьировало от 10 до 50 мкг/л. В сходных исследованиях были зафиксированы более высокие концентрации Fe в снеговых водах месторождений углеводородов – от 50 мкг/л (Грива, 2006) до 327 мкг/л (Дорожукова, 2004). Содержание Cr, как правило, было ниже предела обнаружения. Наиболее типичен диапазон 1–5 мкг/л (см. рис. 4). Ранее отмечалось, что на нефтяных месторождениях Тюменской области концентрация хрома в снеговых водах составляет 0.2–7.8 мкг/л (Дорожукова, 2004), что близко к отмеченному нами диапазону варьирования.

Поступление ряда тяжёлых металлов (Pb, Zn, Ni) скоррелировано с поступлением сульфат-иона ($r=0.35$; 0.29 ; 0.33 соответственно, зависимость достоверна при $p < 0.01$).

Подсчёты КО показали, что для Mn характерно преобладание природных источников поступления (медиана КО = 5.8), Ni и Cr имеют смешанное, природно-техногенное происхождение (медиана КО = 25 и 54 соответственно), Pb и Zn поступают преимущественно из техногенных источников (КО = 100 и 141 соответственно);

влияние техногенных источников на поступление Pb и Zn подтверждается при анализе пространственного распределения. Максимальные концентрации этих элементов отмечены на территории Сургутского и Нефтеюганского районов, для которых характерна самая высокая концентрация объектов промышленной инфраструктуры (см. рис. 3, в–г).

Оценка уровня загрязнения. Распределение концентраций ТМ по классам загрязнения в соответствии со значениями I_{geo} показывает, что чаще всего (в 50 % случаев) отмечаются загрязнения цинком (рис. 5). Затем, в порядке возрастания доли незагрязнённых проб, следуют Cr, Pb, Mn, Ni, Fe. Высокий и экстремальный уровень загрязнения наиболее часто отмечается для Cr и Ni. Ранее в снеге нефтяного месторождения отмечено преобладание Zn, Cr, Cu в составе твёрдофазной составляющей (Московченко и др., 2022), которые типичны для промышленной пыли и твёрдых отходов (Касимов и др., 2012), что свидетельствует о влиянии антропогенных источников формирования аэрозолей. Для хрома характерна значительная контрастность в распределении концентраций – от фоновых значений до экстремальных, превышающих уровень фона в десятки и сотни раз. Малорастворимый Cr поступает в снег в составе нерастворимых

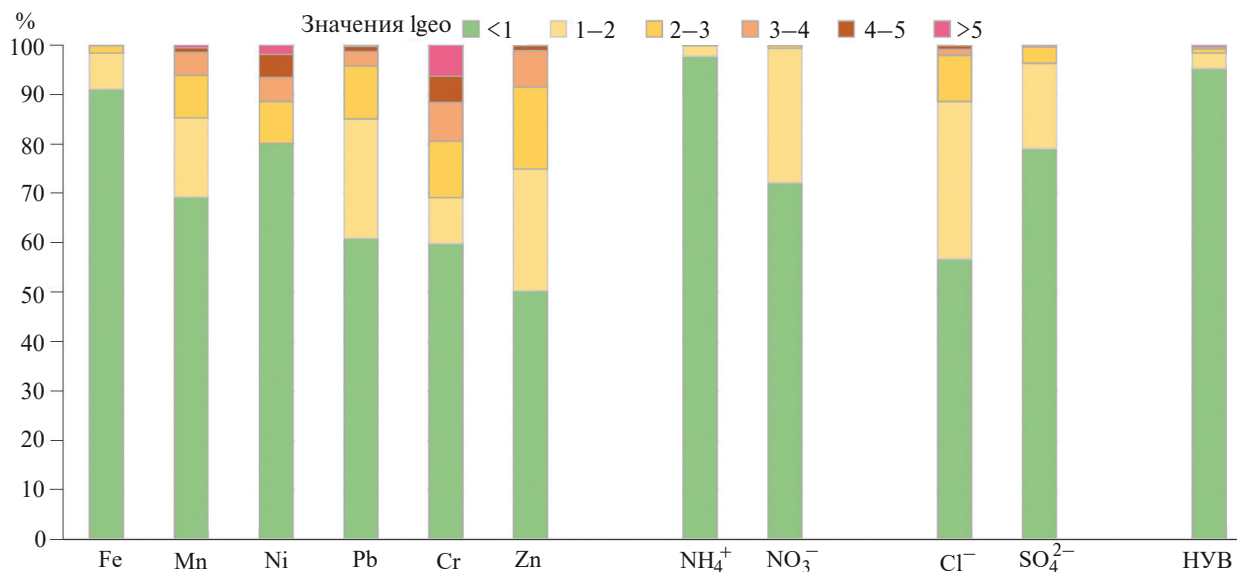


Рис. 5. Процентное распределение содержания загрязняющих вещества в снеговых водах на участках распределенного фонда недр ХМАО – Югры

Fig. 5. Percentage distribution of pollutant content in snow waters in areas of the distributed subsoil fund of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Yugra

частиц, значительное увеличение концентрации происходит вследствие запыления.

Экологическая опасность соединений азота различается: содержание NH_4^+ в снеготалой воде практически повсеместно низкое, загрязнение отсутствует, в то время как по содержанию NO_3^- почти 30 % проб относится к умеренно загрязнённым.

Загрязнение хлоридами выражено сильнее, чем загрязнение сульфатами. Более 42 % проб по содержанию Cl^- относятся к загрязнённым. Вероятная причина роста содержания хлоридов – применение противогололёдных реагентов на автодорогах, а также поступление с выбросами факелов сжигания попутного газа, куда хлориды попадают из пластовых вод. Загрязнение нефтепродуктами проявляется редко: доля пунктов мониторинга с умеренным загрязнением снега углеводородами составляет 5 %, с повышенным – 1 %, с сильным – 0.5 % (см. рис. 5).

По величине суммарного индекса нагрузки PLI только 14 % проб относятся к категории “незагрязнённых” ($\text{PLI} < 1$). Преобладает умеренный уровень загрязнения ($1 < \text{PLI} < 2$) (рис. 6). Максимальный уровень загрязнения отмечен в Нефтеюганском административном районе (среднее значение $\text{PLI} = 3.7$). Затем, по мере уменьшения загрязнения, следуют Сургутский, Нижневартовский и Кондинский районы (значения $\text{PLI} = 2.7, 2.4$ и 2.2 соответственно). Значения PLI соответствуют уровню техногенной нагрузки, которая максимальна на территории Сургутского, Нефтеюганского и Нижневартовского административных районов, где сосредоточены основные нефтяные месторождения.

Определение источников загрязнителей. Статистически достоверные положительные корреляционные связи отмечены между содержанием нитрат-иона и такими показателями техногенеза, как число ДНС, скважин и кустовых площадок ($r = 0.73–0.78$, зависимость достоверна при $p < 0.05$) (табл. 3). Эти же объекты оказывают влияние на pH с той лишь разницей, что зависимость имеет отрицательный знак ($r = -0.70–0.73$). Таким образом, объекты подготовки и перекачки нефти, а также автотранспорт – источники закисления атмосферных осадков и роста содержания нитратного азота. Сжигание попутного нефтяного газа, которое производится на ДНС, выхлопы транспорта – причина образования окислов азота, которые при взаимодействии с атмосферной влагой преобразуются в азотную кислоту. Отмечалось, что нитраты, наравне

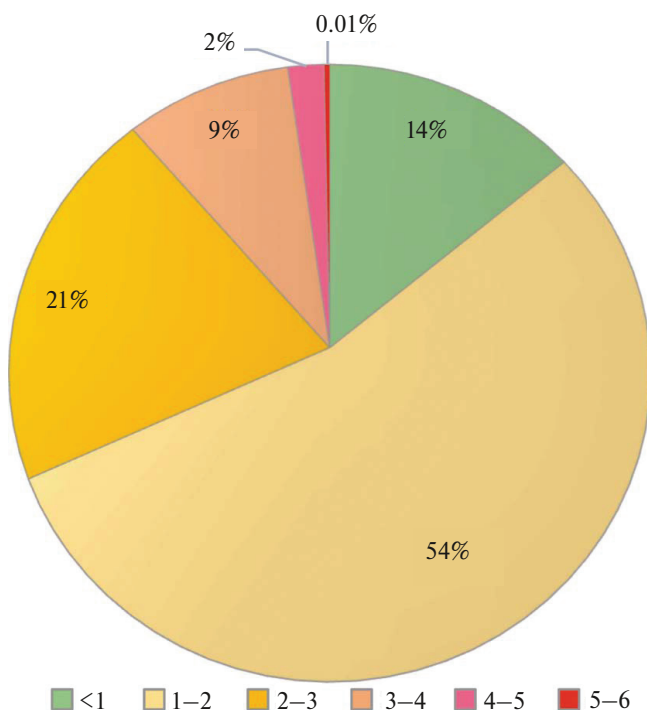


Рис. 6. Значение индекса нагрузки PLI по данным о составе снежного покрова лицензионных участков ХМАО – Югры 2015–2023 гг.

Fig. 6. PLI index values according to the data of snow cover composition at LU of Khanty-Mansi Autonomous Okrug–Yugra 2015–2023

с сульфатами, – причина закисления снега вблизи факелов сжигания попутного нефтяного газа (Рапута и др., 2000; Московченко и др., 2022). Также поступление нитратов в снег вызвано влиянием автотранспорта и внесением на автодороги твёрдых противогололёдных средств (Касимов и др., 2016).

Концентрация Ni связана положительной корреляционной зависимостью с протяжённостью автодорог ($r = 0.62$), что позволяет идентифицировать транспорт как основной источник выбросов этого элемента. Ni считается индикатором сжигания жидкого топлива (Nriagu, Расуна, 1998). Ранее отмечено, что для нефтяных месторождений ХМАО – Югры типичен уровень содержания Ni в снеговых водах 2–6 мкг/л (Московченко, 2013), что значительно превышает фоновые показатели. Повышенное содержание Ni в снеге также было отмечено на Ватинском месторождении в Среднем Приобье (Московченко и др., 2022) и на Заполярном газовом месторождении (Pozhitkov et al., 2020).

Таблица 3. Показатели состава снеготалых вод на ЛУ ХМАО — Югры в разные периоды наблюдений**Table 3.** Indicators of snowmelt water composition in licensed areas of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug — Ugra during different observation periods

Показатель	2005–2010 гг.			2015–2023 гг.		
	М	Me	Q1–Q3	М	Me	Q1–Q3
рН	5.3	5.1	4.7–5.8	5.6	5.4	4.9–6.2
Хлориды, мг/л	2.5	1.2	0.6–2.8	1.4	1.0	0.5–1.4
Сульфаты, мг/л	1.4	0.9	0.5–1.4	1.3	0.8	0.4–1.5
Нитраты, мг/л	1.2	1.2	0.9–1.5	1.0	1.1	0.5–1.4
Аммоний, мг/л	0.27	0.15	0.08–0.33	0.23	0.17	0.08–0.26
Нефтепродукты, мг/л	0.09	0.04	0.025–0.07	0.034	0.02	0.01–0.032
Fe, мкг/л	97	50	39–100	69	25	25–59
Mn, мкг/л	9.1	5.0	3.0–10.0	11.9	2.8	1.5–7.4
Zn, мкг/л	20.3	12.0	7–25	20.0	7.5	2.5–20

Поступление сульфатов и цинка в снег зависит от количества отходов бурения ($r=0.75$ и 0.82 соответственно), т.е. определяется интенсивностью буровых работ. Положительная корреляция отмечена между содержанием Zn и количеством дожимных насосных станций, на которых проводится сжигание попутного газа ($r=0.55$). Запыление атмосферы при проведении буровых работ вызывает рост содержания сульфатов в снеге. Отмечалось, что в снеготалых водах под влиянием буровой установки возросло содержание цинка и взвешенных веществ (Дорожукова, 2004). Повышенное содержание Zn отмечено в районе размещения факелов сжигания попутного газа Ватинского нефтяного месторождения (Московченко и др., 2022) и на месторождениях Томской области (Климова, 2021).

Содержание НУВ положительно коррелирует с количеством аварий на трубопроводах и массой загрязнителей, поступивших в окружающую среду ($r=0.41$ и 0.46 соответственно), но зависимость слабая и статистически недостоверная. Отсутствие достоверной связи с показателями аварийности, вероятно, объясняется слабым испарением лёгких фракций разлитой нефти в зимний период и влиянием иных факторов, таких как выхлопы автотранспорта и сжигание попутного газа на факелах.

Тренды изменения состава снежного покрова. Сопоставление данных, полученных в ходе ЛЭМ в 2005–2010 и 2015–2023 гг., демонстрирует снижение концентрации хлоридов, сульфатов, нитратов, нефтепродуктов и железа (табл. 4). Выросла величина рН, медианное значение концентрации

Zn уменьшилось, при этом среднее арифметическое осталось на прежнем уровне. Наиболее сильно снизилось содержание нефтепродуктов, приблизительно на треть снизилось содержание железа. Наблюдается разнонаправленное изменение содержания Mn. Если среднее арифметическое значение выросло, то медиана уменьшилась, что связано с ростом числа проб с аномально высокими концентрациями Mn.

Для выявления причин снижения содержания загрязнителей рассмотрим статистику показателей техногенного воздействия в сравниваемые периоды. В последние годы в ХМАО — Югре наблюдается снижение объёмов добычи нефти, что связано с постепенным истощением старых месторождений, замедлением темпа ввода в эксплуатацию новых и выполнением соглашения со странами ОПЕК+ о сокращении добычи (Доклад..., 2024). Уменьшилось число ДНС и объёмы сжигаемого в факелах попутного газа (табл. 5), что объясняет снижение содержания нитратов и хлоридов, а также рост рН. Истощение старых месторождений требует ввода в строй новых эксплуатационных скважин, что ведёт к увеличению объёмов бурения. Вероятно, этим объясняется рост среднего содержания Mn, в значительной степени поступающего с атмосферной пылью. Содержание Zn осталось на прежнем уровне, поскольку рост пылевой составляющей компенсируется снижением поступления в растворённой форме из-за снижения объёмов сжигания попутного газа. Существенно снизилась аварийность на трубопроводах и сократились объёмы пролитой в результате аварий нефти, что определило снижение

Таблица 4. Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена, отражающие связь показателей химического состава снега и показателей техногенного воздействия

Table 4. Spearman’s rank correlation coefficients reflecting the relationship between snow chemical composition indicators and technogenic impact indicators

Показатель	pH	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Cr	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn	НУВ
Количество скважин	−0.73	0.53	0.15	0.73	0.42	0.40	0.23	0.18	0.48	0.50	0.57	0.17
Количество кустовых площадок	−0.70	0.43	0.07	0.77	0.45	0.47	0.22	0.25	0.47	0.60	0.53	0.18
Протяженность автодорог	−0.70	0.37	0.02	0.67	0.52	0.57	0.27	0.38	0.62	0.60	0.47	0.27
Количество ДНС	−0.72	0.55	0.12	0.78	0.35	0.37	0.18	0.17	0.47	0.48	0.55	0.20
Количество отходов бурения	−0.53	0.75	0.28	0.53	0.32	0.50	0.13	0.08	0.45	0.40	0.82	0.18
Количество объектов подготовки нефти	−0.72	0.43	0.12	0.60	0.42	0.42	0.25	0.20	0.53	0.40	0.47	0.13
Число аварий и инцидентов на трубопроводах	−0.59	0.67	0.20	0.59	0.47	0.40	0.24	0.33	0.53	0.59	0.57	0.41
Масса загрязнителей, попавших при авариях на почву	−0.49	0.75	0.20	0.59	0.32	0.27	0.09	0.26	0.41	0.49	0.52	0.46

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые связи при $p < 0.05$.

Таблица 5. Показатели техногенного воздействия на ЛУ ХМАО – Югры, усреднённые значения за период наблюдений

Table 5. Indicators of anthropogenic impact on licensed areas in the Khanty-Mansi Autonomous Okrug – Yugra, average values for the observation period

Показатель	Годы наблюдений	
	2009–2010	2015–2023
Количество эксплуатационных скважин	100 443	112 023
Количество кустовых площадок	12 473	14 935
Эксплуатационное бурение, тыс. м	11 452	17 149
Количество объектов подготовки нефти	218	241
Количество ДНС	330	257
Сожжено в факелах попутного нефтяного газа, млн м ³	4820	1570
Протяженность автодорог, км	21 725	26 453
Количество аварий на трубопроводах, случаи	3391	24 88
Количество загрязняющих веществ, попавших при авариях в окружающую среду, т	9116	1401

концентрации НУВ с учётом зависимости этого показателя от аварийности.

ВЫВОДЫ

Объекты нефтедобывающей инфраструктуры на месторождениях ХМАО – Югры вызывают увеличение содержания в снеге нитратного

азота, хлоридов, тяжёлых металлов. Содержание хлоридов и сульфатов незначительно превышает фоновые показатели. Кислая реакция с $pH < 5.0$ отмечена в 35 % проб снега. Корреляционная зависимость pH от количества факелов сжигания попутного нефтяного газа и протяжённости транспортной инфраструктуры свидетельствует о техногенной природе закисления. Содержание

нитратного азота составляет в среднем 1.03 мг/л и превышает значения, отмеченные в сопредельных регионах, в то время как содержание аммонийного азота остаётся на фоновом уровне. Из тяжёлых металлов чаще всего наблюдается загрязнение Zn и Cr. Содержание Zn положительно коррелирует с объёмами отходов бурения и зависит от интенсивности буровых работ. Cr, Fe, Mn поступают с твёрдыми частицами при запылении атмосферы. Нефтяное загрязнение проявляется на локальных участках, повышенное содержание нефтяных углеводородов отмечено в 13 % проб. В 2015–2023 гг., по сравнению с 2005–2010 гг. наблюдалось снижение содержания в снеге ХМАО – Югры хлоридов, сульфатов, нитратов, нефтепродуктов и железа как следствие сокращения объёмов сожжённого в факелах попутного нефтяного газа, уменьшения объёмов буровых работ, снижения аварийности на трубопроводах.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственных заданий ТюмНЦ СО РАН № FWRZ-2021-0006.

Acknowledgments. This research was funded by projects No. FWRZ-2021-0006 of Tyumen Scientific Center SB RAS.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башкин В.Н. Биогеохимические циклы в тундровых экосистемах импактных зон газовой индустрии // Геохимия. 2017. № 1. С. 954–966.
- Большунова Т.С. Оценка степени трансформации природной среды в районах нефтегазодобывающего комплекса Томской области по данным изучения снегового покрова и лишайников-эпифитов: дис. канд. геол.-мин. наук. Томск, Томский политех. ун-т, 2015. 182 с.
- Василевич М.И., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Химический состав снежного покрова на территории таежной зоны Республики Коми // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 494–506.
- Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Саэт, Б.А. Ревич, Е.П. Янин. Москва: Недра, 1990. 335 р.
- Грива Г.И. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений полуострова Ямал: дис. д-ра геол.-мин. наук. Надым: Фундаментпроект, 2006. 375 с.
- Доклад об экологической ситуации в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре в 2023 году. Ханты-Мансийск 2024. 209 с. // Электронный ресурс. <https://prirodnadzor.admhmao.ru/doklady-i-otchyety/doklad-ob-ekologicheskoy-situatsii-v-khanty-mansiyskom-avtonomnom-okruge-yugre/10376694/2023-god/#media-10376694> Дата обращения: 05.04.2025.
- Дорожукова С.Л. Эколого-геохимические особенности нефтегазодобывающих районов Тюменской области: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов; Промнефтегазэкология, 2004. 25 с.
- 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.
- Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В. Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 4. С. 14–24.
- Касимов Н.С., Власов Д.В., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М. Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. М.: АПР. 2016. 276 с.
- Климова А.А. Комплексная эколого-геохимическая оценка бурового шлама нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождений Томской и Иркутской областей: дис. канд. геол.-мин. наук. Томск: НИИ Томск. политех. ун-т, 2021. 206 с.
- Кобелев В.О., Поповичева О.Б., Шинкарук Е.В., Агбальян Е.В., Колесников Р.А., Новигатский А.Н. Кислотность атмосферных осадков зимнего периода на территории районов Ямало-Ненецкого автономного округа с различной антропогенной нагрузкой // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019. № 1 (102). С. 81–88.
- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Дину М.И., Хорошавин В.Ю., Кремлева Т.А. Влияние природных и антропогенных факторов на процессы закисления вод в гумидных регионах // Геохимия. 2017. № 1. С. 41–56.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Тигеев А.А. Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 551–563.
- Московченко Д.В., Бабушкин А.Г. Особенности формирования химического состава снеговых вод на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 1. С. 71–81.
- Московченко Д.В., Бабушкин А.Г. Распределение индикаторных гидрохимических показателей в водных объектах Ханты-Мансийского автономного округа – Югры за период 2019–2023 годов // Водные и экологические проблемы Обь-Иртышского бассейна: новые вызовы, передовые решения: сб. материалов науч.-практич. конференции с международным участием, проходившей в рамках Международного водного форума. Ханты-Мансийск, 2025. С. 87–92.

- Обзор фонового состояния окружающей природной среды на территории стран СНГ за 2022 г. Росгидромет, Институт глобального климата и экологии им. Ю.А. Израэля, 2023. 120 с.
- Оксиюк О.П., Жукин В.Н., Брагинский Л.П., Линник П.Н., Кузьменко М.И., Кленус В.Г. Комплексная экологическая классификация качества поверхностных вод суши // Гидробиологический журнал. 1993. Т. 29. № 4. С. 62–77.
- Постановление Правительства ХМАО – Югры от 23.12.2011 № 485-п “О системе наблюдения за состоянием окружающей среды в границах ЛУ на право пользования недрами с целью добычи нефти и газа на территории Ханты-Мансийского автономного округа – Югры и признании утратившими силу некоторых постановлений Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры” // Электронный ресурс. <https://docs.cntd.ru/document/453113931>. Дата обращения: 14.06.2025.
- Рапута В.Ф., Смоляков Б.С., Куценогий К.П. Оценка содержания сульфатов и нитратов в снегу окрестностей нефтегазового факела // Сибирский экологический журнал. 2000. № 1. С. 103–107.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 3. Нижний Иртыш и Нижняя Обь. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 423 с.
- Савичев О.Г., Иванов А.О. Атмосферные выпадения в бассейне средней Оби и их влияние на гидрохимический сток рек // Известия РАН. Сер. География. 2010. № 1. С. 63–70.
- Смоляков Б.С., Куценогий К.П., Осипова Л.П., Рапута В.Ф., Павлюк Л.А., Филимонова С.М. Проблема кислотных выпадений на севере Западной Сибири: региональный и локальный аспекты // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 612–616.
- Соловьянов А.А. Об экологических проблемах сжигания попутного нефтяного газа на факелах. // Российский химический журнал. 2009. Т. LIII. № 5. С. 10–18.
- Таловская А.В. Экогеохимия атмосферных аэрозолей на урбанизированных территориях юга Сибири (по данным изучения состава нерастворимого осадка снегового покрова): дис. д-ра геол.-минер. наук. Томск: НИИ Томск. политех. ун-т, 2022. 373 с.
- Уварова В.И. Современное состояние качества воды р. Оби в пределах Тюменской области // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2000. № 1. С. 18–26.
- Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 2. С. 40–65.
- Angulo E. The Tomlinson Pollution Load Index applied to heavy metal, ‘Mussel-Watch’ data: a useful index to assess coastal pollution // Science of the Total Environment. 1996. V. 187. № 1. P. 19–56.
- Caritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Golubeva N.I., Olsen H.K., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: Concentration levels and regional distribution of major elements // Science of the Total Environment. 2005. V. 336. № (1–3). P. 183–199.
- Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X. Concentrations and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: Regional sources and cloud processing // Atmosphere. Chemistry. Physics. Discussion. 2015. V. 15. P. 8987–9002.
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Y., Minkina T.M., Sushkova S.N. Trace Metals and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Snow Cover of the City of Nizhnevartovsk (Western Siberia, Russia) // Arch Environment Contam. Toxicol. 2023. V. 84. P. 101–118.
- Muller G. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River // GeoJournal. 1969. V. 2. P. 108–118.
- Nriagu J.O., Pacyna J.M. Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals // Nature. 1988. V. 333. P. 134–139.
- Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E. Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: The impact of urban and industrial emissions // Environmental Monitoring and Assessment. 2020. V. 192. № 4. P. 215–221. <https://doi.org/10.1007/s10661-020-8179-4>
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental Crust. Treatise on Geochemistry. The Crust; Elsevier Science: New York, NY, USA, 2003. V. 3. P. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Salih Zh.R., Othman B.A., Aweez S.J. Assessment of heavy metals in rainfall as an indicator of air pollution from Erbil Steel Factory in Iraq // Environment Monitoring Assess. 2024. V. 196. P. 319 <https://doi.org/10.1007/s10661-024-12501-9>
- Salo H., Berisha A.-K., Mäkinen J. Seasonal comparison of moss bag technique against vertical snow samples for monitoring atmospheric pollution. // Journal of Environmental Sciences. 2016. V. 41. P. 128–137.
- Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., 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 // Hydrology and Earth

- System Sciences. 2017. V. 21. № 11. P. 5725–5746.
<https://doi.org/10.5194/hess-21-5725-2017>
- Ushakova E., Menshikova E., Volkova M., Karavaeva T., Vaganov S. Assessment of trace elements pollution in snow piles removed from residential areas in Perm, Russia. // Journal of Water and Land Development. 2023. V. 56. № I–III. P. 109–117.
<https://doi.org/10.24425/jwld.2023.143751> 2023
- Vasilevich M.I., Gabov D.N., Beznosikov V.A., Kondratenok B.M. Organic matter in snow cover in the influence zone of emissions from a pulp-and-paper mill. // Water resources. 2009. V. 36. № 2. P. 2170–176.

Citation: Moskovchenko D.V., Babushkin A.G., Toptygina M.N. Results of long-term monitoring of snow pollution at oil fields in Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 597–613. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040061.

Results of long-term monitoring of snow pollution at oil fields in Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra

© 2025 D. V. Moskovchenko^{a, #}, A. G. Babushkin^a, M. N. Toptygina^b

^aTyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

^bTyumen State university, Tyumen, Russia

[#]e-mail: moskovchenko1965@gmail.com

Received April 29, 2025; revised June 17, 2025; accepted September 25, 2025

A study of the chemical composition of snow at the oil fields of Khanty-Mansi Autonomous Okrug – Yugra (KhMFO – Yugra) was carried out from 2015 to 2023. The snow pH and total contents of heavy metals (Cr, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn), ammonium and nitrate nitrogen, petroleum hydrocarbons, chlorides, and sulfates were analyzed using data of the environmental monitoring. The content of ammonium nitrogen in the snow corresponded to the background concentration, while the same of nitrate nitrogen exceeded the background magnitudes. A certain acidification of precipitation was revealed. In some sites, pollution of the snowmelt waters with petroleum hydrocarbons was found. Zn and Cr are the most commonly found heavy metals. To identify sources of pollution, a correlation analysis was conducted, establishing a relationship between snow composition and specific indices of technogenesis. The pH value of snowmelt water is in negative correlation with a number of flares used for burning associated petroleum gas. A weak positive correlation was identified between the content of petroleum hydrocarbons and pipeline accident rates. The content of Zn depends on the amount of drilling waste and is determined by the intensity of drilling operations. It was concluded that the composition of snow has a pronounced effect upon the ecological state of surface waters since melting of snow increases the content of nitrate nitrogen as well as the concentration of petroleum hydrocarbons. To determine the trends of atmospheric pollution, the monitoring results of 2015–2023 were compared with the data of 2005–2010. A decline in the concentrations of chlorides, sulfates, nitrates, petroleum products, and iron in the snow was found, which can be attributed to reduction of the volume of associated petroleum gas burned in flares and a lowering of the pipeline accidents.

Keywords: snow cover, oil field, West Siberia, environmental pollution, trace metals

REFERENCES

- Bashkin V.N. Biogeochemical cycles in tundra ecosystems in areas impacted by gas industry facilities. *Geochemistry International*. 2017, 10 (55): 946–956. [In Russian].
- Bol'shunova T.S. Assessment of the degree of transformation of the natural environment in the areas of the oil and gas production complex of the Tomsk region according to the study of snow cover and lichen-epiphytes. Ph D. Tomsk: National Research Tomsk Polytechnic University, 2015: 21 p. [In Russian].
- Vasilevich M.I., Beznosikov V.A., Kondratenok B.M. Chemical composition of snow cover in the taiga zone of the Komi Republic. *Vodnye Resursy*. Water Resources. 2011, 38 (4): 494–506. [In Russian].

- Griva G.I. Geoeological conditions for the development of gas fields on the Yamal Peninsula. Grand Ph D. Nadym, FSUE "Fundamentproekt", 2006: 375 p. [In Russian].
- Doklad ob ekologicheskoy situatsii v Khanty-Mansiyskom avtonomnom okruge – Yugre v 2023 godu. Report on the environmental situation in the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra in 2023. Khanty-Mansiysk, 2024: 209 p. Retrieved from: <https://prirodnadzor.admhmao.ru/doklady-i-otchyety/doklad-ob-ekologicheskoy-situatsii-v-khanty-mansiyskom-avtonomnom-okruge-yugre/10376694/2023-god/#media-10376694>. Last access: April, 5 2025. [In Russian].
- Dorozhukova S.L. Ecological and geochemical features of oil and gas producing areas of Tyumen region. PhD-tesis. Moscow: Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements; State Enterprise Promneftegazekologiya, 2004: 25 p. [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 (9): 790–800. [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].
- Kasimov N.S., Vlasov D.V., Kosheleva N.E., Nikiforova E.M. *Geohimiya landshaftov Vostochnoy Moskvy*. Geochemistry of Landscapes of Eastern Moscow. APR Publishing, 2016: 276 p. [In Russian].
- Klimova A.A. *Kompleksnaya jekologo-geohimicheskaja ocenka burovogo shlama nefjanyh i neftegazokondensatnyh mestorozhdenij Tomskoj i Irkutskoj oblastej*. Comprehensive ecological and geochemical assessment of drilling mud from oil and oil and gas condensate fields in the Tomsk and Irkutsk regions. Ph D. Tomsk: National Research Tomsk Polytechnic University, 2021: 206 p. [In Russian].
- Kobelev V.O., Popovicheva O.B., Shinkaruk E.V., Agbalyan E.V., Kolesnikov R.A., Novigatskiy A.N. Acidity of precipitation in winter in the regions of the Yamal-Nenets autonomous district with different anthropogenic load. *Nauchnyj vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga*. Scientific Bulletin of the Yamal-Nenets Autonomous District. 2019, 102 (1): 81–88. [In Russian].
- Moiseyenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Khoroshavin V.Yu., Kremleva T.A. Influence of natural and anthropogenic factors on water acidification in humid regions. *Geohimiya*. Geochemistry. 2017, 1: 41–56. <https://doi.org/10.7868/S0016752516120104> [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Y., Tigeev A.A. Assessment of the content of metals and metalloids in the snow cover at the oil production sites (Middle River Ob region). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 551–563. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040151> [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Babushkin A.G. Features of formation of the chemical composition of snow cover on the territory of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2012, 16 (1): 71–81. [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Babushkin A.G. Distribution of hydrochemical indicators in water bodies of Khanty-Mansiysk autonomous okrug – Yugra for the period 2019–2023. *Vodnye i ekologicheskie problemy Ob'-Irtyskogo bassejna: novye vyzovy, peredovye resheniya*. Water and environmental problems of the Ob-Irtys basin: New challenges, advanced solutions. Materials of the scientific and practical conference with international participation, held within the framework of the International Water Forum. Khanty-Mansiysk, 2025: 87–92. [In Russian].
- Obzor fonovogo sostoyaniya okruzhayushchey prirodnoy sredy na territorii stran SNG za 2022. Review of the background state of the natural environment in the CIS countries for 2022. Roshydromet, Federal State Budgetary Institution Institute of Global Climate and Ecology named after Academician Yu.A. Izrael, 2023: 120 p. [In Russian].
- Oksijuk O.M., Zhukinskij V.N., Braginskij L.P., Linnik P.N., Kuz'menko M.I., Klenus V.G. Complex ecological classification of the quality of land surface waters. *Gidrobiologicheskij zhurnal*. Hydrobiological Journ. 1993, 29 (4): 62–77. [In Russian].
- Postanovleniye Pravitel'stva KHMAO – Yugry ot 23.12.2011 № 485-p. Resolution of the Government of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug of 23 December 2011 No 485-p "On the system of observation of the environment within the boundaries of the license areas for the right to use natural resources for oil and gas in the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug-Yugra and Repeal of certain decision of the Government of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra. Retrieved from: <https://docs.cntd.ru/document/453113931> (Last access: June, 14 2025). [In Russian].
- Raputa V.F., Smolyakov B.S., Kutsenogii K.P. Assessment of the content of nitrates and sulfates in snow in the vicinity of an oil and gas flare. *Sibitskiy Ekologicheskij Zhurnal*. Siberian Ecological Journ. 2000, 7 (1): 103–107. [In Russian].
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Surface Water Resources of the USSR, V. 15: Altai and Western Siberia. Is 3: The Lower Irtysh and the Lower Ob. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 423 p. [In Russian].
- Savichev O.G., Ivanov A.O. Atmospheric fallout in the middle Ob basin and its impact on the hydrochemical runoff of rivers. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*.

- Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series, 2010, 1: 63–70. [In Russian].
- Smolyakov B.S., Kutsenogiy K.P., Osipova L.P., Raputa V.F., Pavlyuk L.A., Filimonova S.M. Acid deposition at north of Western Siberia: Regional and local aspects. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2000, 13 (6–7): 612–616. [In Russian].
- Solovianov A.A. On ecological problems of flaring associated petroleum gas. *Rossiiskij Himicheskij Zhurnal. Russian Journal of General Chemistry*. 2009, 53 (5): 10–18. [In Russian].
- Talovskaya A.V. *Ekogeokhimiya atmosferykh aerorozley na urbanizirovannykh territoriyakh yuga Sibiri (po danym izucheniya sostava nerastvorimogo osadka snegovogo pokrova)*. Ecogeochemistry of atmospheric aerosols in the urbanized territories of southern Siberia (on the basis of chemical composition of snow particulate matter). Grand Ph D. Tomsk: TGU, 2022: 373 p. [In Russian].
- Uvarova V.I. Current state of water quality of the Ob River within the Tyumen region. *Vestnik ekologi, lesovedeniya i landshaftovedeniya*. Bulletin of ecology, forestry and landscape science. 2000, 1: 18–26. [In Russian].
- Fotiev S.M. Regularities of formation of ion-salt composition of natural waters of Yamal. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1999, 3 (2): 40–65. [In Russian].
- Geokhimiya okruzhayushchey sredy*. Environmental Geochemistry. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
- Angulo E. The Tomlinson Pollution Load Index applied to heavy metal, 'Mussel-Watch' data: A useful index to assess coastal pollution. *Science of The Total Environment*. 1996, 187 (1): 19–56.
- Caritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Goloubeva N.I., Olsen H.K., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: Concentration levels and regional distribution of major elements. *Science of the Total Environment*. 2005, 336 (1–3): 183–199.
- Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X. Concentrations and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: Regional sources and cloud processing. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*. 2015, 15: 8987–9002.
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Y., Minkina T.M., Sushkova S.N. Trace Metals and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Snow Cover of the City of Nizhnevartovsk (Western Siberia, Russia). *Arch. Environ. Contam. Toxicol*. 2023, 84: 101–118.
- Muller G. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River. *GeoJournal*. 1969, 2: 108–118.
- Nriagu J.O., Pacyna J.M. Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals. *Nature*. 1988, 333: 134–139.
- Pojitkov R.Yu., Moskovchenko D.V., Soromotin A.V., Kudryavtsev A.A., Tomilova E.V. Trace elements composition of surface snow in the polar zone of north-western Siberia: the impact of urban and industrial emissions. *Environmental Monitoring and Assessment*. 2020, 192 (4): 215–221.
<https://doi.org/10.1007/s10661-020-8179-4>
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental Crust. *Treatise on Geochemistry. The Crust*; Elsevier Science: New York, NY, USA. 2003, 3: 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Salih Zh.R., Othman B.A., Aweez S.J. Assessment of heavy metals in rainfall as an indicator of air pollution from Erbil Steel Factory in Iraq. *Environ Monit Assess*. 2024, 196: 319
<https://doi.org/10.1007/s10661-024-12501-9>
- Salo H., Berisha A.-K., Mäkinen J. Seasonal comparison of moss bag technique against vertical snow samples for monitoring atmospheric pollution. *Journ. of Environmental Sciences*. 2016, 41: 128–137.
- Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., 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. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2017, 21 (11): 5725–5746.
<https://doi.org/10.5194/hess-21-5725-2017>
- Ushakova E., Menshikova E., Volkova M., Karavaeva T., Vaganov S. Assessment of trace elements pollution in snow piles removed from residential areas in Perm, Russia. *Journ. of water and land development*. 2023, 56 (1–3): 109–117
<https://doi.org/10.24425/jwld.2023.143751>
- Vasilevich M.I., Gabov D.N., Beznosikov V.A., Kondratenok B.M. Organic matter in snow cover in the influence zone of emissions from a pulp-and-paper mill. *Water resources*. 2009, 36 (2): 170–176.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЫЛИ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ г. ЧИТЫ В 2023–2024 гг.

© 2025 г. Е. А. Бондаревич

Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия

e-mail: bondarevich84@mail.ru

Поступила в редакцию 29.04.2025 г.

После доработки 16.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Изучался микроэлементный состав пылевой фракции снежного покрова г. Читы (Забайкальский край, Россия) в зимний период 2023–2024 гг. Город Чита по несколько лет входит в перечень населённых пунктов России с наиболее загрязненным воздухом и по этой причине включен в федеральный проект “Чистый воздух” для снижения уровня выбросов в атмосферу к 2026 г. с 67.1 тыс. т (2017 г.) до 23 тыс. т. Актуальным в этой связи является исследование содержание микроэлементов в снежном покрове. Методом рентгенофлуоресцентного анализа было исследовано 75 проб пыли из снега, отобранных в различных функциональных зонах. Результаты выявили распределение химических элементов в снежном покрове в зависимости от уровня техногенной нагрузки. Наиболее загрязнёнными были промышленная зона и пункты вдоль транспортных путей, а парково-рекреационная зона характеризовалась минимальными величинами накопления микроэлементов. В промышленной зоне зафиксированы повышенные концентрации Fe, Br, Sr, Sn, Sb, W и Th, тогда как вблизи транспортных путей преобладали Ti, V и Cu. Анализ проб по фактору обогащения показал существенный антропогенный вклад для Sn, Se и Sb ($EF > 10$), с максимальными величинами коэффициента концентрации для W (K_c до 62.26 в промзонах) и As (K_c до 19.54 в жилых районах). Суммарный показатель загрязнения (Z_c) варьировал от 2.18 (рекреационная зона) до 8.52 (промышленная зона), что указывает на умеренный уровень общего загрязнения. Сравнение с фоновыми значениями для Евразии выявило повышенные концентрации Sr, Cs и Ti в пробах г. Читы, в то время как содержание тяжелых металлов (Pb, Cu, Ni) оказалось ниже медианных значений в других регионах. Исследование подчеркивает комплексное влияние локальных промышленных выбросов, транспорта и регионального геохимического фона на состав пыли снежного покрова в условиях резко континентального климата.

Ключевые слова: химический состав снега, городское загрязнение, тяжелые металлы, фактор обогащения, атмосферные выпадения, Забайкальский край

DOI: 10.7868/S2412376525040073

ВВЕДЕНИЕ

Забайкальский край — трансграничный регион северной Азии, характеризующийся высокой степенью техногенной нагрузки из-за развитой горнодобывающей промышленности и теплоэнергетики. Город Чита на протяжении более 30 лет входит в перечень населённых пунктов России с наиболее загрязнённым воздухом, особенно в осенне-зимний период. По этой причине Чита участвует в федеральном проекте “Чистый воздух” (mnpr.gov.ru..., 2025) для

снижения уровня выбросов в атмосферу к 2026 г. с 67.1 тыс. т (2017 г.) до 23 тыс. т. Основными загрязнителями атмосферного воздуха являются угарный газ, оксиды азота и серы, а также органические вещества — углеводороды, бенз(а)пирен, формальдегид и другие, тогда как исследование микроэлементов минимально. Актуальным в этой связи является исследование содержания в пыли микроэлементов, переходящих в снежный покров.

Климат региона резко континентальный, и основной объём осадков приходится на летний

период года (до 90 % и более), тогда как в зимние месяцы твёрдые осадки минимальны, и они формируют маломощный снежный покров, подверженный ветровой эрозии. По данным Забайкальского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, доля осадков в зимний период 2023 г. (январь, февраль, ноябрь и декабрь) составила 6.3 %, а в 2024 г. из-за аномальных осадков в виде снега в ноябре эта величина была 12.6 % (рис. 1). В изучаемый период (ноябрь 2023 — март 2024 гг.) выпало 16 мм осадков, а снежный покров был устойчив в течение 126 суток. В целом существенные отличия выявлены и при сравнении годовых сумм осадков (2023 г. ≈ 298 мм, а 2024 г. ≈ 240 мм, что на 58 мм или 19 % меньше). 2024 г. характеризовался более сухой погодой с меньшим количеством осадков, как в холодный (в 2–2.5 раза меньше), так и в тёплый периоды (~ 1.5 раза).

Одними из ключевых факторов загрязнения снежного покрова являются направление и скорость ветра. В период формирования и существования устойчивого снежного покрова выявлены следующие тенденции: в ноябре и декабре 2023 г. преобладали восточные и северо-восточные ветры (особенно в декабре, 24 %), это могло приносить холодные воздушные массы (понижение температуры в декабре до -24.5 °C) (рис. 2).

В январе и марте 2024 г. доминировал восточный ветер (22–24 %), но в феврале резко усилился юго-западный (24 %). В целом февраль 2024 г. отличался аномальным юго-западным ветром, что могло повлиять на погоду (средняя температура февраля -19.7 °C). Таким образом, в зимний период 2023–2024 гг. чаще дули восточные и северо-восточные ветры (В, СВ), что типично для антициклональной погоды (см. рис. 2). Также выявлено снижение средней скорости ветра в регионе, что провоцирует над Читино-Ингидинской впадиной формирование плотного смога из-за штילевой погоды и температурной инверсии.

В условиях урбанизированных территорий региона в осенне-зимний период года интенсивность поступления различных форм химических элементов существенно возрастает, что приводит к их длительной задержке в нижних слоях атмосферы и вымыванию из неё во время снегопадов. Совокупность процессов формирования твёрдых аэрозолей в атмосферном воздухе и их разрушения и выпадения в форме твёрдых осадков существенно нарушают естественное равновесие в обмене многими химическими элементами между различными геосредами (почва, атмосфера, объекты гидросферы). Такое смещение равновесия усиливает риски накопления биодоступных форм элементов и негативное влияния

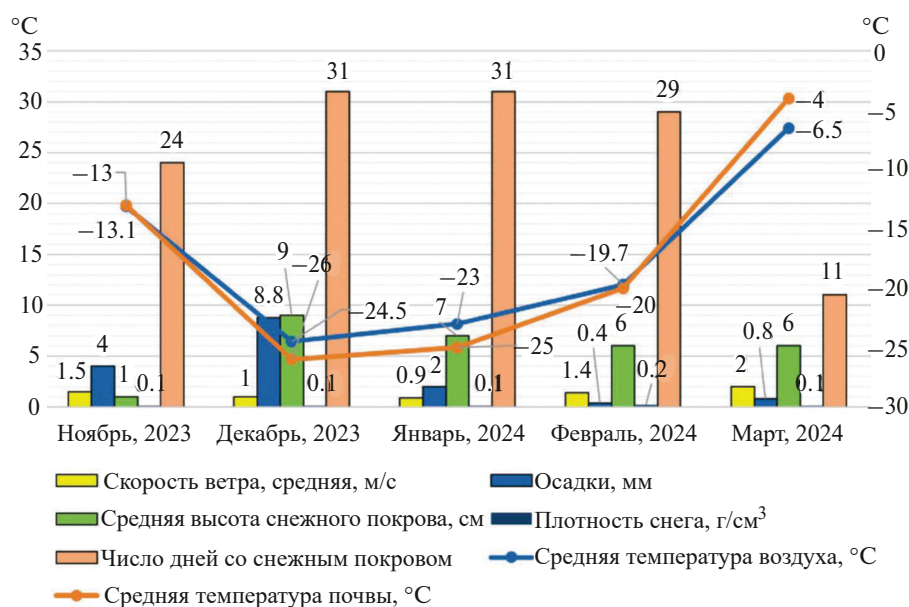


Рис. 1. Погодно-климатические показатели метеорологической станции «Чита» в период снегонакопления 2023–2024 гг., по данным Забайкальского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

Fig. 1. Weather and climate parameters at the “Chita” weather station during the snow accumulation period 2023–2024 according to data from the “Transbaikalian Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring”

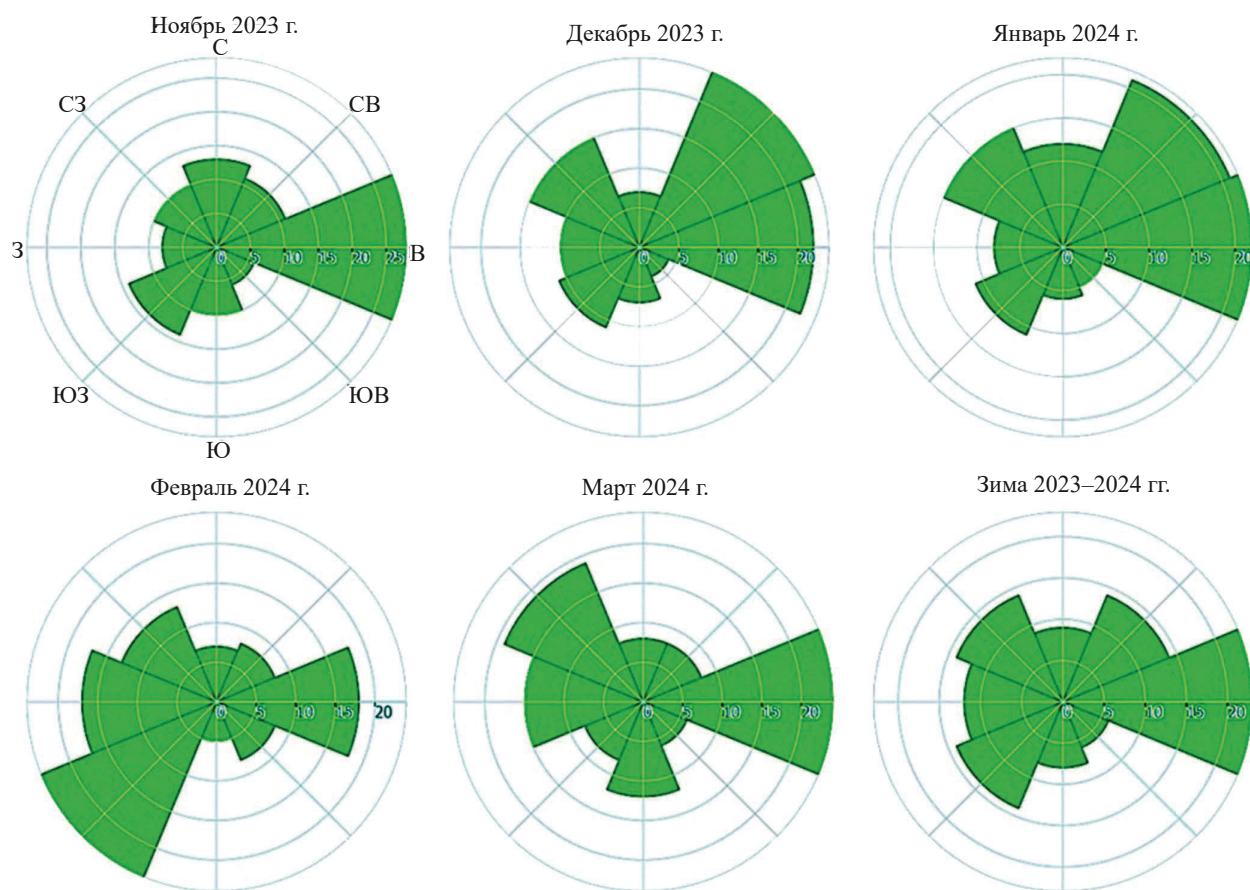


Рис. 2. Схемы направлений ветра в месяцы снегонакопления и в зимний период 2023–2024 г.

Fig. 2. Wind direction diagrams during snow accumulation months and the winter period of 2023–2024

их повышенных концентраций на объекты биосферы региона.

Цель работы — изучить элементный состав снежного покрова в г. Чита и его окрестностях, оказывающее влияние на его формирование.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования пыли в снежном покрове проведён отбор 75 проб на территории города Чита и Читинского района Забайкальского края в период с 20 февраля до 11.03.2024 (рис. 3). Пробы снежного покрова отбирали в соответствии с общепринятыми методиками (Ревич и др., 1982; Методические рекомендации..., 1990). В связи с маломощным снежным покровом, характерным для региона, пробы отбирали пластиковыми совками (без снятия 1.5 см снега у почвы) в полиэтиленовые пакеты. Проба формировалась путём смешивания керна снега из нескольких близлежащих площадок, общая масса пробы — 4–5 кг.

Постоянный снежный покров установился в районе исследования 2 ноября 2023 г. Период накопления пыли и различных форм химических элементов в снежном покрове составлял от 112 до 126 суток.

Определение содержания химических элементов проводилось рентгенофлуоресцентным методом полного внешнего отражения на спектрометре S2 Picofox (Bruker Nano GmbH (Германия)). Подготовку проб твёрдой фазы снежного покрова проводили согласно МУ 31–11/05 после фильтрования талой воды объёмом 1 л через бумажный фильтр (синяя лента, $d_{\text{пор}}$: 2–3 мкм). Полученный твёрдый осадок подвергали сухому озолению в муфельной печи ЭКПС-5 при температуре 500 °С в течение 2 ч. Далее 10.0 мг пыли помещали в пробирку типа Eppendorf, приливали 100.0 мкл 1.0 %-ного раствора Тритона X-100 и 10.0 мкл стандарта, а после суспензию наносили на кварцевый прободержатель. Концентрацию элементов рассчитывали методом внутреннего стандарта, в качестве которого

использовался стандартный образец соли германия, разбавленный деионизированной водой ($\Omega = 18.2$ МОм) с концентрацией $2.50 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$. Для каждой пробы производилось трёхкратное измерение аналитического сигнала.

Обработка аналитических данных проводилась с использованием программ “Microsoft Excel 2019” и “PAST 3.5”. Данные приведены в медианной величине. Кроме того, приведены величины минимального и максимального содержания элемента в каждой функциональной зоне города. Вычислены следующие показатели: EFs (*enrichment factor*) – фактор обогащения, рассчитанный по титану (Степанец и др., 2021), K_c – коэффициент концентрации относительно фонового участка и фона для Евразии, Z_c – суммарный показатель загрязнения.

$$EFs = \frac{\left(\frac{C_x}{C_{Ti}} \right)_{\text{пыль}}}{\left(\frac{K_x}{K_{Ti}} \right)_{\text{кларк для земной коры}}}, \quad (1)$$

где C_x и C_{Ti} – содержание элемента и Ti в пылевой фракции снежного покрова, K_x и K_{Ti} – кларк элемента и Ti в земной коре (Алексеев, Алексеев, 2014; Касимов, Власов, 2015).

Источники поступления элементов классифицируются на три группы в зависимости от рассчитанной величины. При $EF < 10$ коэффициент концентрации имеет низкие значения, что указывает на преимущественное поступление элемента из минеральной пыли (природные источники), $10 > EF < 100$ – умеренное обогащение микроэлементами пылевой фракции, происхождение их поступления смешанное, $EF > 100$ – высокие значения, указывающие на техногенное поступление микроэлементов (Vlasov et al., 2020; Xue et al., 2020; Pozhitkov et al., 2020).

$$K_c = \frac{C_{\text{проба}}}{C_{\text{фон}}}, \quad (2)$$

где $C_{\text{проба}}$ и $C_{\text{фон}}$ – содержание элемента в пробе и в условиях фоновых участков (в $\text{мг} / \text{кг}$).

Значение коэффициента менее 1 указывает на низкое загрязнение, от 1 до 3 – на умеренное, от 3 до 6 – на значительное, а более 6 – на очень высокое (Степанец, 2021).

$$Z_c = \sum (K_{c(i)}) - (n - 1), \quad (3)$$

где K_c – коэффициент концентрации, n – число элементов, для которых K_c более 1.

Для корректного сравнения геохимических спектров элементов между точками наблюдения проведена стандартизация или переход от абсолютных значений содержания к относительным. Для этого использовалась следующая формула (Гилязов, 2015; Захарченко, 2023):

$$a_{ij} = \frac{x_{ij} - \min(x_{ij})}{\max(x_{ij}) - \min(x_{ij})}, \quad (4)$$

где x_{ij} – содержание химического элемента, $\min(x_{ij})$ – минимальное; $\max(x_{ij})$ – максимальное значение содержания в ряду проб; a_{ij} – безразмерная величина, отражающая стандартизованное значение содержания элемента, которое изменяется от нуля до 1 в ряду точек наблюдения. Стандартизованные данные использованы для построения кластерной дендрограммы по методу полной связи по коэффициенту корреляции Пирсона.

Сформированные выборки по содержанию химических элементов разных функциональных зон, фона и городов Евразии по степени техногенной нагрузки сравнивались между собой непараметрическим критерием Манна–Уитни. Значимыми считались выборки при $p \leq 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Данные о содержании химических элементов в пылевой фракции снежного покрова г. Читы и локального фона, а также расчётные показатели медианного содержания микроэлементов для населённых пунктов Евразии и фона Евразии приведены в дополнительном материале, размещённом на электронной платформе (ZENODO..., 2025).

Выявлено, что элементный состав пылевой фракции для большинства функциональных зон г. Читы был однородным по содержанию Ti , V , Cr , Mn , Fe , Co , Ni , Cu , As , Se , Br , Rb , Sn , Sb , Cs , La , W , Pb , Th , U . Исключением выступила парково-рекреационная зона города, где количественные показатели для всех исследуемых микроэлементов были существенно меньшими, в сравнении с остальными функциональными зонами Читы.

В промышленной зоне, по значению медиан, выявлено максимальное накопление в пылевой фракции снежного покрова следующих элементов – Fe , Br , Sr , Sn , Sb , W , Th , для районов вдоль транспортных путей – Ti , V , Cu , для селитебной

Рис. 3. Карта расположения функциональных зон г. Читы, пункты отбора проб в Читинском районе и Чите и ключевые стационарные источники загрязнения. Функциональные зоны и номера пунктов отбора снега:

1 – многоэтажная застройка (12 – мкр. Сосновый бор, ул. Славянская; 6, 13 – мкр. Видный, 14 – Энергетический факультет ЗабГУ (автодорога); 15 – ЧГМА, 2-й корпус; 16 – ЧГМА, главный корпус; 17 – Энергетический факультет ЗабГУ (двор); 17 – Стом. клиника ЧГМА; 18 – ГРЭС, 75 дом; 19 – КСК посёлок; 20 – школа милиции КСК; 21 – театр “Забайкальские узоры” КСК; 22 – мкр. Хороший; 23 – ул. Советская, д. 17; 24 – мкр. Батарейный);

2 – малоэтажная застройка и дачные кооперативы (44 – 2-й Верхний переулок; 45 – ул. Сибирская; 2, 46 – Кустарный переулок; 1, 47 – мкр. Сенная падь; 48 – п. Биофабрика; 49 – Угдан, кафе Баян-Гол; 50 – пос. Угдан, кафе “Аян”; 51 – оз. Кенон, городской пляж; 52 – мкр. Яблонька);

3 – парково-рекреационная и лесной фонд (53 – урочище “Сухотино” № 54 – руч. Заячий ключ № 55 – парк Победы; западная часть; 56 – парк Победы, восточная часть; 57 – парк ЗабВО, северная часть; 58 – парк ЗабВО, восточная часть; 59 – спортбаза “Орбита”, южная часть; 60 – спортбаза “Орбита”, северная часть; 61 – перевал Яблоневого хребта, лесной ручей; 62 – перевал Яблоневого хребта, степной склон; 63 – лес у дачного кооператива “Дворцы”; 64 – степной участок у дачного кооператива “Дворцы”; 65 – гора Титовская сопка, восточный склон; 66 – гора Титовская сопка, вершина; 67 – гора Титовская сопка, западный склон; 68 – лес у руч. Заячий ключ; 69 – спортбаза “Высокогорье”, южная часть; 70 – спортбаза “Высокогорье”, северная часть);

4 – промышленная (1 – пешеходный мост через р. Чита; 2 – ТЭЦ-2; 3 – берег р. Чита; 4 – очистные сооружения; 5 – магазин Ант; 6 – магазин Маяк; 7 – ул. Вокзальная, 3, склады; 8 – пивзавод, ул. Промышленная, сквер у предприятия; 9 – Сервико-база, ул. Промышленная; 10 – Читинский хладокомбинат, ул. Промышленная; 11 – ГРЭС, хлебозавод);

5 – залежи, болота и остепнённые луга. Пункты, вдоль транспортных путей (25 – Обьездная дорога, выше мкр. Сосновый бор; 26 – ул. Аптечный проезд; 27 – пос. Осетровка, над Транссибирской железной дорогой; 28 – магазин Маяк, лес, пос. Антипи́ха; 29 – ул. Ярославского, берег реки Чита; 30 – ул. Бале́йская, ж.-д. переезд; 31 – ул. Малая; 32 – ул. Артёмово; 33 – ул. Кайдаловская; 34 – ул. Матвеева; 35 – мкр. Северный; 36 – автодорога у с. Угдан; 37 – автодорога к мкр. ГРЭС; 38 – АЗС, мкр. ГРЭС; 39 – ул. Ивановская; 40 – ул. Московский тракт, у АЗС; 41 – ул. Московский тракт, у часовни; 42 – окр. аэропорта “Кадала”; 43 – ул. Магистральная).

Условно-фоновые участки: 71 – окр. с. Амодово, к западу; 72 – окр. с. Амодово, к востоку; 73 – лес у источника “Мо́локовка”; 74 – перевал на хр. Черского; 75 – перевал Яблоневого хр.

Fig. 3. Map of the location of functional zones of the city of Chita, sampling points in the Chita region and Chita, and key stationary sources of pollution. Functional zones:

1 – multi-storey buildings (12 – Distr. Sosnovy Bor, Slavianskaya St., 6, 13 – Distr. Vidny, 14 – Zabaikalsky State University (ZabSU), Power Engineering Faculty (near the highway), 15 – Chita State Medical Academy, Building 2, 16 – Chita State Medical Academy, Main Building, 17 – Zabaikalsky State University, Power Engineering Faculty (courtyard), 17 – ChSMA Dental Clinic, 18 – GRES, 75, 19 – KSK settlement, 20 – KSK Police School, 21 – “Zabaikalskie Uzory” Theater, KSK, 22 – Distr. Khoroshiy, 23 – Sovetskaya St., 17, 24 – Distr. Batareiny);

2 – low-rise buildings and country cooperatives (44 – 2-nd Verkhny Lane, 45 – Sibirskaya St., 2, 46 – Kustarny Lane, 1, 47 – Distr. Sennaya Pad', 48 – Biofabrika settlement, 49 – Ugdan, “Bayan-Gol” Cafe, 50 – Ugdan settlement, “Ayan” Café, 51 – Lake Kenon, City Beach, 52 – Distr. Yablonka);

3 – parks, recreation and forestry (53 – Sukhotino tract, 54 – Zayachy Klyuch stream, 55 – Pobedy Park, western part, 56 – Pobedy Park, eastern part, 57 – ZabVO Park, northern part, 58 – ZabVO Park, eastern part, 59 – “Orbita” Sports Base, southern part, 60 – “Orbita” Sports Base, northern part, 61 – Yablonovy Range Pass, forest stream, 62 – Yablonovy Range Pass, steppe slope, 63 – Forest near the “Dvortsy” Dacha Cooperative, 64 – Steppe area near the “Dvortsy” Dacha Cooperative, 65 – Titovskaya Sopka Hill, eastern slope, 66 – Titovskaya Sopka Hill, summit, 67 – Titovskaya Sopka Hill, western slope, 68 – Forest near Zayachy Klyuch stream, 69 – “Vysokogor'e” Sports Base, southern part, 70 – “Vysokogor'e” Sports Base, northern part);

4 – industrial (1 – Pedestrian bridge over the Chita River, 2 – Cogeneration Heat and Power Plant-2, 3 – Chita River bank, 4 – Wastewater treatment plant, 5 – “Ant” store, 6 – “Mayak” store, 7 – Vokzalnaya St. 3, warehouses, 8 – Brewery, Promyshlennaya St., park near the enterprise, 9 – Servico-Base, Promyshlennaya St., 10 – Chita Cold Storage Plant, Promyshlennaya St., 11 – GRES, bakery);

5 – deposits, swamps and steppe meadows. Points along transportation routes (25 – Bypass road, upstream of distr. Sosnovy Bor, 26 – Aptekhnny Proezd St., 27 – Osëtrovka settlement, above the Trans-Siberian Railway, 28 – “Mayak” store, forest, Antipikha settlement, 29 – Yaroslavskogo St., Chita River bank, 30 – Baleyaskaya St., railway crossing, 31 – Malaya St., 32 – Artemenko St., 33 – Kaydalovskaya St., 34 – Matveeva St., 35 – Distr. Severny, 36 – Highway near Ugdan village, 37 – Highway to distr. GRES, 38 – Gas station, distr. GRES, 39 – Ivanovskaya St., 40 – Moskovsky Trakt St., near gas station, 41 – Moskovsky Trakt St., near the chapel, 42 – Kadala Airport vicinity, 43 – Magistralnaya St.).

Background reference sites: 71 – Amodovo village vicinity, west, 72 – Amodovo village vicinity, east, 73 – Forest near the “Molokovka” spring, 74 – Pass on the Cherskogo Range, 75 – Pass on the Yablonovy Range)

зоны с многоэтажной застройкой — V, Ni, Cu, Zn, As, Sn, Sb, Pb, для малоэтажной застройки — Mn и Ba.

Фактор обогащения (*EF*) пыли снежного покрова в сравнении с кларковыми числами элементов для верхней части континентальной земной коры имел величины более 10 единиц для Sn, Se и Sb в пробах во всех функциональных зонах города с максимумами для транспортной зоны и многоэтажной застройки для олова и для многоэтажной застройки для селена и сурьмы. Такой фактор обогащения указывает на природно-техногенные источники поступления в снежный покров Sn, Se и Sb. Показателей фактора обогащения, с величинами более 100 единиц, для пунктов отбора проб в г. Чите не выявлено. Для Zn, As, Sr, Cs, W, Pb данный показатель варьировал от 5 до 9.5, что характеризует преимущественно природные источники их поступления. Тогда так Zn, As, Sr, Cs, W, Pb характеризовались величинами *EFs* от 5 до 9.5, и они преимущественно имели природные источники поступления. Большинство микроэлементов характеризовались величинами *EFs* менее 5 единиц, а ряд из них — менее 1.

Коэффициент концентрации, вычисленный относительного медианного содержания элементов в пробах фоновой участка Читинского района, выявил высокие величины показателя для W (особенно для промышленных территорий, $K_c = 62.26$) и As (для многоэтажной застройки $K_c = 19.54$, и несколько меньшей мере для промышленной и транспортной зон). Для всех функциональных зон Читы, за исключением парково-рекреационной, отмечены относительно высокие показатели коэффициента концентрации для остальных элементов, что указывает на техногенное загрязнение снежного покрова. В целом городские зоны содержат значительно больше As (в 17 раз выше фона), Sb (более 37), Sn (более 25), Pb (5.8), Cu (6.3), Zn (5.2). Парково-рекреационная зона ближе к фону, но всё же имеет повышенные уровни накопления Sb, Sn и As.

Вычисленные показатели суммарного загрязнения, по совокупности всех химических элементов, распределились следующим образом: Z_c (ПЗ) = 8.52, Z_c (МалЭЗ) = 8.11, Z_c (ТЗ) = 7.93, Z_c (МнЭЗ) = 7.19, Z_c (ППЗ) = 2.18, Z_c (среднее в г. Чите) = 7.71, что характеризует пылевую фракцию снежного покрова для территории г. Читы как мало загрязнённую. Проведённые ранее исследования (Бондаревич, 2019) по меньшему перечню микроэлементов

имели существенно большие величины суммарного загрязнения, так как проводилось измерение их содержания инверсионной вольтамперометрическим методом, показатели рассчитывались по средним значениям концентрации, и учитывалась токсичность каждого элемента в зависимости от класса его опасности. Кроме того, основной вклад в этот показатель вносил Cd, уровень накопления которого в данной работе не изучался.

Для более объективной оценки уровня накопления химических элементов в снежном покрове г. Читы проводили расчёт коэффициента концентрации в сравнении с медианным значением для фоновых участков Евразии, рассчитанным по литературным данным: окрестности городов Тюмень и Тобольск (Московченко и др., 2021; Захарченко, Тигеев, 2023), окрестности г. Улан-Батора (Монголия) (Кошелева и др., 2013; Сорокина и др., 2013; Karthe et al., 2020), урочище “Мухинка” (Амурская область) (Куимова и др., 2012), оз. Чабыда (Якутия) (Макаров, Торговкин, 2021), в 50–60 км от Ватинского месторождения нефти (Ханты-Мансийский автономный округ) (Московченко и др., 2022), условно-фоновые пункты Новосибирской области, Алтайского края и Республики Алтай (Павлов и др., 2009; Робертус и др., 2016; Степанец и др., 2021), 30–35 км от г. Благовещенска Амурской области (Юсупов и др., 2014; Юсупов и др., 2014), 35–40 км от г. Благовещенска Амурской области (Павлова и др., 2015; Радомская и др., 2018; Радомская и др., 2018), окрестности Заполярного нефтегазоконденсатного месторождения (Пожитков и др., 2019), условно экологически чистые пункты Иркутской области (Санина и др. 2002), биосферный заповедник “Аскания-Нова” в Херсонской области России (Смирнова, Долин, 2011), полигон “Фоновый” ИОА СО РАН около с. Киреевск Томской области (Таловская и др., 2014), условно-фоновый район в окрестностях г. Кызыла (Тува) (Тас-оол и др., 2014). По среднему показателю Z_c зафиксировано очень высокое загрязнение территории г. Читы Sr, Cs и значительное — Ti, Sb, Ba. По функциональным зонам перечень поллютантов, содержание которых превышало фоновые значения для Евразии, был шире: очень высокое загрязнение в промзоне по Sr, Cs, значительное — по Ti, Mn, Sb, Ba, W; для районов вдоль транспортных путей — Sr, Ti, Mn, Rb, Cs, Ba; для селитебной зоны — Sr, Cs, Ti, Ba; парково-рекреационная зона имела умеренное загрязнение Sr и Cs. Показатель суммарного

загрязнения также характеризовался величинами от 2.81 до 4.0, что указывает на относительно низкий уровень загрязнения пылевой фракции снежного покрова Читы.

Сравнение медианных величин для г. Читы с медианными значениями для населённых пунктов и районов интенсивного техногенеза Евразии: городов Тюмень и Тобольск (Московченко и др., 2021; Московченко и др., 2021; Захарченко, Тигеев, 2023), г. Улан-Батора (Монголия) (Кошелева и др., 2013; Сорокина и др., 2013; Karthe et al., 2020), функциональные зоны г. Благовещенска (Амурская область) (Куимова и др., 2012; Павлова и др., 2015; Радомская и др., 2018; Радомская и др., 2018), окрестности промышленных предприятий г. Благовещенска (Юсупов и др., 2014; Юсупов и др., 2014;), г. Якутск (Макаров, Торговкин, 2021), Ватинское месторождения нефти (Ханты-Мансийский автономный округ) (Московченко и др., 2022), населённые пункты Новосибирской области, Алтайского края и Республики Алтай (Павлов и др., 2009; Робертус и др., 2016; Степанец и др., 2021), Заполярное нефтегазоконденсатного месторождения (Пожитков и др., 2019), г. Иркутск (Санина и др. 2002), г. Николаев (Смирнова, Долин, 2011), Томск-Северская промышленная агломерация (Таловская и др., 2014), г. Кызыл (Тува) (Тас-оол и др., 2014), пос. Шерловая Гора (Забайкальский край) (Эпова и др., 2020) выявил существенно большее содержание в пыли Ti и незначительное превышение Mn, Sr, Sb и Cs. Для ряда микроэлементов, напротив, фиксировались меньшие количества: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Se, La, W, Pb, Th и U. В среднем по городам Евразии выше содержание в пылевой фракции Pb (87.4 против 14.79 мг/кг), Cu (85.2 против 16.16 мг/кг), Ni (58.75 против 7.63 мг/кг), Co (23.5 против 0.66 мг/кг), и г. Чита оказалась менее загрязнена тяжёлыми металлами, чем многие города Евразии. Основные загрязнители в Чите – As, Sb, Sn, W, Pb и Zn – связаны с угольным отоплением, транспортом, промышленностью, что согласуется с ранее полученными результатами (Бондаревич, 2019).

Кластерный анализ по стандартизованным показателям, рассчитанным относительно медианного содержания микроэлемента и его лимитов, выявил разделение функциональных зон г. Читы на две ветви кластеров (рис. 4). Наибольшее сходство по распределению и накоплению микроэлементов отмечено в жилой зоне – и в многоэтажной, и в малоэтажной застройке, фактически одинаковыми были

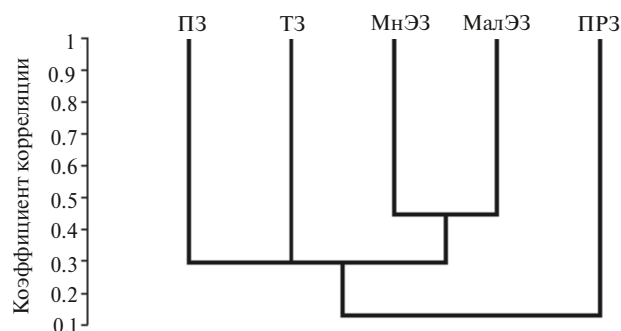


Рис. 4. Кластерная дендрограмма, построенная по методу парных групп (Paired group) (UPGMA – unweighted pair group method with arithmetic mean) по величинам стандартизованного содержания элементов. Функциональные зоны г. Читы: ПЗ – промышленная, ТЗ – пункты вдоль транспортных путей, МЗЭ – жилая зона с многоэтажной застройкой, НЭЗ – жилая зона с малоэтажной застройкой, ПРЗ – парково-рекреационные зоны

Fig. 4. Cluster dendrogram (based on UPGMA – unweighted pair group method with arithmetic mean) of standardized element content values. Functional zones of Chita city: industrial zone, areas along transport routes, residential zone with multi-story buildings, residential zone with low-rise buildings, park and recreational zones

группы площадок промзоны и районов вдоль транспортных путей, парково-рекреационная зона имела минимальную связь с остальными участками, что подтверждает её низкий уровень загрязнённости (см. рис. 2).

Сравнение рядов медианного содержания микроэлементов в разных функциональных зонах г. Читы и литературных данных для оценки уровня значимости данных по критерию Манна–Уитни выявило, что фон в Читинском районе достоверно имел отличия в сравнении со всеми функциональными зонами города, кроме парково-рекреационной (таблица). Парково-рекреационные зоны (ПРЗ) по составу ближе к фоновым значениям Читы, но не к городам Евразии, – это может указывать на эффективность зелёных зон в снижении загрязнения и особенности локальных почв или меньшую техногенную нагрузку на них. Урбанизированные территории Читы по количеству микроэлементов в снежном покрове сопоставимы с другими городами Северного полушария. Кроме того, значимые отличия выявлены в сравнении пар “фон – фон Евразии”, “ПРЗ Читы – города Евразии” и “фон – города Евразии”, при этом по большинству микроэлементов показатели для Читы и для локального фона были существенно меньшими, чем рассчитанные медианы

Таблица. Величины критерия Манна–Уитни (U) и его уровень значимости ($p < 0.05$) для совокупности данных по функциональным зонам г. Читы

Table. The values of the Mann–Whitney criterion (U) and its significance level ($p < 0.05$) for the set of data on the functional zones of the city of Chita

Функциональные зоны		ПЗ	ТЗ	МЭЗ	НЭЗ	РЗ	Фон	Фон по Евразии	Города Евразии
		p-уровень							
ПЗ	U	—	0.96	0.96	0.98	0.08	0.03	0.91	0.09
ТЗ		261.5	—	1.0	0.93	0.09	0.03	0.96	0.09
МЭЗ		261.5	264.0	—	0.99	0.09	0.03	0.94	0.1
НЭЗ		263.0	260.0	263.5	—	0.09	0.03	0.86	0.09
РЗ		183.0	186.5	186.0	186.0	—	0.41	0.09	<0.01
Фон		164.5	168.0	167.5	165.0	226.5	—	0.03	<0.01
Фон по Евразии		259.0	262.0	260.5	256.0	188.0	166.5	—	0.08
Города Евразии		186.0	188.0	189.0	186.0	115.0	90.0	185.5	—

для городов и фоновых участков в Евразии. Наиболее существенные отличия медианных величин отмечались в сравнении регионального фона Забайкалья и среднего евразийского фона. По величинам критерия Манна–Уитни (см. таблицу) между функциональными зонами г. Читы достоверных отличий не выявлено, что указывает на относительно однородный уровень загрязнённости урбанизированной территории микроэлементами.

ВЫВОДЫ

1. Пылевая фракция снежного покрова в большинстве функциональных зон г. Читы (промышленная, транспортная, селитебная) демонстрирует однородный элементный состав, за исключением парково-рекреационной зоны, где содержание микроэлементов существенно ниже. Максимальные концентрации элементов связаны с техногенными источниками:

- Fe, Br, Sr, Sn, Sb, W, Th — в промышленных районах города;
- Ti, V, Cu — вблизи транспортных магистралей;
- V, Ni, Cu, Zn, As, Pb — в районах многоэтажной застройки.

2. Фактор обогащения (EFs) выявил техногенное влияние на накопление Sn, Se, Sb ($EFs > 10$), что указывает на их смешанное природно-антропогенное происхождение. Для большинства элементов (Ti, Mn, Fe, Co и др.) преобладают природные источники ($EFs < 10$).

3. Коэффициент концентрации (K_c) подтвердил значительное техногенное загрязнение вольфрамом (K_c до 62.26 в промзонах) и мышьяком (K_c до 19.54 в зоне многоэтажной застройки).

4. Суммарный показатель загрязнения (Z_c) пылевой фракции снежного покрова для г. Читы в целом составил 7.71, что соответствует категории низкого загрязнения. Наибольшие значения зафиксированы в промзоне ($Z_c = 8.52$), минимальные — в парково-рекреационной зоне ($Z_c = 2.18$). Тем не менее по величине коэффициента концентрации, в сравнении с фоновыми значениями Евразии, выделены зоны с очень высоким загрязнением Sr, Cs и значительным — Ti, Sb, Ba. Преимущественно к таковым относятся промышленная зона и районы вдоль железных дорог и автодорог.

5. В пыли снежного покрова г. Читы повышено содержание Ti, Mn, Sr, Sb, Cs, но снижены концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Se, La, W, Pb, Th, U относительно медианных значений для городов Евразии. Это отражает специфику местных источников загрязнения (теплоэнергетика, транспорт) и природно-климатические особенности урбанизированной территории.

6. Кластерный анализ выявил разделение функциональных зон на две ветви: селитебные зоны (многоэтажная и малоэтажная застройка), промышленные и транспортные зоны, что характеризует их сходством процессов образования и накопления поллютантов неорганической природы. Парково-рекреационная зона выделяется минимальным загрязнением, что

подтверждает её роль как буферной территории. Контраст между фоном Читинского района и городами Евразии может указывать на накопленный региональный геохимический фон или специфику природных условий Забайкалья. Однородность загрязнения в городе требует дополнительного изучения источников и путей распространения микроэлементов.

7. Фоновая зона Читинского района достоверно отличается от всех функциональных зон города (промышленных, селитебных, транспортных и др.), кроме парково-рекреационной. Это может указывать на схожий уровень микроэлементного состава в парковых зонах и фоновых территориях (меньше антропогенного влияния) и более сильное загрязнение в других урбанизированных зонах. Несмотря на общий низкий уровень загрязнения, выявлены локальные зоны с повышенным содержанием токсичных элементов (W, As и Sb), требующие мониторинга. Преобладание природных источников для большинства элементов подчёркивает важность учёта геохимических особенностей региона. Результаты исследования могут быть использованы для оптимизации экологической политики и снижения техногенной нагрузки в условиях резко-континентального климата Забайкалья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А., Алексеев А.В. Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитебных ландшафтов. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2013. 312 с.
- Бондаревич Е.А. Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова // Лёд и Снег. 2019. Т. 3. № 59. С. 389–400. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>
- Гилязов А.Ф. Кластерный анализ как инструмент районирования территории по крупности речных наносов (на примере бассейна Волги) // Вест. Удмуртского ун-та. Биология. Науки о Земле. 2015. Т. 25. № 2. С. 149–158.
- Захарченко А.В., Тигеев А.А. Микроэлементы в пыли снежного покрова на примере городов Тюмень и Тобольск // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 397–409. <https://doi.org/10.31857/S2076673423030146>
- Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
- Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Сорокина О.И., Гунин П.Д., Бажа С.Н., Энх-Амгалан С. Геохимия ландшафтов Улан-Батора // Изв. РАН. Сер. География. 2013. № 5. С. 111–126.
- Куимова Н.Г., Сергеева А.Г., Шумилова Л.П., Павлова Л.М., Борисова И.Г. Эколого-геохимическая оценка аэротехногенного загрязнения урбанизированной территории по состоянию снежного покрова // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 5. С. 422–435.
- Макаров В.Н., Торговкин Н.В. Геохимия взвешенных веществ в зимней атмосфере Якутска (по снежному покрову) // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 10 (393). С. 765–768. <https://doi.org/10.15372/AOO20211003>
- Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населённых пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. № 5174–90 / Сост. Б.А. Ревич, Ю.Е. Саёт, Р.С. Смирнова. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1990. 9 с.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И. Геохимическая характеристика снежного покрова Тюмени // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2021. № 3. С. 13–26.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Соромотин А.В. Геохимическая характеристика снежного покрова г. Тобольск // Изв. Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 5. С. 156–169. <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/05/3195>
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Тигеев А.А. Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 551–563. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040151>
- Павлов В.Е., Суторихин И.А., Хвостов И.В., Зинченко Г.С. Снежный покров как индикатор загрязнения урбанизированной территории Алтайского края // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 1. С. 96–100.
- Павлова Л.М., Радомская В.И., Юсупов Д.В. Высокотоксичные элементы в снежном покрове на территории г. Благовещенска // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2015. № 1. С. 27–35.
- Пожитков Р.Ю., Московченко Д.В., Соромотин А.В., Кудрявцев А.А., Томилова Е.В. Оценка загрязнения снегового покрова Заполярного месторождения // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2019. № 5 (290). С. 15–21. [https://doi.org/10.33285/2411-7013-2019-5\(290\)-15-21](https://doi.org/10.33285/2411-7013-2019-5(290)-15-21)
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М. Редкоземельные элементы в атмосферных осадках на территории г. Благовещенска // Геохимия. 2018. № 2. С. 197–206. <https://doi.org/10.7868/S0016752518010053>

- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Сергеева А.Г., Бородина Н.А. Многомерный статистический анализ содержаний элементов в снеговом покрове г. Благовещенска // Региональная экология. 2018. № 2 (52). С. 15–28.
<https://doi.org/10.30694/1026-5600-2018-2-15-28>
- Ревич Б.А., Саев Ю.Е., Смирнова Р.С., Сорокина Е.П. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. М.: ИМГРЭ, 1982. 112 с.
- Робертус Ю.В., Удачин В.Н., Рихванов Л.П., Кивацкая А.В., Любимов Р.В., Юсупов Д.В. Индикация компонентами природной среды трансграничного переноса загрязняющих веществ на территорию горного Алтая // Известия Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 9. С. 39–48.
- Санина Н.Б., Чернов А.Ю., Пройдакова О.А., Арсентьева А.Г. Распределение и баланс токсичных металлов в природно-техногенных системах топливно-энергетических комплексов Прибайкалья // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2002. № 2. С. 145–55.
- Смирнова С.М., Долин В.В. Тяжелые металлы в снежном покрове г. Николаева // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. 2011. Вып. 19. С. 115–124.
- Сорокина О.И., Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Голованов Д.Л., Бажа С.Н., Доржготов Д., Энх-Амгалан С. Тяжелые металлы в воздухе и снежном покрове Улан-Батора // География и природные ресурсы. 2013. № 3. С. 159–170.
- Степанец В.Н., Серых Т.Г., Папина Т.С. Оценка содержания микроэлементов в снежном покрове юга Западной Сибири // Гидрометеорология и экология. 2021. № 64. С. 480–492.
<https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-480-492>
- Таловская А.В., Филимоненко Е.А., Язиков Е.Г. Динамика элементного состава снегового покрова на территории северо-восточной зоны влияния Томск-Северской промышленной агломерации // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 6. С. 491–495.
- Тас-оол Л.Х., Янчат Н.Н., Жданок А.И., Чупикова С.А. Загрязнение снежного покрова территории г. Кызыл // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 6. С. 507–517.
- Эпова Е.С., Солодухина М.А., Еремин О.В., Михайлова Л.А., Алексеева О.Г., Бурлака Н.М., Лана С.Э. Мониторинг содержания мышьяка, свинца, кадмия, цинка и меди в компонентах окружающей среды населённого пункта Шерловая Гора (Восточное Забайкалье) // Гигиена и санитария. 2020. Т. 99. № 2. С. 210–216.
<http://dx.doi.org/10.33029/0016-9900-2020-99-2-210-216>
- Юсупов Д.В., Радомская В.И., Павлова Л.М., Трутнева Н.В., Ильенок С.С. Тяжелые металлы в пылевом аэрозоле северо-западной промышленной зоны г. Благовещенска (Амурская область) // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 10. С. 906–910.
- Юсупов Д.В., Степанов В.А., Трутнева Н.В., Могилев А.А. Минеральный и геохимический состав твердого осадка в снежном покрове г. Благовещенск (Амурская область) // Известия Томск. политех. ун-та. 2014. Т. 324. № 1. С. 184–189.
- Karthe D., Hafer T., Battulga B., Sereeter L., Stehr G. Pollution Reduction Potential By Implementing Electrostatic Dust Precipitators On Mongolian Small-Scale Stoves (A Pilot Study In Ulaanbaatar) // Geography, environment, sustainability. 2020. V. 13. № 3. P. 117–128.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-50>
- mnr.gov.ru // Электронный ресурс. <https://www.mnr.gov.ru/activity/clean-air/chita> Дата обращения: 18.04.2025.
- Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E. Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions // Environmental Monitoring and Assessment. 2020. V. 192. № 4. P. 215.
<https://doi.org/10.1007/s10661-020-8179-4>
- Vlasov D., Kasimov N., Eremina I., Shinkareva G., Chubarova N. Partitioning and solubilities of metals and metalloids in spring rains in Moscow megacity // Atmospheric Pollution Research. 2020. V. 12. № 1. P. 255–271.
<https://doi.org/10.1016/j.apr.2020.09.012>
- Xue H., Chen W., Li M., Liu B., Li G., Han X. Assessment of major ions and trace elements in snow: A case study across northeastern China, 2017–2018 // Chemosphere. 2020. V. 251. P. 126328.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.126328>
- ZENODO // Электронный ресурс. <https://zenodo.org/> Дата обращения: 18.04.2025.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.15860573>

Citation: *Bondarevich E.A. Microelement composition of dust in the snow cover of Chita city in 2023–2024. Led i Sneg. Ice and Snow. 2025, 65 (4): 614–627. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040073.*

Microelement composition of dust in the snow cover of Chita city in 2023–2024

© 2025 E. A. Bondarevich

Chita State Medical Academy, Chita, Russia

e-mail: bondarevich84@mail.ru

Received April 29, 2025; revised July 16, 2025; accepted September 25, 2025

The microelement composition of the dust fraction of the snow cover of the Chita city (Zabaykalsky Krai, Russia) in winters of 2023–2024 was examined. For several years, Chita is known as one of the Russian cities with the most polluted air, and therefore it has been included into the Federal project “Clean Air” to reduce the level of emissions into the atmosphere by 2026 from 67.1 thousand tons (2017) to 23 thousand tons. In this aspect, this study of the content of trace elements in the snow cover was performed. The X-ray fluorescence analysis method was used to examine 75 samples of dust from snow, taken in various functional zones. The results revealed the distribution of chemical elements in the snow cover, depending on the level of technogenic load. The industrial zone and sites along transport routes are the most polluted, while the lowest levels of trace element accumulation are typical in the parking and recreational zones. Increased concentrations of Fe, Br, Sr, Sn, Sb, W and Th were recorded in the industrial zone, while Ti, V and Cu prevailed near the transport routes. Analysis of samples by the enrichment factor did show a significant anthropogenic contribution for Sn, Se and Sb ($EF > 10$), with maximum values of the concentration factor for W (K_c up to 62.26 in industrial zones) and As (K_c up to 19.54 in residential districts). The total pollution index (Z_c) ranged from 2.18 (recreational zone) to 8.52 (industrial zone), indicating a moderate level of common pollution. Comparison with background values for Eurasia revealed that increased concentrations of Sr, Cs and Ti in the Chita samples, while the content of heavy metals (Pb, Cu, Ni) was smaller than the median values in other regions. The study emphasizes the integrated influence of local industrial emissions, transport and regional geochemical background on the composition of snow dust in a sharp continental climate.

Keywords: snow chemistry, urban pollution, heavy metals, enrichment factor, atmospheric deposition, Trans-Baikal region

REFERENCES

- Alekseenko V.A., Alekseenko A.V. *Himicheskie elementy v geohimicheskikh sistemah. Klarki pochv selitebnykh landshaftov*. Chemical elements in geochemical systems. Clarks of soils in residential landscapes. Rostov-on-Don: Southern Federal University, 2013: 312. [In Russian].
- Bondarevich E.A. Assessment of Technogenic Pollution of the Urban Environment in Chita Based on Snow Cover Conditions. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 3 (59): 389–400.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>
[In Russian].
- Gilyazov A.F. Cluster Analysis as a Tool for Regionalization by River Sediment Size (Case Study of the Volga River Basin). *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Biologiya. Nauki o Zemle*. Bulletin of Udmurt University. Biology. Earth Sciences. 2015, 25 (2): 149–158. [In Russian].
- Zakharchenko A.V., Tigeev A.A. Trace Elements in Snow Cover Dust: Case Study of Tyumen and Tobolsk Cities. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (3): 397–409.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423030146>
[In Russian].
- Kasimov N.S., Vlasov D.V. Clarke Values of Chemical Elements as Reference Standards in Ecogeochemistry. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Bulletin of Moscow University. Series 5: Geography. 2015, 2: 7–17. [In Russian].
- Kosheleva N.E., Kasimov N.S., Sorokina O.I., Gunin P.D., Bazha S.N., Enkh-Amgalan S. Geochemistry of Landscapes in Ulaanbaatar. *Izvestiya RAN. Seriya Geografiya. Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2013, 5: 111–126. [In Russian].
- Kuimova N.G., Sergeeva A.G., Shumilova L.P., Pavlova L.M., Borisova I.G. Ecological-Geochemical Assessment of Aerotechnogenic Pollution in Urban Areas Based on Snow Cover Conditions. *Geoekologiya. Inzhenernaya*

- geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya. Geocology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology.* 2012, 5: 422–435. [In Russian].
- Makarov V.N., Torgovkin N.V. Geochemistry of Suspended Matter in the Winter Atmosphere of Yakutsk (Based on Snow Cover). *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Oceanic Optics.* 2021, 34 (10(393)): 765–768. <https://doi.org/10.15372/AOO20211003> [In Russian].
- Metodicheskie rekomendacii po ocenke stepeni zagryazneniya atmosfernogo vozduha naselyonnykh punktov metallami po ih sodержaniyu v snezhnom pokrove i pochve. № 5174–90. Methodical recommendations for assessing the degree of pollution of atmospheric air in populated areas with metals by their content in the snow cover and soil. Compilers: B.A. Revich, Yu.E. Saet, R.S. Smirnova 5174–90. Moscow: IMGRE, 1990: 9 p. [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timshanov R.I. Geochemical Characteristics of Snow Cover in Tyumen. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiya.* Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 2021, 3: 13–26. [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Soromotin A.V. Geochemical Characteristics of Snow Cover in Tobolsk. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesurov.* Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021, 332 (5): 156–169. <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/05/3195> [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Tigeev A.A. Assessment of Metal and Metalloid Content in Snow Cover in Oil-Producing Areas of the Middle Ob Region. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2022, 62 (4): 551–563. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040151> [In Russian].
- Pavlov V.E., Sutorikhin I.A., Khvostov I.V., Zinchenko G.S. Snow Cover as an Indicator of Pollution in Urbanized Areas of the Altai Territory. *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Oceanic Optics.* 2009, 22 (1): 96–100. [In Russian].
- Pavlova L.M., Radomskaya V.I., Yusupov D.V. Highly Toxic Elements in Snow Cover in Blagoveshchensk. *Geokologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya.* Geocology. Engineering Geology, Hydrogeology, Geocryology. 2015, 1: 27–35. [In Russian].
- Pozhitkov R.Yu., Moskovchenko D.V., Soromotin A.V., Kudryavtsev A.A., Tomilova E.V. Assessment of Snow Cover Pollution in the Zapolyarnoye Field. *Zashchita okruzhayushchey sredy v neftegazovom komplekse.* Environmental Protection in the Oil and Gas Industry. 2019, 5 (290): 15–21. [https://doi.org/10.33285/2411-7013-2019-5\(290\)-15-21](https://doi.org/10.33285/2411-7013-2019-5(290)-15-21) [In Russian].
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M. Rare Earth Elements in Atmospheric Precipitation in Blagoveshchensk. *Geokhimiya. Geochemistry.* 2018, 2: 197–206. <https://doi.org/10.7868/S0016752518010053> [In Russian].
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Sergeeva A.G., Borodina N.A. Multivariate Statistical Analysis of Element Concentrations in Snow Cover in Blagoveshchensk. *Regional'naya ekologiya. Regional Ecology.* 2018, 2 (52): 15–28. <https://doi.org/10.30694/1026-5600-2018-2-15-28> [In Russian].
- Revich B.A., Saet Yu.E., Smirnova R.S., Sorokina E.P. Methodological recommendations on the geochemical assessment of urban pollution by chemical elements. Moscow: IMGRE, 1982: 112 p. [In Russian].
- Roberus Yu.V., Udachin V.N., Rikhvanov L.P., Kivatskaya A.V., Lyubimov R.V., Yusupov D.V. Indication of Cross-Border Transfer of Pollutants to the Altai Mountains Using Natural Environment Components. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesurov.* Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2016, 327 (9): 39–48. [In Russian].
- Sanina N.B., Chernov A.Yu., Proydakova O.A., Arsentieva A.G. Distribution and Balance of Toxic Metals in Natural-Technogenic Systems of the Baikal Region Fuel and Energy Complexes. *Geokologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya.* Geocology. Engineering Geology, Hydrogeology, Geocryology. 2002, 2: 145–155. [In Russian].
- Smirnova S.M., Dolin V.V. Heavy Metals in Snow Cover of Mykolaiv City. *Zbirnyk naukovykh prats' Instytutu heokhimii navkolyshn'oho seredovyshcha.* Collection of Scientific Works of the Institute of Environmental Geochemistry. 2011, 19: 115–124. [In Russian].
- Sorokina O.I., Kosheleva N.E., Kasimov N.S., Golovanov D.L., Bazha S.N., Dorzhgotov D., Enkh-Amgalan S. Heavy Metals in Air and Snow Cover of Ulaanbaatar. *Geografiya i prirodnye resursy.* Geography and Natural Resources. 2013, 3: 159–170. [In Russian].
- Stepanets V.N., Serykh T.G., Papina T.S. Assessment of Trace Element Content in Snow Cover of Southern Western Siberia. *Gidrometeorologiya i ekologiya.* Hydrometeorology and Ecology. 2021, 64: 480–492. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-480-492> [In Russian].
- Talovskaya A.V., Filimonenko E.A., Yazikov E.G. Dynamics of Elemental Composition of Snow Cover in the Northeastern Zone of Influence of the Tomsk-Seversk Industrial Agglomeration. *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Oceanic Optics.* 2014, 27 (6): 491–495. [In Russian].
- Tasool L.Kh., Yanchat N.N., Zhdanok A.I., Chupikova S.A. Pollution of Snow Cover in Kyzyl City. *Geokologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya.*

- Geokriologiya*. Geoecology. Engineering Geology, Hydrogeology, Geocryology. 2014, 6: 507–517. [In Russian].
- Epova E.S., Solodukhina M.A., Eremin O.V., Mikhailova L.A., Alekseeva O.G., Burlaka N.M., Lapa S.E.* Monitoring of Arsenic, Lead, Cadmium, Zinc, and Copper Content in Environmental Components of the Sherlovaya Gora Settlement (Eastern Transbaikalia). *Gigiena i sanitariya*. Hygiene and Sanitation. 2020, 99 (2): 210–216.
<http://dx.doi.org/10.33029/0016-9900-2020-99-2-210-216> [In Russian].
- Yusupov D.V., Radomskaya V.I., Pavlova L.M., Trutneva N.V., Il'enok S.S.* Heavy Metals in Dust Aerosol of the Northwestern Industrial Zone of Blagoveshchensk (Amur Region). *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2014, 27 (10): 906–910. [In Russian].
- Yusupov D.V., Stepanov V.A., Trutneva N.V., Mogilev A.A.* Mineral and Geochemical Composition of Solid Sediment in Snow Cover of Blagoveshchensk (Amur Region). *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2014, 324 (1): 184–189. [In Russian].
- Karthe D., Hafer T., Battulga B., Sereeter L., Stehr G.* Pollution Reduction Potential By Implementing Electrostatic Dust Precipitators On Mongolian Small-Scale Stoves (A Pilot Study In Ulaanbaatar). *Geography, environment, sustainability*. 2020, 13 (3): 117–128.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-50>
- mnr.gov.ru: official site. Retrieved from: <https://www.mnr.gov.ru/activity/clean-air/chita> Last access: April 18, 2025.
- Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E.* Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions. *Environmental Monitoring and Assessment*. 2020, 192 (4): 215.
<https://doi.org/10.1007/s10661-020-8179-4>
- Vlasov D., Kasimov N., Eremina I., Shinkareva G., Chubarova N.* Partitioning and solubilities of metals and metalloids in spring rains in Moscow megacity. *Atmospheric Pollution Research*. 2020, 12 (1): 255–271.
<https://doi.org/10.1016/j.apr.2020.09.012>
- Xue H., Chen W., Li M., Liu B., Li G., Han X.* Assessment of major ions and trace elements in snow: A case study across northeastern China, 2017–2018. *Chemosphere*. 2020, 251: 126328.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.126328>
- ZENODO: official site. Retrieved from: <https://zenodo.org/> Last access: April 18, 2025. <https://doi.org/10.5281/zenodo.15860573>.

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА ERA5-LAND С ПРЯМЫМИ ИЗМЕРЕНИЯМИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА В МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2025 г. О. Р. Жунусова^{1,*}, А. А. Землянская¹, О. М. Макарьева¹,
А. Н. Шихов^{1,2}, Н. В. Нестерова¹

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

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

*e-mail: zhun.oksana@gmail.com

Поступила в редакцию 20.06.2025 г.

После доработки 20.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Исследование посвящено комплексной оценке точности данных реанализа ERA5-Land при воспроизведении толщины снежного покрова и количества твердых осадков в условиях криолитозоны Северо-Востока России на примере Магаданской области. Основой для анализа послужили данные суточных наблюдений с 21 метеостанции (2010–2024 гг.) и данные с 12 стационарных снегомерных реек, установленных авторами на термометрических скважинах региональной геофизиологической сети мониторинга (2022–2024 гг.). Высота снежного покрова у реек фиксировалась с заданным интервалом по времени с помощью фотоловушек. Для сопоставления использовались ближайшие к пунктам наблюдений узлы сетки ERA5-Land с пространственным разрешением $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (~9 км) с учётом различий в высоте между ячейками сетки и пунктами наблюдений. Результаты показали, что данные ERA5-Land систематически завышают высоту снежного покрова (в среднем на 27 см, или 168 %) и количество твёрдых осадков (в среднем на 6 мм, или 113 %, за период с октября по апрель) в сравнении с наблюдаемыми данными. Средний коэффициент корреляции между данными реанализа и наблюдениями составил 0.73 для высоты снега и 0.84 для твёрдых осадков. Ошибки наиболее значительны в горных районах и для станций, расположенных на берегу Охотского моря. Выявлена зависимость завышения толщины снежного покрова по данным реанализа от высоты расположения пункта наблюдения. Так, завышение толщины снежного покрова по данным реанализа увеличивается до значений абсолютной высоты около 500 м, однако выше 500 м эта зависимость меняется на обратную. ERA5-Land показывает более раннее появление снежного покрова и более позднее его таяние в сравнении с наблюдениями. Кроме завышения твёрдых осадков, дополнительными факторами, вносящими погрешность в воспроизведение реанализом высот снежного покрова, являются низкое пространственное разрешение ERA5-Land и отсутствие учета процессов сублимации и ветрового переноса снега в модели. Полученные результаты способствуют лучшему пониманию возможностей и ограничений использования данных ERA5-Land в условиях горной криолитозоны.

Ключевые слова: ERA5-Land, реанализ, высота снега, Северо-Восток России, Магаданская область, мерзлота

DOI: 10.7868/S2412376525040089

ВВЕДЕНИЕ

Толщина сезонного снежного покрова — ключевая характеристика климатического режима, которая оказывает значительное влияние на термический режим многолетнемёрзлых пород и промерзание почвогрунтов (Гаврилова, 1978; Павлов, 1980; Шерстюков, 2008; Шмакин и др.,

2015). Кроме того, снег — определяющее звено в формировании гидрологического режима рек. В условиях потепления климата и деградации многолетней мерзлоты проблема изучения распределения снежного покрова представляется весьма актуальной (Осокин, Сосновский, 2015; Китаев, 2021; Kim et al., 2025).

В горных регионах зоны многолетней мерзлоты, таких как Магаданская область, отмечается недостаток наземных наблюдений за характеристиками снежного покрова. Для территории области площадью более 462 тыс. км² доступны данные о толщине и плотности снежного покрова всего с 26 метеостанций, расположенных на высотах от 5 до 850 м над ур. моря, и 5 маршрутных снегомерных съёмок. При этом 27 % территории области, расположенной на высотах выше 850 м над ур. моря, вообще не освещены данными наблюдений за снежным покровом.

В связи с ограниченностью информации становится актуальным использование данных реанализа. Они представляют собой результаты расчётов численных моделей атмосферы, в которых используются динамически сглаженные и согласованные наблюдения в течение анализируемого периода (как наземные, так и аэрологические и спутниковые) (Sharifi et al., 2019; Фомин, Ундерских, 2020). Использование технологии слияния данных нескольких источников может обеспечить более точное представление о распределении осадков, в том числе и в горных регионах (Yan et al., 2024; Li et al., 2025).

В мировой практике широко распространено использование реанализа ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021), данные которого предоставляются с наиболее высоким пространственным разрешением (0.1° по широте и долготе) в сравнении с другими реанализами. К числу доступных переменных относятся и несколько характеристик снежного покрова, включая толщину, плотность и влагосодержание. Реанализ ERA5-Land, как и основной реанализ ERA5 (Hersbach et al., 2020), разработан Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), и его данные находятся в открытом доступе (Copernicus..., 2025). Несмотря на то, что реанализы ERA5-Land и ERA5 считаются наиболее совершенными из существующих, необходимы анализ точности и изучение возможности применения этих данных для разных территорий, прежде чем использовать их на практике.

В частности, характеристики точности воспроизведения различных переменных реанализами ECMWF для территории России рассматривались в ряде работ (Головинов, Васильева, 2022; Григорьев и др., 2022; Титкова, Ананичева, 2023; Морейдо и др., 2024). Исследованиям характеристик снежного покрова по данным реанализа посвящено много работ (Muñoz-Sabater et al., 2021; Крючков и др., 2023; Poschlod, Daloz, 2024; Калинин и др., 2025), включая работы

по горным регионам (Akyurek et al., 2023; Lei et al., 2023; Yan et al., 2024; Majidi et al., 2025; Kim et al., 2025). При этом для Северо-Востока России такие исследования единичны (Титкова, Ананичева, 2023).

Цель исследования заключается в оценке воспроизводимости высоты снежного покрова и количества твёрдых осадков по данным реанализа ERA5-Land на территории Магаданской области.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные наземных наблюдений. Для оценки качества реанализа использовались наблюдённые суточные данные о высоте снежного покрова и твёрдых осадках с 21 метеостанции Магаданской области, расположенных на абсолютных высотах от 9 до 850 м над ур. моря в период 2010–2024 гг. (рис. 1). Большинство метеостанций располагается в долинах рек.

Дополнительно использовались данные с 12 стационарных снегомерных реек, установленных авторами для наблюдения за высотой снежного покрова на термометрических скважинах региональной геоэкологической сети мониторинга Магаданской области (Макарьева и др., 2024). Они обеспечивают информацию о высоте снега на большем, чем метеостанции, диапазоне высот – от 175 до 1182 м. Высота снежного покрова у реек фиксировалась с заданным интервалом по времени с помощью фотоловушек в период с сентября 2022 г. по декабрь 2024 г. (Землянскова и др., 2024).

Данные реанализа ERA5-Land. Для региона исследования подготовлены данные о высоте снежного покрова (snow depth) и количестве осадков (total precipitation) за период с октября по апрель с суточным шагом. Исходные данные по этим переменным были получены с шагом сетки по горизонтали 0.1° из набора ERA5-Land post-processed daily statistics from 1950 to present (Muñoz-Sabater et al., 2021). Этот набор данных уже содержит суточные суммы осадков и осреднённые за сутки значения высоты снежного покрова. Для сопоставления с наблюдениями были выбраны ближайшие к пунктам наблюдения узлы сетки ERA5-Land, сравнение выполнялось путём извлечения величины из данного узла сетки (без сглаживания).

Критерии сравнения. Для сравнения модельных значений ERA5-Land и рядов наблюдений были использованы следующие критерии сравнения: bias (средняя абсолютная ошибка или

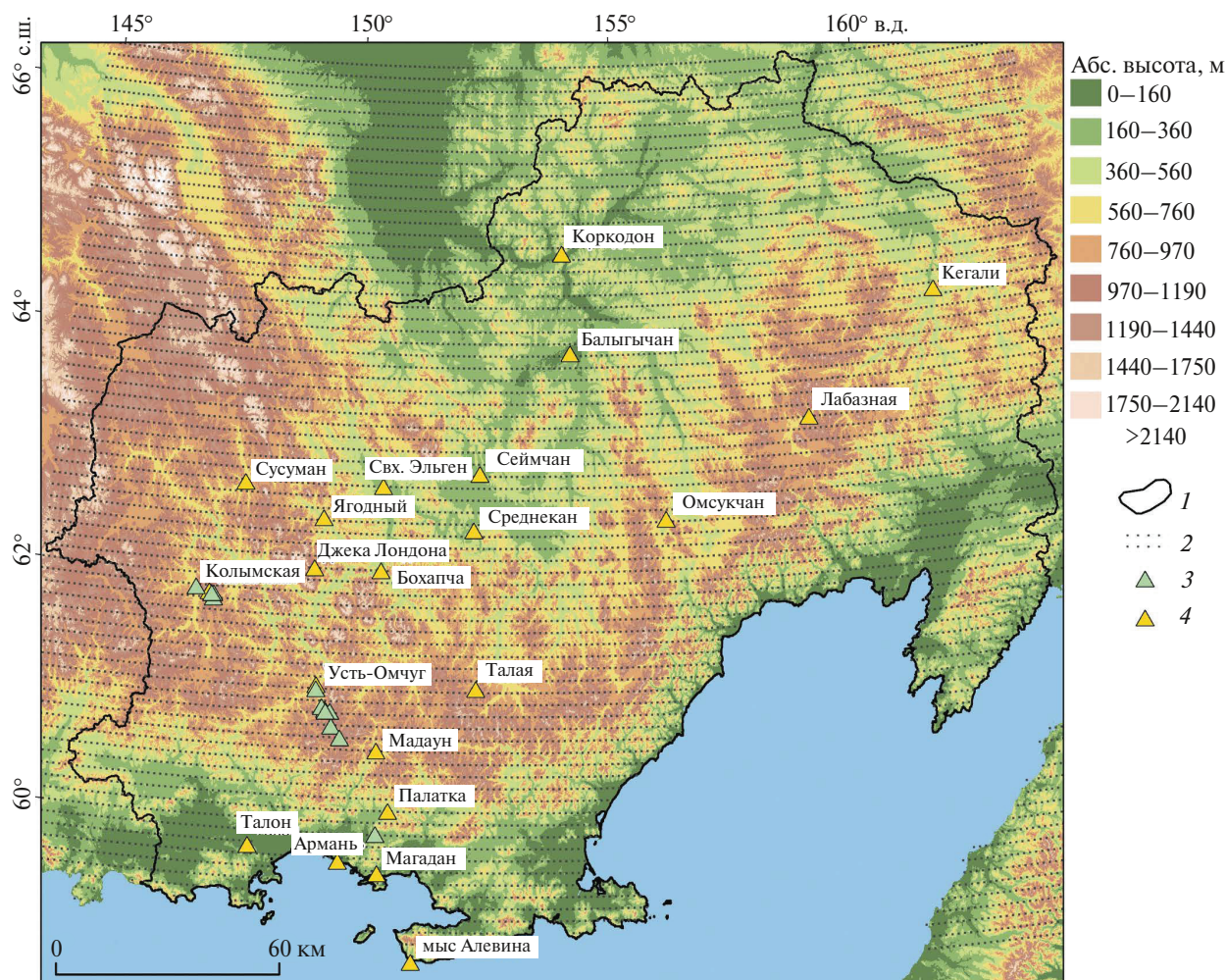


Рис. 1. Регион исследования с сетью наблюдений и узлами сетки реанализа ERA5-Land. Условные обозначения: 1 – границы Магаданской области; 2 – узлы сетки реанализа ERA5-Land; 3 – места установки фотоловушек; 4 – метеорологические станции (указаны названия). Для сопоставления с наблюдениями использовались ближайшие к пунктам наблюдений узлы сетки

Fig. 1. Study region with the observation network and the ERA5-Land grid nodes. Legend: 1 – boundaries of the Magadan Oblast; 2 – ERA5-Land grid nodes; 3 – camera trap locations; 4 – weather stations (station names are indicated). The nearest ERA5-Land grid nodes to observation points were used for comparison

средняя разность), среднеквадратичная ошибка (RMSE), средняя относительная ошибка (MRE), коэффициент корреляции Спирмена (r_s). Расчёт данных характеристик производился по формулам:

$$\text{bias} = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} |x_{obs,i} - x_{sim,i}|}{N},$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{N-1} (x_{obs,i} - x_{sim,i})^2}{N}},$$

$$\text{MRE} = \frac{100\%}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \frac{x_{obs,i} - x_{sim,i}}{x_{obs,i}},$$

где N – число пунктов наблюдений, по которым выполняется оценка (станции и снегомерные рейки авторов); $x_{obs,i}$ – значения, полученные по данным наземных наблюдений, $x_{sim,i}$ – значения, полученные по данным реанализа.

Для учёта влияния рельефа использовалась разница высоты станции и средней высоты ячейки сетки $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ERA5-Land. Для расчёта средней высоты ячейки брали данные цифровых

моделей рельефа, используемые в продуктах реанализа ERA5: GLOBE DEM (для точек с широтой севернее 60° с.ш.) и SRTM30 (для точек с широтой южнее 60° с.ш.).

Для расчёта продолжительности существования снежного покрова количество дней со снегом принималось для высот снега не менее 1 и 5 см. Порог в 1 см был выбран для определения начала формирования снежного покрова и его полного стаивания, порог 5 см — для оценки продолжительности залегания устойчивого снежного покрова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка воспроизведения высоты снежного покрова. Значения рассчитанных критериев сравнения по данным высот снежного покрова для каждой станции представлены в табл. 1. Данные ERA5-Land систематически завышают высоту снежного покрова в Магаданской области: в среднем на 27 см, или на 168 %, относительно наземных наблюдений за весь период залегания снежного покрова. Превышение мощности снега по данным реанализа наблюдается для всех станций, кроме метеостанции Талон (рис. 2, в). Коэффициент корреляции Спирмена и среднеквадратичная ошибка, рассчитанные по всем станциям, составляют 0.73 и 38 см соответственно. Средняя высота ячейки ERA5-Land почти для всех пунктов наблюдений превышает высоту наземных пунктов наблюдений, в среднем на 97 м.

На рис. 2 представлено сравнение высоты снежного покрова по данным ERA5-Land и наблюдениям для отдельных фотоловушек (см. рис. 2, а–б) и метеостанций (см. рис. 2, в–г). Анализ временных рядов высоты снежного покрова по данным ERA5-Land и наземных наблюдений показывает, что величина завышения реанализом фактической высоты снега не зависит от снежности зимы. Исключение — метеостанция Талон. В отличие от других пунктов, здесь данные ERA5-Land занижают высоту снежного покрова по сравнению с наземными наблюдениями. Причём в многоснежные зимы занижение становится более выраженным.

На рис. 3 представлено пространственное распределение средней относительной ошибки высоты снежного покрова. Наибольшие ошибки наблюдаются в горных районах и для станций, расположенных на берегу Охотского моря. Тот же эффект наблюдается в пространственном распределении коэффициента корреляции. Это может быть связано с особенностями рельефа

и микроклимата, влияющими на процессы перераспределения снега. Зависимости рассчитанных статистических характеристик от широты станции не установлено.

Значения абсолютной ошибки высоты снежного покрова зависят от высоты расположения станции: с ростом высоты станции увеличивается завышение реанализом высоты снежного покрова (рис. 4, а). Однако для станций выше 500 м эта зависимость имеет обратный характер. Зависимость абсолютной ошибки высоты снежного покрова от разницы абсолютных высот пунктов наблюдений и реанализа не выражена (см. рис. 4, б). Для остальных рассчитанных статистических характеристик зависимости от высоты станций не наблюдается.

Реанализ ERA5-Land систематически показывает более длительный период залегания снежного покрова, чем фактические наблюдения (табл. 2) — более раннее появление снежного покрова и более позднее его таяние. Однако стоит принять во внимание, что при анализе использовались данные о высоте снега, полученные по рейке, а не в ходе снегомерных наблюдений. В таких данных присутствует недооценка высоты снежного покрова в результате возможного выдувания снега у рейки.

Для каждого сезона была определена дата с максимальной высотой снега на основе данных реанализа, после чего проведено сравнение высот снежного покрова на эту дату (рис. 5). Результаты показали, что средняя высота снежного покрова по данным ERA5-Land превышает наблюдаемые значения в среднем на 40 см с минимальным превышением 1 см и максимальным — 68 см. Средняя относительная ошибка варьирует от 0 до 290 % и составляет 94 %. Наибольшее накопление снега по данным реанализа наблюдается в районе Колымского нагорья.

Оценка воспроизведения твёрдых осадков. Завышение высоты снежного покрова по данным ERA5-Land частично объясняется завышением количества твёрдых осадков. Сравнение средних месячных сумм твёрдых осадков и значения рассчитанных критериев сравнения по всем метеорологическим станциям и по месяцам представлено на рис. 6. В среднем за период с октября по апрель превышение составляет 6 мм, что соответствует 113 % относительно наземных наблюдений. Коэффициент корреляции Спирмена и среднеквадратичная ошибка, рассчитанные по всем станциям, составляют 0.84 и 14 см соответственно.

Таблица 1. Сравнение наблюдаемых данных с данными реанализа ERA5–Land по станциям**Table 1.** Comparison of observed data with ERA5–Land reanalysis data by weather stations

Пункт наблюдений	Широта, град	Долгота, град	Высота над ур. моря, м	Средняя абс. ошибка, см	RMSE, см	MRE, %	r_s	Разница между высотой станции и средней высотой ячейки ERA5–Land, м
Сусуман	62.78	148.17	649	–26	30	–211	0.74	–38
Коркодон	64.75	153.97	103	–9	14	–49	0.95	–256
Сеймчан	62.92	152.42	207	–22	26	–87	0.93	1
Среднекан	62.45	152.32	266	–17	24	–48	0.91	–7
Магадан, Нагаева бухта*	59.58	150.78	118	–27	35	–232	0.70	–13
мыс Алевина*	58.85	151.37	65	–25	33	–219	0.79	–267
Талон	59.77	148.63	22	9	20	–20	0.92	–11
Ягодный	62.52	149.62	487	–31	34	–120	0.86	–104
Джека Лондона	62.10	149.50	806	–31	35	–109	0.80	–127
Колымская	61.85	147.67	850	–14	18	–44	0.89	–312
Усть–Омчуг	61.13	149.63	576	–38	43	–246	0.62	–60
Кегали	64.25	161.07	374	–26	29	–94	0.90	–97
Балыгычан	63.92	154.10	146	–17	22	–53	0.91	–18
Лабазная	63.30	158.50	706	–21	26	–89	0.85	–174
Свх.Эльген	62.80	150.67	312	–27	31	–96	0.85	–21
Бохапча	62.10	150.68	348	–29	34	–87	0.86	–146
Омсукчан	62.52	155.78	542	–34	39	–142	0.84	–110
Талая	61.13	152.38	689	–36	41	–108	0.90	–179
Мадаун	60.60	150.70	523	–52	55	–255	0.83	–140
Палатка	60.10	150.93	341	–47	50	–263	0.74	–57
Армань*	59.67	150.13	9	–47	52	–1120	0.52	–3
Анмангында**	60.93	149.80	745	–39	42	–202	0.87	–166
Солонцовый**	60.91	149.89	803	–28	33	–112	0.80	–170
ГП–2**	60.95	149.74	712	–37	39	–254	0.88	–135
Сопка**	60.79	149.92	1027	–14	16	–28	0.85	–94
CALM**	60.91	149.81	781	–39	42	–260	0.82	–130
CALM УО**	61.10	149.63	600	–39	43	–276	0.85	–36
Бускэчен**	60.70	150.07	978	–45	51	–200	0.49	–128
Перевал Кулу**	61.80	147.75	1170	–15	21	–37	0.62	–8
Кулу**	61.88	147.43	618	–29	33	–170	0.58	–46
Гольцы**	61.84	147.75	1182	–7	28	–35	0.33	4
Верхний**	61.84	147.71	961	–29	31	–179	0.77	–150
Сокол**	59.90	150.73	175	–14	17	–93	0.75	–18
Все станции				–27	38	–168	0.73	–97
Минимум			9	–52	14	–1120	0.33	–312
Максимум			1182	9	55	–20	0.95	4

* Прибрежные станции; ** фотоловушки.

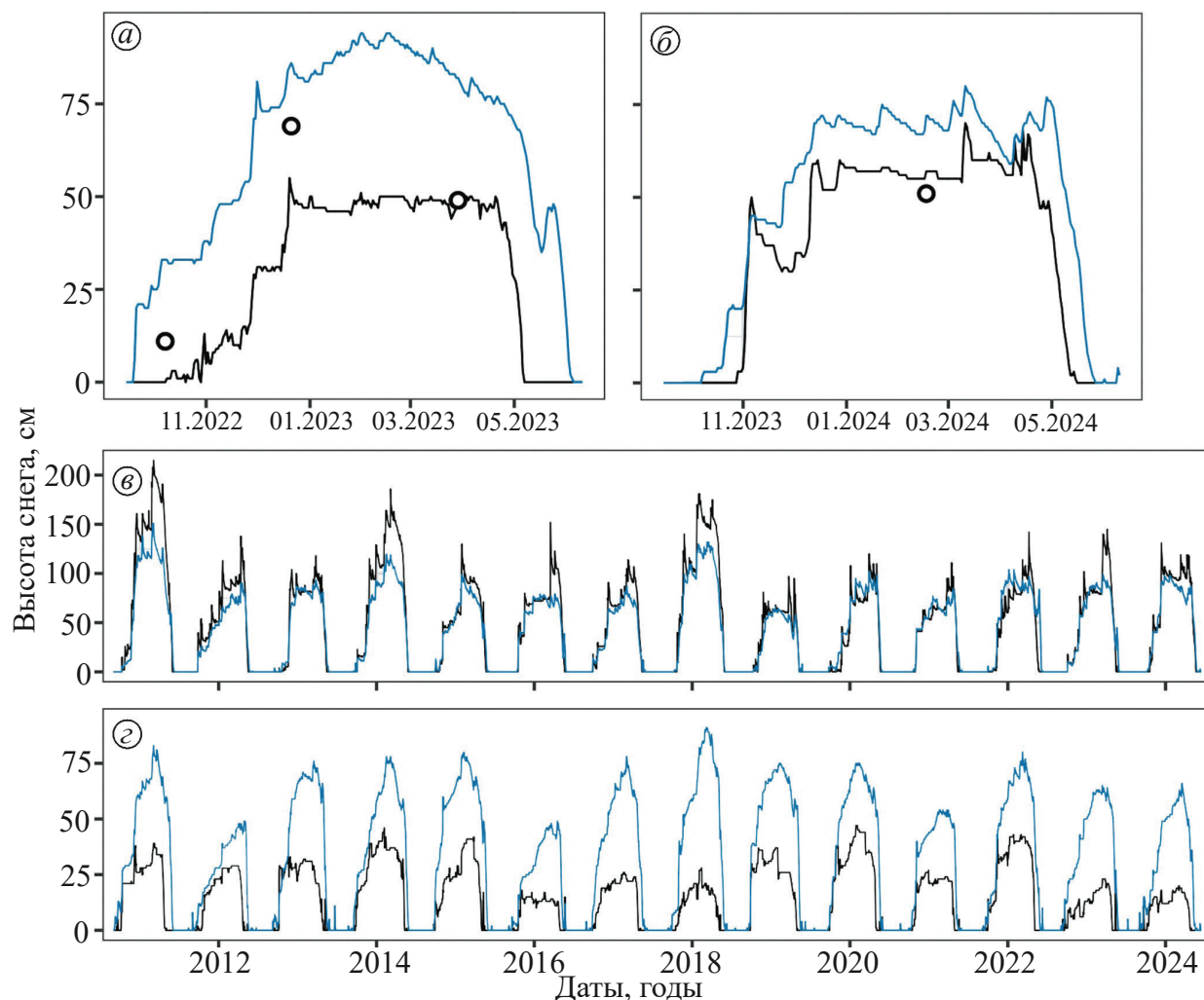


Рис. 2. Сравнение наблюдаемой высоты снега (чёрная линия) с высотой снега по данным ERA5-Land (синяя линия) для пунктов наблюдений: ГП-2 (фотоловушка) (а); Сокол (фотоловушка) (б); метеостанция Талон (в); метеостанция Сусуман (г). Точками указаны данные наблюдений снегомерных съёмок

Fig. 2. Comparison of observed snow depth (black line) with snow depth from the ERA5-Land data (blue line) for observation sites: GP-2 (camera trap) (a); Sokol (camera trap) (b); Talon weather station (v); Susuman weather station (g). Dots represent snow survey data

В отличие от высоты снежного покрова, наибольшие ошибки по осадкам наблюдаются на станциях, расположенных в районе Колымского нагорья (Лабазная, Кегали). В то же время, аналогично результатам для снежного покрова, значительные ошибки зафиксированы для прибрежных станций и в долине реки Анманы. На остальной территории Магаданской области выраженных пространственных закономерностей в распределении ошибок выявить не удалось.

Зависимости абсолютной ошибки количества твёрдых осадков от высоты местности или от разницы высот станции и средней высоты

соответствующей ячейки ERA5-Land, а также от широты станции не обнаружено.

Результаты согласуются с литературными данными, в частности с (Титкова, Ананичева, 2023), где отмечалось завышение реанализом ERA5-Land сумм твёрдых осадков на 15–70 % по сравнению с наблюдаемыми значениями для территории Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Возможные факторы, влияющие на качество воспроизведения реанализом толщины снежного покрова. Кроме завышения твёрдых осадков, в литературе отмечается систематическое занижение реанализом ERA5-Land температур воздуха,

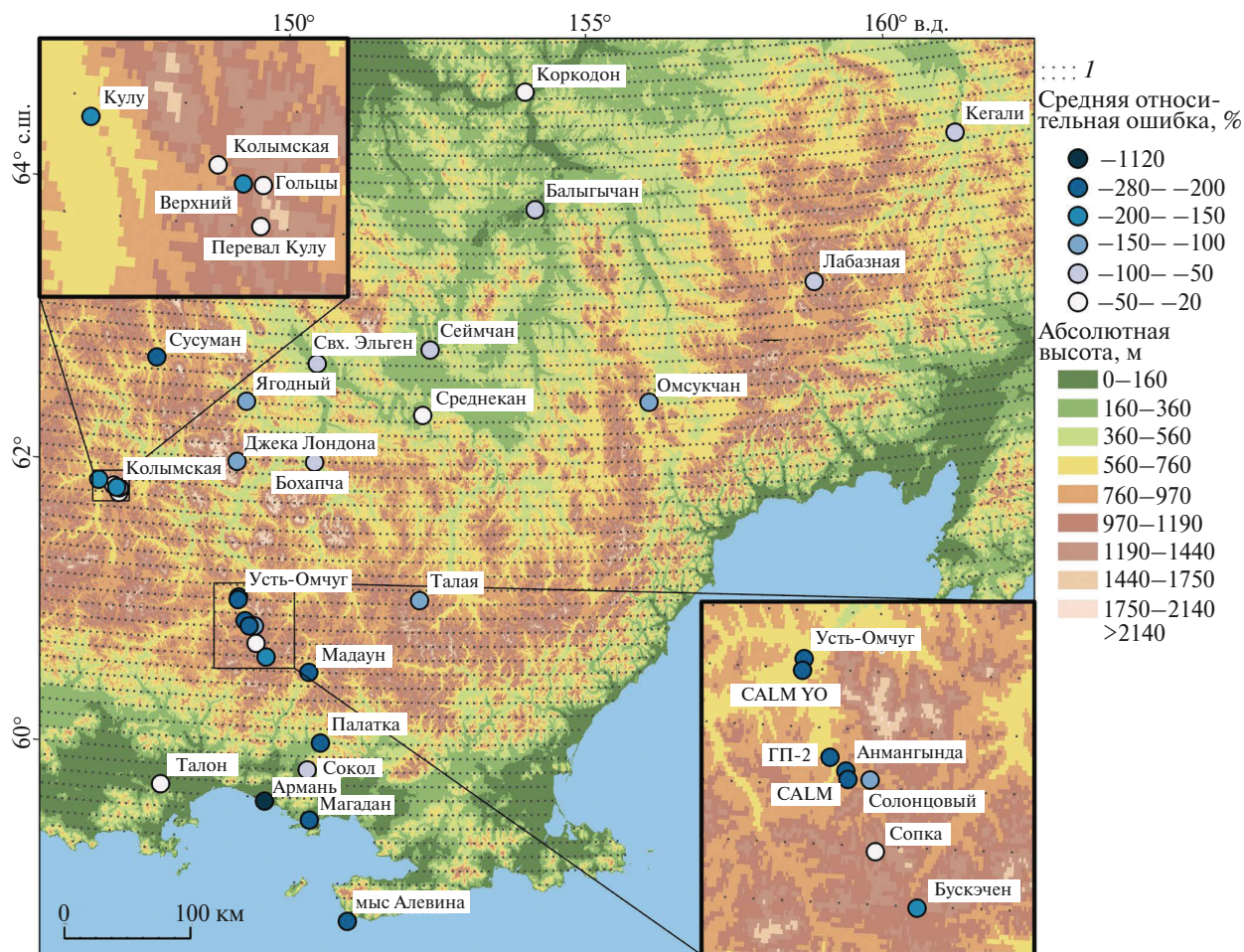


Рис. 3. Пространственное распределение средней относительной ошибки высоты снежного покрова по данным реанализа. *1* – узлы сетки ERA5-Land

Fig. 3. Spatial distribution of the mean relative error of ERA5-Land snow depth assessment. *1* – ERA5-Land grid nodes

особенно в горных регионах. Подобные ошибки зафиксированы для Альп (Dalla Torre et al., 2024), Анд (Kim et al., 2025), горных систем Дальнего Востока России (Титкова, Ананичева, 2023), Тибета (Yan et al., 2024). Наиболее сильное занижение приходится на периоды формирования и таяния снежного покрова, что приводит к увеличению продолжительности его существования в данных реанализа по сравнению с фактическими наблюдениями. Так, на примере Тибетского плато (Yan et al., 2024) авторы пришли к выводу, что доля территории, покрытой снежным покровом по данным ERA5-Land, преувеличена в связи с занижением температур воздуха и завышения твёрдых осадков. Однако более длительная продолжительность залегания снежного покрова, наоборот, может обуславливать занижение температур воздуха (cold bias) (Lei et al., 2023).

Значительным фактором ошибок воспроизведения служит низкое пространственное разрешение ERA5-Land (9 км), которое затрудняет корректное отображение климатических характеристик в сильно расчленённом рельефе. Это также отмечается в работах (Poschlod, Daloz, 2024; Majidi et al., 2025). Как показывают результаты (Poschlod, Daloz, 2024), качество воспроизведения снежного покрова и других характеристик существенно зависит от шага сетки данных реанализа, а для повышения точности можно рассматривать альтернативные продукты более высокого разрешения. Кроме того, возможно применение методов даунскейлинга – повышения пространственного разрешения данных реанализа (Zhang et al., 2024).

Дополнительными источниками погрешности служит и то, что в реанализе ERA5-Land не учитываются такие процессы, как сублимация

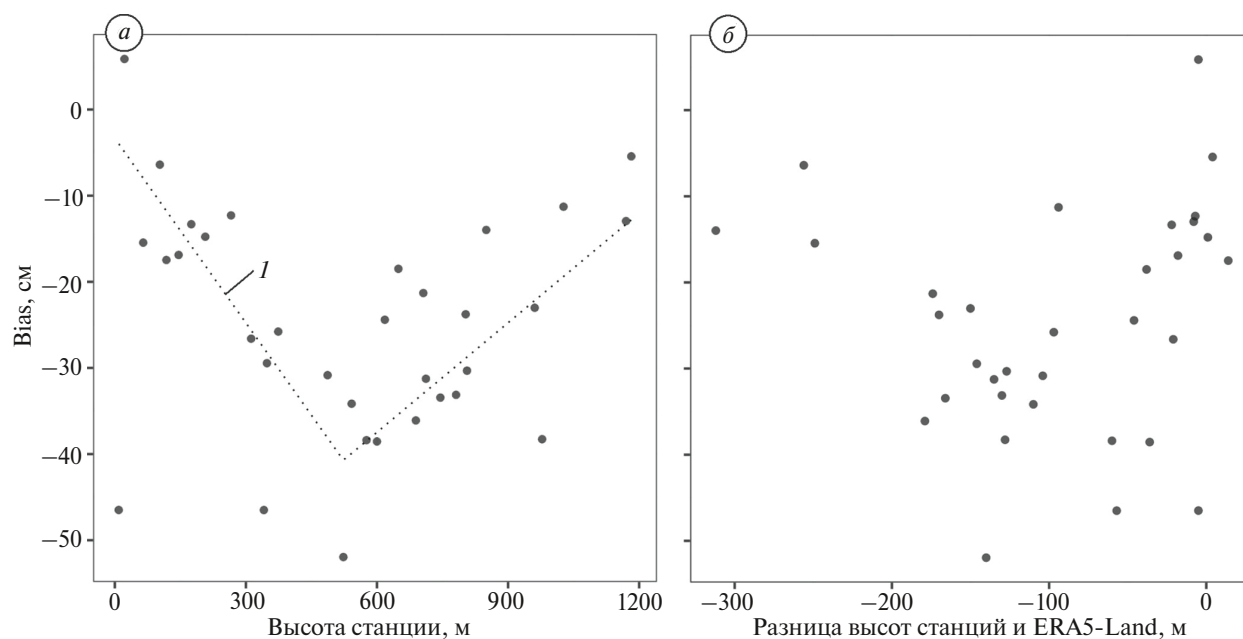


Рис. 4. Зависимости средней абсолютной ошибки (bias) высоты снежного покрова по данным реанализа от: высоты станции (а); разницы абсолютной высоты пункта наблюдения и средней высоты ячейки ERA5-Land (б). 1 – Средняя (схематическая) линия зависимости высоты снежного покрова от высоты станции

Fig. 4. Relationships of snow depth bias with: station elevation, a.s.l. (a); difference between station elevation and mean ERA5-Land grid cell elevation, a.s.l. (b). 1 – Schematic line showing relationship between snow depth and station elevation

Таблица 2. Разница в продолжительности дней с высотой снега не меньше 1 см / 5 см (только для данных без пропусков) по данным наблюдений и ERA5-Land

Table 2. Difference in the number of days with snow depth of at least 1 cm / 5 cm (only for data without gaps) according to observations and ERA5-Land data

Станция	Сезон			Среднее за период 2010–2021 гг.
	2021/22 г.	2022/23 г.	2023/24 г.	
Сусуман	–43/–29	–48/–46	–49/–46	–40/–33
Коркодон	–52/–25	–	–	–25/–15
Сеймчан	–30/–50	–21/–41	–16/–5	–27/–24
Среднекан	–25/–30	–	–	–16/–10
Магадан, Нагаева бухта*	–40/–31	–21/–23	–18/–10	–27/–23
мыс Алевина*	–47/–50	–	–	–32/–32
Талон	–21/–20	–12/–12	–16/–8	–16/–12
Анмангында**	–	–51/–56	–66/–51	–
ГП-2**	–	–60/–65	–64/–58	–
CALM**	–	–31/–33	–66/–52	–
Бускэчен**	–	–49/–45	–51/–66	–
Перевал Кулу**	–	–46/–40	–24/–36	–
Сокол**	–	–	–34/–25	–
Солонцовый**	–	–	–49/–42	–
Сопка**	–	–	–24/–10	–

* Прибрежные станции; ** фотоловушки.

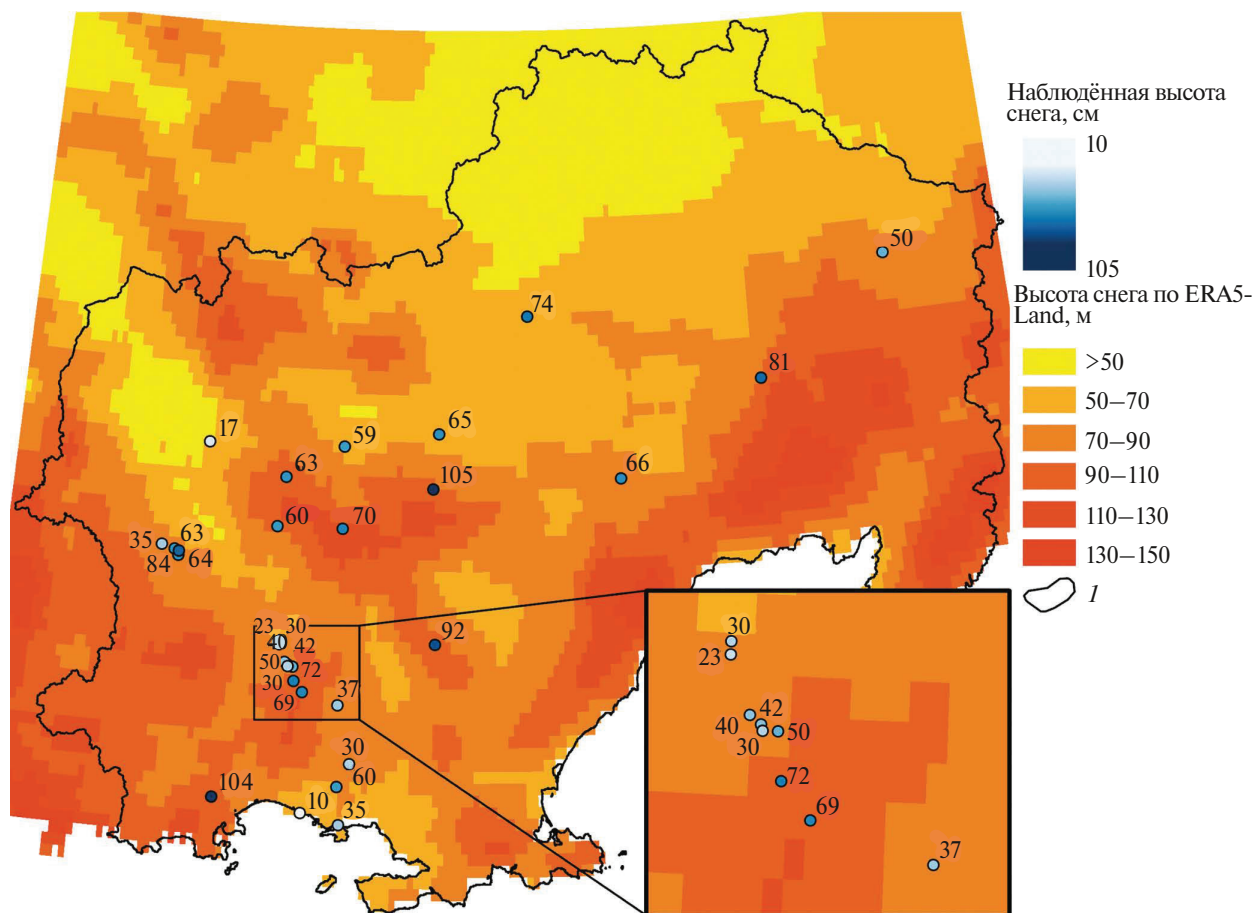


Рис. 5. Распределение высоты снежного покрова по данным ERA5-Land и по данным наземных наблюдений на дату годового максимума по данным реанализа — 17.03.2024. 1 — границы Магаданской области. Числами на карте обозначена наблюдаемая высота снега на пунктах наблюдения

Fig. 5. Snow depth distribution according to the ERA5-Land and ground-based observations on the date of maximum snow depth according to the ERA5-Land (March 17, 2024). 1 — Boundaries of the Magadan Oblast. Numbers on the map indicate observed snow depth at observation sites

снега и перенос снега ветром (Muñoz-Sabater et al., 2021). Последний процесс играет значительную роль в распределении характеристик снежного покрова в горных районах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена оценка качества воспроизведения реанализом ERA5-Land мощности снежного покрова и количества твёрдых осадков в условиях горной криолитозоны Магаданской области. Анализ показал, что данные реанализа ERA5-Land обладают рядом существенных ограничений для оценки характеристик снежного покрова. Для большинства пунктов исследования выявлено значительное завышение

высоты снежного покрова и сумм твёрдых осадков по данным ERA5-Land.

Низкое пространственное разрешение (около 9 км) затрудняет корректное воспроизведение высоты снежного покрова в горных и прибрежных районах, где рельеф и локальные особенности оказывают значительное влияние на распределение осадков и высоту снега.

Результаты подтверждают необходимость обязательной верификации данных реанализа для конкретных регионов перед их применением в исследованиях. Полученные результаты способствуют более точному пониманию возможностей и ограничений использования данных реанализа. Это актуально для исследований мерзлоты, так как характеристики снежного покрова влияют на термический режим

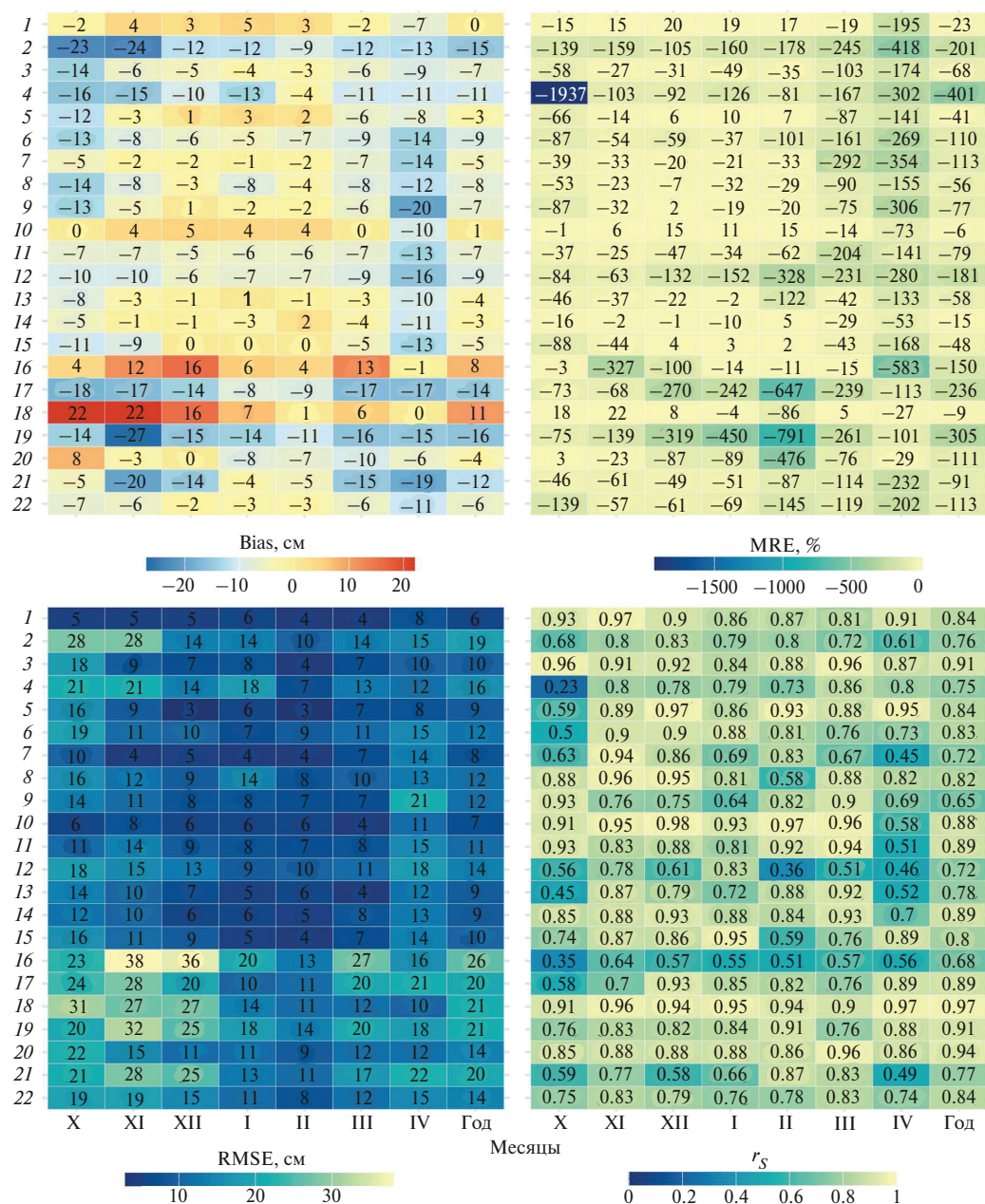


Рис. 6. Рассчитанные статистические характеристики сравнения наблюдаемых данных и данных реанализа ERA5-Land по месяцам для пунктов наблюдений (обозначены цифрами), расположенных снизу вверх согласно увеличению их широты, а также обобщённые по всем станциям (под номером 22). Bias – средняя абсолютная ошибка, MRE – средняя относительная ошибка, RMSE – среднеквадратичная ошибка, r_s – коэффициент корреляции Спирмена.

Условные обозначения: 1 – Коркодон, 2 – Кегали, 3 – Бальгычан, 4 – Лабазная, 5 – Сеймчан, 6 – Совхоз Эльген, 7 – Сусуман, 8 – Омсукчан, 9 – Ягодный, 10 – Среднекан, 11 – Бохача, 12 – Джека Лондона, 13 – Колымская, 14 – Талая, 15 – Усть-Омчуг, 16 – Мадаун, 17 – Палатка, 18 – Талон, 19 – Армань, 20 – Магадан, Нагаева бухта, 21 – мыс Алевина, 22 – характеристики, рассчитанные по всем станциям

Fig. 6. Calculated statistical characteristics of comparison between observed data and the ERA5-Land reanalysis data by month for observation sites (numbered from bottom to top in order of increasing latitude), as well as aggregated for all stations (22). MRE – mean relative error, RMSE – root mean square error, r_s – Spearman correlation coefficient.

Legend: 1 – Korkodon, 2 – Kegal, 3 – Balygychan, 4 – Labaznaya, 5 – Seymchan, 6 – Sovkhos Elgen, 7 – Susuman, 8 – Omsukchan, 9 – Yagodny, 10 – Srednekan, 11 – Bokhapcha, 12 – Jack London, 13 – Kolymskaya, 14 – Talaya, 15 – Ust-Omchug, 16 – Madaun, 17 – Palatka, 18 – Talon, 19 – Arman, 20 – Magadan, Nagaeva Bay, 21 – Cape Alevina, 22 – characteristics aggregated for all stations

многолетнемёрзлых пород и глубину промерзания и протаивания, а также в задачах расчёта речного стока в период весеннего половодья.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта “Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата” (ID PURE 103963992).

Acknowledgments. This research has been supported by the Saint Petersburg State University as part of the project “Comprehensive assessment of natural and anthropogenic factors of intensification of water exchange processes in the permafrost zone under climate change conditions” (ID PURE 103963992).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаврилова М.К. Климат и многолетнее промерзание горных пород / Ред. В.Т. Балобаев. Новосибирск: Наука, 1978. 214 с.
- Головинов Е.Э., Васильева Н.А. Сравнение многолетних метеорологических характеристик по данным реанализа и наземных наблюдений на территории Московской области // Мелиорация и гидротехника. 2022. Т. 12. № 3. С. 92–105.
<https://doi.org/10.31774/2712-9357-2022-12-3-92-105>
- Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения слоя осадков реанализом ERA5 на территории России. // Изв. РАН. Сер. География. 2022. Т. 86. № 3. С. 435–446.
- Землянскова А.А., Макарьева О.М., Никитина П.А., Волгина А.Д., Герасимов В.К. Динамика снежного покрова на территории Магаданской Области. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Т. 11 С. 539–545.
<https://doi.org/10.24412/2687-1092-2024-11-539-545>
- Калинин Н.А., Крючков А.Д., Сидоров И.А., Абдуллин Р.К., Шихов А.Н. Климатические характеристики влагозапасов снега на территории Пермского края. // Лёд и Снег. 2025. Т. 65. № 1. С. 50–68.
<https://doi.org/10.31857/S2076673425010044>
- Китаев Л.М. Сопряжённость изменений температуры воздуха, толщины снежного покрова и температуры почвы Восточно-Европейской равнины // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 3. С. 43–49.
<https://doi.org/10.15372/KZ20210304>
- Крючков А.Д., Калинин Н.А., Сидоров И.А. Качество характеристик снежного покрова, полученных на основе реанализа ERA 5-Land для территории Пермского края // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 383–396.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423030055>
- Макарьева О.М., Абрамов Д.А., Землянскова А.А., Остахов А.А., Нестерова Н.В. Температура многолетнемёрзлых пород Верхнеколымского нагорья по данным термометрических скважин за 2021–2022 годы // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 3. С. 19–32.
<https://doi.org/10.15372/KZ20240302>
- Морейдо В.М., Терский П.Н., Абрамов Д.В. Оценка качества воспроизведения метеорологических характеристик несколькими моделями атмосферного реанализа на территории Крымского полуострова // Водные ресурсы. 2024. Т. 51. № 6. С. 731–742.
<https://doi.org/10.31857/S0321059624060011>
- 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.
- Павлов А.В. Расчёт и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск: Изд-во Наука, 1980. 240 с.
- Титкова Т.Б., Ананичева М.Д. Использование реанализа ERA5–Land и данных метеостанций в горных районах России для оценки изменения ледниковых систем Восточной Сибири и Дальнего Востока. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 199–213.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020163>
- Фомин В.В., Ундерских М.Г. Использование реанализов для оценки пространственно-временной динамики температуры воздуха на Урале и в Западной Сибири во второй половине XX – начале XXI веков // Леса России и хозяйство в них. 2020. Т. 74. № 3. С. 4–11.
- Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. Р. 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. Т. 124. № 4. С. 52.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59>
- Akyurek Z., Kuter S., Karaman Ç.H., Akpınar B. Understanding the Snow Cover Climatology over Turkey from ERA5-Land Reanalysis Data and MODIS Snow Cover Frequency Product // Geosciences. 2023. V. 13. № 10. P. 311.
<https://doi.org/10.3390/geosciences13100311>
- Copernicus // Электронный ресурс. URL:<https://cds.climate.copernicus.eu/> (Дата обращения: 20.06.2024).

- Dalla Torre D., Di Marco N., Menapace A., Avesani D., Righetti M., Majone B.* Suitability of ERA5-Land reanalysis dataset for hydrological modelling in the Alpine region // *Journ. of Hydrology: Regional Studies*. 2024. V. 52. P. 101718.
<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.101718>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D.* The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
<https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kim K.Y., Rajaram H., Lakshmi V.* Observing decreasing snow cover and increasing surface temperature across the Andes with remotely sensed and reanalysis data // *Environmental Research Communications*. 2025. V. 7. № 2. P. 021009.
<https://doi.org/10.1088/2515-7620/adb382>
- Lei Y., Pan J., Xiong C., Jiang L., Shi J.* Snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau observed from space in against ERA5: Matters of scale // *Climate Dynamics*. 2023. V. 60. № 5–6. P. 1523–1541.
<https://doi.org/10.1007/s00382-022-06376-0>
- Li Q., Jiang Y., Wei L., Liu F., Zhu J.* Comparison of ERA5-Land and CMPAS reanalysis data for the regional assessment of precipitation in Chongqing, China // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2025. V. 137. № 2. P. 16.
<https://doi.org/10.1007/s00703-025-01062-2>
- Majidi F., Sabetghadam S., Gharaylou M., Rezaian R.* Evaluation of the performance of ERA5, ERA5-Land and MERRA-2 reanalysis to estimate snow depth over a mountainous semi-arid region in Iran // *Journ. of Hydrology: Regional Studies*. 2025. V. 58. P. 102246.
<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102246>
- Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H.* 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>
- Poschlod B., Daloz A.S.* Snow depth in high-resolution regional climate model simulations over southern Germany – suitable for extremes and impact-related research? // *The Cryosphere*. 2024. V. 18. № 4. P. 1959–1981.
<https://doi.org/10.5194/tc-18-1959-2024>
- Sharifi E., Eitzinger J., Dorigo W.* Performance of the State-Of-The-Art Gridded Precipitation Products over Mountainous Terrain: A Regional Study over Austria // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. № 17. P. 2018.
<https://doi.org/10.3390/rs11172018>
- Yan S., Chen Y., Hou Y., Liu K., Li X., Xing Y., Wu D., Cui J., Zhou Y., Pu W.* Which global reanalysis dataset has better representativeness in snow cover on the Tibetan Plateau? // *The Cryosphere*. 2024. V. 18. № 9. P. 4089–4109.
<https://doi.org/10.5194/tc-18-4089-2024>
- Zhang Y., Li J., Liu D.* Spatial Downscaling of ERA5 Reanalysis Air Temperature Data Based on Stacking Ensemble Learning // *Sustainability*. 2024. V. 16. № 5. P. 1934.
<https://doi.org/10.3390/su16051934>

Citation: Zhunusova O.R., Zemlyanskova A.A., Makarieva O.M., Shikhov A.N., Nesterova N.V. Comparison of ERA5-Land reanalysis data with direct measurements of snow cover characteristics in the Magadan Region. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 628–642. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040089.

Comparison of ERA5-Land reanalysis data with direct measurements of snow cover characteristics in the Magadan Region

© 2025 O. R. Zhunusova^{a, #}, A. A. Zemlyanskova^a, O. M. Makarieva^a,
A. N. Shikhov^{a, b}, N. V. Nesterova^a

^a*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

^b*Perm State University, Perm, Russia*

[#]*e-mail: zhun.oksana@gmail.com*

Received June 20, 2025; revised July 20, 2025; accepted September 25, 2025

The article presents results of comparison of the ERA5-Land reanalysis data with results of direct (in situ) measurements of snow depth and the solid precipitation in the permafrost zone in the Magadan Region (Northeast Russia). The analysis was based on daily observations of 21 weather stations (9–850 m a.s.l., 2010–2024) and the authors' data from 12 stationary snow measuring stakes installed at thermometric boreholes of the regional permafrost monitoring network (175–1182 m a.s.l., 2022–2024). The snow depth on the stakes was recorded at a given time interval using camera traps. The ERA5-Land grid nodes closest to the observation sites with a spatial resolution of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (~9 km) were used for the comparison with regard for differences in elevation between grid cells and observation sites. The results indicate that the ERA5-Land reanalysis systematically overestimates snow depth (on the average by 27 cm or 168%) and solid precipitation (on average by 6 mm or 113% for the period October–April) compared to in situ measurements. The average correlation coefficient between reanalysis data and observations is 0.73 for snow depth and 0.84 for solid precipitation. Divergence increases in mountainous areas and for stations located on the coast of the Sea of Okhotsk. The dependence of the overestimation of snow depth on the elevation of the observation point was revealed. Thus, the overestimation of snow depth reproduced from the reanalysis data increases up to an absolute elevation of about 500 m, but on levels higher 500 m, this dependence changes to the opposite. ERA5-Land shows earlier snow cover formation and later melting in comparison with observations. In addition to the overestimation of solid precipitation, further sources of uncertainties are the low spatial resolution of the ERA5-Land data and the lack of consideration of sublimation and wind-driven snow transport in the model. The findings contribute to a better understanding of the capabilities and limitations of using the ERA5-Land data in the mountainous permafrost regions.

Keywords: ERA5-Land reanalysis, snow depth, North-Eastern Russia, Magadan Oblast, permafrost

REFERENCES

- Gavrilova M.K. Climate and Perennial Rock Freezing. Novosibirsk: Nauka, 1978. 214 p. [In Russian].
- Golovinov E.E., Vasileva N.A. Comparison of long-term meteorological characteristics based on reanalysis data and ground-based observations in the Moscow region. *Melioratsiya i Gidrotekhnika*. Land Reclamation and Hydraulic Engineering. 2022, 12 (3): 92–105. <https://doi.org/10.31774/2712-9357-2022-12-3-92-105> [In Russian].
- Grigorev V.Yu., Frolova N.L., Kireeva M.B., Stepanenko V.M. Spatial and Temporal Variability of ERA5 Precipitation Accuracy over Russia. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Proc. of the RAS. The series is geographical. 2022, 86 (3): 435–446. [In Russian].
- Zemlyanskova A.A., Makarieva O.M., Nikitina P.A., Volgina A.D., Gerasimov V.K. Snow Cover Dynamics in the Magadan Region. *Relief i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024, 11: 539–545.

- <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2024-11-539-545> [In Russian].
- Kalinin N.A., Kryuchkov A.D., Sidorov I.A., Abdullin R.K., Shikhov A.N. Climatic characteristics of snow water equivalent in the Perm Krai area. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (1): 50–68 [In Russian].
- Kitaev L.M. Conjunction of Changes in Air Temperature, Snow Cover Thickness and Soil Temperature of East European Plain. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2021, 25 (3): 43–49. <https://doi.org/10.15372/KZ20210304> [In Russian].
- Kryuchkov A.D., Kalinin N.A., Sidorov I.A. Quality of Snow Cover Characteristics Derived from ERA 5-Land Reanalysis for the Territory of Perm Krai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 383–396. <https://doi.org/10.31857/S2076673423030055> [In Russian].
- Makarieva O.M., Abramov D.A., Zemlyanskova A.A., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Permafrost Temperature in the Upper Kolyma Highland According to the Data of Thermometric Boreholes 2021–2022. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2024, 28 (3): 19–32. <https://doi.org/10.15372/KZ20240302> [In Russian].
- Moreido V.M., Terskii P.N., Abramov D.V. Assessing the reproduction quality of meteorological characteristics by several atmospheric reanalysis models on the territory of Crimean Peninsula. *Vodnye Resursy. Water Resources*. 2024, 51 (6): 731–742. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Impact of Dynamics of Air Temperature and Snow Cover Thickness on the Ground Freezing. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2015, 19 (1): 99–105. [In Russian].
- Pavlov A.V. *Raschyot i regulirovanie merzlotnogo rezhima pochvy*. Calculation and regulation of the permafrost regime of the soil. Novosibirsk: Nauka, 1980: 240 p. [In Russian].
- Titkova T.B., Ananicheva M.D. Using ERA5–Land Reanalysis and Data from Weather Stations in the Mountainous Regions of Russia to Assess Changes in the Glacial Systems of Eastern Siberia and the Far East. *Led i sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 199–213. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020163> [In Russian].
- Fomin V.V., Underskikh M.G. The assessment of the spatial and temporal dynamics temperature in the Urals and Western Siberia in the second half of the 20th – early 21st centuries with the use of reanalysis. *Lesa Rossii i khozyaistvo v nikh*. Forests of Russia and economy in them. 2020, 3 (74): 4–11 [In Russian].
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2008, 12 (1): 79–87. [In Russian].
- Shmakina 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, 124 (4): 52. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59> [In Russian].
- Akyurek Z., Kuter S., Karaman Ç.H., Akpınar B. Understanding the Snow Cover Climatology over Turkey from ERA5-Land Reanalysis Data and MODIS Snow Cover Frequency Product Geosciences. 2023, 13 (10): 311. <https://doi.org/10.3390/geosciences13100311>
- Copernicus: official site. Retrieved from: URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/> (Last access: June 20, 2024).
- Dalla Torre D., Di Marco N., Menapace A., Avesani D., Righetti M., Majone B. Suitability of ERA5-Land reanalysis dataset for hydrological modelling in the Alpine region *Journ. of Hydrology: Regional Studies*. 2024, 52: 101718. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.101718>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D. The ERA5 global reanalysis Quarterly *Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2020, 146 (730): 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kim K.Y., Rajaram H., Lakshmi V. Observing decreasing snow cover and increasing surface temperature across the Andes with remotely sensed and reanalysis data. *Environmental Research Communications*. 2025, 7 (2): 021009. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/adb382>
- Lei Y., Pan J., Xiong C., Jiang L., Shi J. Snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau observed from space in against ERA5: Matters of scale. *Climate Dynamics*. 2023, 60 (5–6): 1523–1541. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06376-0>
- Li Q., Jiang Y., Wei L., Liu F., Zhu J. Comparison of ERA5-Land and CMPAS reanalysis data for the regional assessment of precipitation in Chongqing, China. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2025, 137 (2): 16. <https://doi.org/10.1007/s00703-025-01062-2>
- Majidi F., Sabetghadam S., Gharaylou M., Rezaian R. Evaluation of the performance of ERA5, ERA5-Land and MERRA-2 reanalysis to estimate snow depth over a mountainous semi-arid region in Iran. *Journ. of Hydrology: Regional Studies*. 2025, 58: 102246. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102246>
- Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H. 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>

- Poschlod B., Daloz A.S.* Snow depth in high-resolution regional climate model simulations over southern Germany – suitable for extremes and impact-related research? *The Cryosphere*. 2024, 18 (4): 1959–1981. <https://doi.org/10.5194/tc-18-1959-2024>
- Sharifi E., Eitzinger J., Dorigo W.* Performance of the State-Of-The-Art Gridded Precipitation Products over Mountainous Terrain: A Regional Study over Austria. *Remote Sensing*. 2019, 11 (17): 2018. <https://doi.org/10.3390/rs11172018>
- Yan S., Chen Y., Hou Y., Liu K., Li X., Xing Y., Wu D., Cui J., Zhou Y., Pu W.* Which global reanalysis dataset has better representativeness in snow cover on the Tibetan Plateau? *The Cryosphere*. 2024, 18 (9): 4089–4109. <https://doi.org/10.5194/tc-18-4089-2024>
- Zhang Y., Li J., Liu D.* Spatial Downscaling of ERA5 Reanalysis Air Temperature Data Based on Stacking Ensemble Learning. *Sustainability*. 2024, 16 (5): 1934. <https://doi.org/10.3390/su16051934>

СРАВНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) СНЕГОПАДОВ И СНЕЖНОГО ПОКРОВА В МОСКВЕ ЗИМОЙ 2023–2024 гг.

© 2025 г. Н. А. Буданцева^{1,*}, Ю. К. Васильчук¹, Ю. Н. Чижова²,
З. С. Ваховская^{1,3}, А. К. Васильчук¹

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: nadin.budanceva@mail.ru

Поступила в редакцию 14.06.2025 г.

После доработки 22.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Цель исследования — оценить соответствие изотопных характеристик снежного покрова выпадавшим в период снегонакопления атмосферным осадкам в зимний период 2023–2024 гг., отличавшийся значительной мощностью снежного покрова. Для этого производился отбор снега из выделенных горизонтов снежной толщи из шурфов на площадке на территории МГУ им. М. В. Ломоносова, на метеообсерватории МГУ отобраны все осадки, выпадавшие с конца ноября 2023 г. до конца февраля 2024 г. В образцах снега и осадков выполнен изотопный анализ кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$), рассчитан дейтериевый эксцесс (d_{exc}). Установлено, что уравнения связи величин $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в осадках и снежном покрове характеризуются близкими параметрами. В феврале в снежной толще отмечено расширение диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в снеге по вертикали, а также общая тенденция увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ на 1.2–0.6‰ и снижение величины d_{exc} по сравнению с осадками, выпадавшими в течение декабря–января. Это, скорее всего, обусловлено процессами старения снежной толщи — формированием ледяных корок и горизонтов разрыхления в нижних частях снежного покрова. В марте изотопная контрастность снежной толщи была менее выражена, и в период активного снеготаяния в конце марта диапазон вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ был минимальный. Показано, что в целом в течение зимнего периода 2023–2024 гг. в г. Москва изотопные параметры снежного покрова хорошо соответствовали средневзвешенным изотопным параметрам всех атмосферных осадков, выпавших за период наблюдений, что, скорее всего, обусловлено условиями данного зимнего периода (преобладание осадков в виде снега, редкие короткие оттепели), при которых частичное таяние приводило к формированию множества льдистых горизонтов в снежной толще, но исключало потерю талой воды.

Ключевые слова: снежный покров, зимние атмосферные осадки, изотопы кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс

DOI: 10.7868/S2412376525040095

Снег — важное звено в годовом круговороте воды, так как талая снеговая вода — источник пополнения подземных вод и гидрологических систем в период половодья. В умеренно-континентальном климате Московского региона снег, как правило, выпадает при самых низких температурах воздуха, поэтому изотопные параметры снега и талой снеговой воды характеризуются низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по сравнению с другими природными источниками воды, участвующими в гидрологическом цикле.

Изотопные характеристики снежной толщи имеют важное значение для оценки изотопного состава талых снеговых вод, которые служат одним из основных источников питания подземных вод и рек. Кроме того, изучение снежного покрова на экспериментальной площадке важно для понимания связи между изотопными характеристиками снежного покрова, атмосферными осадками и метеорологическими условиями холодного периода. Установление этой связи позволяет оценить современные климатические

условия в труднодоступных районах, где нет сети регулярных метеорологических станций. Кроме того, изучение формирования изотопных характеристик снежного покрова и их изменения по мере его старения методически важно не только для Московского региона, но и для фундаментальных научных задач, например, в области криолитологии, связанной с формированием современных повторно-жильных льдов (Буданцева и др., 2024).

Изотопные характеристики кислорода и водорода неоднородны по вертикали снежной толщи, поскольку она формируется последовательно из осадков, выпадающих при разных метеорологических условиях и имеющих разный изотопный состав кислорода и водорода. Снежный покров — динамичная система, в которой физические и изотопные свойства изменяются по мере его аккумуляции в течение зимы и в процессе таяния. Миграция водяного пара в снежном покрове, обусловленная температурным градиентом внутри снежной толщи, сопровождается испарением, сублимацией и конденсацией, что приводит к изменению первичных изотопных характеристик выпадающих осадков, формирующих снежную толщу (Friedman et al., 1991; Lee et al., 2010; Ala-aho et al., 2017; Papina et al., 2022). Таяние верхних слоёв снежного покрова и просачивание талой воды сквозь снежный покров может приводить не только к перераспределению значений $\delta^{18}\text{O}$ (и d_{exc}), но и к частичной потере начального изотопного сигнала в случае, если талая вода покидает снежную толщу (Taylor et al., 2001; Unnikrishna et al., 2002; Rücker et al., 2019).

Цель исследования — оценить соответствие изотопных характеристик снежного покрова выпадавшим в период снегонакопления атмосферным осадкам в зимний период 2023/24 г., отличающийся значительной мощностью снежного покрова, особенно в условиях мегаполиса, когда на снежный покров в течение зимнего периода, помимо естественных факторов, может оказывать влияние тепловое поле крупного города.

Наблюдения за изотопными характеристиками атмосферных осадков в России чрезвычайно редки и непродолжительны: после окончания периода работы программы ГНИП на территории СССР в 1980–1990-х годах наблюдения были восстановлены только на метеоплощадке в Москве в 2014 г. (Васильчук и др., 2021). С тех пор ведутся непрерывные исследования изотопных параметров всех событий выпадения осадков (Васильчук и др., 2024), что позволило дополнить открытый международный репозиторий

среднемесячными данными по городу Москве. Изотопные данные по индивидуальным событиям выпадения атмосферных осадков остаются редкими и востребованными в широком спектре географических задач, в данной работе эти данные исследованы для периода залегания снежного покрова в г. Москва в 2023–2024 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

На метеостанции МГУ выполняли отбор осадков каждого эпизода выпадения с 23.11.2023 до 24.03.2024 г. Отбор снега из снежной толщи проводили в шурфах на опытной площадке размером 4×4 м, расположенной на территории МГУ в 300 м от метеостанции. Площадка расположена на закрытой для общего доступа территории, вдали от дорог. Шурфы закладывали в период между 25.12.2023 и 25.03.2024, всего было заложено семь шурфов. В каждом шурфе производили описание строения снежной толщи и из каждого выделенного слоя отбирали образец снега по всей мощности горизонта. При большой мощности слоя из него отбирали два образца снега. Отбирались также образцы ледяных корок (толщиной от 1 см), встреченных в снежной толще. Образцы помещали в чистые двойные пластиковые пакеты, которые затем плотно завязывали. Таяние производилось при $+3^\circ\text{C}$. Вода переливалась в пластиковые флаконы объёмом 15 мл. Образцы снега и осадков хранились в холодильнике при температуре $+3^\circ\text{C}$. Для минимизации испарения крышка флакона дополнительно покрывалась парафином.

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

Дейтериевый эксцесс (d_{exc}), часто применяемый при изотопных исследованиях снежной толщи для оценки перераспределения изотопных сигналов в результате сублимации, таяния и повторного замерзания (Hughes et al., 2021), рассчитан как $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика метеорологических параметров в период формирования снежного покрова.

Количество и тип осадков, температура воздуха фиксировались с 23.11.2023 по 25.03.2024 г. За этот период осадки выпадали в основном в виде снега — 60 %, осадки смешанного типа составили 34 %, дождь — 6 %. При этом дождь выпал только в последние два дня перед последним опробованием снежной толщи (25.03.2024). Среднесуточная температура воздуха ($T_{\text{в}}$) варьировала от -23.3 до $+4.5$ °C; количество осадков варьировало от 1 до 21.4 мм водного эквивалента (в.э.), осадки количеством более 5 мм в.э. выпадали, как правило, в виде снега, реже это были осадки смешанного типа (рис. 1).

Условия аккумуляции снежного покрова в зимний период 2023/24 г. Снежный покров формировался в результате многочисленных снегопадов разной интенсивности. По данным измерений мощности снежной толщи на территории обсерватории МГУ, датой начала формирования снежного покрова можно считать 25.11.2023 (Frolov et al., 2024). В конце декабря мощность снега на опытной площадке составляла около 30 см, 25.12.2023 заложен первый шурф. До конца февраля отмечалось увеличение мощности снежного покрова: максимальная мощность снега — 67 см, отмечена в шурфе № 5, заложенном 28.02.2024. Близкие данные получены по снежному покрову на территории обсерватории МГУ в период с 29.11.2023 по 08.02.2024 г., здесь мощность снега увеличилась от 28.5 до 66 см (Frolov et al., 2024).

Увеличение мощности снежного покрова к концу февраля обусловлено снегопадами и в меньшей степени осадками смешанного типа между 6 и 26 января (10 эпизодов выпадения снега количеством от 2.6 до 8.2 мм в.э.) и между 7 и 23 февраля 2024 г. (4 эпизода выпадения снега количеством от 2 до 15.2 мм в.э.), а также отсутствием длительных оттепелей и дождевых осадков. Всего за период с 23 ноября по 11 марта 2024 г. зафиксировано четыре оттепели разной интенсивности (см. рис. 1, б): 18–23 декабря (температура воздуха повышалась до 3.5 °C), 30 декабря ($T_{\text{в}} = 2.4$ °C), 24–25 февраля ($T_{\text{в}} = 0.6$ °C) и 29 февраля — 3 марта ($T_{\text{в}}$ повышалась до 2.5 °C). С 12 марта температура воздуха была устойчиво выше 0 °C.

С 25 февраля до 25 марта 2024 г. осадки выпадали редко — зафиксировано два эпизода

осадков смешанного типа (25 февраля и 19 марта) и два эпизода осадков в виде дождя (23 и 24 марта). В марте мощность снежного покрова начала постепенно снижаться, однако 12 марта его высота всё ещё составляла 63 см. Во второй половине марта началось активное снеготаяние, в результате которого высота снежного покрова начала быстро уменьшаться, 25 марта высота снежного покрова составляла 36 см, при этом снег был очень влажный. Окончательно устойчивый снежный покров на участке исследований сошёл в начале апреля.

Строение снежной толщи в шурфах. В шурфе № 1, заложенном 25.12.2023, мощность снежной толщи составила 29 см (табл. 1, рис. 2). С поверхности залегал крупнозернистый плотный снег, ниже плотность и зернистость снега снижалась, на глубине 20–22 см отмечен горизонт очень плотного снега типа ледяной корки.

В шурфе № 2, заложенном 18.01.2024, в снежной толще мощностью 45 см, с поверхности залегал 10-сантиметровый слой свежесвыпавшего рыхлого снега, ниже выделен 10-сантиметровый слой более плотного мелкозернистого снега — скорее всего, это снег, выпадавший с 6 по 15 января. Ниже снег был заметно более плотным, с выраженными ледяными корками. Самый нижний горизонт в шурфе (глубина 36–45 см) представлен очень плотным слоем, сложенным из крупных прозрачных кристаллов льда.

В шурфе № 3, заложенном 31.01.2024, в снежной толще мощностью 55 см, с поверхности залегал 10-сантиметровый слой свежесвыпавшего рыхлого снега (снегопад 26 января), ниже выделен 15-сантиметровый слой более плотного мелкозернистого снега. Предположительно, это снег, выпадавший в предыдущие дни с 6 по 18 января, который был описан в верхней части шурфа № 2. Ниже, до глубины 51 см, залегал более плотный снег с несколькими горизонтами очень плотного снега типа ледяных корок.

В шурфе № 4, заложенном 14.02.2024, в снежной толще мощностью 59 см с поверхности был отмечен горизонт ледяной корки толщиной 2 см, наиболее вероятно, образовавшейся в результате дневных оттепелей 10–11 февраля. Вся толща представлена мелкозернистым снегом с горизонтами ледяных корок толщиной от нескольких миллиметров до 2 см (см. рис. 2, г, табл. 1).

В шурфе № 5, заложенном 28.02.2024, в снежной толще мощностью 67 см верхний слой (0–18 см) представлен мелкозернистым снегом, предположительно, выпадавшим между 15

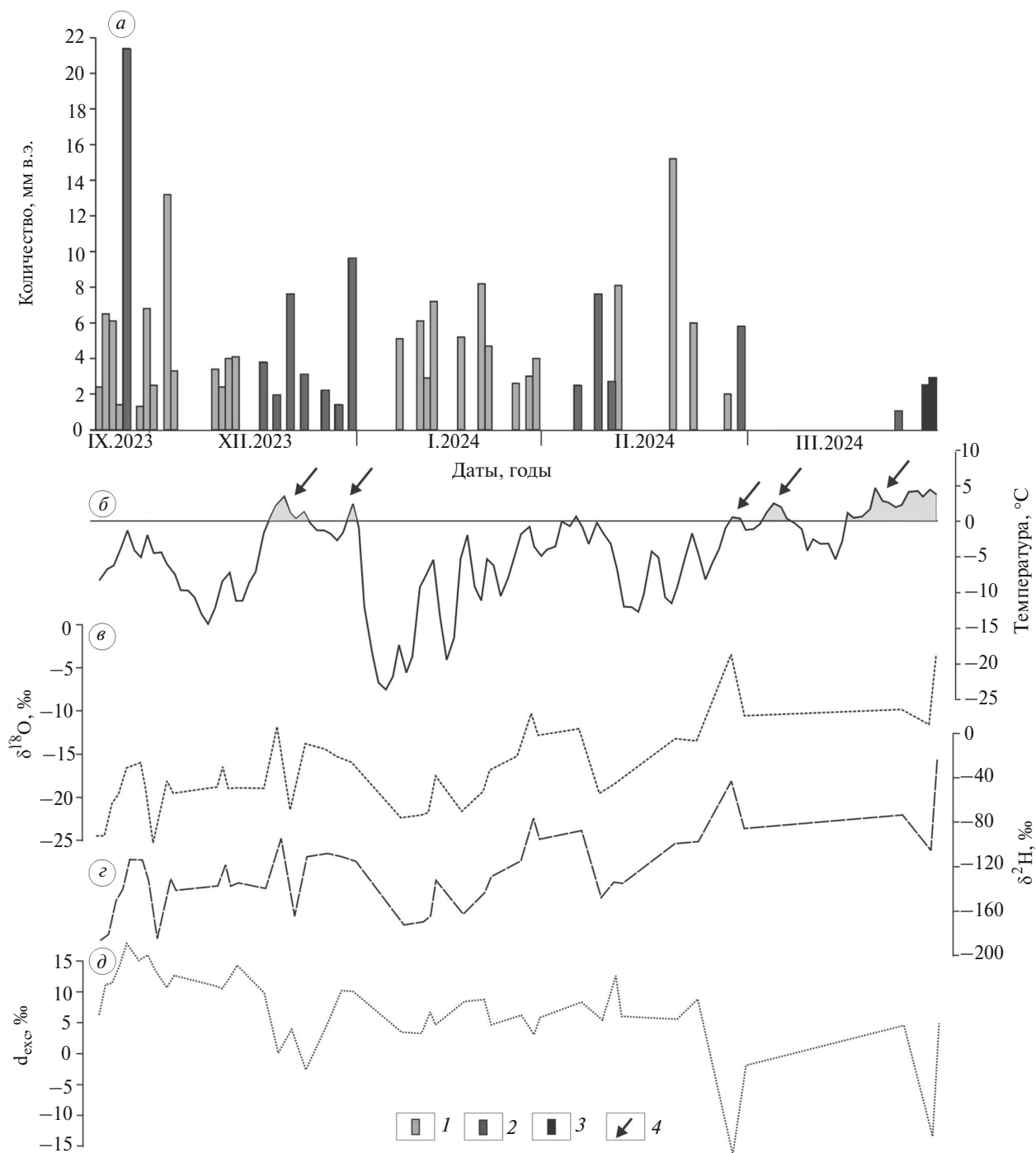


Рис. 1. Количество осадков (а), среднесуточная температура воздуха (б) по данным метеобсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова, с 23.11.2023 по 24.03.2024 г. и изотопные характеристики осадков: $\delta^{18}\text{O}$ (в); $\delta^2\text{H}$ (г); d_{exc} (д). Тип осадков (1–3): 1 – снег; 2 – смешанные осадки; 3 – дождь; 4 – периоды с температурой воздуха выше 0 °C

Fig. 1. Precipitation amount (a), average daily air temperature (б) according to data from Meteorological Observatory of Lomonosov Moscow State University, from 23.11.2023 to 24.03.2024 and isotope parameters of precipitation: $\delta^{18}\text{O}$ (в); $\delta^2\text{H}$ (г); d_{exc} (д). Type of precipitation (1–3): 1 – snow; 2 – mixed precipitation; 3 – rain; 4 – periods with air temperature above 0 °C

Таблица 1. Описание образцов и значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} в горизонтах снежной толщи

Table 1. Description of samples and values of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d_{exc} in snow horizons

№ слоя	Глубина, см	Описание слоя	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exc} , ‰
<i>25.12.2023, шурф № 1. Высота снежного покрова 29 см</i>					
1	0–9	Крупнозернистый плотный снег, сложенный смёрзшимися кристаллами размером 2–3 мм	–19.1	–143	9.8
2	9–20	Снег более рыхлый, сложен кристаллами размером около 1 мм	–19.7	–144	13.6
3	20–22	Слой очень плотного снега (ледяная корка), сложен крупными смёрзшимися кристаллами размером до 5–6 мм	–17.3	–122	16.4
4	22–29	Снег более рыхлый, мелкозернистый	–18.4	–136	11.2
<i>18.01.2024, шурф № 2. Высота снежного покрова 45 см</i>					
1	0–10	Свежевыпавший снег, мелкозернистый, рыхлый	–20.7	–161	4.6
2	10–20	Снег более плотный, мелкозернистый	–22.0	–171	5
3	20–28	Снег заметно более плотный, средне- и крупнозернистый, прослеживаются две ледяные корки на глубинах 20–23 см и 26–28 см	–18.1	–142	2.8
4	26–28	Льдистый горизонт / корки	–18.6	–137	11.8
5	29–36	Снег плотный, среднезернистый	–18.7	–139	10.6
6	36–45	Ледяная корка, очень плотная	–16.4	–118	13.2
<i>31.01.2024, шурф № 3. Высота снежного покрова 55 см</i>					
1	0–10	Снег рыхлый, мелкозернистый	–14.5	–108	8
2	10–18	Снег более плотный, мелкозернистый	–20.8	–155	10.6
3	18–25	Снег более плотный, мелкозернистый	–21.6	–165	7.8
4	25–28	Снег очень плотный, средне- и крупнозернистый, сложен прозрачными кристаллами размером от 3 до 5 мм	–17.5	–134	6
5	29–47	Снег среднезернистый, с прослоями очень плотного снега толщиной около 1 см	–18.4	–135	12.2
6	48–51	Снег очень плотный, крупнозернистый, сложен прозрачными кристаллами размером около 5 мм	–17.4	–125	14.2
7	51–55	Снег более рыхлый, среднезернистый	–17.8	–130	12.4
<i>14.02.2024, шурф № 4. Высота снежного покрова 59 см</i>					
1	0–2	Ледяная корка	–16.4	–131	0.2
2	2–10	Снег рыхлый мелкозернистый, на глубине 10–11 см ледяная корка	–19.2	–146	7.6
3	12–19	Переслаивание мелкозернистого снега и ледяных корок толщиной не более 1 см	–12.6	–96	4.8
4	20–33	Снег более плотный, мелкозернистый	–19.6	–148	8.8
5	34–36	Льдистый горизонт / корки	–18.4	–140	7.2
6	37–53	Снег плотный, мелкозернистый	–18.9	–140	11.2
7	54–56	Льдистый горизонт / корки	–14.5	–112	4
8	57–59	Снег плотный, мелкозернистый	–17.1	–127	9.8
<i>28.02.2024, шурф № 5. Высота снежного покрова 67 см</i>					
1	0–8	Снег рыхловатый, мелкозернистый	–14.5	–109	7
2	9–17	Снег более плотный, мелкозернистый	–18.2	–134	11.6
3	18–20	Льдистый горизонт / корки	–17.8	–137	5.4

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continued

№ слоя	Глубина, см	Описание слоя	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exc} , ‰
4	20–30	Переслаивание снега белого мелкозернистого и 4–6 ледяных корок толщиной до 0.5 см	–13.6	–101	7.8
5	30–31	Льдистый горизонт / корки	–15.0	–112	8
6	32–59	Снег среднезернистый, уплотненный	–19.4	–146	9.2
7	47–48	Льдистый горизонт / корки	–18.4	–140	7.2
8	59–62	Льдистый горизонт / корки	–17.1	–123	13.8
9	63–67	Снег среднезернистый	–17.0	–125	11
<i>12.03.2024, шурф № 6. Высота снежного покрова 63 см</i>					
1	0–10	Снег плотный мелко- и среднезернистый	–15.1	–114	6.8
2	11–13	Льдистый горизонт / корки	–16.9	–129	6.2
3	13–18	Снег рыхловатый, мелкозернистый	–18.0	–136	8
4	18–20	Льдистый горизонт / корки	–14.2	–105	7.8
5	20–33	Снег рыхлый, мелкозернистый	–16.9	–126	9.2
6	33–35	Льдистый горизонт / корки	–18.1	–137	7.8
7	35–55	Снег рыхлый, среднезернистый, с тонкими (до 0.5 см) ледяными корками	–18.2	–135	10.6
8	55–56	Льдистый горизонт / корки	–17.5	–125	15
9	57–63	Снег рыхлый среднезернистый	–17.7	–129	12.6
<i>25.03.2024, шурф № 7. Высота снежного покрова 36 см</i>					
1	0–5	Снег рыхлый средне- и крупнозернистый, влажный	–16.0	–120	8
2	5–10	Снег более плотный, мелко- и среднезернистый	–17.6	–133	7.8
3	10–13	Снег крупнозернистый	–17.9	–136	7.2
4	14–16	Льдистый горизонт / корки	–17.8	–132	10.4
5	17–22	Снег рыхлый, среднезернистый	–17.7	–131	9.8
6	23–29	Снег рыхлый, крупно- и среднезернистый	–17.7	–131	10.6
7	30–32	Льдистый горизонт / корки	–17.2	–125	12.6
8	33–36	Снег очень рыхлый, крупнозернистый, кристаллы размером до 1 см, насыщен водой	–16.8	–124	10.4

и 23 февраля, при этом 15 февраля за сутки выпало 15.2 мм осадка. Ниже, до глубины 31 см, был вскрыт слой мелкозернистого снега с большим количеством ледяных корок. Нижняя часть снежной толщи была сложена более плотным среднезернистым снегом, прослежены две ледяные корки толщиной 2–3 см.

В шурфе № 6, заложенном 12.03.2024, в снежной толще мощностью 63 см с поверхности отмечен 10-сантиметровый слой плотного мелко- и среднезернистого снега. Ниже снег был более рыхлым, с горизонтами ледяных корок. В шурфе № 7, заложенном 25.03.2024, мощность

снежного покрова составляла 36 см, активное таяние снежного покрова привело к его увлажнению по всей мощности и увеличению зернистости за счёт слипания мелких зёрен в более крупные.

Изотопные характеристики осадков и снежной толщи. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ осадков варьировали в широком диапазоне: от –25.1 до –9.7 ‰ и от –189 до –74 ‰ соответственно, значения d_{exc} – от –2.2 до 17 ‰ (табл. 2, см. рис. 1, в–д). Выявлена умеренно положительная корреляция значений $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков и температуры воздуха, для всех индивидуальных осадков

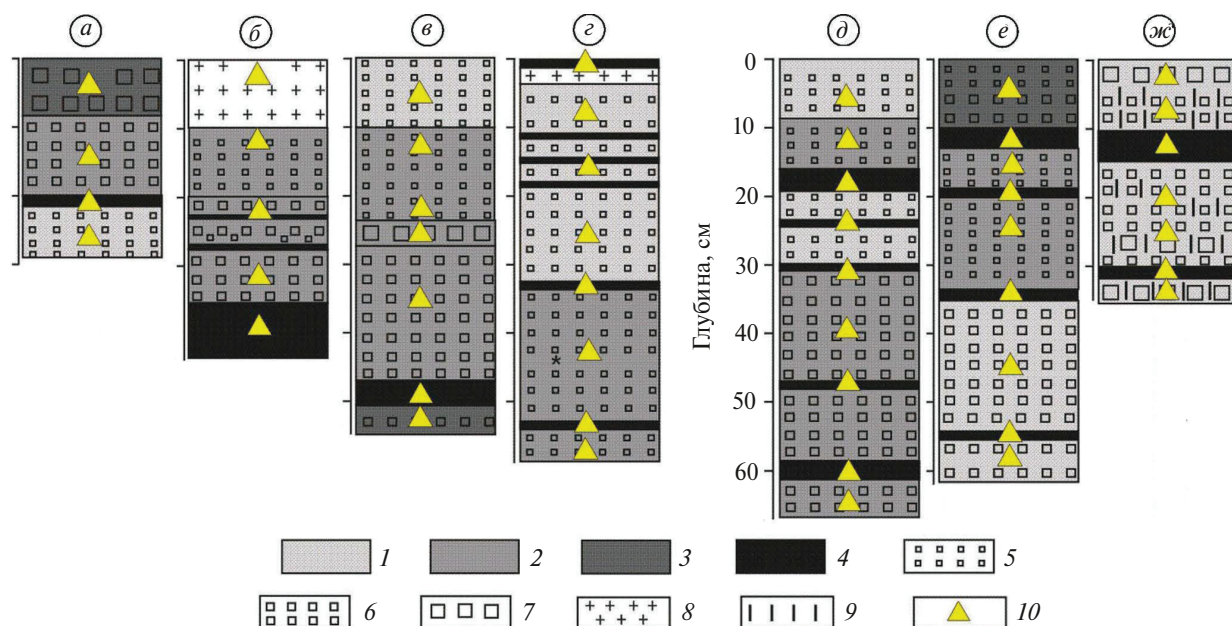


Рис. 2. Строение снежной толщи в шурфах и локализация мест отбора образцов снега для изотопного анализа кислорода и водорода: а – шурф 1; б – шурф 2; в – шурф 3; г – шурф 4; д – шурф 5; е – шурф 6; ж – шурф 7. Плотность снега (1–4): 1 – рыхлый; 2 – уплотнённый; 3 – плотный; 4 – ледяная корка. Размер зёрен снега (5–7): 5 – мелкий; 6 – средний; 7 – крупный; 8 – свежавывающий снег; 9 – мокрый снег; 10 – места отбора проб для изотопного анализа. Даты заложения шурфов указаны в табл. 1

Fig. 2. Stratigraphy of the snow cover in the pits and location of sites of snow sampling for stable oxygen and hydrogen isotope analysis. а – pit 1; б – pit 2; в – pit 3; г – pit 4; д – pit 5; е – pit 6; ж – pit 7. Snow density (1–4): 1 – loose; 2 – compacted; 3 – dense; 4 – ice crust. Snow grain size (5–7): 5 – fine; 6 – medium; 7 – large; 8 – fresh snow; 9 – wet snow; 10 – sampling of snow for stable isotope analysis

связь значений с температурой описывается как $\delta^{18}\text{O} / \text{Тв} = 0.46\text{‰} / ^\circ\text{C}$, $R^2 = 0.3$, что уже отмечалось для осадков Москвы (Васильчук и др., 2021, 2024). Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в осадках описывается уравнением $y = 7.56x + 0.16$ (рис. 3), наклон линии соотношения довольно близок к наклону для глобальной линии метеорных вод (далее – ГЛМВ).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снежного покрова варьировали в более узком диапазоне, чем в осадках за период исследований. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от -22 до -12.6‰ , значения $\delta^2\text{H}$ – от -171 до -96‰ , значения d_{ex} – от 0.2 до 16.4‰ (см. табл. 2). Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове описывается уравнением $y = 7.73x + 4.5$ (см. рис. 3), что очень близко соответствует соотношению $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для осадков.

Как правило, для верхнего горизонта снежной толщи и осадков, выпадающих в виде снега, отмечается корреляция изотопных параметров (Taylor et al., 2001; Langman et al., 2022). В исследованном снежном покрове верхний слой (горизонт 1) образован из снега, выпавшего

накануне дат отбора из шурфов. Изотопные характеристики горизонта 1 исследованной нами снежной толщи близки к изотопным характеристикам выпавшего снега (табл. 3). Наибольшее расхождение в значениях $\delta^{18}\text{O}$ осадков и поверхностного горизонта снега отмечено 28.02. (шурф № 4), что может быть обусловлено просачиванием выпавших 25.02. осадков смешанного типа со значением $\delta^{18}\text{O} = -10.5\text{‰}$ при среднесуточной температуре воздуха $+0.5\text{ }^\circ\text{C}$.

Сопоставить изотопные параметры более глубоких горизонтов снежной толщи и осадков можно только ориентировочно, так как уплотнение снега и преобразование первичного изотопного сигнала осадков не позволяют точно определить горизонт, соответствующий осадкам.

В снежной толще в конце декабря (шурф № 1) среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -18.6‰ , при этом если рассматривать только события выпадения осадков более 4 мм , то средневзвешенное значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков, выпавших с начала периода до даты отбора в шурфе, составляет -18.9‰ . Предположено, что

Таблица 2. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exs} в атмосферных осадках
Table 2. Values of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, and d_{exs} in atmospheric precipitation

Тип осадка	Дата выпадения	Количество, мм	T воздуха, °C	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exs} , ‰
Снег	23.11.2023	2.4	−8.2	−24.3	−189	5.4
	24.11.2023	6.5	−6.7	−24.3	−184	10.4
	25.11.2023	6.1	−6.2	−20.6	−154	10.8
	26.11.2023	1.4	−3.9	−19.5	−143	13
Снег и дождь	27.11.2023	21.4	−1.4	−16.5	−115	17
Снег	29.11.2023	1.3	−4.9	−16.2	−115	14.6
	30.11.2023	6.8	−2	−18.8	−135	15.4
	01.12.2023	2.5	−4.4	−25.1	−187	13.8
	03.12.2023	13.2	−5.9	−17.9	−133	10.2
	04.12.2023	3.3	−7.2	−19.3	−142	12.4
	10.12.2023	3.4	−11.2	−18.7	−139	10.6
	11.12.2023	2.4	−8.6	−16.2	−119	10.6
	12.12.2023	4	−7.4	−18.8	−139	11.4
	13.12.2023	4.1	−11	−18.8	−137	13.4
Снег и дождь	17.12.2023	3.8	−2.8	−18.9	−142	9.2
Ледяной дождь	19.12.2023	1.9	2.2	−11.9	−95	0.2
Снег и дождь	21.12.2023	7.6	1.2	−21.3	−167	3.4
	23.12.2023	3.1	1.4	−13.6	−111	−2.2
	26.12.2023	2.2	−1.1	−14.3	−110	4.4
	28.12.2023	1.4	−1.6	−15.2	−112	9.6
	30.12.2023	9.6	2.4	−15.8	−116	10.4
Снег	06.01.2024	5.1	−17.1	−22.2	−174	3.6
	09.01.2024	6.1	−9.2	−21.9	−172	3.2
	10.01.2024	2.9	−7.6	−21.6	−167	5.8
	11.01.2024	7.2	−5.5	−17.4	−134	5.2
	15.01.2024	5.2	−5.2	−21.5	−164	8
	18.01.2024	8.2	−10.9	−19.2	−145	8.6
	19.01.2024	4.7	−5.3	−16.8	−130	4.4
	23.01.2024	2.6	−5	−15.2	−116	5.6
	25.01.2024	3	−0.7	−9.9	−76	3.2
	26.01.2024	4	−3.5	−12.7	−96	5.6
Снег и дождь	01.02.2024	2.5	0.7	−11.9	−88	7.2
	04.02.2024	7.6	−0.1	−19.4	−150	5.2
	06.02.2024	2.7	−3	−18.4	−135	12.2
Снег	07.02.2024	8.1	−6.7	−17.8	−137	5.4
	15.02.2024	15.2	−11.4	−13.1	−99	5.8
	18.02.2024	6	−1.6	−13.3	−98	8.4
Снег и дождь	25.02.2024	5.8	0.5	−10.5	−86	−2
	19.03.2024	1	2	−9.7	−74	3.6

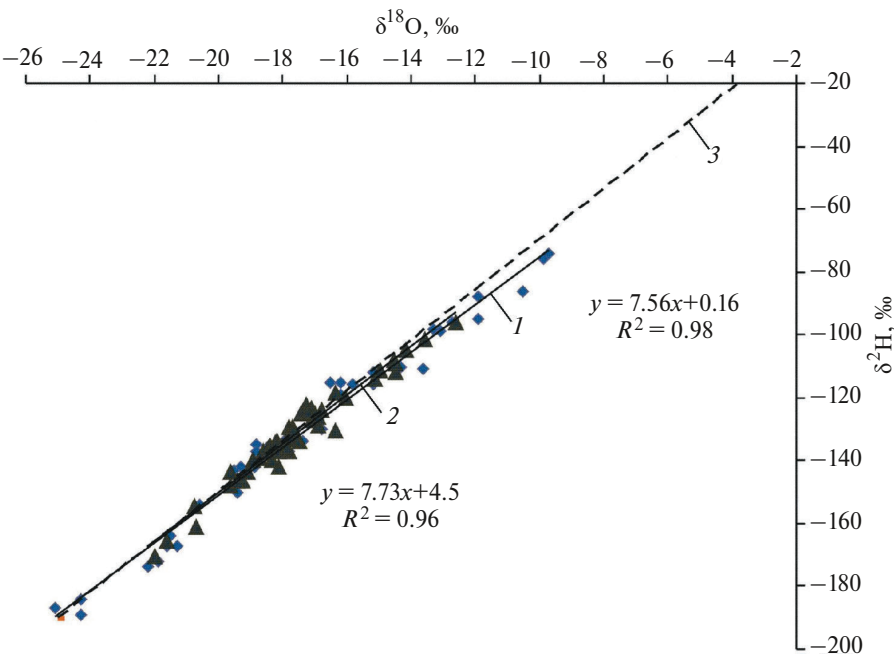


Рис. 3. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках зимнего периода (1) и в снежном покрове (2); глобальная линия метеорных вод (3)
Fig. 3. $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ ratio in winter precipitation (1) and in snow cover (2); global meteoric water line (3)

Таблица 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ верхнего горизонта снежного покрова и снежных осадков, выпадавших до отбора в шурфе
Table 3. $\delta^{18}\text{O}$ values of the upper horizon of snow cover and snowfall that fell before sampling in the snow pit

$\delta^{18}\text{O}$ в верхнем слое снега, ‰ / дата отбора	$\delta^{18}\text{O}^*$ в снежных осадках до отбора снежной толщи, ‰ / дата отбора
–19.1/ 25.12.23	–18.6 / 01–23.12.23
–20.7/ 18.01.24	–19.0 / 26.12.23–18.01.24
–14.5/ 31.01.24	–13.9 / 19–26.01.24
–19.2/ 14.01.24	–17.8 / 01–07.02.24
–14.5/ 28.02.24	–12.0 / 15–25.02.24

Примечание. * Средневзвешенное значение по количеству осадка.

в ноябре–декабре 2023 г. снежный покров сформирован большей частью за счёт осадков количеством более 4 мм. Об этом свидетельствуют близкие величины дейтериевого эксцесса: средневзвешенная величина d_{exc} для всех событий осадков до даты заложения шурфа № 1 составляет 11.5 ‰, для осадков количеством более 4 мм средневзвешенная величина d_{exc} составила 12.6 ‰ (табл. 4). Нижняя часть снежного покрова, видимо, сформирована двумя событиями выпадения осадков – 27 и 30 ноября, когда выпал снег и смешанные осадки с величинами $\delta^{18}\text{O} = -16.5$ и -18.8 ‰ и $d_{\text{exc}} = 17$ и 15.4 ‰

соответственно. О том, что это перераспределение влаги внутри снежного покрова, говорить нельзя, поскольку высокие значения d_{exc} не свидетельствуют в пользу замерзания жидкой воды или испарения.

В январе (шурфы № 2 и 3) значения $\delta^{18}\text{O}$ в верхних горизонтах снежного покрова близко соответствуют значениям $\delta^{18}\text{O}$ в выпадающих осадках (см. табл. 3), при этом предполагается, что с глубины 20–25 см снежная толща сложена снегом, выпадавшим в ноябре–декабре. Сопоставление среднего значения $\delta^{18}\text{O}$ снежной

Таблица 4. Средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} в атмосферных осадках с начала периода наблюдений до даты опробования в шурфах и соответствующие им средние величины $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} снежного покрова

Table 4. Weighted average values of $\delta^{18}\text{O}$ and d_{exc} in atmospheric precipitation from the beginning of the observation period to the date of sampling in pits and the corresponding average values of $\delta^{18}\text{O}$ and d_{exc} in snow cover

$\delta^{18}\text{O}$, ‰	d_{exc} , ‰	Дата опробования	№ шурфа	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	d_{exc} , ‰
Осадки			Снежный покров		
–18.9	11.5	25.12.2023	1	–18.6	12.6
–18.9	9.8	18.01.2024	2	–19.1	8.0
–18.4	9.3	31.01.2024	3	–18.3	10.3
–18.3	9.0	14.02.2024	4	–17.1	6.7
–17.4	8.2	28.02.2024	5	–16.8	8.9
–17.4	8.2	12.03.2024	6	–17.0	9.6

толщи для горизонтов 3–6 в шурфе № 2 (глубина 20–45 см) и 3–7 в шурфе № 3 (глубина 25–55 см) и среднего значения $\delta^{18}\text{O}$ в снежной толще шурфа № 1 (представляющей осадки ноября–декабря) показывает явное утяжеление изотопного состава кислорода в снежной толще в течение января. При этом средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по всей мощности снежной толщи в январе очень близки к средневзвешенным значениям $\delta^{18}\text{O}$ осадков, выпавших с начала периода наблюдений до дат отбора снега в шурфах, и составили около – 18... –19 ‰ (см. табл. 4).

Изменение изотопного состава свежеснегавшего снега во время оттепели прослежено для поверхностного горизонта снежной толщи в шурфе № 4 (14.02). В результате таяния на поверхности снежного покрова образовалась ледяная корка со значением $\delta^{18}\text{O} = -16.4\text{‰}$ и $d_{\text{exc}} = 0.2\text{‰}$, в то время как поверхностный горизонт снега сформирован из осадков со средневзвешенным значением $\delta^{18}\text{O} = -17.8\text{‰}$ и средним значением $d_{\text{exc}} = 7.7\text{‰}$. Увеличение значения $\delta^{18}\text{O}$ при одновременном снижении величины дейтериевого эксцесса в ледяной корке связаны с процессом таяния–замерзания.

В феврале средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по всей толще снежного покрова оказались в целом более высокие (на 0.6–1.2 ‰), чем средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ сформировавших их осадков (см. табл. 4). В ранее проведенном исследовании снежного покрова на метеоплощадке МГУ в конце февраля 2019 г. было показано, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, отобранных в день их выпадения, в среднем на 1.3–2.5 ‰ ниже, чем в снежном покрове, представляющем те же осадки, но к моменту максимума снегонакопления (Sokratov et al., 2024).

В снежной толще в январе–феврале в целом изменение первоначальных изотопных характеристик снега выражено слабо. Исключение составляет изотопная запись по снежной толще в шурфе № 4 (14.02.), где и в верхнем, и в придонном горизонтах заметны эффекты таяния–замерзания, выраженные в повышении значений $\delta^{18}\text{O}$ при одновременном уменьшении дейтериевого эксцесса (см. табл. 2). Затем этот эффект был затухиван последующими снегопадами, оседанием снежной толщи и перераспределением пара и жидких плёнок в нижних горизонтах.

Установлено, что диапазон вариаций изотопных значений в снежной толще возрастал от декабря к концу февраля (рис. 4). В конце декабря (шурф № 1) контрастность изотопных значений в снежной толще была незначительной, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали в диапазоне 2.4 ‰ – от –19.7 до –17.3 ‰. В январе–феврале диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежной толще был более выраженным и варьировал от 4 ‰ в шурфе № 2 (18.01.) до 6–7 ‰ в шурфах № 3, 4 и 5 (31.01., 14.02. и 28.02.). Более выраженная изотопная стратификация снежной толщи и повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снежного покрова по сравнению с осадками, отмеченное в феврале, обусловлены как выпадением осадков с широким диапазоном изотопных значений, так и процессами старения снежной толщи, формированием ледяных корок, горизонтов разрыхления (Friedman et al., 1991; Taylor et al., 2001). Исследования показывают, что к изотопному “утяжелению” и снижению значений d_{exc} в снежной толще приводят сублимация и миграция водяного пара внутри снежной толщи, а также сублимация поверхностного слоя снега при отсутствии осадков (Sokratov,

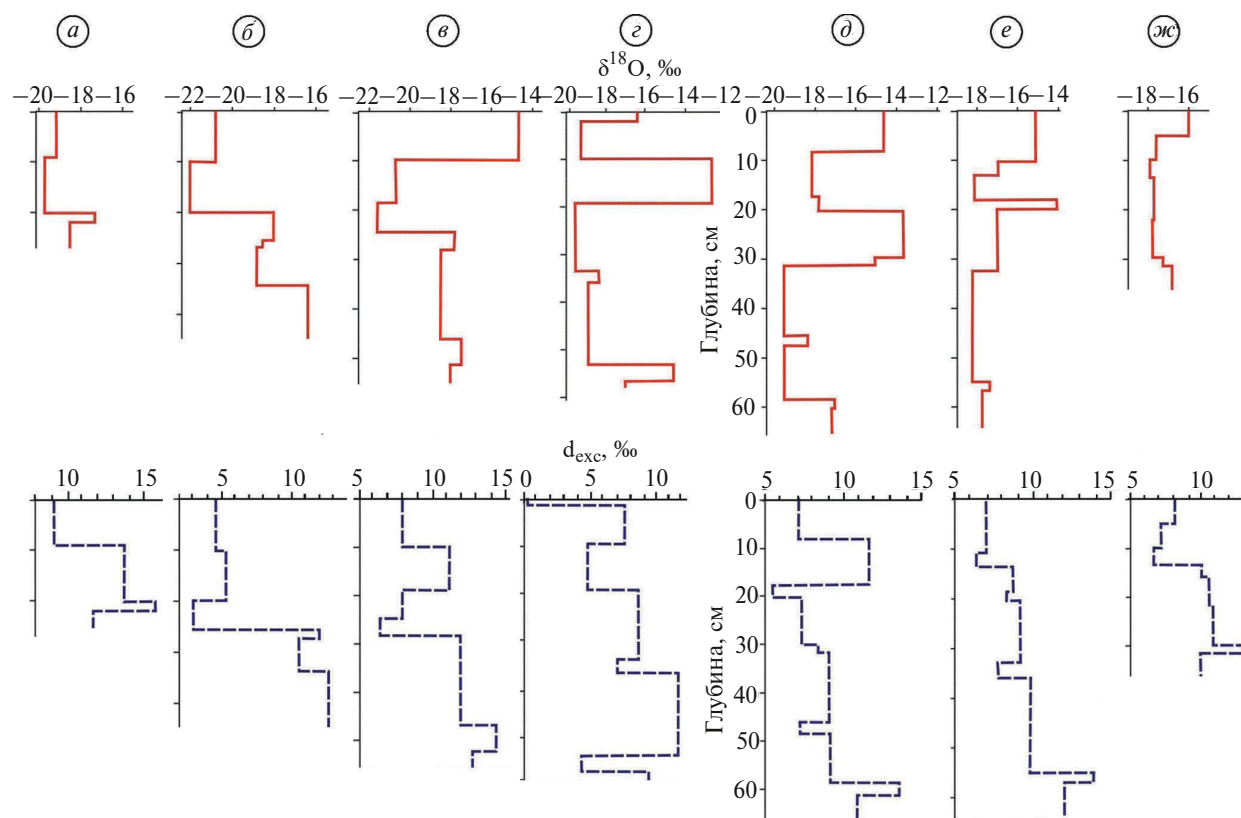


Рис. 4. Распределение по глубине значений $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} в снежной толще в шурфах 1–7: а – шурф 1; б – шурф 2; в – шурф 3; г – шурф 4; д – шурф 5; е – шурф 6; ж – шурф 7

Fig. 4. Vertical profiles of $\delta^{18}\text{O}$ and d_{exc} values in the snow cover in pits 1–7: а – pit 1; б – pit 2; в – pit 3; г – pit 4; д – pit 5; е – pit 6; ж – pit 7

Golubev, 2009; Hughes et al., 2021; Langman et al., 2022; Stuart et al., 2023).

В марте в снежном покрове отмечено снижение изотопной контрастности. В исследованном нами снежном покрове значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от -18.2 до -14.2 ‰ в середине марта, а в конце марта, при активном снеготаянии, отмечалось снижение диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали до 2‰ – от -17.9 до -16 ‰ (см. рис. 4, ж).

В шурфе № 6 в середине марта (12.03) можно было проследить изменение изотопного сигнала всех выпавших ранее осадков, так как новых не выпадало с 25.03. Если условно разделить снежную толщу по глубине на три части, то нижние два горизонта (глубина 55–63 см, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -17.6$ ‰), скорее всего, представляют осадки начала зимы (ноябрь–декабрь), средние горизонты снежной толщи (глубина 20–55 см, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -17.7$ ‰) – осадки января и верхние горизонты снежной толщи (глубина 0–20 см, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -16$ ‰) – осадки февраля. Для нижнего горизонта снежной

толщи отмечено повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ снега относительно значений $\delta^{18}\text{O}$ в осадках ноября–декабря (более чем на 2‰), в то время как для верхней части снежной толщи в марте – снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению со средневзвешенным значением $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, выпадавших в феврале (-14.8 ‰).

Значения дейтериевого эксцесса в снежном покрове были довольно высокими с декабря до середины марта, средние значения d_{exc} варьировали от 6.7 до 12.6‰, что согласуется с высокими значениями d_{exc} в осадках в этот период (средневзвешенные значения варьируют от 8.2 до 11.5‰, см. табл. 4). В придонной части снежного покрова значения d_{exc} оставались высокими на протяжении всего периода существования снежного покрова и варьировали от 9 до 15‰ (см. рис. 4), что может говорить о сохранности сигнала ранних зимних осадков, характеризовавшихся высокими значениями d_{exc} .

Наиболее интригующий эффект, установленный при сопоставлении изотопных параметров

выпадающих осадков и снежной толщи, — это увеличение d_{exc} в снежной толще по сравнению с выпадающими осадками. С конца декабря до середины февраля средняя величина d_{exc} всего снежного покрова менялась от 12.5‰ (шурф 1) до 6.4‰ (шурф 4), что объясняется не только поступлением жидких осадков с низкими значениями d_{exc} , но и старением снежного покрова и формированием ледяных корок. К концу февраля — середине марта значения d_{exc} увеличились до 8.9‰ (шурф 5) и 9.5‰ (шурф 6), что может быть связано с процессом конденсации водяного пара на снежных и ледяных кристаллах.

В целом, при рассмотрении средних значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ осадков и сформированного ими снежного покрова в течение зимнего периода 2023–2024 гг. (23.11.2023–12.03.2024) отмечено, что для снежного покрова в конце периода снегонакопления (12 марта) средние значения $\delta^{18}\text{O} = -17\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -126\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = 9.5\text{‰}$. При этом средневзвешенные по количеству значения всех выпавших осадков составили: $\delta^{18}\text{O} = -17.4\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -131\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = 8.3\text{‰}$. Это говорит о том, что изотопные параметры снежного покрова близко соответствовали изотопным параметрам выпавших осадков за весь период залегания снежного покрова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аккумуляция снежного покрова в Москве в районе главного здания МГУ им. М.В. Ломоносова в зимний период 2023–2024 гг. началась в конце ноября 2023 г., а окончательный сход снежного покрова отмечен в начале апреля 2024 г. Мощность снежной толщи возрастала с конца декабря (30 см) до конца февраля (67 см).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снежного покрова находятся внутри диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для осадков, уравнения соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове и осадках характеризуются очень близкими параметрами. Для верхнего горизонта снежного покрова и осадков, выпадающих в виде снега, была выявлена выраженная корреляция изотопных значений на протяжении декабря–февраля.

В феврале отмечена общая тенденция увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ снега на 1.2–0.6‰ по сравнению с осадками, выпадавшими в декабре–январе. Также отмечено снижение значений дейтериевого эксцесса в снежной толще. Предположительно это связано с процессами, происходившими в снежной толще, — формированием

ледяных корок и горизонтов разрыхления в нижних частях снежного покрова. Однако эти признаки затухают к началу марта, вероятно, процессами перераспределения жидкой воды и последующего её замерзания на поверхности кристаллов, а также конденсации водяного пара внутри и на поверхности снежного покрова.

Показано, что в течение зимнего периода 2023–2024 гг. в Москве изотопные параметры снежного покрова, формирующегося в условиях большого количества осадков, низких температур воздуха, редких и коротких оттепелей, хорошо соответствуют средневзвешенным изотопным параметрам всех атмосферных осадков, выпавших за период наблюдений. Высокие значения дейтериевого эксцесса в нижних горизонтах снежного покрова сохранялись в течение всего периода залегания, что может говорить о сохранности сигнала ранних зимних осадков, характеризовавшихся высокими значениями d_{exc} . Вероятно, во многом это обусловлено значительной толщиной снежного покрова, когда частичное таяние приводило к формированию множества льдистых горизонтов, но исключало потерю талой воды.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 19-77-30004 “Технология оценки экологического состояния Московского мегаполиса на основе анализа химического состава микрочастиц в системе ‘атмосфера–снег–дорожная пыль–почвы–поверхностные воды’” (Мегаполис)).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изоскейпы и палеоизотермы среднеянварской температуры воздуха в голоцене на севере Западной Сибири (по данным изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов) // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2024. Т. 79. № 3. С. 78–88.
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.7>
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю., Ерёмкина И.Д., Блудушкина Л.Б. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ и содержание водорастворимых солей в атмосферных осадках Москвы

- в 2014–2016 гг. // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2021. Т. 2. С. 35–43.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю., Васильчук А.К., Еремина И.Д., Чижова Ю.Н. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в атмосферных осадках Москвы в 2017–2019 гг. // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2024. Т. 79. № 1. С. 114–124.
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.1.9>
- Ala-aho P., Tetzlaff D., McNamara J.P., Laudon H., Kormos P., Soulsby C. Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach // Water Resources Research. 2017. V. 53. № 7. P. 5813–5830.
<https://doi.org/10.1002/2017WR020650>
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable Isotope Geochemistry: A tribute to Samuel Epstein / Eds.: H.P. Taylor Jr., J.R. O'Neil, I.R. Kaplan, The Geochemical Society. Special Publication. 1991. № 3. P. 211–221.
- Frolov D.M., Seliverstov Yu.G., Koshurnikov A.V., Gagarin V.E., Nikolaeva E.S. Snow accumulation specifics in Moscow in winter 2023/24 // BIO Web of Conferences. 2024. № 93. P. 04010.
<https://doi.org/10.1051/bioconf/20249304010>
- Hughes A.G., Wahl S., Jones T.R., Zuhr A., Hörhold M., White J.W.C., Steen-Larsen H.C. The role of sublimation as a driver of climate signals in the water isotope content of surface snow: Laboratory and field experimental results // The Cryosphere. 2021. № 15. P. 4949–4974.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-4949-2021>
- Langman J.B., Martin J., Gaddy E., Boll J., Behrens D. Snowpack aging, water isotope evolution, and runoff isotope signals, Palouse Range, Idaho, USA // Hydrology. 2022. V. 9. № 94.
<https://doi.org/10.3390/hydrology9060094>
- Lee J., Feng X., Faiia A.M., Posmentier E.S., Kirchner J.W., Osterhuber R., Taylor S. Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice // Chemical geology. 2010. V. 270. № 1–4. P. 126–134.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.011>
- Papina T., Eirikh A., Noskova T. Factors influencing changes of the initial stable water isotopes composition in the seasonal snowpack of the south of Western Siberia, Russia // Applied Sciences. 2022. № 12. 625 p. <https://doi.org/10.3390/app12020625>
- Rücker A., Boss S., Kirchner J.W., von Freyberg J. Monitoring snowpack outflow volumes and their isotopic composition to better understand streamflow generation during rain-on-snow events // Hydrology and Earth System Sciences. 2019. № 23. P. 2983–3005.
<https://doi.org/10.5194/hess-23-2983-2019>
- Sokratov S.A., Golubev V.N. Snow isotopic content change by sublimation // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 193. P. 823–828.
- Sokratov S.A., Komarov A.Y., Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk D.Yu., Seliverstov Yu.G., Grebennikov P.B., Frolov D.M. Spatial-temporal variability of the $\delta^{18}\text{O}$ values and the snow cover structure on the territory of the Meteorological Observatory of the Moscow State University // Water Resources. 2024. V. 51. № S1. P. S89–S99.
<https://doi.org/10.1134/S0097807824701367>
- Stuart R.H., Faber A.-K., Wahl S., Hörhold M., Kipfstuhl S., Vasskog K., Behrens M., Zuhr A.M., Steen-Larsen H.C. Exploring the role of snow metamorphism on the isotopic composition of the surface snow at EastGRIP // The Cryosphere. 2023. V. 17. P. 1185–1204.
<https://doi.org/10.5194/tc-17-1185-2023>
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // Water Resources Research. 2001. V. 37. № 3. P. 759–769.
<https://doi.org/10.1029/2000WR900341>
- Unnikrishna P.V., McDonnell J.J., Kendall C. Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater // Journ. of Hydrology. 2002. № 260. P. 38–57.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Vakhovskaya Z.S., Vasil'chuk A. C. Comparison of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of snowfall and snow cover in Moscow in the winter of 2023/24. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 643–657. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040095.

Comparison of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of snowfall and snow cover in Moscow in the winter of 2023/24

© 2025 N. A. Budantseva^{a, #}, Yu. K. Vasil'chuk^a,
Yu. N. Chizhova^b, Z. S. Vakhovskaya^a, A. C. Vasil'chuk^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

[#]e-mail: nadin.budanceva@mail.ru

Received April 14, 2025; revised July 22, 2025; accepted September 25, 2025

The aim of the study was to estimate the agreement between the isotope composition of snow cover and precipitation in Moscow during the winter season of 2023/24 characterized by a particularly deep snow cover. We sampled selected layers in snow cover on the campus of the Lomonosov Moscow State University (MSU). All precipitation falling from late November 2023 to late February 2024 at the Moscow State University weather station was sampled. Stable oxygen and hydrogen isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) composition was analyzed in snow and precipitation samples, and the deuterium excess (d_{exc}) has been calculated. It has been found that equations of $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ ratio in precipitation and snow cover are similar. In February, the snow column showed an expansion of the range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values, as well as a general trend of increasing of $\delta^{18}\text{O}$ values by 1.2–0.6‰ and a decrease in d_{exc} values compared with December–January precipitation. This is most likely due to the aging processes of the snow cover, such as the formation of ice crusts and horizons of loose snow in the lower layers of the snow thickness. In March, the isotopic contrast of the snow column was less pronounced, and during the period of active snowmelt in late March, the range of variations in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values was minimal. It has been shown that, in general, during the winter period of 2023/24 in Moscow, the isotopic characteristics of the snow cover were in good agreement with the weighted average isotopic data for all precipitation fallen during the observational period. That happened mostly due to the conditions of the winter period (predominance of snow precipitation, rare short thaws). Under these conditions partial melting resulted in the formation of ice crusts in the snow cover, but prevented the loss of meltwater.

Keywords: snow cover, winter precipitation, oxygen isotopes, hydrogen isotopes, deuterium excess

REFERENCES

- Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Isoscapes and paleoisotherms of the Holocene mean January air temperature on the northwestern Siberia (based on stable oxygen isotope composition of ice wedges). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2024, 79 (3): 78–88
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.7> [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Eremina I.D., Bludushkina L.B. Variations of the $\delta^{18}\text{O}$ values and water-soluble salts in precipitation in Moscow during 2014 to 2016. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2021, 2: 35–43. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Eremina I.D., Chizhova Yu.N. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of precipitation in Moscow from 2017 to 2019. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2024, 79 (1): 114–124.
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.1.9> [In Russian].
- Ala-aho P., Tetzlaff D., McNamara J.P., Laudon H., Kormos P., Soulsby C. Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach. *Water Resources Research*. 2017, 53 (7): 5813–5830.
<https://doi.org/10.1002/2017WR020650>
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468.
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>

- Friedman I., Benson C., Gleason J.* Isotopic changes during snow metamorphism. *Stable Isotope Geochemistry: A tribute to Samuel Epstein* / Eds.: H.P. Taylor Jr., J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. The Geochemical Society. Special Publication. 1991, 3: 211–221.
- Frolov D.M., Seliverstov Yu.G., Koshurnikov A.V., Gagarin V.E., Nikolaeva E.S.* Snow accumulation specifics in Moscow in winter 2023/24. *BIO Web of Conferences*. 2024, 93: 04010. <https://doi.org/10.1051/bioconf/20249304010>
- Hughes A.G., Wahl S., Jones T.R., Zuhr A., Hörhold M., White J.W.C., Steen-Larsen H.C.* The role of sublimation as a driver of climate signals in the water isotope content of surface snow: Laboratory and field experimental results. *The Cryosphere*. 2021, 15: 4949–4974. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4949-2021>
- Langman J.B., Martin J., Gaddy E., Boll J., Behrens D.* Snowpack aging, water isotope evolution, and runoff isotope signals, Palouse Range, Idaho, USA. *Hydrology*. 2022; 9 (94). <https://doi.org/10.3390/hydrology9060094>
- Lee J., Feng X., Faiia A.M., Posmentier E.S., Kirchner J.W., Osterhuber R., Taylor S.* Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical Geology*. 2010, 270 (1–4): 126–134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.011>
- Papina T., Eirikh A., Noskova T.* Factors influencing changes of the initial stable water isotopes composition in the seasonal snowpack of the south of Western Siberia, Russia. *Applied Sciences*. 2022, 12: 625. <https://doi.org/10.3390/app12020625>
- Rücker A., Boss S., Kirchner J.W., von Freyberg J.* Monitoring snowpack outflow volumes and their isotopic composition to better understand streamflow generation during rain-on-snow events. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2019, 23: 2983–3005. <https://doi.org/10.5194/hess-23-2983-2019>
- Sokratov S.A., Golubev V.N.* Snow isotopic content change by sublimation // *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (193): 823–828.
- Sokratov S.A., Komarov A.Y., Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk D.Yu., Seliverstov Yu.G., Grebennikov P.B., Frolov D.M.* Spatial-temporal variability of the $\delta^{18}\text{O}$ values and the snow cover structure on the territory of the Meteorological Observatory of the Moscow State University Water Resources. 2024, 51 (S1): S89–S99. <https://doi.org/10.1134/S0097807824701367>
- Stuart R.H., Faber A.-K., Wahl S., Hörhold M., Kipfstuhl S., Vasskog K., Behrens M., Zuhr A.M., Steen-Larsen H.C.* Exploring the role of snow metamorphism on the isotopic composition of the surface snow at EastGRI P. *The Cryosphere*. 2023, 17: 1185–1204. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1185-2023>
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*. 2001, 37 (3): 759–769. <https://doi.org/10.1029/2000WR900341>
- Unnikrishna P.V., McDonnell J.J., Kendall C.* Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *Journ. of Hydrology*. 2002, 260: 38–57.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПРИ УПЛОТНЕНИИ

© 2025 г. А. Ф. Галкин*, М. Н. Железняк, А. Ф. Жирков

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

**e-mail: afgalkin@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.05.2025 г.

После доработки 28.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Цель работы — определение степени изменения теплофизических характеристик снежного покрова при уплотнении. Введён новый показатель — “коэффициент уплотнения снежного покрова”. Получены зависимости изменения основных характеристик снежного покрова от коэффициента уплотнения. Рассмотрено изменение таких характеристик, как: теплопроводность, температуропроводность, термическое сопротивление, тепловая инерция, тепловая устойчивость, критерии Фурье и Стефана. Построена сводная таблица, которая даёт возможность определить вид связи основных характеристик с коэффициентом уплотнения. Установлено, что определяющую роль в количественной связи рассмотренных характеристик с коэффициентом уплотнения играет вид функциональной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега. Например, при допущении линейной связи коэффициента теплопроводности и плотности степень уменьшения термического сопротивления при снежной мелиорации пропорциональна квадрату коэффициента уплотнения, а при допущении о параболической зависимости коэффициента теплопроводности от плотности степень уменьшения термического сопротивления пропорциональна величине коэффициента уплотнения в третьей степени. Получены значения рассмотренных теплофизических параметров от коэффициента уплотнения для случая зависимости коэффициента теплопроводности λ от плотности снега ρ в виде усечённого полинома произвольной степени n . Представлены графические зависимости отдельных показателей от вида начальных функциональных связей исходных величин, полученных теоретически и в результате обработки данных экспериментальных исследований и натурных наблюдений. Сформулированы основные количественные закономерности изменения значений коэффициентов теплопроводности снега и термического сопротивления снежного покрова в зависимости от степени уплотнения. Показано также, что значение процентной невязки результатов расчётов, вызванной выбором вида степенной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности, практически для всех теплофизических показателей увеличивается с ростом значения коэффициента уплотнения и значительно превышает допустимую в инженерных расчётах величину. Например, невязка расчёта термического сопротивления снежного покрова при коэффициенте уплотнения, равном 2.0, составляет 50 %, а при коэффициенте уплотнения, равном 4.0, — 75 %. Сформулированы основные количественные закономерности изменения значений коэффициентов теплопроводности снега и термического сопротивления снежного покрова при уплотнении в зависимости от степени уплотнения.

Ключевые слова: снежный покров, снежная мелиорация, теплофизические характеристики, изменение, плотность снега, коэффициент уплотнения, основные закономерности

DOI: 10.7868/S2412376525040107

ВВЕДЕНИЕ

Снежная мелиорация (целенаправленное изменение физических свойств снежного покрова) используется в различных отраслях хозяйственной деятельности человека. Например, в горной

промышленности снежная мелиорация используется для ускорения сроков начала работ по добыче ископаемых на россыпных месторождениях криолитозоны (Рашкин и др., 2007) и снижения значения средней зимней температуры

пород оснований скальных отвалов при разработке месторождений открытым способом в зоне островной мерзлоты (Галкин и др., 2024). В строительной индустрии снежная мелиорация путём уплотнения снежного покрова используется при возведении автозимников и ледовых переправ (Кручинин, 2012; Асанкожоев и др., 2022). Активнее всего снежная мелиорация используется в сельском хозяйстве для ускорения оттаивания и увеличения степени весеннего увлажнения почвы (Шульгин, 1986). Общая формулировка снежной мелиорации для целей сельского хозяйства дана в работе (Шульгин, 1986): “Снежная мелиорация — это воздействие на снежный покров и через него на тепловой и водный режим почвы с целью улучшения её производственных функций”. В литературных источниках встречаются и другие варианты подобной формулировки, которые можно обобщить и записать так: “Снежная мелиорация — это управление водно-тепловым режимом деятельного слоя грунта для улучшения его характеристик и обеспечения необходимых функций путём воздействия на снежный покров”. Данная формулировка расширяет возможности применения снежной мелиорации за пределы сельского хозяйства. Экспериментальные исследования, проведённые сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН (Zhirkov et al., 2023), показали, что использование снежной мелиорации путём уплотнения снежного покрова, позволяет защитить и восстановить сельскохозяйственные земли, подверженные негативным процессам криогенеза.

Цели и задачи снежной мелиорации определяют и сроки её проведения: начало, середина или конец зимнего периода. Начальные теплофизические свойства снежного покрова (до проведения снежной мелиорации) в течение зимы могут существенно отличаться. Это зависит, главным образом, от климата региона (Осокин, Сосновский, 2014; Шерстюков, Анисимов, 2018). Свойства основных видов снега, которые по отдельности или в совокупности слагают снежный покров (новый, изморось, фирн), достаточно хорошо изучены. Все исследователи, как правило, отмечают их значительную вариативность не только по климатическим зонам, но и в пределах одного небольшого района наблюдений (Павлов, 2008; Осокин, Сосновский, 2014; Сосновский, Осокин, 2018; Кириллин др., 2020).

Имеется несколько обзорных работ, в которых проанализированы формулы для определения теплофизических характеристик снега в зависимости от его плотности (Yen, 1981; Sturm

et al., 1997; Поздняков и др., 2019; Calonne et al., 2019). Изучение этих работ позволяет сделать вывод о том, что в научном сообществе гляциологов давно утвердилось мнение: универсальных расчётных формул для определения теплофизических свойств снега, ввиду многообразия его видов и временного метаморфизма, не существует. Тем не менее такие попытки были ранее и продолжают в настоящее время, как путём обобщения и усреднения характеристик известных частных экспериментальных зависимостей (Yen, 1981; Осокин и др., 2019; Calonne et al., 2019; Галкин, Плотников, 2023), так и построением чисто теоретических моделей проводимости гетерогенной среды (Schwerdtfeger, 1963; Schwander et al., 1997; Олейников, Скачков, 2011).

В работе (Осокин и др., 2017) получена приближённая формула для коэффициента теплопроводности снега от плотности в виде полинома второй степени, обобщающая более 20, как утверждают авторы, экспериментальных формул. К сожалению, ни в обобщающей формуле, ни в исходных формулах доверительный интервал не приводится. Кстати, это общая черта всех экспериментальных формул в анализируемых работах. Чем это вызвано, остаётся только догадываться. Хотя основы обработки экспериментальных данных в обязательном порядке предполагают при получении аппроксимирующей зависимости определение доверительного интервала. В работе (Calonne et al., 2019) представлены эффективные коэффициенты теплопроводности, рассчитанные на основе 64 трёхмерных изображений микроструктур снега, антарктического фирна и пористого льда при температурах -3 , -20 и -60 °C. Впервые выявлена зависимость теплопроводности от плотности во всём диапазоне: от свежеснежавшего снега, в котором около 80 % воздуха, до пористого льда, в котором менее 10 % воздуха. Авторами сделана попытка получить универсальную формулу, связывающую теплопроводность и плотность снега в пределах изменения плотности от 50 до 918 кг/м³ (от нового свежеснежавшего снега до “пузырчатого льда”). Обобщённая формула получена путём объединения двух математических зависимостей, как пишут авторы статьи: “Проводимость в полном диапазоне плотности от 0 до 917 кг/м³ и при любых температурных условиях позволяет использовать её для снега, фирна и пористого льда в альпийских или полярных условиях. Для этого мы объединили уравнение линейной регрессии f_{irn1} ... и квадратичную регрессию (Calonne et al., 2011). Температурный эффект учитывается

с помощью мультипликативных коэффициентов, которые отражают изменение проводимости воздуха и льда в зависимости от температуры по сравнению с их значениями при температуре $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для отдельной области изменения плотности снега (от фирна $\geq 600\text{ кг/м}^3$ до пузырчатого льда $- 918\text{ кг/м}^3$) в этой же работе приведена простая линейная зависимость, которая, по утверждению авторов, даёт хорошее совпадение со всеми проанализированными в работе экспериментальными данными. Поэтому при снежной мелиорации уплотнением фирна (например, при строительстве зимних автодорог) данная зависимость имеет практическое значение и может использоваться для оценки изменения теплофизических свойств снежного покрова.

Опираясь на данные, приведённые в настоящем кратком обзоре, можно сделать обобщающий вывод: большинство специалистов склонны считать, что зависимость коэффициента теплопроводности снега от плотности может определяться простой степенной зависимостью, в которой показатель степени изменяется от 1 до 2, т.е. зависимость изменяется от линейной до параболической. В дальнейших рассуждениях мы будем опираться именно на это мнение, не конкретизируя частные коэффициенты в отдельных формулах, характерные для региона и времени проведения конкретных экспериментальных исследований. Отмечено, что в статье речь идёт только об искусственном уплотнении при проведении снежной мелиорации, т.е. целенаправленном изменении плотности и высоты снежного покрова с помощью технических средств. Естественное уплотнение (метаморфизм) снежного покрова (Осокин, Сосновский, 2014; Фирц и др., 2021; Котляков, Сосновский, 2021) в данной работе не рассматривается.

Цель работы — получить основные количественные закономерности изменения теплофизических свойств и характеристик снежного покрова при искусственном уплотнении (снежной мелиорации).

МЕТОДЫ

Для достижения цели применяется параметр (показатель) “коэффициент уплотнения снежного покрова” k , который характеризует изменение высоты снежного покрова с высоты (глубины) h_1 до высоты (глубины) h_2 и определяется по формуле

$$k = h_1 / h_2, \quad (1)$$

где $h_1 \geq h_2$. Очевидно, что параметр k характеризует степень сжатия (уменьшения толщины) снежного покрова при уплотнении. При этом плотность начального и утрамбованного снежного покрова имеет некоторые постоянные значения, равные среднему значению плотности по всей толщине (Галкин и др., 2021).

Рассмотрены основные параметры, определяющие теплофизические свойства снежного покрова: теплопроводность снега — λ , Вт/мК; плотность снега — ρ , кг/м³; температуропроводность снега — a , м²/с; c — удельная теплоёмкость снега, Дж/кгК; термическое сопротивление снежного покрова — R , м²К/Вт; показатель тепловой инерции — D , Дж/Км²с^{0.5}; показатель тепловой устойчивости — U , с^{0.5}; число (критерий) Стефана — St ; число (критерий) Фурье — Fo .

Формулы связи между рассматриваемыми параметрами имеют следующий вид:

$$a = \frac{\lambda}{\rho c}; R = \frac{h}{\lambda}; D = \sqrt{\rho c \lambda}; U = RD; Fo = \frac{a \tau}{x^2};$$

$$St = \frac{c T \rho_i}{L \rho}, \quad (2)$$

где t — температура, $^{\circ}\text{C}$; L — скрытая теплота плавления льда, Дж/кг; x — характерный размер, м; ρ_i — плотность льда, кг/м³. Очевидно, что главные, определяющие, параметры устанавливаются математической зависимостью

$$\lambda = m \rho^n. \quad (3)$$

Здесь, m и n — коэффициенты, получаемые теоретическим путём или в результате обработки данных экспериментальных исследований, например (Абельс, 1893; Yen, 1965; Сосновский, 2006; Calonne et al., 2011). В наиболее общем виде параметр m может быть функцией температуры снега (Calonne et al., 2019). Удельная теплоёмкость снега практически не зависит от плотности (Абельс, 1893), поэтому в дальнейшем считалась постоянной величиной. Для расчёта изменения показателей при уплотнении снежного покрова введены следующие параметрические критерии (симплексы). (Далее принято, что индексы “1” и “2” относятся к рассматриваемому параметру до и после уплотнения соответственно). Отмечено важное допущение, используемое в дальнейшем анализе и определяющее область достоверности выводов, которое в общем случае для отдельных

видов снега (например, изморози), нуждается в дополнительном обосновании, что не входило в задачу данных исследований: вид функциональной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега при снежной мелиорации трамбованием не изменяется, т.е. значения параметров m и n в формуле (3) остаются постоянными до и после уплотнения снежного покрова.

Изменения плотности снега: $\mu_\rho = \rho_2 / \rho_1$. Изменение коэффициента теплопроводности снега: $\mu_\lambda = \lambda_2 / \lambda_1$. Изменение коэффициента температуропроводности снега: $\mu_a = a_2 / a_1$. Изменение термического сопротивления снежного покрова: $\mu_R = R_2 / R_1$. Изменение показателя тепловой инерции снежного покрова: $\mu_D = D_2 / D_1$. Изменение показателя тепловой устойчивости снежного покрова: $\mu_U = U_2 / U_1$. Изменение критерия Фурье: $\mu_{Fo} = Fo_2 / Fo_1$. Изменение критерия Стефана: $\mu_{St} = St_2 / St_1$.

Воспользовавшись соотношениями (1), (2) и (3), мы получили следующие функциональные связи для определения степени изменения основных характеристик при уплотнении снежного покрова в зависимости от коэффициента уплотнения k :

$$\begin{aligned}\mu_\rho &= k; \quad \mu_\lambda = k^n; \quad \mu_a = k^{n-1}; \quad \mu_R = 1 / k^{n+1}; \\ \mu_D &= k^{(n+1)/2}; \quad \mu_U = 1 / k^{(n+1)/2}; \\ \mu_{Fo} &= k^{n-1}; \quad \mu_{St} = 1 / k.\end{aligned}$$

Используя очевидное соотношение связи характерного показателя F_i с соответствующим симплексом μ_j , а именно ($F_2 = F_1 \mu_j$), получим искомые формулы для расчёта теплофизических параметров снежного покрова до и после уплотнения снег:

$$\begin{aligned}\rho_2 &= \rho_1 k; \quad \lambda_2 = \lambda_1 k^n; \quad a_2 = a_1 k^{(n-1)}; \\ R_2 &= R_1 k^{-(n+1)}; \quad St_2 = St_1 k^{-1}; \\ D_2 &= D_1 k^{(n+1)/2}; \quad U_2 = U_1 k^{-(n+1)/2}; \quad Fo_2 = Fo_1 k^{(n-1)}.\end{aligned}$$

Невязку (процентное расхождение результатов расчёта искомой величины) в результатах расчётов отдельных теплофизических показателей при разных значениях степени n в уравнении (3) можно определить по формуле вида (Галкин и др., 2022):

$$e = 100 \cdot \{1 - F_2(n=1) / F_2(n=2)\}, \% \quad (4)$$

Или с учётом соответствующего симплекса:

$$\begin{aligned}e &= 100 \cdot \{1 - \mu_j(n=1) / \mu_j(n=2)\} = \\ &= 100 \cdot (1 - q), \%. \quad (5)\end{aligned}$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрены основные количественные закономерности изменения теплофизических характеристик при уплотнении снежного покрова в зависимости от коэффициента уплотнения. В табл. 1 приведены значения поправок к начальному показателю величин при проведении снежной мелиорации. В последней строке таблицы приведено значение параметра q (см. уравнение (5)), который определяет уровень процентной невязки в расчётах при выборе линейной или степенной (квадратичной) зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности.

Как видно из таблицы, значения параметрического критерия (симплекса) для большинства характеристик существенно зависят от вида функциональной зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности. Поскольку большинство исследователей считает, что эта зависимость является квадратичной ($n = 2$), и лишь для некоторых частных случаев может приниматься линейной, наиболее

Таблица 1. Параметрический критерий (симплекс) для определения основных теплофизических характеристик снежного покрова после уплотнения

Table 1. Parametric criterion (simplex) for determining the main thermophysical characteristics of snow cover after compaction

Показатель	λ	a	R	D	U	Fo	St
<i>При линейной связи коэффициента теплопроводности и плотности ($n = 1$)</i>							
Симплекс μ	k	1	k^2	k	$1/k$	1	$1/k$
<i>При нелинейной связи коэффициента теплопроводности и плотности ($n = 2$)</i>							
Симплекс μ	k^2	k	k^3	$k^{3/2}$	$1/k^{3/2}$	k	$1/k$
Параметр q	$1/k$	$1/k$	$1/k$	$1/k^{0.5}$	$k^{0.5}$	$1/k$	1

вероятными значениями симплекса μ следует считать значения, приведённые в последней строчке в таблице. В то же время, с позиции надёжности и необходимого расчётного запаса целесообразно сформулировать основные закономерности, опираясь на значения симплекса, приведённые для случая линейной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности ($n = 1$). Это даст возможность сформулировать количественные закономерности, которые всегда будут давать несколько заниженные результаты. Данный подход обоснован результатами многих теоретических и экспериментальных исследований, например (Sulakvelldze, 1959; Абельс, 1893; Schwander et al., 1997; Сосновский, 2006; Павлов, 2008; Calonne et al., 2011) согласно которым показатель степени в формуле (3) находится в диапазоне 1–2 и изменяется в зависимости от диапазона изменения плотности снега. Кроме того, необходимо учитывать, что собственно коэффициент уплотнения также не является строго детерминированной величиной даже для одной площади поверхности проведения снежной мелиорации. С учётом всех этих замечаний, анализ табличных данных позволяет сформулировать следующие основные количественные закономерности: увеличение коэффициента теплопроводности снега при уплотнении прямо пропорционально коэффициенту уплотнения; уменьшение термического сопротивления снежного покрова при уплотнении прямо пропорционально квадрату коэффициента уплотнения; температуропроводность снежного покрова при уплотнении не изменяется во всём диапазоне начальной плотности снега.

Аналогичные зависимости можно сформулировать и для других показателей, которые приведены в табл. 1. Ее данные можно применять и для других формулировок количественных зависимостей изменения показателей снежного покрова при снежной мелиорации, охватывающих весь возможный диапазон изменения теплофизических характеристик. Например, можно использовать такой шаблон. При проведении снежной мелиорации трамбованием снежного покрова степень увеличения коэффициента теплопроводности изменяется в пределах от значения, равного коэффициенту уплотнения, до значения, равного квадрату коэффициента уплотнения. Аналогичные формулировки несложно сделать и для других показателей, приведённых в таблице. Например, для количественной характеристики степени изменения термического сопротивления снежного покрова можно предложить

такую формулировку. При проведении снежной мелиорации трамбованием снежного покрова степень уменьшения термического сопротивления изменяется в пределах от значения, равного квадрату коэффициента уплотнения, до значения, равного коэффициенту уплотнения в кубе, и не зависит от значения начального термического сопротивления снежного покрова. В принципе, все закономерности количественно представлены в таблице, и данные формулировки просто служат их словесным уточнением, отражающим не только количественную, но и качественную составляющую расчётных формул.

Для наглядности на рис. 1 представлено в графической форме изменение симплекса μ в зависимости от коэффициента уплотнения снежного покрова и показателя степени n в функциональной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега (3).

Как видно из графиков на рис. 1, область изменения всех рассматриваемых показателей существенно связана с выбором вида функциональной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега. Причём с увеличением коэффициента уплотнения снежного покрова эта разность между значениями симплекса μ возрастает (сравнение областей, выделенных жёлтым и зелёным цветом). Отмечено, что у всех показателей (λ , a , F_0 , R , D) значение симплекса при изменении степени полинома в формуле (3) от 1 до 2 увеличивается. Считая зависимость между теплопроводностью снега и плотностью линейной, гарантирован определённый расчётный запас, т.е. есть повышается надёжность прогноза. Несколько обособленным является показатель тепловой устойчивости снежного покрова U . Для него, наоборот, допущение о линейной зависимости приводит к снижению надёжности результата. Однако, как следует из сравнения графиков (см. рис. 1, a), абсолютная разность (область выделена голубым цветом) в определении симплекса μ невелика.

На рис. 2 представлены графики, характеризующие изменение процентной невязки результатов расчёта при выборе того или иного вида функциональной связи. Кривая 3 на графике характеризует абсолютное значение невязки при расчёте показателя тепловой устойчивости, т.е. $\text{abs}(e)$.

Как видно из графиков на рис. 2, наиболее сильную процентную невязку демонстрирует показатель тепловой устойчивости U (кривая 3). Как было показано ранее, в абсолютном

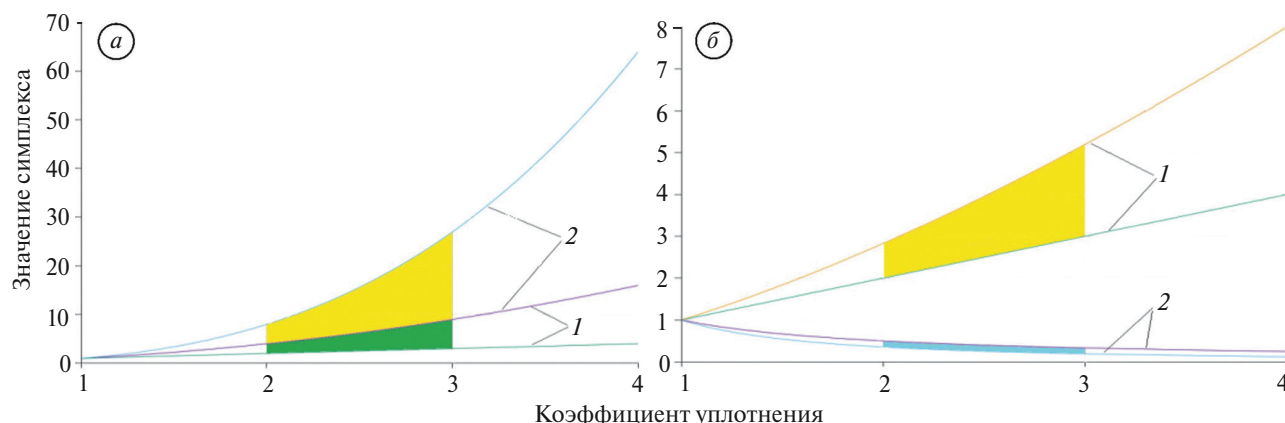


Рис. 1. Изменение параметра μ от коэффициента уплотнения k в диапазоне изменения степени полинома n от 1 до 2 для различных теплофизических показателей: а) 1 – λ ; 2 – R ; б) 1 – D ; 2 – U

Fig. 1. Change in parameter μ depending on the compression coefficient k within the variation of polynomial n from 1 to 2 for various thermal physical indicators: а) 1 – λ ; 2 – R ; б) 1 – D ; 2 – U

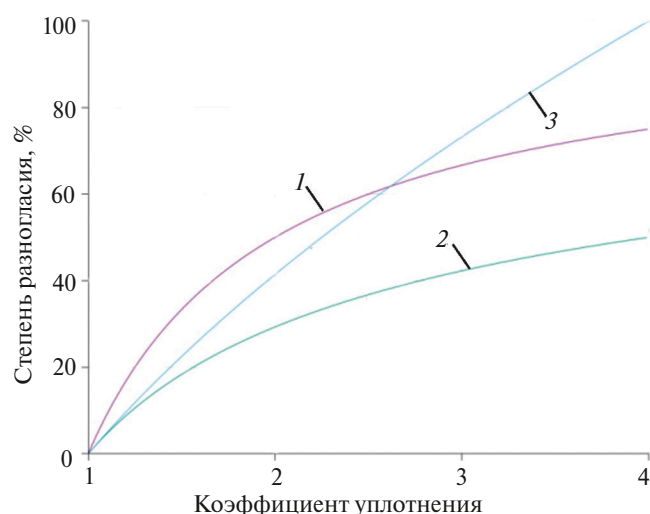


Рис. 2. Изменение процентной невязки расчётов (формула (5)) основных теплофизических характеристик снежного покрова при уплотнении: 1 – λ , R , a , Fo ; 2 – D ; 3 – U

Fig. 2. Change in percentage discrepancy of calculations (formula (5)) of the main thermal physical properties of compressed snow cover: 1 – λ , R , a , Fo ; 2 – D ; 3 – U

значении изменение этого показателя не так велико и, согласно данным таблицы, соответствует разности $(1/k - 1/k^{3/2})$. Большинство же показателей (теплопроводность, температуропроводность, термическое сопротивление, число Фурье) имеют одинаковую процентную невязку, которая характеризуется кривой 1 на рис. 2. Разногласие в результатах расчётов

этих показателей растёт с увеличением коэффициента уплотнения. Например, в диапазоне изменения коэффициента уплотнения с 2 до 3 (1.5 раза) степень разногласия результатов расчёта изменяется с 50 до 65 %, т.е. увеличивается в 1.3 раза. Но уже в диапазоне изменения коэффициента уплотнения с 3 до 4 (увеличение в 1.3 раза) степень разногласия изменяется в 1.15 раза. Т.е., как это и следует из графика на рис. 2, с увеличением коэффициента уплотнения функция невязки увеличивается в абсолютном значении, но уменьшается в относительном. Иными словами, функция имеет затухающий характер. Несмотря на это, в реальном диапазоне изменения коэффициента уплотнения (2–4) влияние показателя степени в формуле (3) на точность определения теплофизических характеристик существенна (50–75 %) и значительно превышает допустимые в инженерной практике значения (10 %). Это необходимо учитывать при прогнозных оценках тепловой эффективности мелиорации трамбованием снежного покрова. Ведь цель работы заключается не в навязывании авторского мнения, а в представлении и анализе результатов для возможности их оценки читателями и выбора именно какого-то конкретного вида функциональной связи между теплопроводностью снега и плотностью, что является единственно правильным. Каждый исследователь в зависимости от целей сам вправе выбирать. Однако, опираясь на приведённый в данной статье анализ, этот выбор можно сделать более аргументированно. Для дополнительного

обоснования и наглядности общности полученных результатов (в рамках сделанных допущений) рассмотрен конкретный пример расчёта степени изменения термического сопротивления снежного покрова при уплотнении как индикатора эффективности снежной мелиорации сельскохозяйственных земель (Галкин и др., 2025). Для этого выполнены расчёты с использованием формулы Калонна (Calonne et al., 2011, 2019), где зависимость коэффициента теплопроводности от плотности снега принята в виде полного полинома второй степени. Результаты расчётов представлены в табл. 2. При этом считалось, что начальная плотность снежного покрова равна 100 кг/м³. Т.е. цифры во второй строке (коэффициент уплотнения) означают, во сколько раз уменьшилась высота и увеличилась плотность снежного покрова при уплотнении. В третьей и четвёртой строках приведены результаты расчётов степени изменения термического сопротивления по обобщённой формуле при линейной и квадратичной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега.

Как видно из данных табл. 2, с увеличением коэффициента уплотнения показатель степени увеличивается, но находится в пределах 2–3. Кроме того, подтверждается справедливость авторского предположения – для количественной оценки изменения характеристик снежного покрова линейная зависимость коэффициента теплопроводности от плотности даёт определённый расчётный запас. В этом случае при изменении характера зависимости оценка будет не хуже. Например, при расчётах по формуле полного полинома показатель степени изменяется в пределах между линейной (2) и параболической (3) зависимостями. Численные расчёты выявили также интересную закономерность (для постоянного значения коэффициента уплотнения): при увеличении начального значения плотности снежного покрова показатель степени увеличивается и стремится

к значению, характерному для параболической зависимости усечённого полинома. Например, при уплотнении снежного покрова с начальной плотностью 200 до плотности 400 кг/м³ (коэффициент уплотнения равен 2.0) показатель степени равен 2.9. (При таком же коэффициенте уплотнения от начальной плотности 100 кг/м³, как следует из табл. 2, показатель степени в критерии μ равен 2.44). А при уплотнении снежного покрова с начальной плотностью 300 кг/м³ до плотности 600 кг/м³ (коэффициент уплотнения также равен 2.0) показатель степени приблизительно равен 3.0. Т.е. с увеличением начальной плотности снежного покрова расчёты по формуле Калонна (Calonne et al., 2011, 2019) приближаются к расчётам с использованием обобщённой формулы усечённого полинома. В общем, этого и следовало ожидать, так как известно, что подбором коэффициента-сомножителя усечённого полинома всегда можно аппроксимировать полный квадратичный полином с заданной степенью точности.

Для наглядности на графиках рис. 3 приведены кривые, характеризующие зависимость коэффициента теплопроводности снега от плотности, вычисленные по формуле Калонна и с использованием формулы усечённого полинома при различных температурах снежного покрова. Максимальная степень разногласия не превышает допустимой в инженерной практике точности и уменьшается с увеличением плотности снега и понижением температуры. Средняя относительная ошибка аппроксимации не превышает 6.0 % для всего рассмотренного диапазона изменения температуры.

Как видно из рис. 3, всегда можно подобрать такой множитель полинома m , чтобы он соответствовал оригинальной формуле Калонна (Calonne et al., 2011, 2019) при разных температурах снега. Максимальная ошибка аппроксимации оригинальной формулы усечённым полиномом наблюдается в начале оси плотности и укладывается

Таблица 2. Показатель степени коэффициента уплотнения при разных видах функциональной зависимости коэффициента теплопроводности снега от плотности

Table 2. The degree of compaction coefficient for different types of functional dependence of the snow thermal conductivity coefficient on density

Плотность снега, кг/м³	200	300	400	500	600
Коэффициент уплотнения, k	2	3	4	5	6
Линейная зависимость, $n = 1$	2	2	2	2	2
Параболическая зависимость, $n = 2$	3	3	3	3	3
Формула Калонна	2.44	2.58	2.66	2.72	2.75

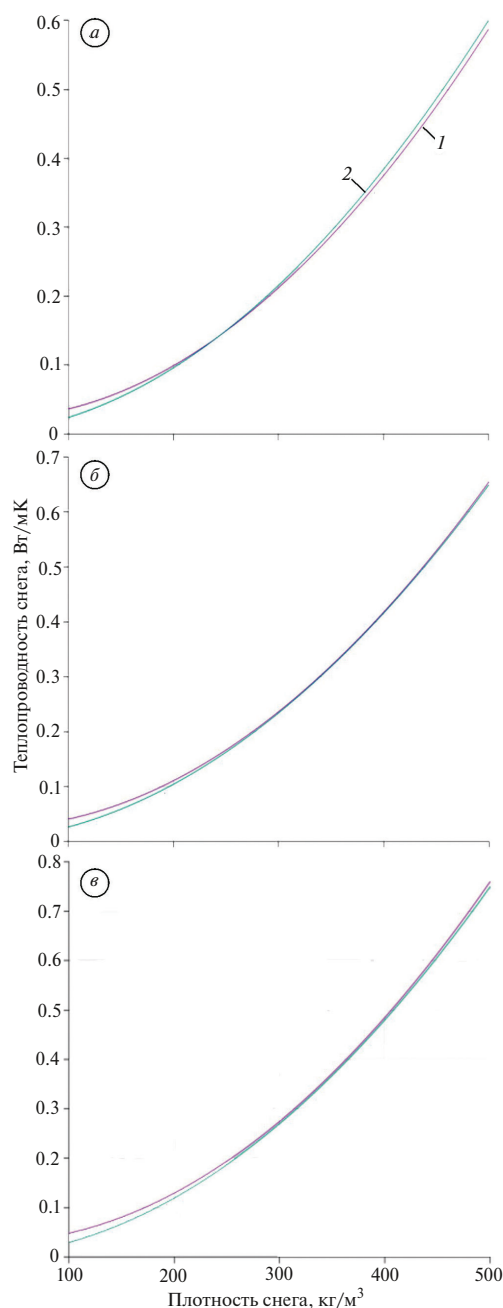


Рис. 3. Изменение коэффициента теплопроводности снега от плотности при различных температурах (t) и коэффициентах полинома (m): а) $t = 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 2.4$; б) $t = -30.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 2.6$; в) $t = -60.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 3.0$. 1 – формула Калонна; 2 – усеченный полином второй степени вида $\lambda = m(t)\rho^2$

Fig. 3. The change in the coefficient of thermal conductivity of snow from density at different temperatures (t) and coefficients of the polynomial (m): а) $t = -3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 2.4$; б) $t = -30.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 2.6$; в) $t = -60.0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $m = 3.0$. 1 – the Calonne formula; 2 – a truncated polynomial of the second degree of the form $\lambda = m(t)\rho^2$

в допустимый в инженерной практике интервал ($\pm 10.0\%$). Т.е. в общем случае усечённый полином может быть записан в виде: $\lambda = m(t)\rho^n$. Очевидно, что поскольку ранее мы вводили безразмерные симплексы, то зависимость коэффициента теплопроводности от температуры никакого влияния на полученные результаты и выводы не окажет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлены основные количественные закономерности изменения теплофизических свойств снежного покрова при проведении снежной мелиорации уплотнением. В качестве основного связующего параметра использован коэффициент уплотнения снежного покрова, численно равный отношению толщины снежного покрова до и после уплотнения. Рассмотрены следующие характерные показатели: теплопроводность, температуропроводность, термическое сопротивление, тепловая инерция, тепловая устойчивость, критерии Фурье и Стефана. Построена сводная таблица, которая даёт возможность определить вид связи основных характеристик с коэффициентом уплотнения. Установлено, что определяющую роль в количественной связи рассмотренных характеристик с коэффициентом уплотнения играет вид функциональной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега. Показано, что значение процентной невязки результатов расчётов, вызванной выбором вида степенной зависимости коэффициента теплопроводности от плотности, практически для всех теплофизических показателей увеличивается с ростом значения коэффициента уплотнения, является существенным и значительно превышает допустимую в инженерных расчётах величину. Предложены отдельные формулировки для определения количественного изменения теплофизических характеристик снежного покрова при уплотнении, которые можно рассматривать как новые частные закономерности, в рамках сделанных авторами допущений. Приведено сравнение полученных результатов для конкретного индикатора (термическое сопротивление снежного покрова) с расчётами коэффициента теплопроводности снега по формуле Калонна в виде полного квадратичного полинома. Результаты расчётов хорошо согласуются с выводами авторов, полученными при использовании обобщённой зависимости в виде усечённого полинома второй степени. Дальнейшие исследования целесообразно направить на изучение изменения свойств снежного покрова при

проведении мелиоративных работ при неравномерной начальной плотности снежного покрова и допустимости усреднения теплофизических характеристик при слоистой структуре начального снежного покрова. Несомненный интерес представляет развитие данных исследований на случай изменения вида функциональной зависимости теплопроводности от плотности снега до и после проведения снежной мелиорации трамбованием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абельс Г.Ф. Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью. Чит. в заседании Физ.-мат. отд. 20 янв. 1893 г. / г. Абельс. Санкт-Петербург: тип. Имп. Акад. наук, 1893. 65 с.
- Асанкожоев Е.Ж., Караев Э.С., Третьяков П.Ю., Ничипорук Л.С. Оптимизация технологии строительства зимних дорог // Инженерный вестник Дона. 2022. № 5. 7634 с. <http://www.ivdon.ru/ru/magazine/archive/n5y2022/7632>
- Галкин А.Ф., Жирков А.Ф., Панков В.Ю., Плотников Н.А. Анализ результатов исследований теплового режима природных и техногенных курмов криолитозоны // Арктика и Антарктика. 2024. № 4. С. 1–12. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2024.4.71939>
- Галкин А.Ф., Плотников Н.А. Расчёт коэффициента теплопроводности снежного покрова // Арктика и Антарктика. 2023. № 3. С. 16–23. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.43733>
- Галкин А.Ф., Панков В.Ю., Адамов А.А. Сравнительный анализ формул для определения плотности снежного покрова // Строительные материалы. 2024. № 11. С. 73–78.
- Галкин А.Ф., Панков В.Ю., Жиркова Е.О. Расчёт термического сопротивления дорожной одежды // Строительные материалы. 2022. № 11. С. 70–75. <https://doi.org/10.31659/0585-430X-2022-808-11-70-75>
- Галкин А.Ф., Железняк М.Н., Жирков А.Ф., Плотников Н.А. Анализ эффективности снежной мелиорации земель // Мелиорация и гидротехника. 2025. Т. 15. № 2. С. 245–269. <https://doi.org/10.31774/2712-9357-2025-15-2-245-269>
- Кириллин А.Р., Железняк М.Н., Жирков А.Ф., Мисайлов И.Е., Верхотуров А.Г., Сивцев М.А. Особенности снегонакопления и параметры снежного покрова на Эльконском горном массиве // Вестник Забайкальского госуд. ун-та. 2020. Т. 26. № 7. С. 62–76.
- Котляков В.М., Сосновский А.В. Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 195–205. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020081>
- Кручинин И.Н. Формирование снежного наката с заданными свойствами на лесовозных автомобильных дорогах // Известия ВУЗов. Лесной журнал. 2012. № 1 (325). С. 38–41.
- Олейников А.И., Скачков М.Н. Модель уплотняемых сыпучих тел и некоторые ее приложения // Моделирование систем. 2011. № 4 (30). С. 48–57.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (54). С. 72–80. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-72-80>
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 3. С. 50–58.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(60-68\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68))
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.
- Поздняков С.П., Гриневский С.О., Дедюлина Е.А., Корко Е.С. Чувствительность результатов моделирования сезонного промерзания к выбору параметризации теплопроводности снежного покрова // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 67–80.
- Рашкин А.В., Авдеев П.Б., Субботин Ю.В. Тепловая и водная подготовка горных пород при разработке мерзлых россыпей. М.: Горная книга, 2007. 355 с.
- Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. К оценке термического сопротивления снежного покрова на Западном Шпицбергене // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. Т. 10. № 3. С. 185–191. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191>
- Фириц 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). Русское издание // Материалы гляциол. исследований. 2012. № 2. 80 с.

- Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.
- Шульгин А.М. Снежная мелиорация и климат почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 70 с.
- Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L23501 p.
<https://doi.org/10.1029/2011GL049234>
- Calonne N., Millancourt L., Burr A., Philip A., Martin C.L., Flin F., Geindreau C. Thermal conductivity of snow, firn, and porous ice from 3-D image-based computations. // Geophys. Research Letters. 2019. V. 46. P. 13079–13089.
<https://doi.org/10.1029/2019GL085228>
- Schwander J., Sowers T., Barnola J.-M., Blunier T., Fuchs A., Malaizé B. Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change. // Journ. of Geophysical Research. 1997. V. 102 (D16). P. 19483–19493.
- <https://doi.org/10.31659/0585-430X-2024-830-11-73-78>
- Schwerdtfeger P. Theoretical derivation of the thermal conductivity and diffusivity of snow. In The General Assembly of Berkeley // International Association of Scientific Hydrology Publ. 1963. V. 61. P. 75–81.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43 (143). P. 26–41.
- Sulakvelidze G.K. Thermo-conductivity equation for vapor diffusivity of naturally compacted snow. Bulletin of the Academy of Sciences USSR Geophysical Series. 1959. P. 186–188.
- Yen Y.C. Effective thermal conductivity and watervapor diffusivity of naturally compacted snow // Journ. of Geophys. Research. 1965. V. 70. P. 1821–1825.
- Zhirkov A., Sivtsev M., Lytkin V., Séjourné A., Wen Z. An Assessment of the Possibility of Restoration and Protection of Territories Disturbed by Thermokarst in Central Yakutia, Eastern Siberia // Land. 2023. V. 12 (1). 197 p. <https://doi.org/10.3390/land12010197>

Citation: Galkin A.F., Zheleznyak M.N., Zhirkov A.F. Change in the thermophysical properties of snow cover during compaction. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 658–669. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040107.

Change in the thermophysical properties of snow cover during compaction

© 2025 A. F. Galkin[#], M. N. Zheleznyak, A. F. Zhirkov

*Melnikov Institute of Permafrost Studies of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russia*

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

Received May 26, 2025; revised July 28, 2025; accepted September 25, 2025

The purpose of the work is to determine the degree of change in the thermophysical characteristics of the snow cover during compaction. A new indicator, the “snow cover compaction coefficient”, has been introduced. The dependences of the change in the main characteristics of the snow cover on the compaction coefficient have been obtained. The change in the following characteristics has been considered: thermal conductivity, thermal diffusivity, thermal resistance, thermal inertia, thermal stability, and the Fourier and Stefan criteria. A summary table has been constructed, which makes it possible to determine the form of relationship between the above main characteristics and the compaction factor. It has been established that the form of functional relationship between the thermal conductivity coefficient and the snow density plays a crucial role in the quantitative relationship between the characteristics and the compaction factor. For example, if we assume a linear relationship between the thermal conductivity coefficient and the density, the degree of reduction in thermal resistance during snow reclamation is proportional to the square of the compaction factor, while if we assume a parabolic relationship between the thermal conductivity coefficient and the density, the degree of reduction in thermal resistance is proportional to the third power of the compaction factor. The values of the considered thermophysical parameters are obtained from the compaction factor for the case of the dependence of the thermal conductivity coefficient λ on the snow density ρ in the form of a truncated polynomial of an arbitrary degree n . Graphical dependencies of individual

indicators on the form of initial functional relationships of the initial values obtained theoretically and from experimental studies and field observations are presented. It is also shown that the percentage discrepancy in the calculation results caused by the choice of exponential function of the thermal conductivity coefficient on density increases for almost all of the thermal properties with an increase in the value of the compaction coefficient and considerably exceeds the value allowed in engineering calculations. For example, the discrepancy of thermal resistance of snow cover when the compaction coefficient is 2.0 is 50 %, and with compaction coefficient equal to 4.0 it is 75 %. The main quantitative relationships of change in thermal conductivity coefficients of snow and thermal resistance of snow cover depending on the compaction degree has been formulated.

Keywords: snow cover, snow reclamation, thermal properties, snow density, compaction coefficient, quantitative functions/relationships

REFERENCES

- Abels G.F.* Sutochnyi hod temperatury snega i opredelenie zavisimosti mezhdru teploprovodnostyu snega i ego plotnostyu. Daily temperature variation of snow and determination of the relationship between snow thermal conductivity and density. Read at a meeting of the Physics and Mathematics Department on January 20, 1893 / G. Abels. St. Petersburg: Printed by the Imperial Academy of Sciences, 1893: 65 p. [In Russian].
- Asankozhoev E.Zh., Karaev E.S., Tretyakov P.Yu., Nichiporu L.S.* Optimization Technology for Ice Roads Construction. *Inzhenernyj Vestnik Dona*. Don Engineering Bulletin. 2022, 5: 7634 p.
<http://www.ivdon.ru/ru/magazine/archive/n5y2022/7632> [In Russian].
- Galkin A.F., Zhirkov A.F., Pankov V.Yu., Plotnikov N.A.* An Analysis of Research Results of Thermal Regime of Natural and Artificial Stone Runs. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2024, 4: 1–12.
<https://doi.org/10.7256/2453-8922.2024.4.71939> [In Russian].
- Galkin A.F., Plotnikov N.A.* Calculation of Thermal Conductivity Coefficient of Snow Cover. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2023, 3: 16–23.
<https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.43733> [In Russian].
- Galkin A.F., Pankov V.Yu., Adamov A.A.* Comparative Analysis of Formulas to Determine the Density of Snow Cover. *Stroitel'nye materialy*. Construction Materials. 2024, 11: 73–78. [In Russian].
- Galkin A.F., Pankov V.Yu., Zhirkova E.O.* Calculation of Thermal Resistance of a Road. *Stroitel'nye materialy*. Construction Materials. 2022, 11: 70–75.
<https://doi.org/10.31659/0585-430X-2022-808-11-70-75> [In Russian].
- Galkin A.F., Zheleznyak M.N., Zhirkov A.F., Plotniko N.A.* Analysis of the effectiveness of snow land reclamation. *Melioraciya i gidrotekhnika*. Land reclamation and hydraulic engineering. 2025, 15 (2): 245–269.
<https://doi.org/10.31774/2712-9357-2025-15-2-245-269> [In Russian].
- Kirillin A.R., Zheleznyak M.N., Zhirkov A.F., Misaylov I.E., Verkhoturov A.G., Sivtsev M.A.* Features of Snow Accumulation and Parameters of Snow Cover in Elkon Mountain Range. *Vestnik Zabajkal'skogo gosudarstvennogo universiteta*. Bulletin of the Trans-Baikal State University. 2020, 7 (26): 62–76. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V.* Assessment of Thermal Resistance of Snow Cover Depending on Soil Temperature. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 2 (61): 195–205.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421020081> [In Russian].
- Kruchinin I.N.* Formation of Snow Cover with Given Parameters on Logging Trails. *Izvestiya VUZov. Lesnoj zhurnal*. Bulletin of Universities, Forest Journal. 2012, 1 (325): 38–41. [In Russian].
- Oleynikov A.I., Skachkov M.N.* Model of compacted loose bodies and some of its applications. *Modelirovanie sistem*. Modeling of systems. 2011, 4 (30): 48–57. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Spatial and Temporal Variation of Thickness and Density of Snow Cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (54): 72–80.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-72-80> [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Thermal Conductivity Coefficient of Snow and Its Variation. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, 3 (21): 60–68. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(60-68\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68)) [In Russian].
- Pavlov A.V.* *Monitoring kriolitozony*. Monitoring the Permafrost. Novobisirsik: Geo. 2008: 229 p. [In Russian].
- Pozdnyakov S.P., Grinevsky S.O., Dedyulina E.A., Koreko E.S.* Sensitivity of Results of Modeling Seasonal Freezing to the Choice of Parameters of Thermal Conductivity of Snow Cover. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 1 (59): 67–80. [In Russian].
- Rashkin A.V., Avdeev P.B., Subbotin Yu.V.* *Teplovaya i vodnaya podgotovka gornyh porod pri razrabotke merzlykh rossypej*. Thermal and Water Preparation of Rocks for Development of Frozen Stone Runs. Moscow: Mining Book, 2007: 355 p. [In Russian].

- Sosnovsky A.V.* Mathematical Modelling of Influence of Snow Cover on the Degradation of Permafrost due to Climate Warming. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2006, 3: 83–88. [In Russian].
- Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Towards the Assessment of Thermal Resistance of Snow Cover in Western Spitsbergen. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo centra RAN*. Bulletin of Kola Center of Russian Academy of Sciences, 2018, 3 (10): 185–191. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191> [In Russian].
- Firz Sh., Armstrong R.L., Dyuran I., Ethevi P., Greene I., McClang D.M., Nishimura K., Satyavali P.K., Sokratov S.A.* International Classification for Seasonal Snow, a Manual for Description of Snow Cover. Russian Edition. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2012, 2: 80 p. [In Russian].
- Sherstyukov A.B., Anisimov O.A.* An Assessment of Influence of Snow Cover on the Soil Temperature Based on Observation. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25. [In Russian].
- Shulgin A.M.* Snow Melioration and Soil Climate. Lenin-grad: Hydrometeoizdat, 1986: 70 p.
- Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical Research Letters*. 2011, 38: L23501 p. <https://doi.org/10.1029/2011GL049234>
- Calonne N., Milliancourt L., Burr A., Philip A., Martin C.L., Flin F., Geindreau C.* Thermal conductivity of snow, firn, and porous ice from 3-D image-based computations. *Geophysical Research Letters*. 2019, 46: 13079–13089. <https://doi.org/10.1029/2019GL085228>
- Schwander J., Sowers T., Barnola J.-M., Blunier T., Fuchs A., Malaizé B.* Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change. *Journ. of Geophys. Research*. 1997, 102(D16): 19483–19493. <https://doi.org/10.31659/0585-430X-2024-830-11-73-78>
- Schwerdtfeger P.* Theoretical derivation of the thermal conductivity and diffusivity of snow. In *The General Assembly of Berkeley*. International Association of Scientific Hydrology Publ. 1963, 61: 75–81.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43 (143): 26–41.
- Sulakvelldze G.K.* Thermo-conductivity equation for vapor diffusivity of naturally compacted snow. *Journal of Bulletin of the Academy of Sciences USSR. Geophysical Series*. 1959: 186–188
- Yen Y.C.* Effective thermal conductivity and watervapor diffusivity of naturally compacted snow. *Journ. of Geophysical Research*. 1965, 70: 1821–1825.
- Zhirkov A., Sivtsev M., Lytkin V., Séjourné A., Wen Z.* An Assessment of the Possibility of Restoration and Protection of Territories Disturbed by Thermokarst in Central Yakutia, Eastern Siberia. *Land*. 2023, 12 (1): 197. <https://doi.org/10.3390/land12010197>

ВЛИЯНИЕ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА МАЛЫХ И СРЕДНИХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ НА ФОРМИРОВАНИЕ ИХ РУСЕЛ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ)

© 2025 г. А. М. Тарбеева^{1,*}, В. С. Ефремов², Л. С. Лебедева², В. В. Шамов^{2,3}, И. В. Крыленко¹

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

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

³Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: amtarbeeva@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.05.2025 г.

После доработки 06.08.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

На малых и средних реках криолитозоны ледостав длится большую часть года, и нередко ледяной покров нарастает до дна на всём протяжении или на отдельных участках. Однако его влияние на морфологию и динамику русла, сток воды, наносов, растворённых веществ, окружающие отложения практически не исследовано. На трёх малых и средних реках Центральной Якутии выполнены наблюдения за формированием и разрушением ледяного покрова, промерзанием и оттаиванием слагающих русло отложений, мутностью воды и проанализированы данные Якутского УГМС, полученные на гидропостах за 2008–2022 гг. Характер замерзания реки – нарастание ледяного покрова до дна на всём протяжении или только на отдельных участках – зависит от его морфологии. Даже при отсутствии питания реки в зимний период на наиболее глубоких (более 1.5 м) участках рек, таких как чётковидные расширения русел или плёсы в вершинах излучин, сохраняются линзы незамерзшей воды. На промерзающих до дна участках рек лёд примерзает ко дну и берегам, и значительная часть стока половодья проходит по льду. Наличие льда в русле приводит к повышению уровней воды и увеличению скоростей водного потока, но в то же время защищает отложения на дне и берегах от оттаивания и последующего размыва. Пик расходов воды в половодье на самых малых реках проходит по льду, по мере увеличения размера реки пик расходов воды смещается на более поздние сроки, поэтому он проходит по свободному ото льда руслу. Таким образом, влияние половодья на размыв дна и берегов на промерзающих до дна участках рек оказывается снижено из-за затрат энергии водного потока в первой фазе половодья на разрушение льда, заполняющего русло, и оттаивание дна и берегов. Это явление сильнее проявляется на самых малых, имеющих меньшую тепловую энергию реках, чем на более крупных.

Ключевые слова: промерзание рек, речной лёд, наледь, подрусовой талик, чётковидное русло, мутность, многолетняя мерзлота, руслоформирующие расходы воды

DOI: 10.7868/S2412376525040116

ВВЕДЕНИЕ

Большинство исследований замерзания и вскрытия касается средних и больших не промерзающих до дна рек, наблюдения за формированием и разрушением ледяного покрова на малых реках немногочисленны (Prowse et al., 2007; Agafonova, Vasilenko, 2020; Vandermause et al., 2021). В то же время на малых и средних реках криолитозоны ледяной покров часто нарастает до дна, т.е. наблюдается промерзание

рек (Чеботарев, 1978; Аржакова, 2001). Считается, что в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород ежегодно промерзают до дна на всём протяжении равнинные реки с площадью водосбора менее 2 тыс. км², по мере увеличения площади водосбора наблюдается промерзание рек на отдельных участках, обычно на перекатах, и такие реки получили название перемерзающих (Чеботарев, 1978; Аржакова, 2001). При этом промерзание рек чаще всего

фиксируется только в створе гидрологического поста, а обследование их по длине не проводят. Между тем, сроки замерзания и вскрытия, расположение промёрзших и не промёрзших до дна участков рек имеют большое значение для строительства зимних дорог, организации водоснабжения, зимовки гидробионтов (Чижов, 1990; Аржакова, 2001; Arp et al., 2015).

Промерзание рек до дна приводит к прекращению стока воды и промерзанию слагающих русло отложений, чем существенно отличает эти реки от более крупных не промерзающих до дна рек. Влияние промерзания рек на сток воды и наносов, скорости и механизмы размыва дна и берегов, так же как влияние на них климатических изменений, не изучено, хотя именно малые реки, образуя верхние звенья речных систем, имеют наибольшую суммарную протяжённость и оказывают непосредственное влияние на лежащие ниже звенья.

Мёрзлое состояние берегов в целом снижает темпы горизонтальных русловых деформаций (Rowland et al., 2023; Geyman et al., 2024), хотя в ряде случаев вызывает развитие специфических для холодных широт геоморфологических процессов, таких как термоденудация (субаэральное вытаивание подземных льдов) и образование термоэрозионных ниш, которые могут приводить к весьма интенсивному локальному разрушению берегов (Арэ, 1985; Walker, Hogston, 2003, Kanevskiy et al., 2016; Tananaev, 2016). Наблюдения за отступанием берегов на равнинных реках разных размеров на севере Аляски показали, что русла самых малых рек практически не испытывают деформаций, что связывают с малой мощностью потока при относительно крупном составе наносов и защитными свойствами корневой системы кустарников, которыми зарастают берега малых рек (Scott, 1978). Отмечается также, что переход, по мере возрастания площади водосбора, от промёрзших до дна (bedfast ice) рек к рекам, сохраняющим воду под льдом (floating ice), сопровождается резким увеличением поперечного сечения и ширины русла (Best et al., 2005).

Цель исследования — дать пространственно-временную характеристику процессов формирования и разрушения ледяного покрова, а также промерзания и оттаивания отложений, слагающих русла трёх разных по размерам малых и средних рек Центральной Якутии, и оценить влияние этих процессов на деформации русел.

Природные условия территории. Наблюдения проводились на трёх ключевых участках левобережных притоков среднего течения р. Лены (Центральная Якутия), формирующихся в близких ландшафтно-климатических условиях, но различающихся по размеру и морфологии русла (рис. 1; таблица).

Центральная Якутия характеризуется умеренным резко континентальным климатом с суровой зимой и тёплым летом. По данным метеостанции Якутск за 1950–2023 гг., среднегодовая температура воздуха составила -9.1°C , средняя температура июля $+19.8^{\circ}\text{C}$, средняя температура января -42.1°C , среднее годовое количество осадков — 234 мм.

Бассейны исследуемых рек сложены позднеплейстоценовыми эоловыми, преимущественно мелкозернистыми песками, подстилаемыми отложениями высоких террас р. Лены (Филиппов, Васильев, 2006), заняты сосновыми, лиственничными и сосново-лиственничными лесами (Мерзлотно-ландшафтная карта..., 2018), по понижениям, в том числе и в верховьях рек, заболочены.

Мощность многолетнемёрзлых пород достигает 500 м; глубина сезонного оттаивания изменяется от 0.5 м в заболоченных понижениях и лиственничных марях до 4 м на покрытых сосняками междуречьях (Варламов и др., 2017). Для бассейна р. Шестаковки, в том числе её левого истока — Левого Шестаковки, характерны надмерзлотные водоносные талики, приуроченные к сосновым лесам на склонах долин и расположенные на глубине 3–20 м от поверхности. Их общая доля оценивается в 9.5 % площади бассейна, и они служат важным источником подземного питания рек (Лебедева и др., 2025).

Водный режим рек характеризуется резким подъёмом уровней воды во время весеннего половодья, которое начинается в последних числах апреля — начале мая, достигает пика в первой декаде мая; медленным спадом уровней, продолжающимся до конца июня; низкой летне-осенней меженью, прерываемой обычно невысокими дождевыми паводками. С ноября по апрель сток воды отсутствует. По данным УГМС, реки Шестакока и Кэнкэмэ в створе гидропостов относятся к промерзающим до дна. В ноябре и декабре на многих участках рек наблюдается образование наледей.

Бассейны исследуемых рек слабо затронуты хозяйственной деятельностью, т.е. характеризуют условия, близкие к естественным.

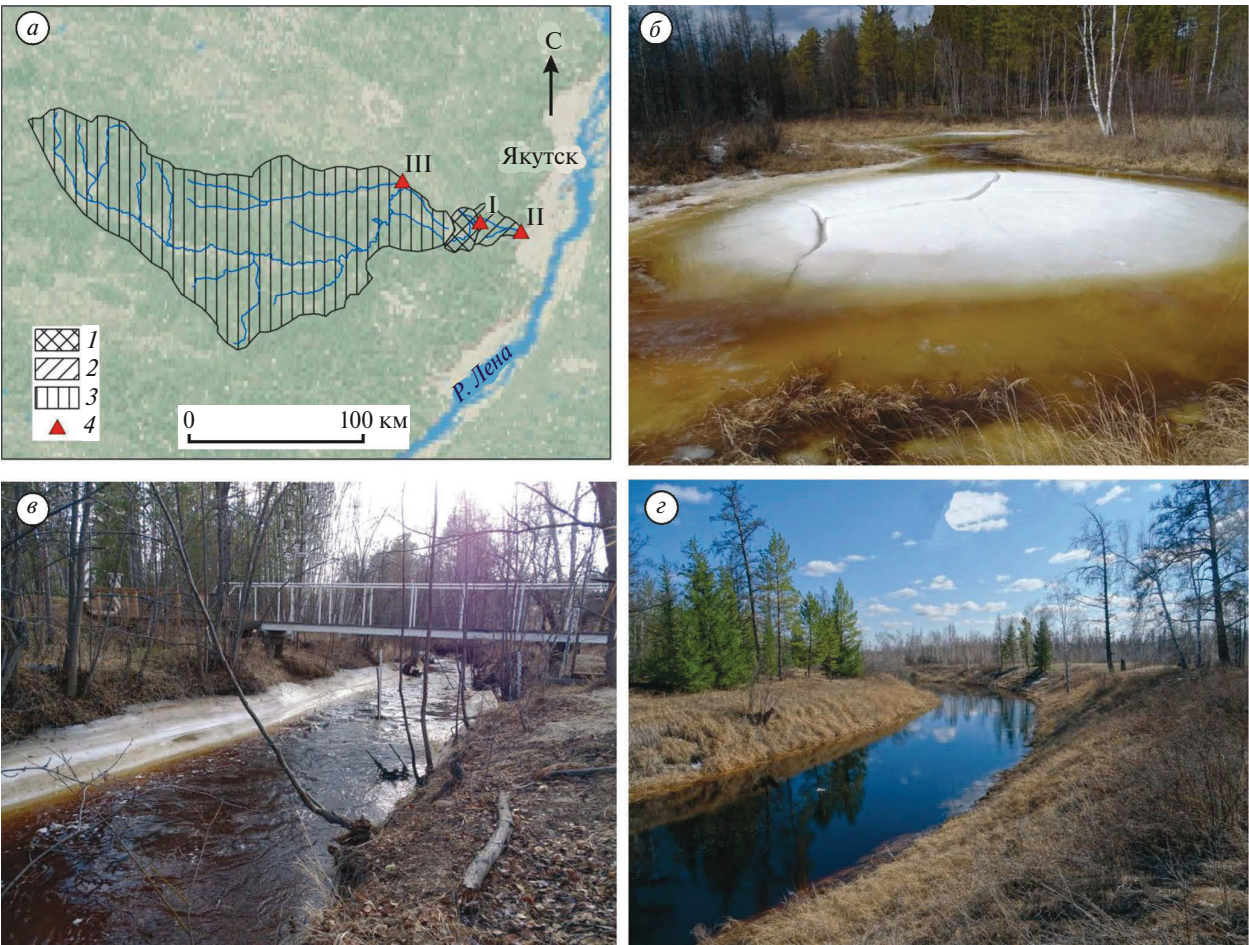


Рис. 1. Ключевые объекты исследований: *a* – обзорная схема расположения бассейнов: 1 – р. Левая Шестаковка; 2 – р. Шестаковка; 3 – р. Кэнкэмэ; 4 – гидрологические посты: I – Верхний (временный); II – Камырдагыстах; III – Второй Станок; *б* – чётковидное русло р. Левая Шестаковка 05.05.2018; *в* – прямолинейное русло р. Шестаковка 10.05.2019; *г* – извилистое русло р. Кэнкэмэ

Fig. 1. Key research objects: *a* – overview scheme of the location of the basins: 1 – Levaya Shestakovka River; 2 – Shestakovka River; 3 – Kenkeme River; 4 – gauging stations: I – Verkhniy (seasonal); II – Kamyrdagystakh; III – Vtoroj Stanok; photographs of rivers on the key sites: *б* – beaded channel of the Levaya Shestakovka River on 05.05.2018; *в* – straight channel of the Shestakovka River on 10.05.2019; *г* – meandering channel of the Kenkeme River

Таблица. Гидролого-морфологические характеристики рек на ключевых участках (сведения о характерных расходах воды и продолжительности отсутствия стока приведены для периода 2008–2022 гг.)

Table. Hydrological and morphological characteristics of rivers on the key sites (water flow characteristics and freezing duration are provided for the period 2008–2022)

Характеристика	Р. Левая Шестаковка	Р. Шестаковка	Р. Кэнкэмэ
Гидрологический пост	Верхний (временный)	Камырдагыстах	Второй Станок
Площадь водосбора, км ²	90	170	3550
Морфология русла	Чётковидное пологоизвилистое	Прямолинейное (искусственно спрямленное)	Извилистое с расширениями в вершинах излучин
Средний многолетний расход воды, м ³ /с	Не определялось	0.14	3.74
Максимальный расход воды, м ³ /с	Не определялось	3.89	62.6
Средняя многолетняя продолжительность отсутствия стока в зимний период, сутки	Не определялось	178	161

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На ключевых участках рек проводилось описание морфологии русел и выявлялись признаки их динамики. Из-за невысоких темпов деформаций русел малых рек, не позволяющих фиксировать их традиционными методами, динамика русел оценивалась по косвенным признакам — наличию незадернованных участков берегов и аккумулятивных форм в руслах, а также по изменению мутности воды. Только на наиболее крупной из исследованных рек — Кэнкэмэ — с 2018 по 2020 г. проводились измерения отступления бровки берега от закреплённых реперов (деревьев) на участке вогнутого берега в вершине излучины.

Для определения строения и мощности ледяного покрова, а также его пространственных изменений перед началом половодья проводилось бурение льда на участках рек, характеризующихся разной морфологией и размерами русел. При описании отмечались мощность льда, его структура, наличие и глубина воды подо льдом, наличие напора. Выделялся прозрачный кристаллический речной лёд и непрозрачный белый или желтоватый натёчный (наледный) лёд. Разделение льда на кристаллический и натёчный позволяет установить механизм нарастания ледяного покрова. Участки реки, где ледяной покров нарастает до дна, мы называем промёрзшими до дна участками реки, где не достигает дна — не промёрзшими до дна.

Для определения характера промерзания и оттаивания подстилающих русло отложений на двух смежных участках р. Лево́й Шестаковки: промёрзшем до дна и соседнем не промёрзшем до дна, были пробурены скважины 1/18 и 4/17 глубиной 10 м каждая, в которых был описан состав отложений и проводились ежемесячные измерения температур горных пород на разных глубинах с шагом 0.5–1 м. Детально температурный режим мёрзлых пород и описание отложений в бассейне р. Шестаковки рассмотрены в работах (Тарбеева и др., 2019; Лебедева и др. 2023).

В период половодья в мае–июне 2019 г. в сужении и расширении русла р. Лево́й Шестаковки, а также на прямолинейном участке русла р. Шестаковки проводились непосредственные наблюдения за таянием льда, оттаиванием дна и берегов. Для этого на закреплённых на местности поперечных профилях пешком или с лодки проводились повторные нивелировки поверхности льда, дна и берегов с шагом 0.5–1 м. На участках, свободных ото льда, стальным

шупом определяли глубину оттаивания, в том числе под водой. Понижение поверхности льда в русле также определяли на г.п. Верхний и Камырдагыстах в одной точке, расположенной по центру русла.

Поскольку под толщей воды определить целостность ледяного покрова не всегда возможно, так же как и определить факт достижения растущим ледяным покровом дна, в качестве косвенного маркера этих явлений дополнительно к непосредственным наблюдениям и съёмкам с фотоловушек использовались данные с самописцев давления, температуры и электропроводности воды, установленных в не промерзающих до дна участках русел р. Лево́й Шестаковки и р. Кэнкэмэ. Использование данных с самописцев позволило установить сроки и характер замерзания и вскрытия реки Кэнкэмэ, на которой непосредственные наблюдения за таянием льда в русле не проводились, и сравнить её с меньшей по размеру р. Лево́й Шестаковкой.

На р. Лево́й Шестаковке (г.п. Верхний) и Шестаковке (г.п. Камырдагыстах) проводились измерения расходов воды и отбирались пробы воды на мутность ежедневно во время половодья и реже в остальное время. Расходы воды определяли методом “площадь–скорость” с использованием гидрологической вертушки ГР-21М. Мутность определяли в аналитической лаборатории НИИПЭС (СВФУ, г. Якутск) оптическим методом по ГОСТ 57164-2016 на спектрометре ПЭ-5400ВИ и выражали в единицах мутности по формазину (ЕМФ). Полученные данные, вместе с данными по понижению отметок льда в русле, позволили проанализировать изменение расходов воды и скоростей потока по мере прохождения половодья и таяния льда в русле и оценить их влияние на изменение мутности воды, характеризующей размыв русла.

Многолетнее влияние ледяного покрова на размыв русла выявлялось на основе кривых руслоформирующих расходов воды, построенных по данным гидропостов Камырдагыстах на р. Шестаковке и Второй Станок на р. Кэнкэмэ за 2008–2022 гг. (Автоматизированная..., 2025). Руслоформирующими являются такие расходы воды, при которых в многолетнем плане проходит максимальный сток наносов и наблюдаются максимальные русловые деформации (Wolman, Miller, 1960; Маккавеев, 1971). Величина такого расхода определяется по максимуму функции $Q_{\Phi} = f(\sigma Q^m PI)$, где Q — средняя величина расхода воды в пределах каждого интервала, на которые разбивается весь диапазон наблюдаемых

расходов, P — вероятность расходов каждого интервала; I — средний уклон водной поверхности для каждого интервала; m — эмпирический коэффициент, устанавливаемый по кривой связи среднемесячных расходов воды и наносов; σ — коэффициент, зависящий от ширины разлива реки по пойме.

Для оценки влияния ледяного покрова на размыв русла были сопоставлены два вида кривых: за весь период стока воды и исключая период, когда сток воды проходит по льду, так как предполагается, что поток, проходящий по поверхности льда, не воздействует на русло. Для этого была определена продолжительность стока воды, дата прохождения максимальных расходов воды, сроки сохранения льда в русле (принимались по наличию стока поверх льда — отмечается символом “W” в таблицах ежедневных уровней воды). Выделены годы, в которые максимальные расходы воды проходили по льду. По данным ежедневных расходов воды построены кривые руслоформирующих расходов воды за весь период стока и за безледный период. При построении кривых не учитывалось изменение уклонов при разных уровнях воды (в связи с отсутствием данных), а коэффициент σ принимался равным 1, что соответствует отсутствию затопления поймы. Показатель степени m принимался равным 2, что соответствует песчаным наносам (Маккавеев, 1971). Сравнение двух типов кривых позволило выявить основные закономерности влияния ледяного покрова на формирование русла.

Для оценки возможности размыва во время половодья части русла, расположенной выше уровня ледяного покрова, была определена разница между максимальными уровнями воды во время половодья и уровнями воды в самом начале весеннего стока. Предполагается, что уровни воды в начале стока примерно соответствуют уровню поверхности ледяного покрова, а разница между максимальными и начальными уровнями воды отражает высоту затопляемой части береговых откосов над льдом.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология и динамика русел рек на ключевых участках. Река Левая Шестаковка на ключевом участке имеет четковидное русло, состоящее из озёровидных расширений диаметром до 15–20 м, глубинами до 2.5–3.0 м и соединяющих их узких проток (сужений) шириной 1–3 м, глубиной до 1 м (см. рис. 1, б). Берега расширений русла пологие, преимущественно задернованы

и не имеют признаков размыва, берега узких сужений русла часто обрывисты и не задернованы. В летнюю межень при выходе потока из сужений русла в расширения можно наблюдать небольшие песчаные аккумулятивные формы (рис. 2, а). На пойме Левого Шестаковки наблюдается чередование залесённых и открытых (луговых) участков, в верхнем течении реки расположены обширные заболоченные расширения долины, где русло не выражено.

Река Шестаковка в районе г.п. Камырдагыстах имеет искусственно спрямлённое русло шириной по бровкам около 5 м, глубиной в межень 0.2–0.5 м. В естественных условиях река имела извилистое русло, о чём свидетельствуют изогнутые старицы. Долина реки глубокая и залесена. Берега Шестаковки задернованы и имеют локальные следы размыва. Дно реки в межень сплошь покрыто подвижными грядами песка — рифелями, благодаря чему оно имеет уплощённую форму (см. рис. 2, б).

Река Кэнкэмэ на исследуемом участке имеет извилистое русло (см. рис. 1, в). Ширина русла на крыльях излучин составляет 10–12 м, глубина в межень — до 1 м. В вершинах излучин расположены озеровидные расширения глубиной до 5 м и шириной до 30–40 м. Берега р. Кэнкэмэ сложены песком и имеют высоту 3–5 м, на перекатах образуются песчаные гряды (см. рис. 2, в), а в вершинах некоторых излучин наблюдаются незадернованные участки береговых откосов с признаками размыва. Во время половодья можно наблюдать льдины с примёрзшими частями дернины, а также отложения песка на поверхности льда (см. рис. 2, г). В 2018–2020 гг. максимальная скорость отступления бровки берега составила 0.5 м, средняя по фронту размыва — 0.1 м за два года.

Строение ледяного покрова и распределение промёрзших и не промёрзших до дна участков русел. Озеровидные расширения русла р. Левого Шестаковки, имеющие глубину более 1.5 м, зимой не промерзают до дна. В марте–апреле поверхность льда над ними имеет форму купола (ледяного бугра) высотой 0.3–0.6 м, подо льдом сохраняются линзы напорной воды глубиной до 2 м. Толщина льда в них изменяется от 0.8 до 1.5 м, из которых верхние 30–40 см составляет натёчный лёд, образованный водами, поступающими при растрескивании куполов, а также из берегов при промерзании сезонно-талого слоя. Небольшие расширения русла промерзают до дна, лёд над ними также имеет форму купола, максимальная его толщина достигает 1.6 м.

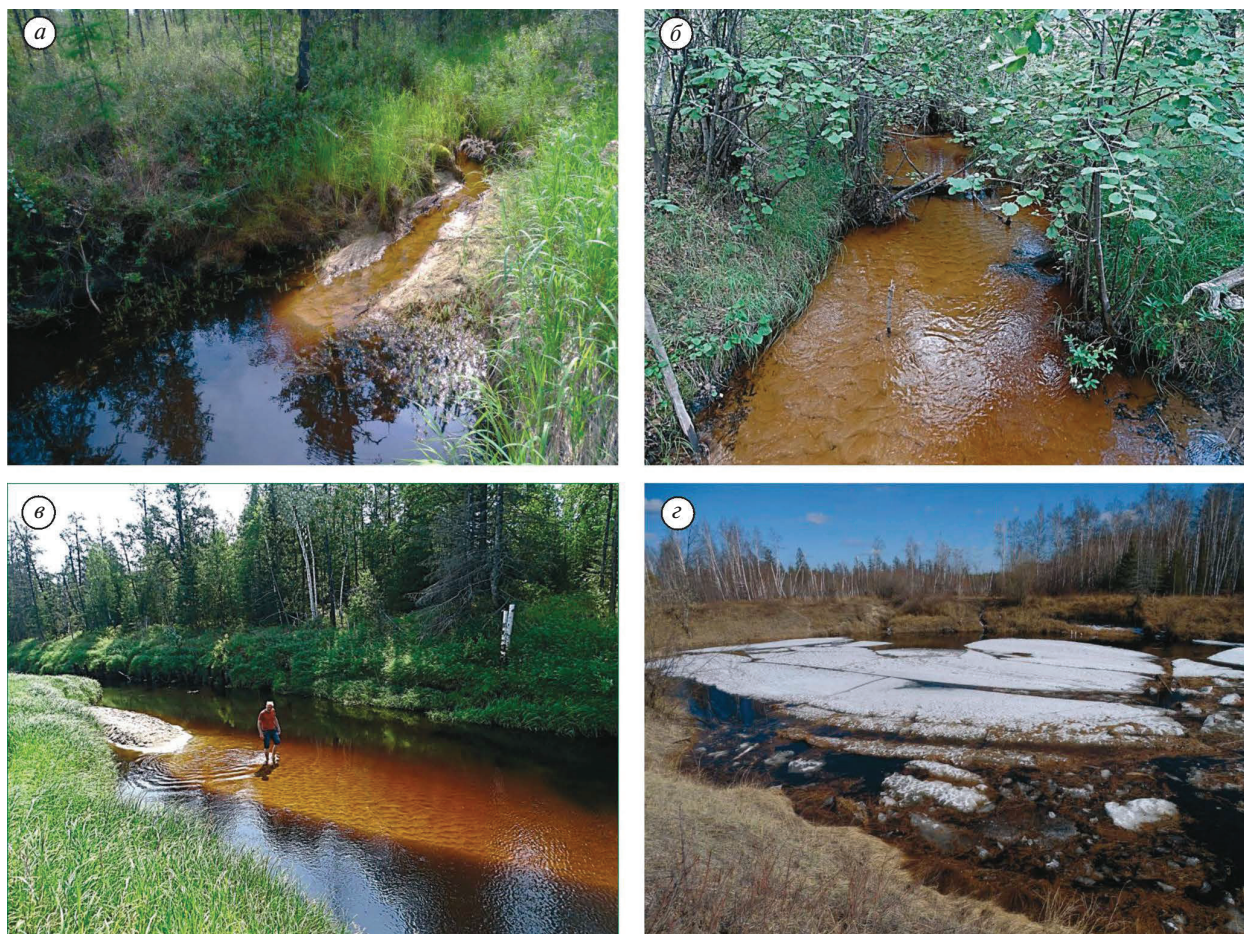


Рис. 2. Признаки эрозии и аккумуляции наносов в руслах исследуемых рек: *a* — небольшой конус выноса песчаных наносов при выходе из сужения русла в расширение на р. Лево́й Шестаковке; *б* — песчаные рифели в русле р. Шестаковки, вид вниз по течению с мостика гидропоста Камырдагыстах; *в* — песчаная гряда в русле р. Кэнкэмэ; *г* — всплывший лёд с примёрзшей к нему дерниной в вершине излучины р. Кэнкэмэ во время половодья

Fig. 2. Signs of erosion and deposition in the channels of the studied rivers: *a* — a small fan of sand at the outflow from the run into the pool (bead) on the Levaya Shestakovka River; *b* — sand ripples in the channel of the Shestakovka River, view downstream from the bridge of the Kamyrdagystakh gauging station; *v* — a sand dune in the channel of the Kenkeme River; *z* — floating ice with bank material frozen to it at the top of the meander of the Kenkeme River during a spring flood

Сужения русла промерзают до дна, толщина льда в них составляет 0.2–0.5 м, из которых верхние 5–15 см представляют собой натёчный лёд.

Под дном реки в чётковидном расширении русла (подо льдом и линзой воды) в начале апреля скважиной 4/17 были вскрыты талые отложения (локальные талики) мощностью около 4 м, которые подстилались мёрзлыми породами со слабо отрицательными температурами. В смежном сужении русла скважиной 1/18 талики не выявлены. По данным термометрических измерений, максимальное сезонное оттаивание отложений под сужением русла достигает глубины 2.0–2.5 м и наблюдается в октябре, когда

уже начинается промерзание дна с поверхности. Полностью отложения под руслом промерзают в декабре.

На р. Шестаковке вблизи г.п. Камырдагыстах весной мощность льда в русле составляет 0.5–0.6 м, из которых нижние 0.1 м занимает прозрачный речной лёд, а выше залегает натёчный слоистый белый лёд (наледь). Наледь образуется в русле за счёт поступления воды из берегов при промерзании сезонно-талого слоя. Равномерное распределение глубин в русле приводит к его промерзанию до дна на значительном протяжении и позволяет предположить, что талики под руслом в нижнем течении Шестаковки отсутствуют.

Река Кэнкэмэ на крыльях излучин промерзает до дна. Ледяной покров здесь представлен прозрачным льдом толщиной 75–95 см и подстилается мёрзлым песком. В вершинах излучин, к которым обычно приурочены глубокие расширения русла, поверхность льда имеет форму пологого купола высотой до 0.2 м, толщина льда составляет 80–85 см, под ним сохраняется линза слабонапорной воды глубиной до 3.0–3.5 м. Лёд преимущественно прозрачный, верхний слой натёчного льда достигает в толщину первых сантиметров. Наличие незамерзшей воды подо льдом указывает на присутствие локальных подрусловых таликов в вершинах излучин.

Изменения физико-химических характеристик воды и их связь с ледовыми явлениями. Процессы образования и разрушения ледяного покрова сопровождаются изменениями температуры, давления и электропроводности воды в пределах не промерзающих до дна плёсов или озёровидных расширений русел рек.

Начало формирования ледостава на р. Лево́й Шестаковке выражается в снижении давления и понижении температуры придонной воды в расширении русла (рис. 3, а; I). Промерзание реки до дна в сужениях русла приводит к возникновению замкнутой линзы воды в соседних не промёрзших до дна расширениях русла, что выражается в резком повышении подлёдного давления воды (рис. 3, а; II) и приводит к росту ледяного купола. Рост ледяного купола сопровождается его эпизодическим растрескиванием и выходом воды на поверхность льда с образованием наледи. Это отображается пилообразной формой кривой давления на графике (рис. 3, а; III). Весной при переходе среднесуточной температуры воздуха через 0 °C происходит окончательное растрескивание ледяного купола, что приводит к резкому снижению давления придонной воды и появлению воды на льду (рис. 3, б; IV). При этом придонная вода не имеет гидродинамического обмена с талой водой на поверхности льда, поэтому сохраняет высокую минерализацию и околонулевую температуру, а суточный ход температуры придонной воды отсутствует. Появление поверхностного стока приводит к повышению давления в связи с ростом расходов и уровней воды. Разрушение ледяного покрова под действием водного потока наблюдается лишь через несколько дней после растрескивания ледяного купола и отмечается резким снижением электропроводности и появлением суточного хода температуры придонной воды (рис. 3, б; V). Полное стаивание льда в русле

приводит к повышению температуры воды выше нулевых значений в ночное время и общему росту температуры воды.

Сравнение температуры и давления воды, полученных в один и тот же год на Лево́й Шестаковке и Кэнкэмэ (рис. 3, в–г), показывает, что промерзание мелководных участков до дна и вскрытие рек (растрескивание куполов) происходит практически одновременно. Однако величина подлёдного давления на р. Кэнкэмэ существенно ниже, чем подлёдное давление на р. Лево́й Шестаковке, а давление, вызываемое подъёмом уровней воды во время половодья, существенно выше (рис. 3, в). Также на р. Кэнкэмэ существенно выше температура придонной воды (рис. 3, г): зимой она приближается к +3 °C, а в летний период поднимается выше +20 °C.

Таяние речного льда и оттаивание русел рек в 2019 г. В расширении русла р. Лево́й Шестаковки, несмотря на наличие купола, таяние льда в центральной части русла происходило быстрее, чем вблизи берегов, и достигало скорости 30 см в сутки (рис. 4, б), что можно объяснить центральным положением стрежня потока при выходе из сужения русла. В трещинах на ледяном куполе, частично заполненных прозрачным льдом, происходила концентрация водного потока, что приводило к их расширению (см. рис. 4, а). Именно по трещинам 9 мая произошло “пропиливание” ледяного покрова. 10 мая лёд в расширении русла полностью растаял.

Отложения на дне в центральной части расширения русла были талыми в течение всего года. По затопленным пойменным берегам вокруг расширения русла, где скорости течения не превышают 0.1 м/с, оттаивание почвы 14 мая в среднем составляло 4–6 см и достигло 20–30 см лишь в первых числах июня.

В сужениях русла Лево́й Шестаковки часть водного потока в половодье концентрируется в глубоком узком врезе, но значительная часть проходит по затопленной луговой низкой пойме. Скорости таяния льда в сужении русла достигали 20 см в сутки. В сужении, как и в расширении русла, лёд полностью растаял 10 мая. Через 4 дня после полного стаивания льда в сужении русла глубина оттаивания отложений на дне и затопленной низкой пойме составляла 15–30 см, а к 5 июня в узком врезе уже превышала 1.5 м (см. рис. 4, в–г).

На р. Шестаковке у г.п. Камырдагыстах поток воды в половодье постепенно врезался в лёд и сформировал русло во льду (см. рис. 4, д–е).

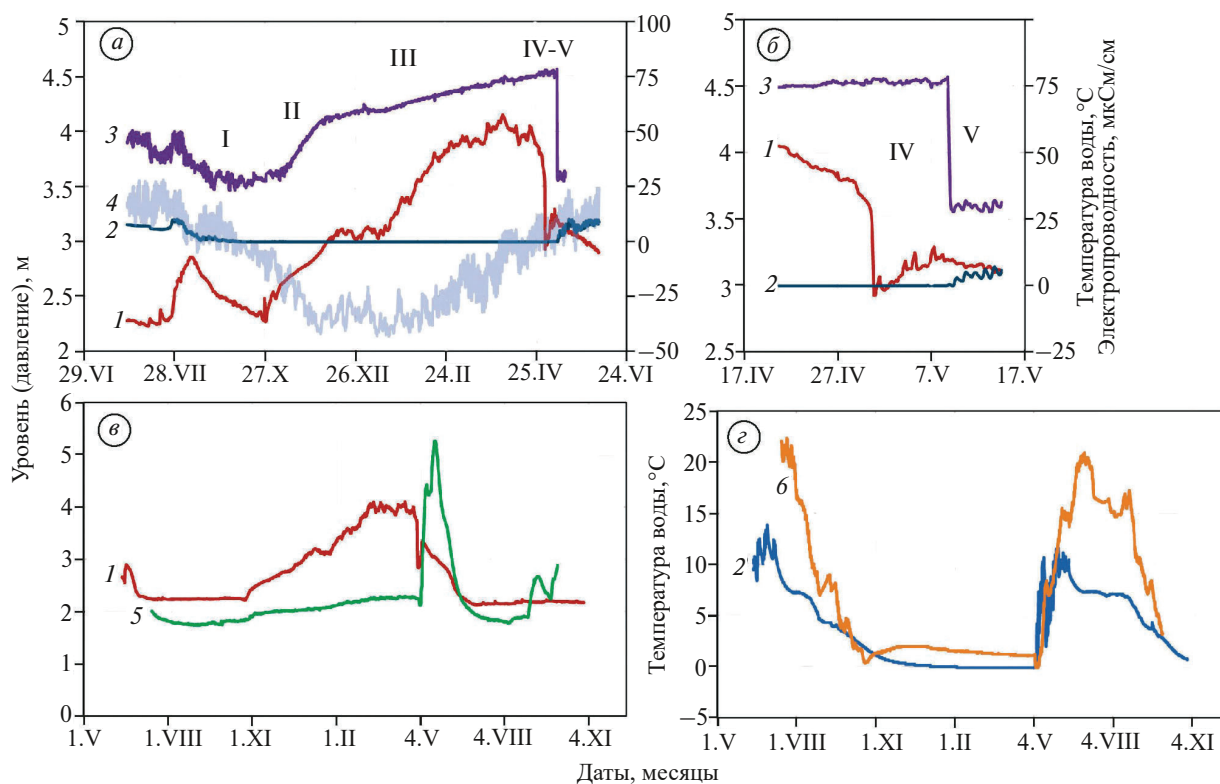


Рис. 3. Изменение физических характеристик придонной воды в не промерзающих до дна расширениях русла: *a* и *б* – на р. Лево́й Шестаковке в зимний период 2018/19 г.: *a* – за гидрологический год; *б* – крупным планом в период половодья; *в* и *г* – сравнение характеристик придонной воды в расширениях русел р. Лево́й Шестаковки и р. Кэ́нкэ́мэ в 2020–2021 г.: *в* – давления (уровня) придонной воды; *г* – температуры придонной воды: 1 – давление на р. Лево́й Шестаковке; 2 – температура воды на р. Лево́й Шестаковке; 3 – электропроводность на р. Лево́й Шестаковке; 4 – температура воздуха по м.с. Якутск; 5 – давление на р. Кэ́нкэ́мэ; 6 – температура воды на р. Кэ́нкэ́мэ. Римскими цифрами на рисунках *a* и *б* обозначены этапы, описанные в тексте

Fig. 3. Changes in the physical characteristics of the water near the channel bed in non-freezing channel widenings: *a* and *б* – on the Levaya Shestakovka River in the winter of 2018/19: *a* – a for the hydrological year; *б* – zoomed during the flood period; *в* – and *г* – comparison of the characteristics of the water near the channel bed in non-freezing channel widenings of the Levaya Shestakovka and Kenkeme Rivers in 2020–2021: *в* – water pressure (level); *г* – water temperature: 1 – water pressure on the Levaya Shestakovka River; 2 – water temperature on the Levaya Shestakovka River; 3 – electrical conductivity on the Levaya Shestakovka River; 4 – air temperature in the Yakutsk weather station; 5 – water pressure on the Kenkeme River; 6 – water temperature on the Kenkeme River. Roman numerals in figures *a* and *б* indicate the stages described in the text

Максимальные темпы таяния льда наблюдались в центральной части русла и изменялись от 3 до 9 см в сутки, при этом темпы таяния льда, вышедшего из зоны затопления, существенно отставали от темпов разрушения затопленного льда. Стеснение потока льдом привело к образованию промоины-вреза в подстилающих песчаных русловых отложениях (см. профиль 15 мая на рис. 4, *e*). После полного стаивания льда это переуглубление было занесено наносами (см. профиль дна на рис. 4, *e*). Врезание потока в лёд в значительной степени ограничивало контакт потока с береговыми откосами и препятствовало их размыву (см. рис. 4, *d*). Лёд в русле на контакте с водой полностью растаял 20 мая, хотя

на берегах выше уреза воды ещё сохранялись фрагменты ледяного покрова.

Лёд в расширениях русла Кэ́нкэ́мэ в начале половодья ломается и всплывает (см. рис. 2, *г*). При этом в сужениях русла примёрзший ко дну лёд тает на месте, защищая дно от размыва на некоторое время. По данным гидропоста Второй Станок, в 2019 г. лёд на дне в русле растаял 7 мая, т.е. раньше, чем на меньших по размеру реках.

Изменение расходов, скоростей течения и мутности воды по мере таяния льда и оттаивания отложений в русле в 2019 г. В сужении русла Лево́й Шестаковки на г.п. Верхний по мере увеличения

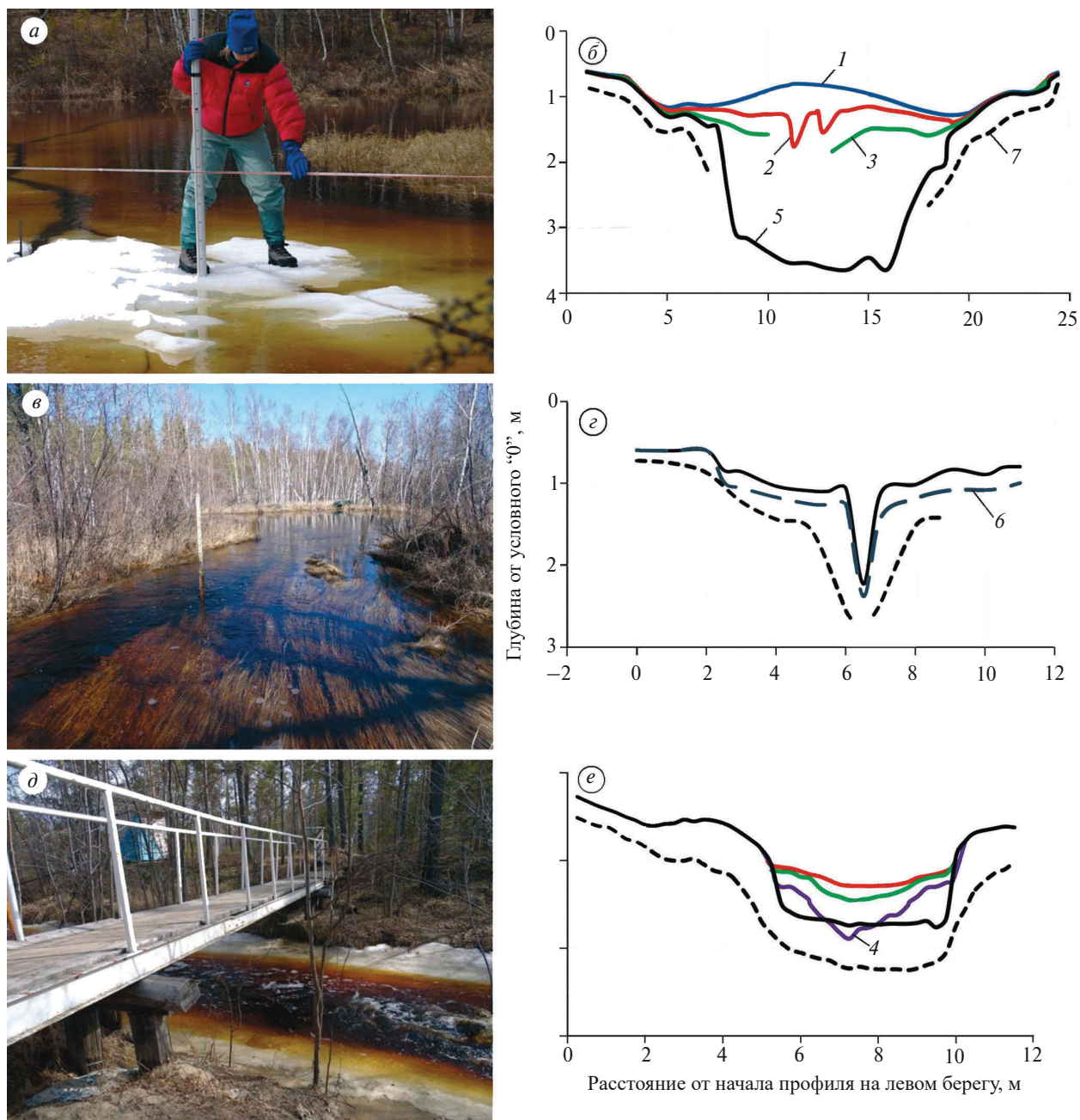


Рис. 4. Изменение поверхности льда и глубины оттаивания на ключевых участках: *a* и *б* – в расширении русла р. Лево́й Шестаковки: *a* – вершина ледяного бугра 03.05.2019 г.; *б* – изменение поверхности льда; *в* и *г* – в сужении русла Лево́й Шестаковки: *в* – сужение русла с затопленной низкой поймой 14.05.2019 г.; *г* – динамика глубины оттаивания; *д* и *е* – в русле р. Шестаковки у гидропоста Камырдагыстах: *д* – врезание потока в лёд 10.05.2019 г.; *е* – изменение поверхности льда и глубины оттаивания русла. Обозначения: 1–7 положение поверхности льда: 1–03.05.2019 г.; 2–07.05.2019 г.; 3–09.05.2019 г.; 4–15.05.2019 г.; 5 – поверхность дна и берегов 05.06.2019 г.; 6–7 – глубина оттаивания: 6–14.05.2019 г.; 7–05.06.2019 г.

Fig. 4. Changes in the ice surface and thawing depth on the key sites: *a* and *б* – in the widening of the Levaya Shestakovka River channel: *a* – top of the ice hummock on 03.05.2019; *б* – change in the ice surface; *в* and *г* – in the narrowing of the Levaya Shestakovka channel: *в* – narrowing of the channel with a flooded low floodplain on 14.05.2019; *г* – dynamics of the thawing depth; *д* and *е* – in the channel of the Shestakovka River near the Kamyrdagystakh gauging station: *д* – incision of the stream into the ice on 10.05.2019; *е* – change in the ice surface and channel thawing depth. Legend: 1–7 – ice surface position: 1–03.05.2019; 2–07.05.2019; 3–09.05.2019; 4–15.05.2019; 5 – ground surface at 05.06.2019; 6–7 – thaw depth: 6–14.05.2019; 7–05.06.2019

расходов воды в половодье уровни воды росли (рис. 5, *а*). Максимальные скорости потока в сужении русла быстро достигли 0.7 м/с, но дальше практически не менялись, несмотря на увеличение расходов воды, так как по мере понижения поверхности льда, заполняющего узкий врез, увеличивалась часть сечения потока, контактирующая с боковыми стенками вреза, что увеличивало шероховатость.

На Шестаковке у г.п. Камырдагыстах в начале половодья поток растекался по льду, заполняющему русло. Увеличение площади поперечного сечения потока на фоне роста расходов воды

компенсировалось врезанием потока в лёд, поэтому уровни воды от начала до пика половодья практически не менялись (рис. 5, *б*). При этом скорости течения потока, имевшего ледяное русло и постепенно углублявшегося, на фоне роста расходов воды значительно возрастали.

Наличие льда в русле значительно повышает уровни воды, а также увеличивает скорости течения за счёт уменьшения шероховатости. Так, на р. Шестаковке у г.п. Камырдагыстах при близких расходах воды, наблюдавшихся 30 апреля (222 л/с), когда поток проходил по льду, и 24 мая (202 л/с), когда лёд полностью растаял, скорости

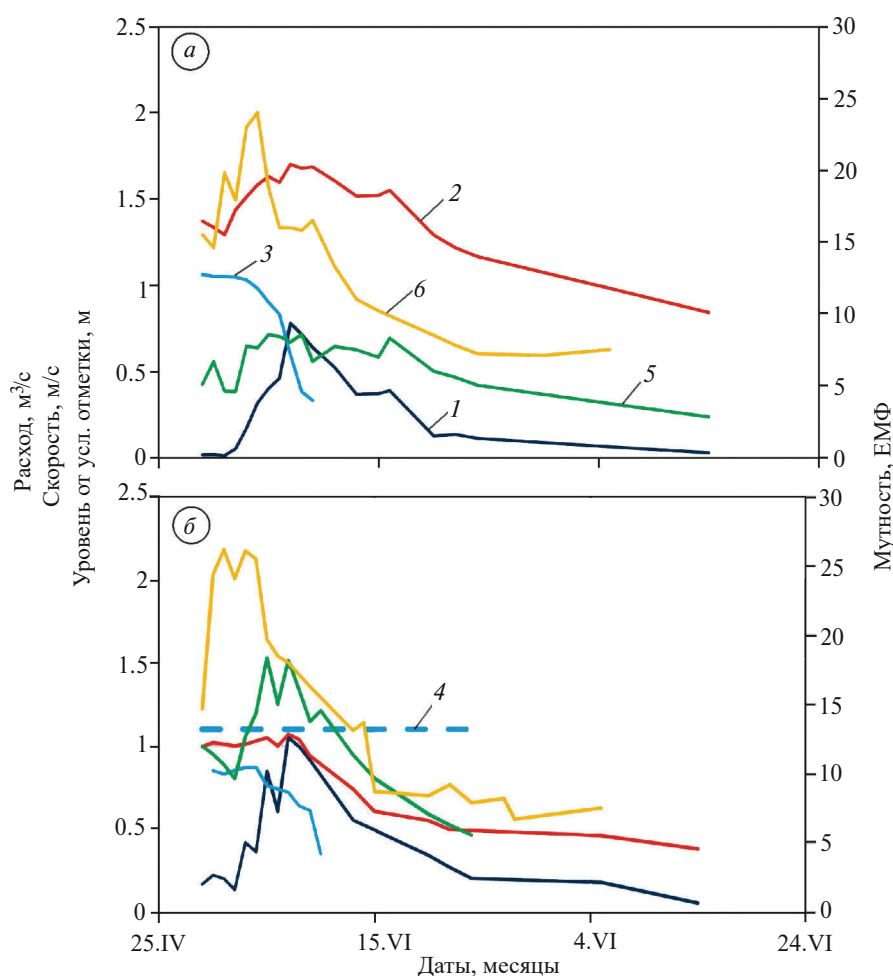


Рис. 5. Измеренные характеристики половодья весной 2019 г.: *а* – на р. Лево́й Шестаковке (г.п. Верхний) и *б* – на р. Шестаковке (г.п. Камырдагыстах): по левой шкале: 1 – расходы воды, м³/с; 2 – уровни воды, м; 3 – уровень льда по центру русла, м; 4 – верхняя кромка льда, м (примерное положение, только для рис. *б*); 5 – осреднённая по вертикали скорость течения на стрежне потока, м/с; по правой шкале: 6 – мутность, единицы мутности по формазину (ЕМФ)

Fig. 5. Measured flood characteristics in spring 2019: *а* – on the Levaya Shestakovka River (Verkhniy gauging station) and *б* – on the Shestakovka River (Kamyrdagystakh gauging station): on the left scale: 1 – water discharge, м³/с; 2 – water levels, м; 3 – ice level in the center of the channel, м; 4 – upper ice edge, м (approximate position, only for Fig. *б*); 5 – vertically averaged maximum flow velocity, м/с; on the right scale: 6 – turbidity, formazin turbidity units (FTU)

потока на стрежне различались почти в два раза и составляли 0.94 и 0.46 м/с соответственно. Уровень воды при этом 30 апреля был на 0.5 м выше, чем 24 мая.

Изменение оптической мутности весной 2019 г. на р. Лево́й Шестаковке и на р. Шестаковке имело схожий характер: максимальная мутность наблюдалась на подъёме половодья до прохождения максимальных расходов воды, когда в русле ещё сохранялся лёд. Таяние льда в русле не привело к существенному увеличению мутности воды. На Лево́й Шестаковке наблюдался небольшой второй пик мутности в период после прохождения пика половодья, но до полного таяния льда в русле (см. рис. 5, а). Этот пик совпадает с максимальными значениями уровней воды и, вероятно, объясняется размывом освободившихся ото льда береговых уступов в сужениях русла.

Влияние ледяного покрова на руслоформирующие расходы воды. На гидропостах Камырдагыстах (р. Шестаковка) и Второй Станок (р. Кэнкэмэ) за 15 лет (2008–2022 гг.) были сопоставлены даты прохождения максимальных расходов воды и сроки полного таяния льда в русле. На р. Шестаковке в 12 случаях максимальные расходы воды проходили по поверхности льда, один раз (в 2013 г.) максимальный расход воды отмечен на пике дождевого паводка на спаде половодья, и дважды (в 2010 и 2021 гг.) пик максимальных расходов половодья прошёл после схода льда. При этом подъём уровней воды от начала стока до максимальных за половодье в среднем составлял менее 0.5 м, изменяясь от 6 до 135 см.

На р. Кэнкэмэ максимальные расходы воды проходили по льду три раза из 15, а в остальные годы максимальные расходы воды проходили после полного таяния льда в русле. При этом уровни воды во время половодья в среднем поднимались на 2 м (максимум до 4.5 м) от начального уровня (поверхности льда) — т.е. значительная часть береговых откосов может подвергаться размыву при наличии льда в русле.

Сопоставление кривых руслоформирующих расходов воды показывает, что на р. Кэнкэмэ кривые с учётом периода прохождения стока воды по льду и без учёта расходов этого периода, различаются преимущественно в диапазоне наиболее высоких расходов (рис. 6, б); на р. Шестаковке различия в кривых более существенны — наблюдается некоторое смещение максимумов и в целом снижается повторяемость расходов воды (см. рис. 6, а).

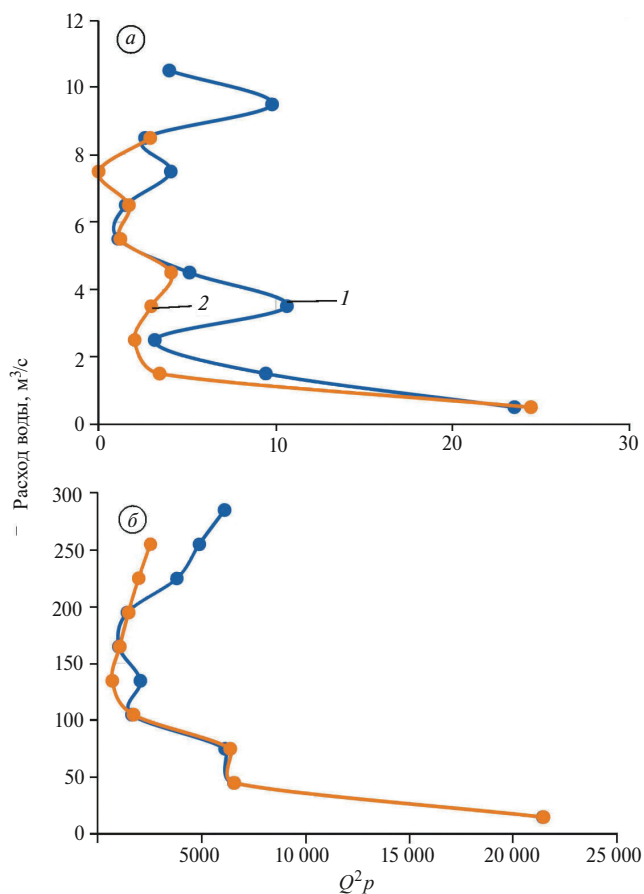


Рис. 6. Сопоставленные кривые руслоформирующих расходов воды: а — Шестаковка, б — Кэнкэмэ: 1 — построенные по всем расходам; 2 — по расходам воды после таяния льда в русле

Fig. 6. Compared curves of effective water discharges: а — Shestakovka, б — Kenkeme: 1 — constructed for all discharges; 2 — constructed for water discharges after ice melting in the channel

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования, проведённые на трёх разных по размерам малых и средних реках, показали, что наличие не промёрзших до дна участков рек в значительной мере зависит от морфологии русла — глубины воды при замерзании — и может наблюдаться на реках любых размеров. Даже на самой малой из исследованных рек — Лево́й Шестаковке, с площадью водосбора 90 км², присутствуют не промёрзшие до дна участки реки в зимний период. Такие участки приурочены к расширениям чётковидных русел, имеющим глубины более 1.5 м. Т.е., согласно принятым определениям (Чеботарев, 1978; Аржакова, 2001), р. Левая Шестаковка, как и другие исследованные нами реки, должна

относиться к перемерзающим, а не промерзающим рекам. При этом источники питания, поверхностный и подрусловой сток на всех исследованных реках в конце зимнего периода отсутствуют, что подтверждают данные бурения в сужении русла Лево́й Шестаковки, где отложения полностью промерзают, а также наличие криогенного напора подо льдом на не промёрзших до дна участках рек Лево́й Шестаковки и Кэнкэмэ, фиксируемое датчиками давления. Широкое распространение чётковидных русел на малых реках криолитозоны (Arp et al., 2015; Harlan et al., 2023) позволяет предположить также широкое распространение не промерзающих до дна участков малых рек.

В то же время равномерное распределение и небольшие значения глубин в искусственно спрямлённом русле нижнего течения р. Шестаковки, а также в сужениях русел и на крыльях излучин р. Кэнкэмэ приводит к промерзанию этих участков рек до дна. Связь промерзающих и не промерзающих до дна участков русла с глубиной описана и на дельтовых протоках р. Лены (Максимов и др., 2022).

Воздействие водного потока на русловые отложения на промерзающих до дна участках рек ниже, чем при аналогичном водном режиме на не промерзающих до дна реках. На реках, не промерзающих до дна, в том числе за пределами криолитозоны, лёд всплывает во время половодья, что часто сопровождается ледоходом, заторами, повреждением берегов льдинами и нередко приводит к усилению размыва берегов (Vandermause et al., 2021). На промерзающих до дна реках, например, на р. Шестаковке, лёд примерзает ко дну, а поток половодья проходит поверх льда, что препятствует оттаиванию подстилающих отложений и размыву русла. На Лево́й Шестаковке на промерзших до дна и не промёрзших до дна участках реки лёд также не всплывал, так как был крепко приморожен к берегам, таяние льда происходило под водой, что также защищало русло от размыва. На р. Кэнкэмэ, где лёд был тоньше при большей ширине реки, в расширениях русла наблюдалось всплывание льда (см. рис. 2, з), тогда как в сужениях примороженный ко дну лёд таял на месте. Всплывающий лёд в расширениях русла отрывал дернину, т.е. оказывал локальное разрушающее воздействие на берега.

На самых малых реках из-за высокого порога скорости, необходимой для начала размыва отложений и задернованных берегов, руслоформирующие расходы воды часто оказываются

близки к максимальным наблюдавшимся расходам (Wolman, Miller, 1960). Поэтому если максимальные расходы воды на малых реках проходят по льду, то на спаде половодья размыв русла зачастую вообще не наблюдается или он минимален. По мере увеличения размера реки пик расходов воды становится более пологим и смещается на более поздние сроки, поэтому он проходит по свободному ото льда и частично оттаявшему руслу.

Кривые руслоформирующих расходов воды на р. Кэнкэмэ, где влияние льда проявляется меньший период времени, отличаются преимущественно в области максимальных расходов. Это связано с тем, что максимальные расходы воды наблюдались в самом начале половодья, когда в русле ещё сохраняется лёд. На Шестаковке, где большая часть стока половодья проходит по льду, снижается воздействие всех расходов, кроме меженных, и изменяется положение пиков кривых. Однако пики на кривых не могут быть напрямую использованы для установления конкретных значений расходов воды, отвечающих за формирование определённых форм русла, так как при наличии разного объёма льда в русле один и тот же расход воды будет проходить при разных уровнях воды и разных скоростях течения, т.е. будет оказывать разное воздействие на русло.

На Лево́й Шестаковке деформации русла незначительны и не превышают точности измерения за период наблюдений. Само наличие чётковидных расширений говорит о малом стоке наносов и отсутствии русловых деформаций. Отсутствие дернового покрова на берегах наблюдается только в сужениях русла. Из-за отвесного характера берегов в узких глубоких врезах провести непосредственные измерения глубины оттаивания отложений берегов под водой затруднительно. Однако их размыв отражается во втором пике мутности в период прохождения максимальных расходов воды половодья и, вероятно, наблюдается в паводки. Вынесенные из сужений наносы аккумулируются в верхних частях расширений русла из-за резкого падения скоростей потока и образуют локальные конусы выноса (см. рис. 2, а).

В нижнем течении Шестаковки размывы берегов в виде незадернованных участков также очень локальны. Из-за спрямлённого характера русла стрежень потока половодья редко подходит к берегам. Центральная часть русла, где скорости потока весьма высоки, большую часть половодья заполнена льдом. Уровни воды

обычно лишь ненамного превышают поверхность льда, и только в начале половодья, когда берега ещё мёрзлые, а скорости течения вдоль затопленных берегов в результате распластывания потока оказываются незначительными. Однако быстрое “пропиливание” льда по центру русла при сохранении высоких скоростей потока приводит к локальным деформациям дна. После таяния льда в русле скорости потока и уровни воды оказываются недостаточными для размыва берегов.

Река Кэнкэмэ – самая крупная из исследованных и единственная, где удалось зафиксировать деформации берегов. Помимо большей мощности водного потока, это можно объяснить следующими причинами: более частым прохождением высоких расходов воды при отсутствии льда в русле, о чём свидетельствуют данные гидропостов; наличием излучин, где стрежень потока подходит к вогнутому берегу; разрушением берега льдом при его всплывании и ледоходе; размывом русла выше уровня ледового покрова, так как максимальное превышение уровней воды над ледовым покровом достигает 4.5 м. Размыв надледных частей берегов на р. Кэнкэмэ подтверждается отложением наносов на льду (см. рис. 2, г).

Размыв дна и берегов промерзающих до дна рек возможен после таяния льда в русле (за исключением надледных частей берегов), т.е. начало размыва берегов определяется скоростью таяния льда в русле. На скорость таяния льда влияют объём (толщина) льда в русле с одной стороны и энергия водного потока с другой.

Толщина льда в русле, если она не ограничена глубиной, в единых климатических условиях (без учёта перераспределения снежного покрова и выходов подземных вод) зависит от теплопритока из водной массы (Чижов, 2010). На более крупных реках запасов тепла в воде и талых отложениях больше. Поэтому на р. Кэнкэмэ, где вода теплее, лёд тоньше, чем в расширениях русла р. Лево́й Шестаковки. Однако чаще всего, например, в сужениях русла, глубина малых рек в период ледостава меньше возможной толщины льда, что приводит к промерзанию рек до дна. При этом на реках, имеющих достаточно большой запас подземного питания в осенне-зимний период в виде таликовых вод или вод сезонно-талого слоя, толщина льда в русле нарастает сверху за счёт наледей. Так, на Шестаковке в районе гидропоста Камырдагыстах небольшая глубина воды при замерзании приводит к образованию нижнего слоя прозрачного

льда мощностью всего 0.1 м, а остальные 0.5 м льда образуются за счёт притока наледных вод. Это приводит к тому, что почти всё поперечное сечение русла к весне оказывается заполнено льдом. На многих малых реках и в оврагах, не имеющих подземного питания в осенне-зимний период, русла могут промерзнуть в сухом состоянии без образования ледяного покрова. Соответственно, возможность размыва их русел будет зависеть только от скорости оттаивания отложений дна и берегов.

Скорость таяния льда определяется тепловой энергией водного потока, т.е. его температурой и скоростью течения. Максимальные скорости таяния речного льда и донных отложений на всех исследованных участках наблюдались на стрежне потока. Температура воды в русле зависит от степени прогрева воды выше по течению, например, прогрев происходит при разливе воды в широких заболоченных участках дна долины на р. Лево́й Шестаковке. На этой реке лёд при близкой его мощности растаял на 10 дней раньше, чем на затенённом участке долины в нижнем течении р. Шестаковки. На р. Кэнкэмэ, имеющей большие расходы и более высокую температуру воды, таяние льда произошло раньше, чем на Шестаковке и Лево́й Шестаковке.

Климатические изменения приводят к сокращению мощности льда и продолжительности перемерзания русел, но их влияние неоднозначно.

В Центральной Якутии среднегодовая температура воздуха растёт в среднем на 0.68 °C в год, а температура января – на 1.31 °C в год (за 1966–2016 гг.) (Горохов, Федоров, 2018). При этом среднегодовой сток многих рек бассейна Лены, в том числе р. Шестаковки, испытывает положительный тренд (Tananaev et al., 2016). С 1980-х годов отмечаются уменьшение толщины льда и увеличение температуры воды в р. Лене, с чем связывают увеличение скорости отступления мёрзлых берегов (Costard et al., 2007). Многолетняя тенденция повышения зимних температур способствует уменьшению продолжительности перемерзания русла (Prowse et al., 2007), а также уменьшению толщины речного льда. При этом на участках, где глубина потока меньше, чем максимальная возможная мощность льда, повышение питания рек в осенне-зимний период может привести к увеличению мощности льда из-за наледей. Снижение мощности льда и прохождение максимальных расходов воды после схода льда и при большой глубине оттаивания

русла приведут к большему воздействию потока на русло и увеличению стока наносов, что может привести к заполнению глубоких расширений русла наносами. Механизмы занесения озёровидных расширений русла (чётков) вследствие размыва перемычек между ними описаны на Ямале (Тарбеева, Сурков, 2013). Уменьшение глубин в расширениях русла вследствие занесения может привести к промерзанию рек до дна на всём их протяжении и промерзанию отложений, слагающих русла.

ВЫВОДЫ

На малых равнинных реках наличие не промёрзших до дна участков рек в значительной мере зависит от морфологии русла, точнее — от глубины воды при замерзании, и может наблюдаться на реках любых размеров. Влияние ледяного покрова на формирование русел промерзающих до дна и не промерзающих до дна рек различно. На широких не промерзающих до дна реках ледяной покров всплывает и оказывает разрушающее воздействие на берега. Примерзающий ко дну и берегам ледяной покров на промерзающих до дна реках снижает воздействие водного потока на русло из-за затрат энергии водного потока в первой фазе половодья на разрушение льда, заполняющего русло. Это явление сильнее проявляется на самых малых реках, где максимальные расходы воды чаще проходят по льду. При этом могут размываться берега выше уровня льда в реке.

Многолетнее направленное повышение зимних температур воздуха в целом приводит к уменьшению толщины речного льда и уменьшению затрат тепла, необходимых для таяния льда, а увеличение речного стока — к большей тепловой и механической энергии водного потока. Это, очевидно, приводит к тому, что максимальные расходы половодья чаще проходят по свободному ото льда и оттаявшему руслу, а значит, возможность размыва русла усиливается. Между тем, увеличение меженного стока может приводить к росту мощности наледей, а заполнение расширений русел наносами — к более равномерному распределению глубин и промерзанию русел до дна.

Благодарности. Обобщение результатов наблюдений выполнено по плану НИР (ГЗ) 121051100166-4, географический факультет МГУ (2021–2025 гг.). Полевые работы в разные годы выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60036, № 19-31-37001, № 20-05-00840),

а также НИОКТР № 122012400106-7, ИМЗ им. П.И. Мельникова СО РАН. Авторы выражают благодарность Н.И. Тананаяву за помощь в установке уровнемера на р. Кэнкэмэ.

Acknowledgments. The reported study contributes to the State Task 121051100166-4, Faculty of Geography, Moscow State University (2021–2025). Field work in different years was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects No 18-05-60036, No 19-31-37001, No 20-05-00840), as well as State Task No. 122012400106-7, Melnikov Permafrost Institute SB RAS. The authors would like to thank N.I. Tananaev for his help in installing a level gauge on the Kenkeme River.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) // Электронный ресурс. <https://gmvo.skniivh.ru/> (Дата обращения 03.04.2025).
- Аржакова С.К. Зимний сток рек криолитозоны России. Санкт-Петербург: Гос. гидрометеорол. ун-т, 2001. 209 с.
- Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 172 с.
- Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Результаты 35-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре “Чабыда” (Центральная Якутия) // Наука и образование. 2017. № 2. С. 34–40.
- Горохов А.Н., Федоров А.Н. Современные тенденции изменения климата в Якутии // География и природные ресурсы. 2018. № 2. С. 111–119. <https://doi.org/10.1134/S1875372818020087>
- Лебедева Л.С., Баишев Н.Е., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М. Температура пород в слое годовых теплооборотов в районе распространения надмерзлотных таликов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2023. Т. 27. № 2. С. 3–15. <https://doi.org/10.15372/KZ20230201>
- Лебедева Л.С., Шамов В.В., Христофоров И.И., Павлова Н.А., Данилов К.П. Роль надмерзлотных субэразальных водоносных таликов в питании двух малых притоков реки Лены по данным натурных наблюдений // Криосфера Земли. 2025. Т. 29. № 1. С. 37–51. <https://doi.org/10.15372/KZ20250104>
- Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971. 115 с.
- Максимов Г.Т., Григорьев М.Н., Большианов Д.Ю. Формирование и распространение многолетней мерзлоты и таликов под руслами проток в дельте р. Лена // Природные ресурсы Арктики

- и Субарктики. 2022. Т. 27. № 3. С. 370–380.
<https://doi.org/10.31242/2618-9712-2022-27-3-370-380>
- Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1:1500000. / Ред. М.Н. Железняк. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2018. 2 с.
- Тарбеева А.М., Лебедева Л.С., Ефремов В.С., Крыленко И.В., Сурков В.В., Шамоу В.В., Луценко Т.Н. Условия и процессы формирования чётковидной формы русла малой реки криолитозоны (на примере р. Шестаковки, Центральная Якутия) // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 2. С. 38–49.
- Тарбеева А.М., Сурков В.В. Чётковидные русла малых рек зоны многолетней мерзлоты // География и природные ресурсы. 2013. Т. 34. № 3. С. 216–220.
- Филиппов В.Е., Васильев И.С. Перигляциальный рельеф Лено-Вилюйского междуречья // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 82–86.
- Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 308 с.
- Чижов А.Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 128 с.
- Agafonova S.A., Vasilenko A.N. Hazardous ice phenomena in rivers of the Russian arctic zone under current climate conditions and the safety of water use // Geography, Environment, Sustainability. 2020. V. 13. № 2. P. 43–51.
<https://doi.org/110.24057/2071-9388-2020-12>
- Arp C.D., Whitman M., Jones B., Grosse G., Gaglioti B., Heim K. Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes // Biogeosciences. 2015. № 12 (1). P. 29–47.
- Best H., McNamara J.P., Liberty L. Association of Ice and River Channel Morphology Determined Using Ground-penetrating Radar in the Kuparuk River, Alaska // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2005. V. 37. № 2. P. 157–162.
- Costard F., Gautier F., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D., Dupeyrat L. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in central Siberia // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L14501 p.
<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030212>
- Geyman E.C., Douglas M.M., Avouac J.P., Lamb M.P. Permafrost slows Arctic riverbank erosion // Nature. 2024. V. 634. P. 359–365.
<https://doi.org/10.1038/s41586-024-07978-w>
- Harlan M.E., Gleason C.J., Flores J.A., Langhorst T.M., Roy S. Mapping and characterizing Arctic beaded streams through high resolution satellite imagery // Remote Sensing of Environment. 2023. V. 285. 113378 p.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113378>
- Kanevskiy M., Shur Y., Strauss J., Jorgenson T., Fortier D., Stephani E., Vasiliev A. Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska // Geomorphology. 2016. V. 253. P. 370–384.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.023>
- Prowse T.D., Bonsal B.R., Duguay C.R., Lacroix M.P. River-ice break-up/freezing-up: a review of climatic drivers, historical trends and future predictions // Annals of Glaciology. 2007. N 46. P. 443–451.
<https://doi.org/110.3189/172756407782871431>
- Rowland J.C., Schwenk J.P., Shelef E., Muss J., Ahrens D., Stauffer S., Pilliouras A., Crosby B., Chadwick A., Douglas M.M., Kemeny P.C., Lamb M.P., Li G.K., Vullis L. Scale-dependent influence of permafrost on riverbank erosion rates // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2023. V. 128. e2023JF007101 p.
<https://doi.org/10.1029/2023JF007101>
- Scott K.M. Effects of Permafrost on Stream Channel Behavior in Arctic Alaska // Geological Survey Professional Paper 1068. United States Government Printing Office, Washington, USA, 1978. 19 p.
- Tananaev N. Hydrological and sedimentary controls over fluvial thermal erosion, the Lena River, central Yakutia // Geomorphology. 2016. V. 253. P. 524–533.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.009>
- Tananaev N.I., Makarieva O.M., Lebedeva L.S. Trends in annual and extreme flows in the Lena River basin, Northern Eurasia // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43 № 20. P. 10764–10772.
<https://doi.org/10.1002/2016GL070796>
- Vandermause R., Harvey M., Zevenbergen L., Ettema R. River-ice effects on bank erosion along the middle segment of the Susitna River, Alaska // Cold Regions Science and Technology. 2021. V. 85. 103239 p.
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103239>
- Walker H.J., Hudson P.F. Hydrologic and geomorphic processes in the Colville River delta, Alaska // Geomorphology. 2003. V. 56. P. 291–303.
[https://doi.org/110.1016/S0169-555X\(03\)00157-0](https://doi.org/110.1016/S0169-555X(03)00157-0)
- Wolman M.G., Miller J.P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes // Journ. of Geology. 1960. V. 68. № 1. P. 54–74.

Citation: Tarbeeva A.M., Efremov V.S., Lebedeva L.S., Shamov V.V., Krylenko I.V. Impact of ice regime of small and medium-sized rivers in the permafrost zone on the formation of their riverbeds (the case study of Central Yakutia). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 670–687. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040116.

Impact of ice regime of small and medium-sized rivers in the permafrost zone on the formation of their riverbeds (the case study of Central Yakutia)

© 2025 A. M. Tarbeeva^{a, #}, V. S. Efremov^b, L. S. Lebedeva^b, V. V. Shamov^{b, c}, I. V. Krylenko^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bMelnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

^cPacific Institute of Geography, FEB RAS, Vladivostok, Russia

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

Received May 18, 2025; revised August 6, 2025; accepted September 25, 2025

In small and medium-sized rivers of the permafrost zone, ice formation lasts for most of the year, and the ice cover often grows to the bottom along the entire length or in some of its sections. However, its impact on the morphology and dynamics of the riverbed, runoff, sediment, dissolved substances, and surrounding deposits is still unexplored. Observations on the formation and destruction of ice cover, freezing and thawing of riverbed sediments, and water turbidity on three small and medium-sized rivers were made in Central Yakutia. The data obtained from hydrographic stations of the Yakutsk Hydromet Office in 2008–2022 were used for our analysis. The character of the river's freezing, whether the ice cover grows to the bottom along the entire length of the river or only in certain areas, depends on its morphology. Even in the absence of water sources in winter, lenses of unfrozen water still remain in the deepest (more than 1.5 m) sections of rivers, such as pools of beaded channels or meandering rivers. Local taliks up to 4 m thick are preserved under sections of the river with floating ice, while under sections of the rivers with bedfast ice, the sediments completely freeze in winter. On rivers with bedfast ice a significant part of the snowmelt runoff passes over the ice cover. The presence of ice in the riverbed promotes rising of water levels and increased water flow rates, but at the same time, it protects the sediments on the bottom and banks of the river from thawing and subsequent erosion. The peak of water discharges during the spring flood on the smallest rivers passes over the ice; but as the size of the river increases, the peak of water discharge shifts to later dates, so it occurs on the ice-free riverbed. Thus, the effect of spring floods on the erosion of the bed and banks of rivers with bedfast ice is reduced due to the energy expenditure of the water stream in the first phase of the flood on the destruction of ice filling the channel and the thawing of the bed and banks material. This phenomenon is more pronounced on the smallest rivers, which have lower thermal energy, than on larger ones.

Keywords: freezing of the rivers, river ice, aufeis, under-channel talik, beaded channel, turbidity, permafrost, effective discharge

REFERENCES

- Automated information system of state monitoring of water bodies (AIS GMVO). Retrieved from: <https://gmvo.skniivh.ru> (Last accessed: March 4, 2025)
- Arzhakova S.K. Zimnij stok rek kriolitozony Rossii. River's low-flow at winter Season in the cryolithozone of Russia. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University. 2001: 209. [In Russian].
- Are F.E. Osnovy prognoza termoabrazii beregov. Fundamentals of coastal thermal abrasion forecasting. Novosibirsk: Nauka Publ., 1985: 172. [In Russian].
- Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Scriabin P.N. The results of 35-year monitoring studies of the permafrost at the Chabyda station (Central Yakutia). *Nauka i obrazovanie*. Science and Education. 2017, 2: 34–40. [In Russian].
- Gorokhov A.N., Fedorov A.N. Current Trends in Climate Change in Yakutia. *Geografiya i prirodnye resursy*.

- Geography and Natural Resources. 2018, 2: 111–119. <https://doi.org/110.1134/S1875372818020087>
- Lebedeva L.S., Baishev N.E., Pavlova N.A., Efremov V.S., Ogonerov V.V., Tarbeeva A.M. Ground temperature at the depth of zero annual amplitude in the area of suprapermafrost taliks in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2023, 27 (2): 3–15. <https://doi.org/110.15372/KZ20230201>
- Lebedeva L.S., Shamov V.V., Khristoforov I.I., Pavlova N.A., Danilov K.P. The role of suprapermafrost subaerial talik aquifers in supplying water to small tributaries of the Lena River according to field observations. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2025, 29 (1): 37–51. <https://doi.org/110.15372/KZ20250104> [In Russian].
- Makkaveev N.I. *Stok i ruslovyie processy*. Runoff and channel processes. Moscow: Moscow State University Publishing House, 1971: 115. [In Russian].
- Maksimov G.T., Grigoriev M.N., Bolshiyarov D.Yu. Formation and distribution of permafrost and taliks under the channels of channels in the Lena River delta. *Prirodnye resursy Arktiki i Subarkтики*. Natural resources of the Arctic and Subarctic. 2022, 27 (3): 370–380. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2022-27-3-370-380> [In Russian].
- Merzlotno-landshaftnaja karta Respubliki Sakha (Jakutija). Permafrost-landscape map of the Republic of Sakha (Yakutia). Scale 1: 1500000. Yakutsk: P.I. Melnikov Institute of Permafrost Studies of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. 2018: 2 p. [In Russian].
- Tarbeeva A.M., Lebedeva L.S., Efremov V.S., Krylenko I.V., Surkov V.V., Shamov V.V., Lutsenko T.N. Conditions and processes of formation of a beaded channel of a small river in permafrost, Shestakovka River (Central Yakutia). *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2019, 23 (2): 38–49.
- Tarbeeva A.M., Surkov V.V. Beaded channels of small rivers in permafrost zones. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2013, 34 (3): 216–220. <https://doi.org/110.1134/S1875372813030049>
- Filippov V.E., Vasiliev L.S. The periglacial relief of the Lena-Vilyui interfluve. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2006, 4: 82–86. [In Russian].
- Chebotaev A.I. *Gidrologicheskij slovar'*. Hydrological dictionary. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 308. [In Russian].
- Chizhov A.N. *Formirovanie ledjanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshhiny*. Formation of ice cover and spatial distribution of its thickness. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 128. [In Russian].
- Agafonova S.A., Vasilenko A.N. Hazardous ice phenomena in rivers of the Russian arctic zone under current climate conditions and the safety of water use. *Geography, Environment, Sustainability*. 2020, 13 (2): 43–51. <https://doi.org/110.24057/2071-9388-2020-12>
- Arp C.D., Whitman M., Jones B., Grosse G., Gaglioti B., Heim K. Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes. *Biogeosciences*. 2015, 12 (1): 29–47.
- Best H., McNamara J.P., Liberty L. Association of Ice and River Channel Morphology Determined Using Ground-penetrating Radar in the Kuparuk River, Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2005, 37 (2): 157–162.
- Costard F., Gautier F., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D., Dupeyrat L. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in central Siberia. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34: L14501. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030212>
- Geyman E.C., Douglas M.M., Avouac J.P., Lamb M.P. Permafrost slows Arctic riverbank erosion. *Nature*. 2024, 634: 359–365. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-07978-w>
- Harlan M.E., Gleason C.J., Flores J.A., Langhorst T.M., Roy S. Mapping and characterizing Arctic beaded streams through high resolution satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*. 2023, 285: 113378 p. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113378>
- Kanevskiy M., Shur Y., Strauss J., Jorgenson T., Fortier D., Stephani E., Vasiliev A. Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska. *Geomorphology*. 2016, 253: 370–384. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.023>
- Prowse T.D., Bonsal B.R., Duguay C.R., Lacroix M.P. River-ice break-up/freeze-up: A review of climatic drivers, historical trends and future predictions. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 443–451. <https://doi.org/110.3189/172756407782871431>
- Rowland J.C., Schwenk J.P., Shelef E., Muss J., Ahrens D., Stauffer S., Pilliouras A., Crosby B., Chadwick A., Douglas M.M., Kemeny P.C., Lamb M.P., Li G.K., Vulis L. Scale-dependent influence of permafrost on riverbank erosion rates. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2023, 128: e2023JF007101 p. <https://doi.org/10.1029/2023JF007101>
- Scott K.M. Effects of Permafrost on Stream Channel Behavior in Arctic Alaska. Geological Survey Professional Paper 1068. United States Government Printing Office, Washington, USA, 1978: 19 p.

- Tananaev N.* Hydrological and sedimentary controls over fluvial thermal erosion, the Lena River, central Yakutia. *Geomorphology*. 2016, 253: 524–533. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.009>
- Tananaev N.I., Makarieva O.M., Lebedeva L.S.* Trends in annual and extreme flows in the Lena River basin, Northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*. 2016, 43 (20): 10764–10772. <https://doi.org/10.1002/2016GL070796>
- Vandermause R., Harvey M., Zevenbergen L., Ettema R.* River-ice effects on bank erosion along the middle segment of the Susitna River, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*. 2021, 185: 103239 p. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103239>
- Walker H.J., Hudson P.F.* Hydrologic and geomorphic processes in the Colville River delta, Alaska. *Geomorphology*. 2003, 56: 291–303. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00157-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00157-0)
- Wolman M.G., Miller J.P.* Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.* 1960, 68 (1): 54–74.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЁРЗЛЫХ ПОЧВ В РАЙОНЕ БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ (БАМ)

© 2025 г. А. С. Балыбина*, О. П. Осипова, И. Е. Трофимова

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

**e-mail: balybina@irigs.irk.ru*

Поступила в редакцию 09.04.2025 г.

После доработки 16.06.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Обсуждаются результаты исследования климатических режимов в системе “приземная атмосфера – почвогрунты” до глубины 3.2 м на западном участке зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ). Рассматриваются показатели наибольшей информативности – минимальная и максимальная средняя месячная температура почвогрунтов, средняя годовая температура воздуха и почвы, сезонное промерзание и протаивание. Отмечены отчетливые региональные различия показателей климатических режимов. Выделяются две группы метеостанций. Для первой группы (Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина) характерны умеренное зимнее охлаждение и умеренное летнее прогревание почвогрунтов, их положительная средняя годовая температура. Тип мерзлотно-термического режима – длительно сезоннопромерзающий. Второй группе (котловины Станового нагорья) свойственно как умеренное (единичные случаи), так и разной степени сильное зимнее охлаждение почвогрунтов. Преобладает глубокое (более 3.2 м) сезонное промерзание, которое в отдельных местоположениях смыкается с многолетней мерзлотой. Летом здесь прогревание почвогрунтов как умеренное, так и весьма слабое. Причём их весьма слабому прогреванию характерно протаивание лишь до определенной глубины. В большинстве котловин средняя годовая температура отрицательная по всему почвогрунтовому профилю. Типы мерзлотно-термического режима почвогрунтов в котловинах: длительно и глубоко сезоннопромерзающие, а также мерзлотные. Определены современные изменения показателей климата приземной атмосферы и почвы. Отмечена их хорошая согласованность. Зафиксированы положительные линейные тренды температур воздуха, почвы и атмосферных осадков. Регион БАМ демонстрирует значительное потепление, особенно зимой.

Ключевые слова: мерзлотно-термический режим, почвогрунты, климат, плато, котловины, Байкало-Амурская железнодорожная магистраль

DOI: 10.7868/S2412376525040129

ВВЕДЕНИЕ

В период планирования и строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (далее – БАМ) на территории, непосредственно к ней прилегающей (зона освоения), весьма активно проводилась комплексная оценка природно-климатических условий. Основные исследования пришлись на 1970–1980-е годы. В первых научных обобщениях рассматривались многолетние особенности основных показателей климата, их расчётные параметры, необходимые при проектировании и строительстве различных промышленных объектов, биоклиматические

характеристики (Географические..., 1976; Климатические..., 1977; Климатические..., 1979). На основе большого объёма информации были построены климатическая (Байкало-Амурская..., 1978) и геофизиологическая (Байкало-Амурская..., 1979) карты для всей зоны БАМа. В условиях сложного горно-котловинного рельефа восточной части Станового нагорья дана пространственная дифференциация снежного покрова (Коломыц, 1966).

Важным этапом исследований того периода стало формирование подхода к ландшафтно-географическому обеспечению освоения территории зоны БАМа (Михеев, 1987).

Ландшафтно-климатические исследования в этом регионе продолжаются и в последние годы. В частности, ведётся мониторинг многолетних термических условий почвогрунтов и многолетнемёрзлых пород в пределах Верхнеангарской котловины и на прилегающих горных массивах (Сергеев и др., 2016).

Отмечено, что на всём протяжении БАМа, где присутствуют многолетнемёрзлые породы (далее – ММП), слабо изучен мерзлотно-термический режим почвогрунтов. В связи с этим возникает необходимость восполнения данного пробела в исследованиях, поставлены следующие задачи: во-первых, дать количественную оценку многолетнего мерзлотно-термического режима почвогрунтов и выявить закономерности его пространственного распределения; во-вторых, установить взаимосвязи между климатическими характеристиками приземной атмосферы и температурным режимом почвогрунтов; в-третьих, определить тенденции климатических изменений в системе “приземная атмосфера – почва”, поскольку, как отмечается в литературных источниках, “магистраль строится, следовательно, и её исследователям нужно успевать за ней” (Западный участок БАМа..., 2023, с. 366).

ТЕРРИТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Территория исследования – западный участок зоны БАМа, простирающейся в пределах 105–120° в.д. (города Усть-Кут – Чара). С запада на восток магистраль пересекает северную оконечность Лено-Ангарского плато (Средне-Сибирское плоскогорье), Предбайкальскую впадину, Байкальский хребет. Далее на северо-восток она проходит по территории северной оконечности Байкальской озёрной котловины, по Верхнеангарской, Муйско-Куандинской и Верхнеангарской котловинам байкальского типа (Флоренсов, 1960) и соединяющим их гористым перемычкам. Северная оконечность Байкальской озёрной котловины с запада окаймлена Байкальским хребтом, а с востока – Баргузинским. Другие рассматриваемые крупные котловины обрамлены хребтами: Сынныр, Верхнеангарский, Южно-Муйский, Северо-Муйский, Кодар, Удокан, Каларский и др. Схема рассматриваемого участка зоны БАМа с расположением метеорологических станций показана на рис. 1.

Результативность исследований по указанной проблеме определяется современным состоянием информационной базы,

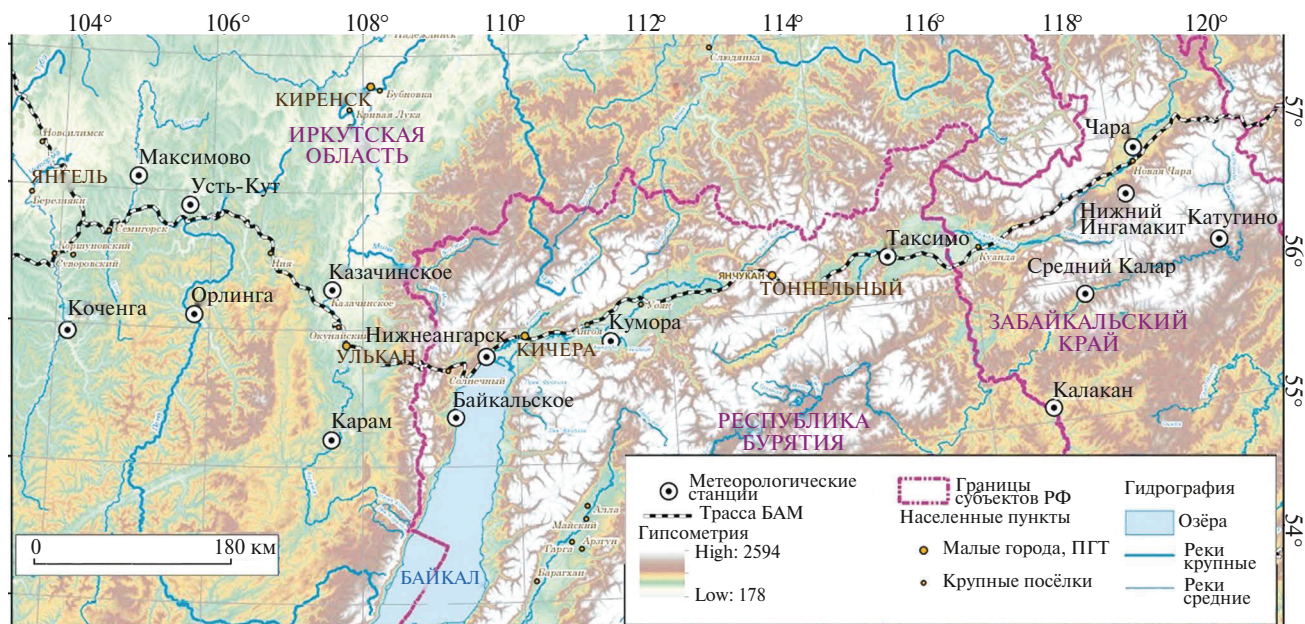


Рис. 1. Карта-схема западного участка Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и расположение метеостанций

Fig. 1. Map diagram of the Baikal-Amur railway and the location of weather stations

сформированной на основе опубликованных гидрометеорологических данных метеостанций Иркутского и Забайкальского территориальных управлений по гидрометеорологии и контролю окружающей среды. Однако, как и во второй половине XX века, в настоящее время количество таких метеостанций в зоне БАМа остаётся недостаточным. К тому же они распределены по территории неравномерно и, за редким исключением, расположены на равнинах, в долинах рек, котловинах. Вследствие этого наши исследования мерзлотно-термического режима почвогрунтов до глубины 3.2 м не охватывают всё разнообразие природных условий, характерных для зоны БАМ.

С учётом значительной протяжённости исследуемого участка магистрали необходимо учитывать региональные различия природной среды, включая климатические особенности. Для корректного сопоставления результатов выбран единый временной интервал инструментальных наблюдений на всех метеостанциях — с 1978 по 1990 г. (Метеорологический ежемесячник..., 1978—1990). Этот период характеризуется высокой степенью однородности наблюдательных рядов и отсутствием существенных погрешностей в измерениях, что обеспечило качественную репрезентативность мерзлотно-термического режима в пространственно-временном аспекте.

Для решения поставленной задачи разработаны методы обработки, анализа и обобщения обширного массива данных, охватывающего годовой цикл наблюдений на пяти или восьми стандартных глубинах измерения температуры почвогрунтов (Трофимова, Балыбина, 2016; 2017; Балыбина, Трофимова, 2022). Из широкого набора параметров зимнего охлаждения и летнего прогревания почвогрунтового профиля отобраны наиболее информативные показатели — минимальные и максимальные средние месячные значения на каждой из стандартных глубин в течение года.

Поскольку моменты наступления экстремальных температур в течение года изменяются, отбор данных выполнен индивидуально для каждого года многолетнего ряда наблюдений. На основе полученного массива данных строятся вертикальные температурные профили, отражающие как глубинное распределение температур, так и их пространственную изменчивость.

Дополнительно анализируется сезонное промерзание и протаивание почвогрунтов,

оценивается термический режим, определяется глубина проникновения изотерм 10 и 15 °С, а также продолжительность периода, в течение которого температура почвогрунтов превышает указанные значения.

Для выявления тенденций климатических изменений в системе “приземная атмосфера — почва” использовалась база данных ВНИИГ-МИ-МЦД за 1970—2022 гг., включающая: температуру воздуха (Булыгина и др., 2024), годовые суммы атмосферных осадков (Булыгина и др., 2024), высоту снежного покрова (Булыгина и др., 2024), температуру почвы на глубине 0.8 м (Шерстюков, 2024).

Закономерности пространственно-временных изменений метеорологических показателей анализировались методами математической статистики: оценивалась изменчивость многолетних рядов метеорологических данных, применялись корреляционный метод и анализ трендовой составляющей. Для оценки согласованности многолетних рядов использовался корреляционный анализ. Определение тенденций многолетних изменений показателей проводилось методом наименьших квадратов. Для оценки достоверности (статистической значимости) коэффициентов корреляции взят критерий Стьюдента. Трендовые изменения аппроксимировались линейной функцией:

$$Y = a + bX, \quad (1)$$

где b — угловой коэффициент, измеряющий темп изменения параметра; a — свободный член (значение Y при $X = 0$); X — независимая переменная; Y — искомая переменная. Оценка достоверности уравнений проводилась по критерию Фишера (2). Для этого выполнялось сравнение рассчитанного критерия Фишера ($F_{\text{факт}}$) с табличным его значением ($F_{\text{табл}}$), которое показывает максимальное значение критерия под влиянием случайных факторов при выбранном уровне значимости (в данном случае 0.05). Критерий Фишера для однофакторной модели рассчитывался по следующей формуле:

$$F_{\text{факт}} = (n - 2)R^2 / (1 - R^2), \quad (2)$$

где n — число наблюдений; R^2 — коэффициент детерминации.

Если наблюдалось, что $F_{\text{факт}}$ превышает $F_{\text{табл}}$, признавалась статистическая значимость аппроксимирующей модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Климатообразующие факторы и региональные особенности климата. Основные факторы климатообразования — солнечная радиация, циркуляция атмосферы и подстилающая поверхность — тесно взаимосвязаны. Представление об особенностях солнечной радиации, которая прежде всего и определяет температурный режим поверхности почвы и приземного слоя воздуха, дают величины продолжительности солнечного сияния и суммарной радиации. Однако, учитывая небольшое число метеостанций (тем более ведущих актинометрические наблюдения) на рассматриваемом участке зоны БАМа, можно привести лишь локальные значения показателей солнечной радиации. Так, продолжительность солнечного сияния в Верхнечарской (днище) и Байкальской озёрной (побережье) котловинах составляет соответственно 1873 и 1948 ч/год, на севере Лено-Ангарского плато (Усть-Кут) — 1763 ч/год. Суммарная солнечная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность при действительных условиях облачности, в Муйско-Куандинской и Байкальской котловинах находится в пределах 3935–4191 МДж/м² в год, в Верхнечарской — 3600 МДж/м² в год, в северной части Лено-Ангарского плато — около 3825 МДж/м² в год (Климатические параметры..., 1977; Атлас Иркутской области..., 2004).

Большие различия макрорельефа в пределах рассматриваемой территории оказывают влияние на атмосферные процессы. Зона БАМа находится на стыке взаимодействия разнородных воздушных масс, поступающих с Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, имеющих разную степень влияния на региональный климат. На фоне общей циркуляции атмосферы над районом исследований отмечается своеобразный барико-циркуляционный режим, формирование которого обуславливается большими различиями микрорельефа. В переходные сезоны преобладает западный и северо-западный перенос. Весной над Северным Ледовитым океаном формируется высотная депрессия, одна из ложбин которой распространяется на территорию исследования, происходит разрушение Сибирского антициклона. Осадки приносят циклоны, приходящие с запада и северо-запада. В летний период происходит ослабление западного переноса и преобладает поле пониженного давления со слабыми барическими градиентами. Существенное влияние оказывает северо-западная периферия летней депрессии, расположенной

над северо-восточными районами Китая. Также усиливается меридиональная атмосферная циркуляция воздуха с юго-запада и юго-востока. Во второй половине лета на район исследования оказывает влияние постоянный центр действия атмосферы — Северо-Тихоокеанский максимум, который способствует вторжению океанических муссонов. С юго-запада влагу приносят в основном южные циклоны из Монголии, а с юго-востока влага поступает благодаря муссонной циркуляции. В сентябре происходит перестройка циркуляции на зимний тип, начинает формироваться Сибирский антициклон, влагонесущие потоки связаны в основном с западными циклонами. Зимой основное барическое образование у поверхности земли — Сибирский антициклон, сезонный центр действия атмосферы. Его северо-восточный отрог оказывает влияние на исследуемую территорию в зимний период.

В целом во все сезоны за период с 1970 по 2020 г. преобладал антициклональный тип погоды (18.5 % летом и 27.4 % зимой) (Osipova, Osipov, 2022). По результатам анализа обратных траекторий HYSPLIT, направления переноса влаги в район исследований были разделены на три основные группы: 1) циклоны, смещающиеся с запада и северо-запада; 2) полярные и ультраполярные вторжения арктического воздуха; 3) вторжения тропических воздушных масс морского происхождения (Osipova, Osipov, 2019).

Многолетний мерзлотно-термический режим почвогрунтов и его взаимосвязь с показателями климата приземной атмосферы. На формирование и изменение в пространстве и времени мерзлотно-термического режима почвогрунтов существенное влияние оказывают местные физико-географические факторы, теплофизические свойства самой почвы и почвообразующей породы. Среди климатических показателей, существенно влияющих на сезонное промерзание и температуру почвогрунтов, летом особое место занимает температура приземного слоя воздуха, зимой — температура воздуха и снежный покров.

На рис. 2, а–б, где показаны изменения с глубиной минимальных и максимальных средних месячных температур, на рассматриваемом участке зоны БАМа весьма отчётливо прослеживаются региональные различия: вполне определённо выделяются две группы метеостанций.

Первая относится к Лено-Ангарскому плато и Предбайкальской впадине, где на шести метеостанциях (см. рис. 2, а), анализировались температура и сезонное промерзание в основном

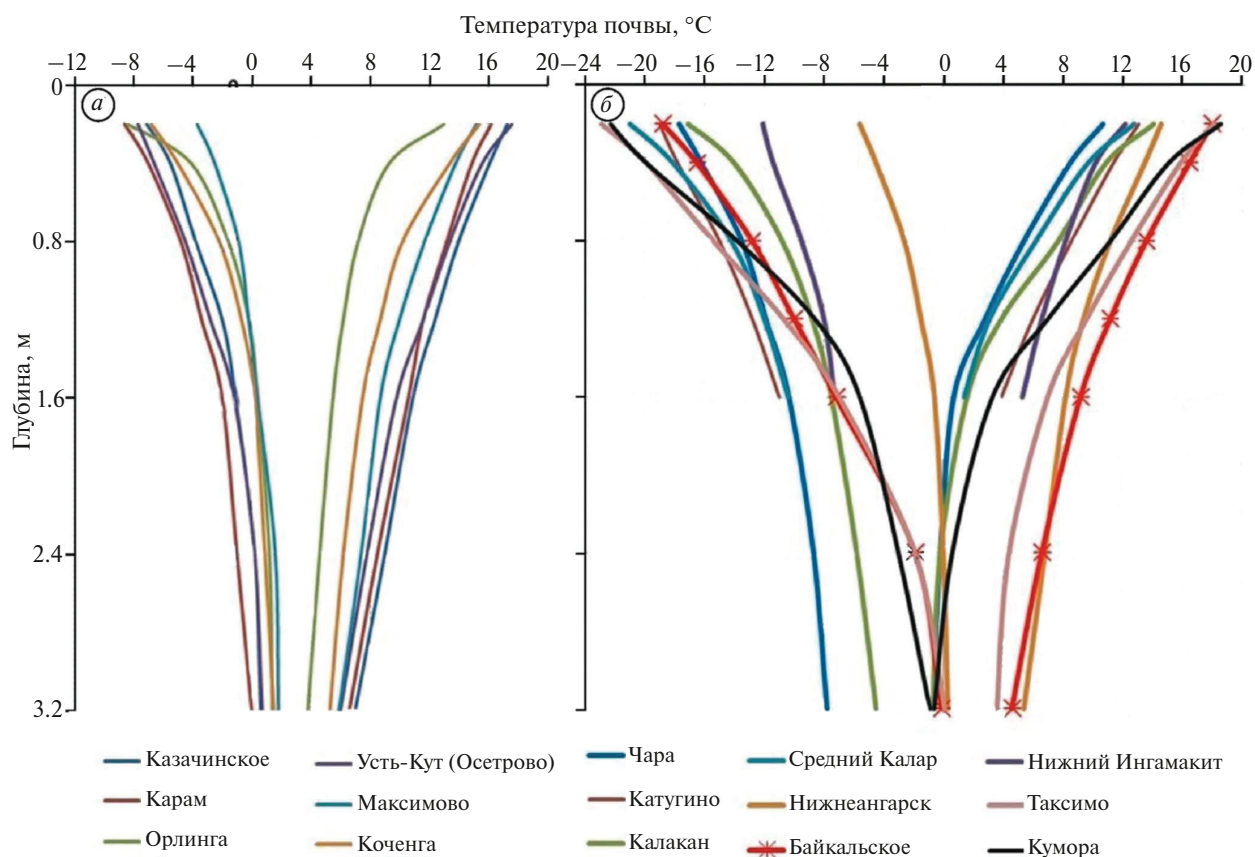


Рис. 2. Вертикальное распределение минимальной и максимальной средней месячной температуры почвы по глубине на западном участке Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (1978–1990): *а* – Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина, *б* – котловины Станового нагорья

Fig. 2. Vertical distribution of minimum and maximum average monthly soil temperature by depth in the western section of the Baikal-Amur railway (1978–1990): *a* – Lena-Angara Plateau and Pre-Baikal Depression, *b* – basins of the Stanovoe Upland

суглинистых почвогрунтов. Вторую выделенную группу метеостанций западного участка зоны БАМ характеризуют показатели девяти метеостанций (см. рис. 2, *б*), расположенных непосредственно в крупных котловинах байкальского типа и в несколько удалённых от трассы БАМ малых котловинах забайкальского типа, являющихся географическими объектами с чёткими границами. В данных физико-географических условиях изменение температуры с глубиной имеет криволинейный характер и определяется сложным гранулометрическим составом почвогрунтового профиля: суглинистыми, супесчаными, песчаными слоями почвы с включением гальки, мелкими и крупными камнями, валунами.

В первой группе минимальные средние месячные температуры на глубине 0.2 м варьируют от -3.7° (Максимова) до -8.6° (Карам), на 3.2 м соответственно от 1.8° до 0.0° C.

Сезонное промерзание достигает глубины 1.3–2.3 м, в единичных случаях (Карам) опускается глубже (см. рис. 2, *а*). Продолжительность нахождения сезонной мерзлоты на глубине 0.2 м составляет шесть месяцев (ноябрь–апрель), на 0.8 м – четыре–пять месяцев (январь–апрель или май). Хотя варьирование зимнего охлаждения почвогрунтовой толщи в пространстве невелико, тем не менее, на площадках метеостанций Коченга, Орлингга, Максимова оно несколько слабее, чем на метеостанциях Усть-Кут (Осетрово), Казачинское, Карам, которые находятся вблизи небольших островов высокотемпературной многолетней мерзлоты (Лешиков, 2004).

Максимальная средняя месячная температура в тех же пунктах наблюдений колеблется от 17.6 до 13.0° C на глубине 0.2 м, и от 7.0 до 4.0° C на 3.2 м. Температура 15° C проникает до глубины 0.2–0.6 м, в самом верхнем слое она

сохраняется в июле—августе или только в июле. Температура 10 °С опускается от 0.4 до 1.8 м; на глубине 0.2 м она отмечается в июне—августе. Как и в случае зимнего охлаждения почвогрунтов, их летнее прогревание дифференцировано на две группы. Для площадок метеостанций со слабым зимним охлаждением почвогрунтов (Коченга, Орлинга, Максимова) характерно слабое летнее прогревание, а более сильно-му зимнему охлаждению (Усть-Кут (Осетрово), Казачинское, Карам), сопутствует более сильное летнее прогревание.

Отмечено, что для первой выделенной группы метеостанций западного участка зоны БАМ зимнее охлаждение и летнее прогревание почвогрунтов умеренное, а тип мерзлотно-термического режима — длительно сезоннопромерзающий с глубиной проникновения отрицательной температуры около 2.3 м и положительной средней годовой температурой по всему профилю. Данный тип мерзлотно-термического режима близок по своим характеристикам к типу территории Транссибирской железной дороги (Усть-Кут — Тайшет) [Трофимова, Балыбина, 2016].

Во второй группе метеостанций (котловины) минимальная средняя месячная температура почвогрунтов существенно различается: на глубине 0.2 м от –6 (Нижнеангарск) до –23 °С (Кумора, Таксимо), на глубине 1.6 м от –1 (Нижнеангарск) до –11 °С (Чара, Средний Калар, Катугино), а на глубине 3.2 м зафиксированы значения в пределах от 0.3 °С (Нижнеангарск) до –8 °С (Чара) (см. рис. 2, б).

Самое слабое зимнее охлаждение характерно для метеостанции Нижнеангарск, расположенной на побережье северной оконечности озёрной Байкальской котловины, где непосредственно и проходит железнодорожная магистраль. Сезонное промерзание здесь опускается до глубины 2.4 м. В верхнем слое оно сохраняется в ноябре—апреле, а на глубине 1.6 м в феврале—мае. На северо-западном побережье котловины (на некотором удалении от трассы БАМ) совершенно иной мерзлотно-термический режим. Отрицательная температура характерна для всего почвогрунтового профиля (метеостанция Байкальское). Особенно низкая минимальная температура в верхнем слое (от –20 °С на 0.2 м до –14 °С на 0.8 м). Сезонная мерзлота на глубине 0.2 м формируется в ноябре и сохраняется до апреля, на глубине 3.2 м значение температуры близкое к 0 °С характерно для марта—июля.

Три другие крупные котловины, которые пересекает БАМ, простираются в северо-восточном направлении. Северная часть озёрной Байкальской котловины сопряжена с сильно заболоченной дельтой р. Верхняя Ангара, соединяющейся непосредственно с Верхнеангарской котловиной. В её пределах ММП характеризуются глубоким залеганием, значительными колебаниями мощности и пестротой распространения в пространстве. В отдельных местоположениях котловины сезонное промерзание с большой долей вероятности смыкается с многолетней мерзлотой. Температура почвогрунтов (метеостанция Кумора — закрыта) на глубине 0.2 м составляет около –22 °С, на 3.2 м около –1 °С. Сезонное промерзание на глубине 0.2 м происходит в октябре—апреле, на глубину 1.6 м проникает в ноябре (декабре) и сохраняется до июля.

Оценка мерзлотно-термического режима в Муйско-Куандинской котловине проводилась по данным измерений на метеостанции Таксимо, расположенной в её юго-западной оконечности на правом берегу р. Муи. В зависимости от ландшафтных особенностей котловины здесь соседствуют талики и ММП. Весьма низкие отрицательные температуры наблюдаются на глубине до 1.2 м (песчаная толща), с глубиной (суглинистая с галькой) температура быстро растёт и на глубине 3.2 м она достигает значений близких к 0 °С, то есть сезонное промерзание распространяется на весь профиль. В самом верхнем слое (до 0.8 м) оно сохраняется в ноябре—апреле, в слое 1.2–1.6 м — в декабре—мае. На глубине 3.2 м близкая к 0 °С температура держится в марте—июле. В данном местоположении ММП могут присутствовать, но они не смыкаются с сезонномёрзлым слоем.

Верхнечарская котловина замыкает цепь крупных котловин байкальского типа в восточной части Станового нагорья. Для котловины характерна своеобразная природная контрастность. В данном аспекте достаточно детально изучены ландшафтное разнообразие (Михеев, 1974), почвенный покров (Кузьмин, 1976), климат и микроклимат (Караушева, 1977) и другие компоненты ландшафта. Формирование атмосферного климата здесь проходит под сильным влиянием котловинного эффекта и мощной температурной инверсии. Суровый, резко континентальный климат, проявляющийся в очень низких зимних и сравнительно высоких летних температурах, обусловил сезонное промерзание почвогрунтов и сохранение многолетней мерзлоты, залегающей здесь почти

повсеместно. Фоновый мерзлотно-термический режим почвогрунтов приводится по метеостанции Чара, расположенной в долине р. Чары. Послойно супесчано-песчаный с прослойками ила и гальки почвогрунтовой профиль имеет весьма низкие отрицательные температуры (на глубине 0.2 м -17.5 , на глубине 3.2 м около -8 °C). Сезонное промерзание на глубине 0.2 м начинается в октябре и сохраняется до апреля. Уже с глубины 2.4 м отрицательная температура держится в течение всего года.

Для более полного представления о мерзлотно-термическом режиме почвогрунтов второй группы метеостанций западного участка зоны БАМа рассмотрены и малые котловины (забайкальский тип), расположенные на некотором удалении от магистрали. В малых котловинах, как и в крупных, отмечены весьма низкие отрицательные температуры почвогрунтов. Усиление охлаждения их происходит в следующей последовательности: метеостанции Нижний Ингамакит, Калакан, Катугино, Средний Калар. На глубине 0.2 м сезонное промерзание длится семь месяцев (октябрь–апрель), на глубине 1.6 м оно начинается в ноябре и сохраняется до июня–июля. В отдельных местоположениях (Калакан, Средний Калар) на глубине 3.2 м отрицательная температура отмечается в течение всего года.

Максимальная средняя месячная температура почвогрунтов, зафиксированная в тех же пунктах наблюдений (включая и малые котловины), варьирует в пространстве в основном от 19 до 11 °C на глубине 0.2 м, от 5.5 до -1.0 °C на глубине 3.2 м. Самое сильное их прогревание характерно для побережья северной оконечности озёрной Байкальской котловины (Нижнеангарск, Байкальское). Здесь положительная температура на глубине 0.2 м отмечается с мая по октябрь, 10 °C проникает до глубины 1.2–1.5 м, 15 °C – до 0.6 м. На глубине 3.2 м картина несколько иная. В Нижнеангарске на данной глубине положительная температура наблюдается в течение всего года, а на метеостанции Байкальское она характерна для августа–февраля. В данную градацию летнего прогревания почвогрунтов можно отнести и Муйско-Куандинскую котловину (Таксимо), хотя летом здесь теплее, чем на побережье Байкала.

Особое прогревание почвогрунтового профиля характерно для отдельных местоположений (Кумора) в Верхнеангарской котловине. А именно: достаточно высокая положительная температура самого верхнего слоя. Глубже она

последовательно снижается, а на глубине 2.6 м уже имеет отрицательные значения в течение всего года.

Самое слабое летнее прогревание почвогрунтов относится к Верхнечарской котловине (Чара). Положительная температура отмечена только до глубины 1.6–2.0 м (сезонно-талый слой). На глубине 0.2 м она наблюдается с мая по сентябрь (иногда и в начале октября). При этом температура 10 °C опускается только до глубины 0.3 м (июль–август). Глубины 1.6 м достигают незначительные положительные значения в августе–октябре, иногда в ноябре. Глубже сохраняется отрицательная температура. Для открытых участков в пределах Верхнечарской котловины характерны сезонно-талые почвогрунты, развивающиеся на многолетнемёрзлых породах.

Малые котловины забайкальского типа (метеостанции Нижний Ингамакит, Калакан, Катугино, Средний Калар) по летнему прогреванию почвогрунтов занимают промежуточное положение. Положительные температуры на 0.2 м держатся в течение мая–сентября, на 1.6 м сохраняются в июле–августе. Температура самого нижнего слоя близка к нулевым значениям.

В целом мерзлотно-термический режим почвогрунтов в каждой из котловин имеет специфические особенности: 1) зимний режим: умеренное охлаждение с положительной температурой глубже 2.4 м (Нижнеангарск) и сильное с температурой от -5 до -8 °C на глубине 3.2 м (Чара, Катугино, Средней Калар, Калакан). В других котловинах – очень сильное охлаждение почвогрунтового профиля сверху, а на 3.2 м температура приближается к 0 °C или слабо отрицательная; 2) летний режим: достаточно высокое прогревание всего почвогрунтового профиля (Нижнеангарск, Байкальское, Таксимо). В других местоположениях слабое прогревание верхней части профиля, а на глубине 3.2 м температура близка к 0 °C или слабо отрицательная.

Мерзлотно-термический режим почвогрунтов в котловинах можно отнести к длительно и глубоко сезоннопромерзающему типу (метеостанции Байкальское, Кумора, Таксимо) и мерзлотному (остальные метеостанции в котловинах). В большинстве случаев средняя годовая температура почвогрунтов отрицательная, что обусловлено наличием многолетней мерзлоты: в Верхнеангарской котловине она занимает около 50 площади котловины, в Муйско-Куандинской

до 80 % в Верхнечарской не менее 90 % территории (Некрасов и др., 1984).

Показатели климата (суммы средних суточных температур приземного слоя воздуха ниже -10 и выше $+10$ °С, средние месячные температуры воздуха января и июля, высота снежного

покрова, годовые суммы атмосферных осадков), определяющие мерзлотно-термический режим почвогрунтов западного участка зоны БАМ приведены на рис. 3.

Отмечено, что в группе метеостанций Лено-Ангарского плато и Предбайкальской впадины

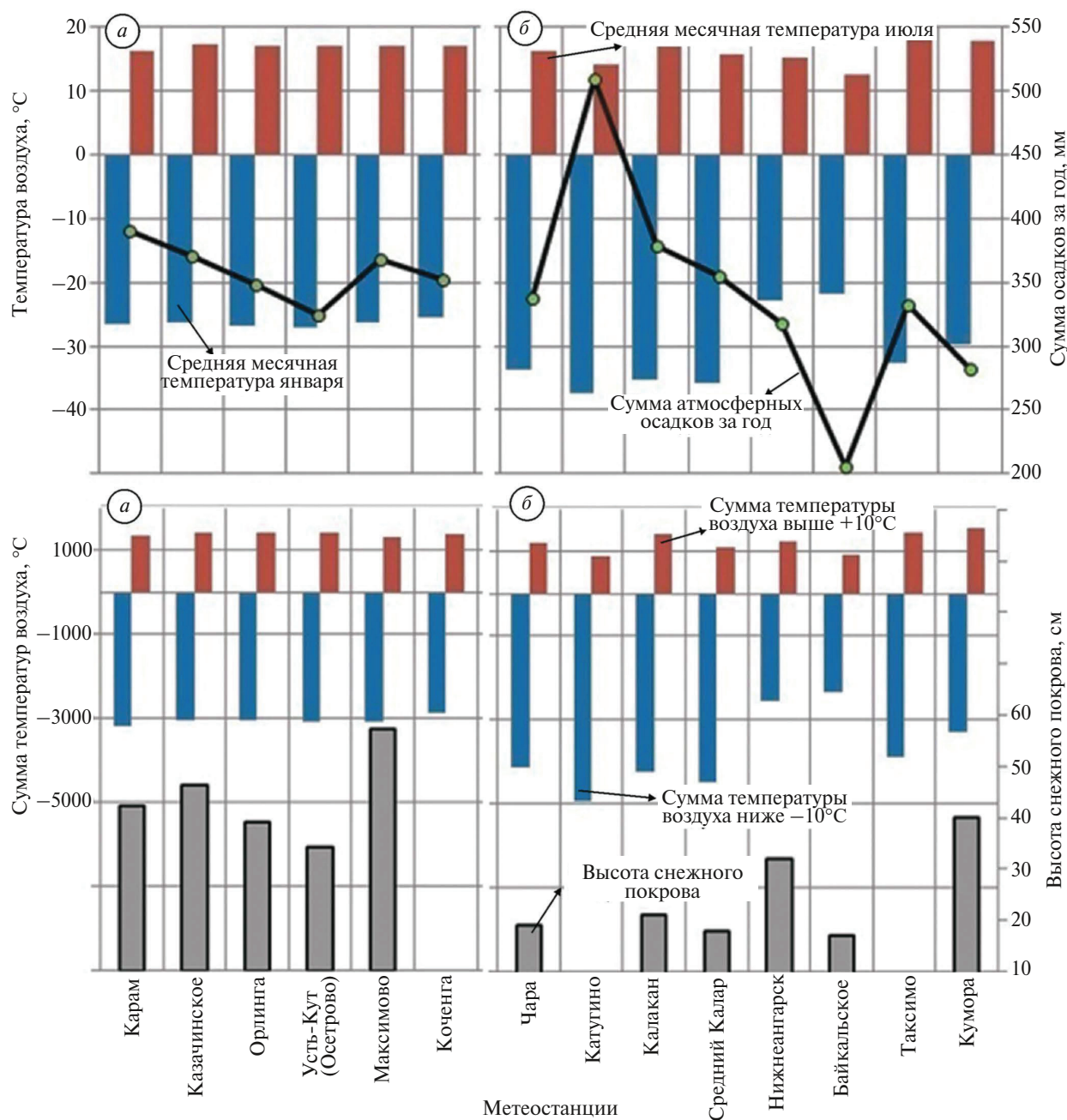


Рис. 3. Показатели климата западного участка зоны БАМ: а – Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина, б – котловины Станового нагорья

Fig. 3. Climate indicators of the western section of the BAM zone: а – Lena-Angara plateau and the Pre-Baikal depression, б – basins of the Stanovoe Uplands

рассматриваемые показатели климата в пространстве изменяются незначительно. А в котловинах климатические условия заметно различаются. На побережье Байкальской котловины (Нижнеангарск, Байкальское) зимой теплее, а летом холоднее, чем в Верхнеангарской (Кумора) и Муйско-Куандинской (Таксимо) котловинах. По термическим условиям выделяются восточные котловины Станового нагорья более сильным выхолаживанием зимой и прогреванием летом. Высота снежного покрова в котловинах ниже, чем на Лено-Ангарском плато, а суммы годовых атмосферных осадков имеют большую изменчивость по территории. Отмеченные

характерные особенности климата и определяют мерзлотно-термический режим почвогрунтов зоны БАМ.

Годовая амплитуда температуры, рассчитанная как разность минимальной и максимальной средних месячных температур за год на всех глубинах почвогрунтового профиля, является одним из показателей термического режима (рис. 4).

Величина годовой амплитуды температуры почвогрунтовой толщи (континентальность) на рассматриваемом западном участке зоны БАМ показала её существенный рост в северо-восточном направлении (Усть-Кут – Чара). Причём изменчивость амплитуды для выделенных

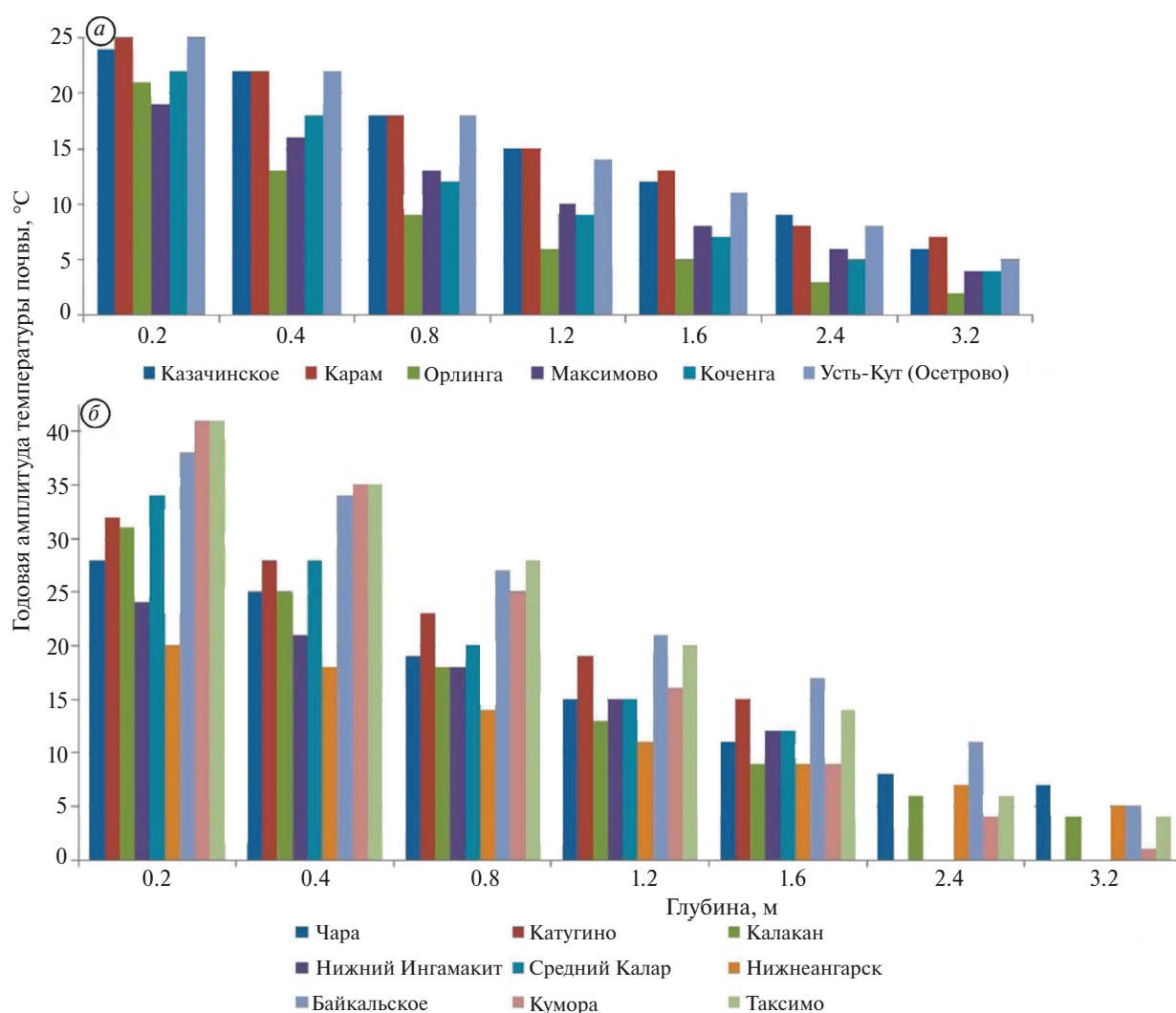


Рис. 4. Годовая амплитуда температуры почвы на стандартных глубинах измерения (1978–1990):

a – Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина, *б* – котловины Станового нагорья

Fig. 4. Soil temperature annual amplitude at standard measurement depths (1978–1990): *a* – Lena-Angara plateau and Pre-Baikal depression, *b* – basins of the Stanovoe Upland

групп метеостанций неодинакова: для Лено-Ангарского плато и Предбайкальской впадины характерно незначительное пространственное разнообразие амплитуды (см. рис. 4, а), а более высокое значение амплитуды отмечено в котловинах Станового нагорья (см. рис. 4, б).

Климатические изменения в системе “приземная атмосфера – почва” в последние десятилетия. Для оценки изменений климата были выбраны ряды средней месячной и средней годовой температуры почвы на глубине 0.8 м за период с 1977 по 2020 г., температуры воздуха, сумм атмосферных осадков за год, высоты снежного покрова за период с 1970 по 2022 г.

Рассчитав корреляционные зависимости между вышеуказанными параметрами на исследуемых метеостанциях, можно сказать, что связь между температурами воздуха и почвы внутри своих сезонных циклов варьирует от умеренной (коэффициент корреляции $r \approx 0.5$) до хорошей ($r \approx 0.8$). В то же время связь с атмосферными осадками практически отсутствует ($r \leq 0.3$). Атмосферные осадки демонстрируют умеренные сезонные зависимости в летние месяцы (корреляции между суммами осадков за июль и август ($r \approx 0.7$)). Отрицательные корреляции между температурой воздуха в мае и атмосферными осадками в марте на метеостанции Чара ($r \approx -0.5$),

возможно, определяются затяжными весенними осадками. Температура почвы на глубине 0.8 м в январе имеет положительную корреляцию с высотой снежного покрова: Казачинское $r \approx 0.5$; Нижнеангарск $r \approx 0.7$; Калакан $r \approx 0.5$; Чара $r \approx 0.8$.

В таблице приведены рассчитанные значения трендов указанных гидрометеорологических показателей. Как можно видеть, практически все значения трендов температуры воздуха и почвы имеют положительный знак. На всех метеостанциях наблюдается потепление в январе и июле. Наибольший рост зимних температур воздуха – Таксимо (+ 0.7 °C/10 лет), Средний Калар (+ 0.6 °C/10 лет). Летнее потепление максимально в Нижнеангарске (+ 0.7 °C/10 лет) и Байкальском (+0.6 °C/10 лет). Для температуры почвы на глубине данные доступны только для части метеостанций. Самый высокий тренд в январе наблюдается в Чаре (+ 1.4 °C/10 лет), а в июле на метеостанции Калакан (+ 1.5 °C/10 лет). Орлинга и Калакан имеют отрицательный тренд в январе (– 0.3 °C/10 лет), что может указывать на локальные аномалии. В то же время тренды средних годовых температур воздуха и почвы демонстрируют единообразие: на всех метеостанциях наблюдается рост температур воздуха на 0.3–0.4 °C/10 лет, температур почвы от 0.02 до 0.8 °C/10 лет. Также обращает на себя внимание увеличение годового количества атмосферных осадков и высоты

Таблица. Значения трендов (ед./10 лет) гидрометеорологических показателей

Table. Trend values (units/10 years) of hydrometeorological indicators

Метеорологическая станция	Температура воздуха, °C			Температура почвы на глубине 0.8 м, °C			$\Sigma R_{\text{год}}$, мм	H , см
	T_I	T_{VII}	$T_{\text{ср.год}}$	T_I	T_{VII}	$T_{\text{ср.год}}$		
Казачинское	+0.4	+0.3	+0.4	+0.7	+0.3	+0.6	+5.1	+2.9
Карам	+0.2	+0.4	+0.3	—	—	—	+1.6	+0.7
Орлинга	+0.4	+0.3	+0.4	–0.3	+0.7	+0.02	+18.5	+0.9
Усть-Кут (Осетрово)	+0.3	+0.6	+0.5	—	—	—	+3.5	—
Максимово	+0.1	+0.4	+0.4	—	—	—	–3.3	+0.9
Чара	+0.4	+0.4	+0.4	+1.4	+0.5	+0.8	+14.6	–0.9
Катугино	+0.3	+0.3	+0.4	—	—	—	+45.5	—
Калакан	+0.5	+0.2	+0.3	–0.3	+1.5	+0.4	+28.3	+1.1
Средний Калар	+0.6	+0.3	+0.4	—	—	—	+19.7	+0.7
Нижнеангарск	+0.3	+0.7	+0.4	–0.08	+0.8	+0.3	+3.0	+0.6
Байкальское	+0.1	+0.6	+0.4	—	—	—	+9.0	—
Таксимо	+0.7	+0.4	+0.5	—	—	—	+8.1	+0.9

Примечание. $\Sigma R_{\text{год}}$, мм – сумма атмосферных осадков за год; H , см – наибольшая декадная высота снежного покрова; T_I – средняя месячная температура в январе; T_{VII} – средняя месячная температура в июле; $T_{\text{ср.год}}$ – средняя годовая температура; — данные отсутствуют.

снежного покрова практически на всех исследуемых метеостанциях.

Таким образом, несмотря на широкое разнообразие мерзлотно-термического состояния почвогрунтов и климатических условий, на западном участке БАМа сохраняется устойчивая тенденция к потеплению. Эта тенденция, в частности, проявляется в интенсивном сокращении ледников хребта Кодар: за последние 160 лет их площадь уменьшилась на 61 % (Osipov, Osipova, 2014). Отмечается ускорение темпов деградации ледников, особенно в последние десятилетия. Так, только за период с 1995 по 2013 г. площадь кодарских ледников сократилась на 43 % (Osipov, Osipova, 2015).

Согласно модельным расчётам (Третий оценочный доклад..., 2022), при определённых сценариях развития климатической ситуации глобальная температура приземного воздуха будет продолжать расти на протяжении всего XXI века.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По оценкам многолетнего мерзлотно-термического режима почвогрунтов до глубины 3.2 м, а также ряда климатических показателей приземного слоя атмосферы на западном участке зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (Усть-Кут — Чара) отчётливо прослеживаются региональные различия. На данной территории выделяются две группы метеостанций.

Первая относится к Лено-Ангарскому плато и Предбайкальской впадине, где характерна незначительная минимальная средняя месячная температура и неглубокое сезонное промерзание почвогрунтов (1.3–2.3 м), что свидетельствует об их умеренном зимнем охлаждении. Максимальная средняя месячная температура и глубина проникновения 10 °С позволяет отнести их летнее прогревание к умеренному. Средняя годовая температура всей почвогрунтовой толщи (0.2–3.2 м) положительная. И зимний, и летний режимы территориально различается незначительно. Тип мерзлотно-термического режима — длительно сезоннопромерзающий.

Вторая группа станций относится к котловинам Станового нагорья. Поскольку котловины имеют индивидуальные особенности (расположение, размер, форма, глубина и т.д.), оценка климатических условий и мерзлотно-термического режима почвогрунтов рассмотрена отдельно по каждой из них. Минимальная средняя месячная температура и сезонное

промерзание почвогрунтов в котловинах имеет широкий диапазон. По этим показателям самое слабое (умеренное) зимнее охлаждение характерно для побережья северной оконечности озёрной Байкальской котловины, обусловленное мягкой зимой и умеренной снежностью. В других котловинах зафиксировано весьма сильное зимнее охлаждение разной степени с глубоким (более 3.2 м) сезонным промерзанием, которое в отдельных местоположениях смыкается с многолетней мерзлотой.

Летнее прогревание почвогрунтов также значительно варьирует в пространстве: самое сильное присуще побережью Байкальской котловины, самое слабое — Верхнечарской котловине, где летом протаивание ограничивается глубиной около 2 м, глубже сохраняется отрицательная температура. С глубины 2.4–2.8 м слабая отрицательная температура зафиксирована и в других котловинах. Разнообразие показателей мерзлотно-термического режима определяет принадлежность территорий к различным типам: длительно и глубоко сезоннопромерзающему, и мерзлотному. Для мерзлотного типа характерны отрицательные среднегодовые температуры на всей глубине почвогрунтового профиля.

Континентальность климата приземной атмосферы и климата почвогрунтов усиливается в северо-восточном направлении. Хотя в котловинах климат может быть как умеренно континентальный, так и резко континентальный.

Отмечено, что происходящие современные изменения температуры приземной атмосферы определяют реакцию температуры почв, а именно: для их многолетних рядов отмечены хорошая согласованность и положительные линейные тренды. Для региона БАМа характерно значительное потепление, особенно зимой. Увеличение осадков в большинстве районов может усиливать риски паводков и эрозии почв. Существуют проблемы с данными (особенно для температуры почвогрунтов), что требует уточнения и верификации.

Происходящие современные климатические изменения в системе “приземная атмосфера — почва” и частичное или полное изменение естественных географических объектов как результат нового этапа строительства железнодорожной магистрали следует рассматривать совместно с позиции охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов. Более того, несколько изменившиеся климатические условия и мерзлотно-термический режим почв

и грунтов целесообразно включать в основу оценки раздельного характера ведения потенциальных хозяйственных мероприятий на разных участках магистрали. Особенно это важно для мерзлотных почвогрунтов котловин с локальными хозяйственными производствами в настоящее время, и в отношении предполагаемой тенденции освоения.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИР (AAAA-A21-121012190059-5).

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the research topic (AAAA-A21-121012190059-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас. Иркутская область: Экологические условия развития. М.: Иркутск: Изд-во Ин-та геогр. им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2004. 90 с.
- Байкало-Амурская железнодорожная магистраль. Геоэкологическая карта масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. И.А. Некрасов. М.: ГУГК, 1979. 2 с.
- Байкало-Амурская железнодорожная магистраль. Климатическая карта масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. И.А. Гольцберг. М.: ГУГК, 1978. 2 с.
- Балыбина А.С., Трофимова И.Е. Подходы к картографированию термического режима почв в условиях контрастного рельефа Забайкалья // Геодезия и картография. 2022. № 10. С. 20–28.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных характеристик снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621201. 2014 // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/snow-cover/> Дата обращения: 24.12.2024.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швеиц Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394. 2015 // Электронный ресурс <http://meteo.ru/data/total-precipitation/> Дата обращения: 24.12.2024.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швеиц Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485. 2014 // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/temperature/> Дата обращения: 24.12.2024.
- Географические исследования в зоне БАМ / Отв. ред. В.Р. Алексеев, В.В. Воробьев. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока, 1976. 127 с.
- Западный участок БАМа: прошлое, настоящее и будущее: очерки истории, географии, культуры. К 50-летию Байкало-Амурской магистрали / Науч. ред. Ю.А. Зуляр. Иркутск: Изд-во Иркутского госуд. ун-та, 2023. 367 с.
- Караушева А.И. Климат и микроклимат района Кодар–Чара–Удокан. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 129 с.
- Климатические особенности зоны БАМ / Отв. ред. Г.И. Галазий, Н.П. Ладейщиков. Новосибирск: Наука, 1979. 144 с.
- Климатические параметры зоны освоения Байкало-Амурской магистрали. Справочное пособие / Отв. ред. Л.Е. Анапольская, И.Д. Копанев. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 133 с.
- Коломыц Э.Г. Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. М., Л.: Наука, 1966. 183 с.
- Кузьмин В.А. Почвы котловин байкальского типа. Иркутск: Ин-т геогр. Сибири и Дальнего Востока, 1976. 144 с.
- Лещиков Ф.Н. Многолетняя мерзлота и сезонное промерзание горных пород. Карта № 47, М 1:2 500 000 // Атлас. Иркутская область: Экологические условия развития. М.; Иркутск: Изд-во Ин-та геогр. СО РАН, 2004.
- Метеорологический ежемесячник (1978–1990 гг.). Новосибирск. Вып. 22. Ч. 2; Чита, Вып. 23. Ч. 2.
- Михеев В.С. Верхнечарская котловина: опыт типологического изучения ландшафта. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1974. 144 с.
- Михеев В.С. Ландшафтно-географическое обеспечение комплексных проблем Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 207 с.
- Некрасов И.А., Ан В.В., Соловьева Л.Н. Мерзлые породы и охрана природы крупных впадин Станового нагорья // Человек и природа в зоне БАМ. Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов. Иркутск, Институт географии СО АН СССР, 1984. С. 46–58.
- Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В., Перлыштейн Г.З., Романовский В.Е., Безделова А.П., Алексютина Д.М., Болотюк А.Н., Хименков М.М., Капралова В.Н., Мотенко Р.Г., Малеева А.Н. Фоновый геоэкологический мониторинг в Северном Забайкалье // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 24–32.
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Санкт-Петербург: Научные технологии, 2022. 124 с.
- Трофимова И.Е., Балыбина А.С. Географические закономерности летнего термического режима почв в Забайкалье // География и природные ресурсы. 2017. № 4. С. 105–113.
- Трофимова И.Е., Балыбина А.С. Классификация и географические закономерности термического режима почв Иркутской области // География и природные ресурсы. 2016. № 4. С. 81–90.

- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.
- Шерстюков А.Б. Массив суточных данных о температуре почвы на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/soil-temperature/> Дата обращения: 24.12.2024.
- Osipov E. Y., Osipova O. P. Glaciers of the Levaya Sygkta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. *Environ. Earth Sci.* 2015. V. 74. № 3. P. 1969–1984. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4352-4>
- Osipov E. Y., Osipova O. P. Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. № 66. P. 167–176. <https://doi.org/10.3189/2014AoG66A135>
- Osipova O. P., Osipov E. Y. Atmospheric circulation processes and precipitation regime in the Northern part of the Baikal Mountain region // *Russia Meteorology, Hydrology*. 2019. V. 44. P. 695–703. <https://doi.org/10.3103/S106837391910008X>
- Osipova O. P., Osipov E. Y. Objective classification of weather types for the Eastern Siberia over the 1970–2020 period using the Jenkinson and Collison method // *Atmosphere Research*. 2022. V. 277. P. 106291. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106291>

Citation: Balybina A. S., Osipova O. P., Trofimova I. E. Thermal regime of frozen soils in the area of the Baikal-Amur Mainline. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 688–702. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040129.

Thermal regime of frozen soils in the area of the Baikal-Amur Mainline (BAM)

© 2025 A. S. Balybina[#], O. P. Osipova, I. E. Trofimova

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

[#]*e-mail: balybina@irigs.irk.ru*

Received April 9, 2025; revised June 16, 2025; accepted September 25, 2025

The results of a study of the long-term climatic changes in the “surface air – soil” system to a depth of 3.2 m in the western section of the Baikal-Amur Mainline (BAM) railway are discussed. The monthly average minimum and maximum ground temperatures and characteristics of seasonal freezing and thawing are considered. There are clear regional differences in climatic conditions for the two groups of weather stations. The first group (Lena-Angara plateau and Pre-Baikal depression) is characterized by moderate winter cooling and summer warming in soils with positive mean annual temperature. The type of permafrost thermal regime is long-term seasonal freezing. The second group (Stanovoy Upland basins) is characterized by both moderate (isolated cases) and strong winter cooling in soils. Deep (more than 3.2 m) seasonal freezing prevails, which in some landscapes merges with permafrost. In summer, the ground warming is moderate and weak. Very weak warming is characterized by thawing only to a certain depth. In most basins, the mean annual temperature is negative throughout the soil profile. The types of permafrost thermal regime in the basins are long-term and deeply seasonally frozen type. Current changes in the climate indicators of the surface air and soil have been identified. Their good consistency has been noted. Positive linear trends in precipitation, air and soil temperatures have been recorded. The BAM region shows significant warming, especially in winter.

Keywords: permafrost thermal regime, soil, climate, plateau, basins, Baikal-Amur Mainline

REFERENCES

- Atlas. Irkutskaya oblast': Ekologicheskie usloviya razvitiya.* Atlas Irkutsk region: Environmental conditions of development. Moscow: Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geography V.B. Sochava SB RAS, 2004: 90 p. [In Russian].
- Baikalo-Amurskaya zheleznodorozhnaya magistral'. Geokriologicheskaya karta m-ba 1:2 500 000. Baikal-Amur railway. Geocryological map of m-ba 1:2500000. Moscow: Main Directorate of Geodesy and Cartography, 1979: 2 p. [In Russian].
- Baikalo-Amurskaya zheleznodorozhnaya magistral. Klimaticheskaya karta m-ba 1:2 500 000. Baikal-Amur

- railway. Climate map of m-ba 1:2500000. Moscow: Main Directorate of Geodesy and Cartography, 1978: 2 p. [In Russian].
- Balybina A.S., Trofimova I.E. Approaches to mapping the thermal regime of soils in the conditions of the contrasting relief of Transbaikalia. *Geodeziya i kartografiya*. Geodesy and Cartography. 2022, 10: 20–28. [In Russian].
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Alexandrova T.M. Description of the data set of snow cover characteristics at meteorological stations in Russia and the former USSR. Certificate of state registration of the database No. 2014621201. 2014. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/snow-cover> (Last access: December, 24 2024) [In Russian].
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Shvets N.V. Description of the data array of monthly precipitation amounts at Russian stations/ Certificate of state registration Database registration No. 2015620394. 2015. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/total-precipitation> (Last access: December, 24 2024). [In Russian].
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., Shvets N.V. Description of the array of data on the average monthly air temperature at Russian stations. Certificate of State registration of the database No. 2014621485. 2014. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/temperature> (Last access: December, 24 2024). [In Russian].
- Geograficheskie issledovaniya v zone BAM*. Geographical research in the BAM zone. Irkutsk: Institute of Geography of Siberia and the Far East of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1976: 127 p. [In Russian].
- Zapadnyi uchastok BAMa: proshloe, nastoyashchee i budushchee: ocherki istorii, geografii, kul'tury. K 50-letiyu Baikalo-Amurskoi magistrali*. The western section of BAM: past, present and future: essays on history, geography, culture. On the 50th anniversary of the Baikal-Amur Mainline. Irkutsk: Irriutsk State University Press, 2023: 367 p. [In Russian].
- Karasheva A.I. *Klimat i mikroklimat raiona Kodar–Chara–Udokan*. Climate and microclimate of the Kodar–Chara–Udokan region. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 129 p. [In Russian].
- Klimaticheskie osobennosti zony BAM*. Climatic features of the BAM zone. Novosibirsk: Nauka, 1979: 144 p. [In Russian].
- Klimaticheskie parametry zony osvoeniya Baikalo-Amurskoi magistrali, Spravochnoe posobie*. Climatic parameters of the Baikal-Amur mainline development zone. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 133 p. [In Russian].
- Kolomyts E.G. *Snezhnyi pokrov gorno-taezhnykh landshaftov severa Zabaikal'ya*. Snow cover of mountain-taiga landscapes of the north of Transbaikalia. Moscow, Leningrad: Nauka, 1966: 183 p. [In Russian].
- Kuzmin V.A. *Pochvy kotlovin baikalskogo tipa*. Soils of Baikal-type basins. Irkutsk: Institute of Geography of Siberia and the Far East of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1976: 144 p. [In Russian].
- Leshchikov F.N. Permafrost and seasonal freezing of rocks. Map No. 47, M 1: 2500000. *Atlas. Irkutskaya oblast': Ekologicheskie usloviya razvitiya*. Atlas. Irkutsk region: Environmental conditions of development. Moscow, Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geography SB RAS, 2004. [In Russian].
- Meteorologicheskii ezhe mesyachniki (1978–1990 gg)*. Meteorological Monthly (1978–1990). Novosibirsk, 22 (2); Chita, 23 (2). [In Russian].
- Mikheev V.S. *Verkhnecharskaya kotlovina: opyt tipologicheskogo izucheniya landshafta*. Verkhnecharskaya hollow: the experience of typological study of the landscape. Novosibirsk: Nauka Siberian Branch, 1974: 144 p. [In Russian].
- Mikheev V.S. *Landshaftno-geograficheskoe obespechenie kompleksnykh problem Sibiri*. Landscape and geographical support of complex problems of Siberia. Novosibirsk: Nauka Publ., 1987: 207 p. [In Russian].
- Nekrasov I.A., An V.V., Solovyova L.N. Permafrost and Nature Conservation in the Large Depressions of the Stanovoye Highland. *Chelovek i priroda v zone BAM. Ohrana okruzhayushchej sredy i racional'noe ispol'zovanie prirodnih resursov*. Man and Nature in the BAM Zone. Environmental Protection and Rational Use of Natural Resources. Irkutsk, Institute of Geography SB USSR Academy of Sciences, 1984: 46–58. [In Russian].
- Sergeev D.O., Stanilovskaya Yu.V., Perl'shtein G.Z., Romanovskii V.E., Bezdelova A.P., Aleksyutina D.M., Bolotyuk A.N., Khimenkov M.M., Kapralova V.N., Motenko R.G., Maleeva A.N. Background geocryological monitoring in Northern Transbaikalia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2016, 20: 3: 24–32. [In Russian].
- Tretii otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiiskoi Federatsii. Obshchee rezyume*. The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General summary. Saint Petersburg: Science—intensive Technologies, 2022: 124 p. [In Russian].
- Trofimova I.E., Balybina A.S. Classification and geographical patterns of the thermal regime of soils of the Irkutsk region. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2016, 4: 81–90. [In Russian].
- Trofimova I.E., Balybina A.S. Geographical patterns of the summer thermal regime of soils in Transbaikalia. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2017, 4: 105–113. [In Russian].
- Florensov N.A. *Mezozoiskie i kainozoiskie vpadiny Pribaikalya*. Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal

- region. Moscow, Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1960: 260 p. [In Russian].
- Sherstyukov A.B.* Array of daily data on soil temperature at depths up to 320 cm according to meteorological stations of the Russian Federation. Obninsk: VNIIG-MI—MCD. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/soil-temperature>. (Last access: December, 12 2024) [In Russian].
- Osipov E.Y., Osipova O.P.* Glaciers of the Levaya Sygkta River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. *Environ. Earth Sci.* 2015, 74 (3): 1969–1984. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4352-4>
- Osipov E.Y., Osipova O.P.* Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (66): 167–176. <https://doi.org/10.3189/2014AoG66A135>
- Osipova O.P., Osipov E.Y.* Atmospheric Circulation Processes and Precipitation Regime in the Northern Part of the Baikal Mountain Region // *Russian Meteorology. Hydrology*. 2019, 44 (10): 695–703. <https://doi.org/10.3103/S106837391910008X>
- Osipova O.P., Osipov E.Y.* Objective classification of weather types for the Eastern Siberia over the 1970–2020 period using the Jenkinson and Collison method. *Atmosphere Research*. 2022, 277: 106291. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106291>

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА. ЧАСТЬ 1. КЛИМАТ, ОКЕАН И МОРСКОЙ ЛЁД

© 2025 г. У. В. Прохорова^{1,*}, Е. В. Блошкина¹, М. С. Махотин¹, А. В. Весман¹,
А. В. Терехов¹, А. Л. Борисик¹, К. В. Ромашова¹, Р. А. Чернов²,
И. И. Василевич¹, В. Э. Демидов¹

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Поступила в редакцию 06.05.2025 г.

После доработки 07.07.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Дана актуальная оценка состояния природной среды арх. Шпицберген в первой четверти XXI века. В последние десятилетия регион переживает значительные экологические изменения, обусловленные быстрым потеплением, связанным с арктическим усилением, при котором темпы роста температуры превышают среднемировые показатели в несколько раз. В результате различные компоненты локальной экосистемы претерпевают трансформации. В первой части статьи рассматриваются ключевые природные факторы: климат, океанология и морской лёд. В ней рассматриваются современные тренды приземной температуры воздуха и морского льда, динамика залива атлантических вод во фьорды архипелага. Несмотря на сравнительную изученность арх. Шпицберген, остаются значительные пробелы в знаниях, обусловленные техническими и методологическими трудностями. Проблемы включают разрозненные и неточные данные об атмосферных осадках, нехватку круглогодичных океанографических наблюдений и недостаточное понимание воздействия атлантических вод на фьорды. Эти аспекты открывают перспективы для будущих исследований, с особым акцентом на междисциплинарные подходы, которые помогут лучше понять механизмы экосистемных изменений на фоне климатических изменений.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, изменения климата, полярное усиление, атлантификация, морской лёд

DOI: 10.7868/S2412376525040139

ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Шпицберген, расположенный в высоких широтах Арктики (76.5°–81 с.ш., 10°–32° в.д., площадь 61 тыс. км²), находится на стыке различных по характеристикам воздушных и водных масс и испытывает сильное отопляющее влияние Атлантики (Nilsen et al., 2008; Merchel, Walczowski, 2020). Ввиду этого процессы, вызванные потеплением климата на Шпицбергене, чрезвычайно динамичны, что делает архипелаг важным объектом в изучении отклика компонентов природной среды Арктики на глобальное потепление.

Несмотря на расположение за полярным кругом, Шпицберген — один из наиболее изученных

архипелагов высокоширотной Арктики. Благодаря относительно мягким, по сравнению с более восточными островами, климатическим условиям и наличию полезных ископаемых, на протяжении XX–XXI веков здесь существуют постоянные населённые пункты (в настоящее время связанные с материком регулярными авиарейсами), а также функционируют круглогодичные научные стационары. Регулярные наблюдения за природной средой арх. Шпицберген начались в 1970–80-х годах, а к концу 1990-х — началу 2000-х годов были зафиксированы первые признаки климатически обусловленных изменений в её ключевых компонентах (Nordli et al., 2014). На фоне значительно ускоряющихся темпов потепления (Isaksen et al., 2022), особенно

заметного в районе архипелага, возникла потребность сделать обобщение результатов исследований, полученных в последние 20 лет.

Цель работы – краткое обобщение современного состояния и динамики основных элементов природной среды архипелага, демонстрирующих наиболее отчётливый отклик на климатические изменения в первой четверти XXI века. В первой части статьи рассматриваются климат, океан и морской лёд.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Климат. Климат арх. Шпицберген определяется множеством факторов: расположением островов за северным полярным кругом в арктическом поясе, особенностями региональной атмосферной циркуляции, горным рельефом, наличием крупных заливов, влиянием тёплых и холодных океанических течений, динамикой морского льда. Все эти факторы в комплексе делают климат архипелага довольно неоднородным.

По распределению климатических параметров на территории Шпицбергена (Hanssen-Bauer и др., 2019) ранее было предложено выделить три основных физико-географических области (рис. 1): юго-западную, включающую часть о. Западный Шпицберген к югу от Исфьорда; северо-западную, включающую часть о. Западный Шпицберген к северу от Исфьорда и к западу от Вейдефьорда; восточную, включающую территории восточнее Вейдефьорда (Земля Улафа V, о. Эдж и о. Северо-Восточная Земля). Юго-западная область характеризуется относительно мягким климатом и большим количеством осадков, в то время как наиболее суровая область архипелага – восточная, с наименьшими температурами воздуха и количеством осадков, а также наибольшими наблюдаемыми скоростями ветра. Получить представление о современной внутригодовой изменчивости метеорологических параметров по трём областям можно по данным действующих метеостанций, которые были взяты из архива European Climate Assessment & Dataset project. Осреднение за период 2000–2024 гг. показано на рис. 2 (осадки на графиках не показаны из-за малого количества наблюдений).

Не меньший интерес представляет межгодовая изменчивость основных метеорологических параметров на архипелаге. Шпицберген – район, где потепление идёт беспрецедентными темпами

(IPCC, 2023), в 2–3 раза превышающими среднемировые из-за эффекта “арктического усиления”, имеющего максимум в Баренцевоморском регионе, т.е. вблизи архипелага (Nordli et al., 2014; Алексеев, 2015; Gjeltén et al., 2016; Isaksen et al., 2022). Так, на временном отрезке 1971–2017 гг. тренды в приземной температуре воздуха в летний сезон составляли $0.35\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в зимний – $1.58\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие (Hanssen-Bauer et al., 2019). Подобное различие между величиной потепления в разные сезоны года привело к существенному снижению контраста между температурами тёплого и холодного сезонов.

Тренды в приземной температуре воздуха также различаются в пространстве. Для трёх выделенных ранее по климатическому районированию областей архипелага (см. рис. 1) тренды температуры воздуха, рассчитанные на основе реанализа Sval_Imp, составили 1.78 и $0.61\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие для восточной части (зима и лето соответственно), для северо-западной – 1.38 и $0.51\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, и для юго-западной – 1.27 и $0.51\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие (Hanssen-Bauer et al., 2019). Таким образом, наибольшему потеплению в последние десятилетия была подвержена самая суровая в климатическом отношении часть архипелага с наибольшей долей оледенения.

Изменение температуры воздуха – не единственный климатический фактор, приводящий к изменениям природной среды Шпицбергена. По данным (Førland et al., 2020), количество осадков на Шпицбергене также росло, в среднем на 30–40 % за последние 50 лет. В долгосрочной же перспективе, согласно прогнозам (Hanssen-Bauer et al., 2019), общее количество осадков на архипелаге к концу XXI века может увеличиться на 65 %, причём зимой рост осадков будет особенно выраженным. Тем не менее такое увеличение не приводит к росту аккумуляции на ледниках архипелага из-за значимого снижения доли снега в общем количестве осадков, вызванного зимним потеплением (Førland et al., 2020). Исследования (Wickström et al., 2020) подтверждают, что также значительно возросло количество жидких осадков в зимнее время.

Одним из драйверов наблюдаемых климатических изменений исследователи называют изменения в атмосферной циркуляции, которые приобретают всё более заметный характер. В частности, в период 1986–2015 гг. наблюдалось усиление юго-западных ветров, способствующее адвекции тёплых воздушных масс на Шпицберген (Pilguj et al., 2019). А согласно региональному моделированию в рамках проекта



Рис. 1. Физико-географическая карта арх. Шпицберген с основными топонимами, упоминаемыми в статье. Сокращения: ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; ПТ – Прибрежное течение, ВШТ – Восточно-Шпицбергенское течение. Применены картографические данные Норвежского полярного института и батиметрические данные GEBCO

Fig. 1. Physical-geographical map of the Spitsbergen archipelago with the main toponyms mentioned in the article. Abbreviations: WSC – West Spitsbergen Current, PT – Coastal Current, ESC – East Spitsbergen Current. Cartographic data from the Norwegian Polar Institute and bathymetric data from GEBCO were used

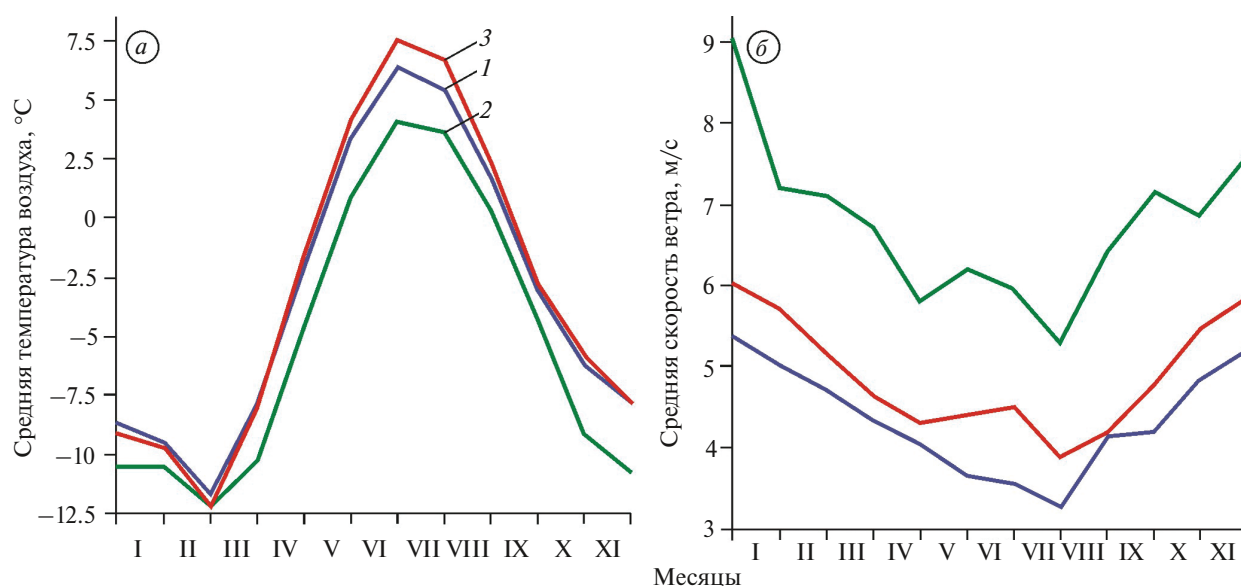


Рис. 2. Сезонный ход метеопараметров за период с 2000 по 2024 г.: температура воздуха на уровне 2 м (среднемесячная) (а); скорость ветра на высоте 10 м (средняя); по данным метеостанций архипелага Шпицберген (European Climate Assessment & Dataset project) (б).

1 — северо-запад, 2 — восток, 3 — юго-запад

Fig. 2. Seasonal variations in meteorological parameters for the period from 2000 to 2024: air temperature at 2 meters (а); wind speed at 10 meters; according to weather stations on the Svalbard archipelago (European Climate Assessment & Dataset project) (б).

1 — North-West, 2 — East, 3 — South-West

Arctic-CORDEX (Akperov et al., 2019), в XXI веке ожидается дальнейшее усиление циклонической активности в Арктике, особенно в осенне-зимний период, с ростом частоты и интенсивности циклонов, проникающих в Баренцевоморский регион. Это также ведёт к адвекции тёплого и влажного воздуха с Атлантики, особенно в холодное время года, и, как следствие, к интенсификации арктического усиления, росту температуры воздуха и увеличению количества осадков, в том числе в виде зимних дождей.

Современные изменения климата отражаются и на структуре теплового баланса архипелага. Поскольку тепловой баланс поверхности определяет таяние, наиболее изучены вопросы теплообмена в снежном покрове (Сосновский, Чернов, 2021), для сезонно-талого слоя (Grünberg et al., 2024) и для ледников. Так, для ледников западной части архипелага известно, что в среднем за сезон абляции (с мая по сентябрь) основным источником энергии для таяния служит поглощённая солнечная радиация (порядка 80–90 % вклада), а роль турбулентных потоков менее значима (10–20 %) (Zou et al., 2021; Prokhorova et al., 2023). Однако за последние несколько лет, ставших рекордными

по абляции, роль турбулентного теплообмена в структуре баланса возросла. Недавние исследования показывают, что существенный рост турбулентных потоков в отдельные периоды, вызываемый экстремальными погодными явлениями, приводит к рекордному поверхностному таянию ледников Шпицбергена и усилению талого стока (Aas et al., 2016; Prokhorova et al., 2025).

Океан. Фьорды — связующее звено между океаном и сушей благодаря процессам кросс-шельфового обмена, перемешивания вод и их циркуляции внутри фьордов. Фьорды острова Западный Шпицберген, расположенные в зоне активного взаимодействия тёплых, солёных атлантических и холодных, более пресных арктических вод, являются чувствительными индикаторами изменений окружающей среды.

Океанографические условия фьордов Западного Шпицбергена определяются Прибрежным течением (далее — ПТ) и Западно-Шпицбергенским течением (далее — ЗШТ; см. рис. 1). ПТ — продолжение Восточного-Шпицбергенского течения (далее — ВШТ), переносящего холодные арктические воды (далее — АрВ) из Баренцева моря, в то время как ЗШТ переносит более тёплые и солёные атлантические воды (далее — АВ)

из Норвежского моря (см. рис. 1). Эти две водные массы разделены полярным фронтом (Nilsen et al., 2016).

В последние десятилетия АВ в ЗШТ имеют тенденцию к потеплению (Walczowski et al., 2017; Tverberg et al., 2019). По результатам круглогодичных наблюдений в проливе Фрама на разрезе вдоль 78.5° с.ш. с 1997 по 2010 г. рост средней температуры АВ составил 0.06 °C в год (Beszczynska-Möller et al., 2012), а ежегодные измерения на разрезе вдоль 76.5° с.ш. в летние месяцы (июнь–июль) с 1997 по 2016 г. выявили увеличение температуры на 0.045 °C в год в поверхностном слое (0–500 м) ЗШТ (Merchel, Walczowski, 2020). Было зафиксировано значительное увеличение присутствия АВ на шельфе к юго-западу от Шпицбергена в летние периоды между 1999 и 2020 гг., причём в последние десять лет этот процесс стал особенно заметным. За этот период была выявлена положительная тенденция в 8% в год в присутствии АВ, с сопутствующим уменьшением АрВ (Strzelewicz et al., 2022) (рис. 3).

Подобные изменения оказывают влияние на рост температуры и солёности вод фьордов Западного Шпицбергена (Tverberg et al., 2019; Skogseth et al., 2020; Bloshkina et al., 2021; Strzelewicz et al., 2022). С точки зрения океанографических условий наиболее изучены (с юга на север, см. рис. 1): Хорнсунн (Prominska et al., 2018; Strzelewicz et al., 2022), Исфьорд (Nilsen et al., 2016, Skogseth et al., 2020, Bloshkina et al., 2021) и Конгсфьорд (Tverberg et al., 2019; De Rovere et al., 2022). Эти фьорды соединены

с континентальным шельфом глубоководными желобами, через которые при определённых условиях (отсутствии горизонтального градиента плотности между водами фьорда и шельфа Западного Шпицбергена, ветровом форсинге) происходит адвекция АВ и других водных масс внутрь фьордов. Исходя из особенностей рельефа наиболее благоприятным для залива АВ с шельфа является Исфьорд (Nilsen et al., 2016). Менее всего, несмотря на своё южное расположение, подвержен влиянию АВ Хорнсунн, так как его впадина довольно узкая и мелкая; кроме того, полярный фронт здесь более выражен (Promińska et al., 2018).

Водные массы фьордов Западного Шпицбергена хорошо изучены (Svendsen et al., 2002; Tverberg et al., 2019). В весенне-летний период в результате таяния морского льда, солнечного нагрева и поступления пресной воды от ледников и рек образуется поверхностная вода (ПВ, $t > 1$ °C, $S < 34$). Осенью и зимой воды фьорда охлаждаются из-за отдачи тепла в атмосферу, что вызывает конвективные процессы и образование локальной воды (ЛВ, $t < 1$ °C) с солёностью, изменяющейся в широком диапазоне в зависимости от места её формирования. В этот же период в результате образования морского льда и выделения рассола формируется зимняя вода (ЗВ, $t < -0.5$ °C, $S > 34.4$), которая обычно опускается к донным впадинам, и её остатки можно найти даже летом. Промежуточные воды (ПрВ) и трансформированные атлантические воды (ТАВ, $1.0 < t < 3.0$ °C, $S > 34.7$) формируются как

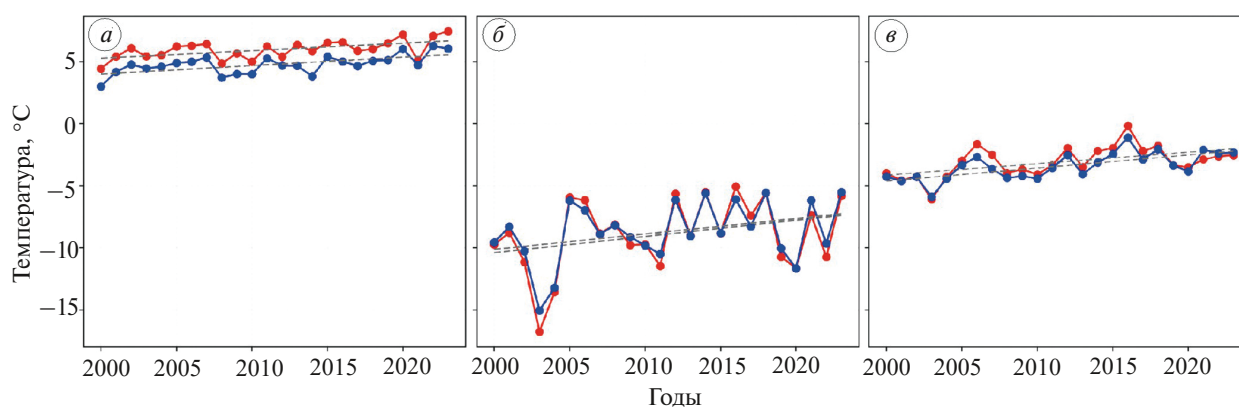


Рис. 3. Межгодовая изменчивость температуры воздуха в юго-западном (красная линия) и северо-западном (синяя линия) регионах за период с 2000 по 2024 г.: летняя (июнь–август) (а); зимняя (декабрь–февраль) (б); среднегодовая, по данным метеостанций архипелага Шпицберген (European Climate Assessment & Dataset project) (в)

Fig. 3. Interannual variability of air temperature in the southwestern (red line) and northwestern (blue line) regions for the period from 2000 to 2024: summer (June–August) (a); winter (December–February) (b); average annual, according to weather stations on the Svalbard archipelago (European Climate Assessment & Dataset project) (c)

во фьордах, так и на шельфе. ПрВ представляет собой смесь ПВ и воды, находящейся ниже, которая может быть АВ ($t > 3^\circ\text{C}$, $S > 34.9$), ТАВ или ЛВ во фьордах, АВ, ТАВ или АрВ — на шельфе.

Исследования в конце XX — начале XXI вв. (Svendsen et al., 2002; Cottier et al., 2005) в Конгсфьорде и Исфьорде указывали на то, что фьорды Шпицбергена имеют бимодальное распределение океанографических условий: АВ доминируют в конце лета, а локальные водные массы и АрВ — зимой. Отсутствие АВ в зимний период связано с тем, что зимняя конвекция в сочетании с образованием морского льда создавала плотные воды, препятствовавшие проникновению АВ (Nilsen et al., 2008). Однако дальнейшие наблюдения показали, что с 2006 г. заток АВ на шельф и во фьорды начали происходить и в зимние месяцы (Tverberg et al., 2019; Skogseth et al., 2020). В Исфьорде произошёл сдвиг в летней вертикальной структуре вод: если до 2006 г. АВ обычно наблюдались в придонном слое, то затем их стали фиксировать на меньших глубинах, при этом толщина слоя АВ увеличилась (Skogseth et al., 2020).

Многолетние наблюдения с 1994 по 2016 г. в Конгсфьорде позволили выделить три характерных сценария формирования водных масс в зимний период, которые затем обуславливают особенности летних океанографических условий во фьорде (Tverberg et al., 2019): “Winter Deep” и “Winter Intermediate” и “Winter Open” (рис. 4). Первые два типа зим наблюдались до 2006 г., все зимы третьего типа были зафиксированы после 2006 г. (2007–2008 гг., 2012–2014 гг.). Во время зим типа “Winter Deep” глубокая конвекция в сочетании с образованием морского льда приводит к формированию плотных ЗВ, которые препятствуют проникновению АВ во фьорд. Летний заток АВ начинается, когда горизонтальный градиент плотности между водами фьорда и шельфа ослабевает, что приводит к адвекции АВ в промежуточных слоях. Во время зим типа “Winter Intermediate” зимняя конвекция достигает промежуточных глубин, обычно формируя очень холодные промежуточные воды. Летом АВ распространяются во фьорде в придонном слое. Зимой типа “Winter Open” конвекция формирует очень плотные воды, и заток АВ происходит в поверхностном слое. После таких зим АВ

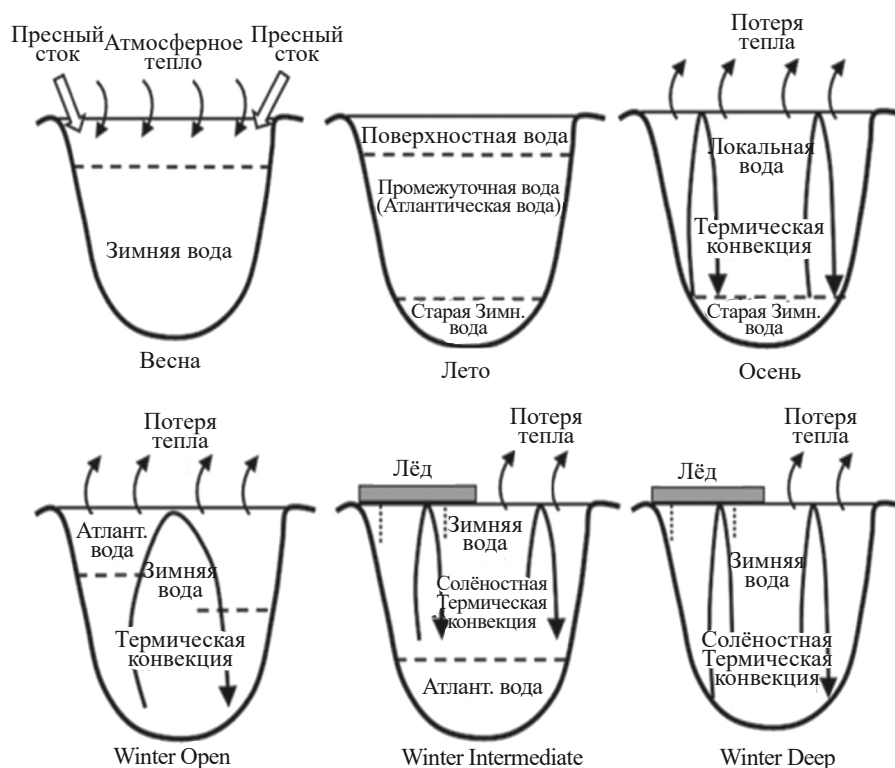


Рис. 4. Сезонный цикл стратификации в Конгсфьорде, с изменениями (Tverberg et al., 2019)

Fig. 4. Seasonal stratification cycle in Kongsfjorden, with modifications (Tverberg et al., 2019)

Таблица. Значения температуры и солёности во фьордах Западного Шпицбергена

Table. Temperature and salinity trend values in the fjords of Western Spitsbergen

Фьорд	Данные	Значения тренда	Период наблюдений
Хорнсунн (Strzelewicz et al., 2022)	Средняя/минимальная температура в слое ЗВ	0.03 ± 0.01 °C в год / 0.04 ± 0.02 °C в год	Лето 2001–2019 гг.
Исфьорд (Skogseth et al., 2020)	Средневзвешенная температура зима/лето	0.9 ± 0.3 °C в год / 1.2 ± 0.4 °C в год	Лето 1997–2017 гг.
	Средневзвешенная солёность зима/лето	0.021 ± 0.006 в год / 0.015 ± 0.01 в год	Зима 1997–2017 гг.
Конгсфьорд (De Rovere et al., 2022)	Температура на глубине 35 м/85 м	0.13 °C в год / 0.06 °C в год	2010–2020 гг.
	Солёность на глубине 85 м	0.03 PSU в год	
Конгсфьорд (De Rovere et al., 2022)	Средняя температура по глубине	0.26 °C в год	Самые тёплые месяцы 2010–2020 гг.

летом наблюдаются на незначительной глубине. В работе Skogseth et al. (2020) аналогичная связь между сценариями формирования водных масс в зимний период и особенностями летних океанографических условий была описана и для Исфьорда (период наблюдений 1987–2017 гг.).

Отмечено, что Хорнсунн в меньшей степени подвержен влиянию АВ. Однако в последние годы в летний период в Хорнсунне наблюдалось увеличение ТАВ во фьорде, что отражает доминирование АВ на шельфе. Летом 2014 г. АВ были обнаружены внутри основного бассейна фьорда, а ТАВ достигли его внутренней части, что сделало этот год самым тёплым за период 2001–2015 гг. (Prominska et al., 2018). Также обнаружено снижение частоты формирования ЗВ.

Во всех трёх фьордах было зафиксировано повышение средних значений температуры и солёности вод (таблица).

Морской лёд. В XIX и XX веках морской ледяной покров в северной и восточной частях архипелага Шпицберген часто был многолетним (Divine, Dick, 2006; Dahlke et al., 2020). В некоторые годы была покрыта льдом даже большая часть Гренландского моря, а кромка льда располагалась между островами Ян-Майен и Медвежий (Dahlke et al., 2020). Современные ледовые условия в этом районе принимают всё более сезонный характер. В частности, в проливе Фрама и прилегающих водах Шпицбергена динамика и площадь морского льда зависят от крупномасштабного ветрового переноса льда, либо из Центральной Арктики (трансарктический перенос),

либо из Баренцева моря (Vinje et al., 1998; Smedsrud et al., 2017), а также от океанических течений (Dahlke et al., 2020). Благодаря совместному действию этих факторов, к северу от архипелага формируется шельфовая прибрежная полынья “Залив Китобоев”, которая существует круглый год, и здесь поступают наиболее тёплые АВ во всём Арктическом бассейне. Поток тепла из океана в атмосферу в этом районе оценивается в $200\text{--}500$ Вт/м², а перемешивание между АВ и более холодными окружающими водами обеспечивает достаточно тепла, чтобы поддерживать эту область свободной ото льда (Onarheim et al., 2014; Весман, Иванов, 2022).

Ледовые условия в районе архипелага Шпицберген крайне динамичны, однако всё их многообразие можно объединить в четыре типа (рис. 5): 1) район к северу от Шпицбергена полностью покрыт льдом; 2) кромка льда проходит к северу от архипелага; 3) существование полыньи “Залив Китобоев”; 4) промежуточный тип с образованием “прохода” в Баренцево море между кромкой льда и побережьем архипелага (Весман, Иванов, 2022). До середины 1990-х годов наиболее характерным был первый тип ледовых условий. С 1997 г. отмечается перестройка системы, когда преобладающим типом становится второй, с полыней “Залив Китобоев” (Весман, Иванов, 2022). Повторяемость возникновения этой полыньи со временем растёт, в то время как полное покрытие льдом исследуемой области существенно снижается с конца 1980-х годов. Северное побережье Шпицбергена также начинает регулярно полностью очищаться ото льда с середины 1990-х

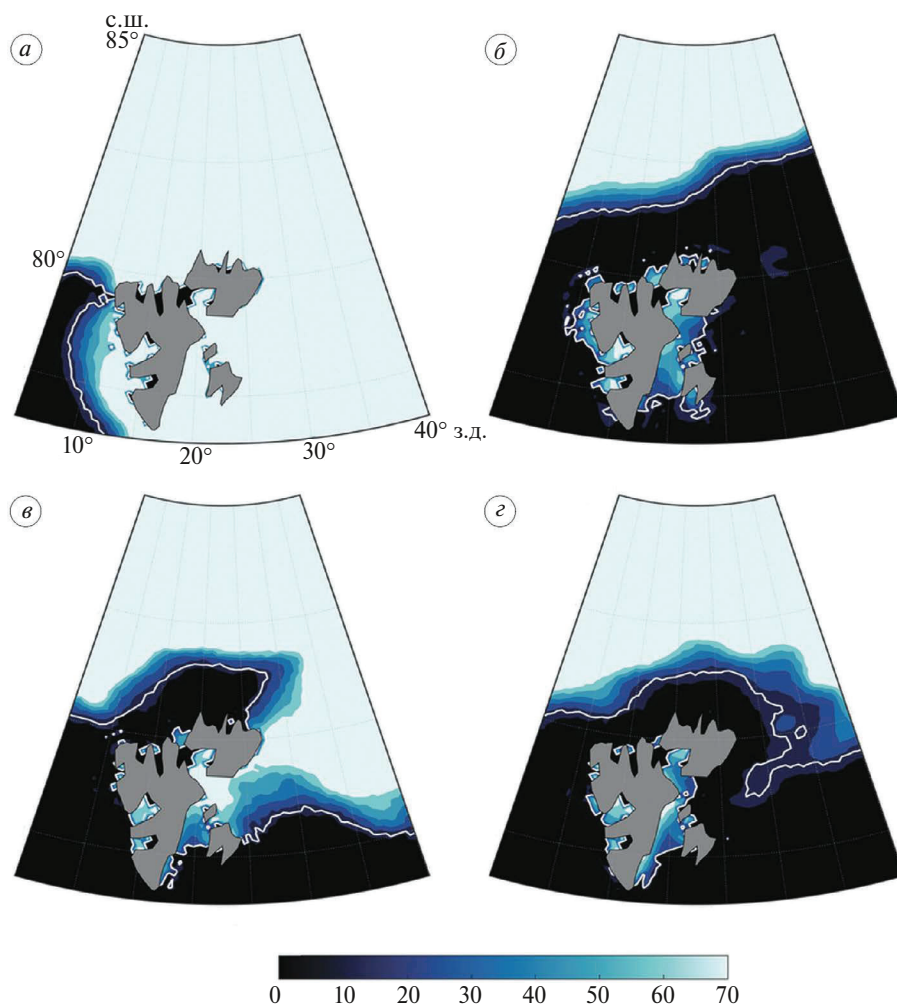


Рис. 5. Типичные ситуации распространения морского ледяного покрова к северу от архипелага Шпицберген: тип 1 (а); тип 2 (б); тип 3 (в); тип 4 (з). Цветовая шкала: сплоченность льда, % (по Весман и Иванов, 2022)

Fig. 5. Typical situations of sea ice cover distribution north of the Svalbard archipelago: Type 1 (a); Type 2 (b); Type 3 (v); Type 4. (z). Colour scale: ice concentration, % (Vesman, Ivanov, 2022)

годов. Переходный тип ледовых условий наблюдается лишь в отдельные годы.

В площади ледяного покрова наблюдается ярко выраженный отрицательный тренд. Авторы (Falk-Petersen et al., 2015) отмечают, что наблюдаемое снижение площади морского льда интенсифицирует апвеллинг АВ вдоль северного склона архипелага. Помимо тенденции к увеличению площади открытой воды к северу от Шпицбергена, в ледовитости также выделяются характерные колебания в 2–3 и 5–6 лет (Весман, Иванов, 2022).

Для наземных компонентов природной среды Шпицбергена важна ледовитость не только морей, окружающих архипелаг, но также внутренних фьордов. В исследовании (Dahlke et

al., 2020) показана пространственно-временная неоднородность ледовых условий во фьордах архипелага и вокруг них: так, морской лёд начинается формироваться в ноябре в восточных фьордах Северо-Восточной Земли, а затем распространяется в пролив Хинлопена и далее на юг. Обычно к январю лёд полностью покрывает фьорды, а к апрелю площадь морского льда достигает максимума в восточной части Шпицбергена. Подробный анализ ледовых условий для отдельных фьордов представлен в работах: Gerland, Hall (2006) (Конгсфьорд, Ван-Мейенфьорд и Хорнсунн); Nøyland (2009) (Ван-Мейенфьорд); Zhuravskiy et al. (2012) (Грёнфьорд), Muckenhuber et al. (2016) (Исфьорд и Хорнсунн); Pavlova et al. (2019) (Конгсфьорд) и др.

Для всех перечисленных фьордов наименьшая площадь покрытия морским льдом характерна в сентябре, тогда как максимум наблюдается в марте—апреле. Некоторые фьорды и проливы, расположенные вдоль западного побережья Шпицбергена, где температура воздуха значительно выше, чем в других частях архипелага, практически свободны ото льда с июня—июля по ноябрь (Dahlke et al., 2020). Кроме того, замерзанию этих водных объектов препятствует и приток более тёплых и солёных АВ, в то время как на юг архипелага приносит лёд и холодные воды Восточно-Шпицбергенское течение. В результате зимний максимум покрытия фьордов морским льдом на западном побережье обычно не превышает 50–60 %, тогда как на востоке и северо-востоке этот максимум превышает 80 % (Dahlke et al., 2020).

Ван-Мейен-фьорд, Экманфьорд, Биллефьорд и Темпельфьорд можно рассматривать как промежуточные случаи. Летом они почти свободны ото льда, но зимой их покрытие льдом превышает 80 % (Dahlke et al., 2020). Все они, будучи расположенными в центральной части Шпицбергена, глубже вдаются в сушу и, вероятно, имеют более континентальный климат (низкие зимние температуры), большие объёмы пресной воды в период замерзания и локальные ветровые режимы.

Исследованию припайного льда посвящена работа Urbański и Litwicka (2022). В период с 1973 по 2000 г. фьорды северного Шпицбергена, бухты восточного побережья и как минимум половина площади фьордов Западного Шпицбергена были покрыты припаем в течение 4–5 месяцев (рис. 6). В первой четверти XXI века этот период сократился на 1–3 месяца, с наиболее значительными изменениями в западной и северной областях архипелага. Модельные расчёты показывают, что повышение средней температуры воздуха на 2 °С сократит продолжительность существования припая примерно в четыре раза по сравнению с текущими значениями (Urbański, Litwicka, 2022).

Что касается долговременных тенденций в площади морского льда, Dahlke с соавт. (2020) выделяют три основных региональных закономерности: на западном побережье архипелага — отсутствие или слабое сокращение площади морского льда до 2000 г., с ускорением сокращения в последние годы; на севере и северо-западе — увеличение площади морского льда в 1980–1990 гг., за которым последовало резкое сокращение; на северо-востоке — почти полное покрытие морским льдом до 2010 г., с резким сокращением в последние годы.

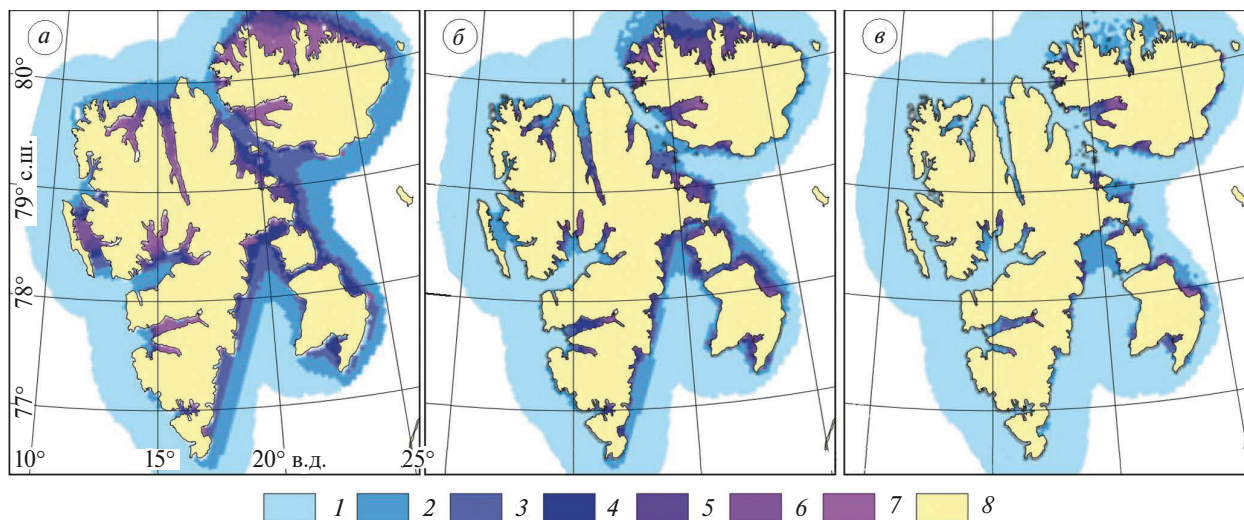


Рис. 6. Осреднённая продолжительность существования припая в районе архипелага Шпицберген: ледовые сезоны 1973–2000 гг. (а); ледовые сезоны 2005–2019 гг. (б); прогноз при условии повышения средней температуры воздуха зимой на 2 °С (по Urbański & Litwicka, 2022) (в). 1 – менее недели, 2 – от недели до месяца, 3 – 1–2 месяца, 4 – 2–3 месяца, 5 – 3–4 месяца, 6 – 4–5 месяцев, 7 – более 5 месяцев, 8 – суша

Fig. 6. Average duration of fast ice existence in the Svalbard archipelago area: ice seasons of 1973–2000 (a); ice seasons of 2005–2019 (b); forecast assuming an increase in average winter air temperature by 2 °C (Urbański, Litwicka, 2022) (c). 1 – Less than a week, 2 – from a week to a month, 3 – 1–2 months, 4 – 2–3 months, 5 – 3–4 months, 6 – 4–5 months, 7 – more than 5 months, 8 – land

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменения природной среды архипелага Шпицберген, особенно усилившиеся на рубеже 1990–2000-х годов, тесно связаны с потеплением, которое представляет собой одно из наиболее наглядных проявлений глобальных климатических изменений последних десятилетий. Потеплению в районе архипелага подвержен не только приземный слой воздуха, демонстрирующий рекордный рост температуры относительно других районов Арктики, но и окружающий океан и его фьорды, где происходит процесс атлантификации. Этот процесс проявляется в росте средних значений температуры и солёности вод, в увеличении случаев затока АВ во фьорды в зимний период и в уменьшении глубин, на которых они распространяются.

Современное потепление, несомненно, влияет и на криосферу архипелага: сезонная кромка морского льда отступает всё дальше к северу; припайного льда становится меньше, а период его существования укорачивается.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность арх. Шпицберген по сравнению с другими арктическими территориями, при обобщении знаний выделяются некоторые пробелы, связанные с техническими, методическими и логистическими сложностями исследований. Назовём следующие проблемные аспекты современных климатологических и океанологических работ на Шпицбергене: измерения атмосферных осадков на архипелаге весьма разрознены, а кроме того, имеют технические сложности, связанные с недо- или переучётом количества твёрдых осадков существующими измерительными средствами. Из-за этого ранее ставились под сомнения выявленные тренды в наблюдаемых суммах осадков и в соотношении жидких и твёрдых осадков (Førland et al., 2020); большинство океанографических данных относятся к летнему периоду, а имеющихся круглогодичных данных с высоким пространственным и временным разрешением недостаточно для фиксирования и объяснения всех происходящих изменений. В связи с этим существует необходимость увеличения количества наблюдений в зимний период, в том числе подо льдом; неизученными остаются трансформации, которым подвергается АВ после их проникновения на континентальный шельф и во фьорды. Также мало изучено суммарное влияние вторжений АВ во фьорды Западного Шпицбергена на общий объём тепла, переносимого ЗШТ в центральную часть

Арктического бассейна. В то время как свойства и структура ЗШТ подробно проанализированы и задокументированы (Beszczynska-Moller et al., 2012; Walczowski, 2017), исследования ПТ остаются фрагментарными.

Перечисленные проблемы намечают перспективные направления для дальнейших работ на архипелаге. Однако особое внимание следует уделить междисциплинарным исследованиям, которые не только рассматривают каждый из компонентов природной среды архипелага по отдельности, но и улучшают современные представления о физических процессах и механизмах, регулирующих прямые и обратные связи в экосистеме Шпицбергена в условиях климатических изменений.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИТР Росгидромета 5.1 на 2025–2029 гг. “Развитие моделей и методов мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, исследования процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики”.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the NITR program of Roshydromet 5.1 for 2025–2029 “Development of models and methods for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers, and permafrost, as well as the study of ice interaction processes with natural objects and engineering structures for the Arctic”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. Т. 1. С. 11–26.
- Весман А.В., Иванов Б.В. Характерные типы ледовых условий к северу от архипелага Шпицберген // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022. Т. 68. № 2. С. 118–132.
- Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грён-фьорд (Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 75–88. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010072>
- Aas K.S., Dunse T., Collier E., Schuler T.V., Berntsen T.K., Kohler J., Luks B. The climatic mass balance of Svalbard glaciers: A 10-year simulation with a coupled atmosphere–glacier mass balance model // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1089–1104.
- Bloshkina E.V., Pavlov A.K., Filchuk K. Warming of Atlantic water in three West Spitsbergen fjords: Recent

- patterns and century-long trends // *Polar Research*. 2021. V. 40. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5392>
- Cottier F., Tverberg V., Inall M., Svendsen H., Nilsen F., Griffiths C. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange: The seasonal hydrography of Kongsfjorden, Svalbard // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. P. 12. <https://doi.org/10.1029/2004jc002757>
- Dahlke S., Hughes N.E., Wagner P.M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover // *International Journal of Climatology*. 2020. V. 40. № 12. P. 5246–5265. <https://doi.org/10.1002/joc.6517>
- De Rovere F., Langone L., Schroeder K., Miserocchi S., Giglio F., Aliani, S., Chiggiato J. Masses variability in inner Kongsfjorden (Svalbard) during 2010–2020 // *Front. Mar. Sci*. 2022. V. 9. 741075 p. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.741075>.
- Divine D.V., Dick C. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. V. 111. № C1.
- European Climate Assessment & Dataset project // Электронный ресурс. <https://www.ecad.eu/> Дата обращения: 25.06.2025.
- Falk-Petersen S., Pavlov V., Berge J., Cottier F., Kovacs K.M., Lydersen C. At the rainbow's end: high productivity fueled by winter upwelling along an Arctic shelf // *Polar Biology*. 2015. V. 38. P. 5–11.
- Førland E.J., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Skaugen T.E. Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100 // *Advances in meteorology*. 2011. 893790 p. <https://doi.org/10.1155/2011/893790>
- Førland E.J., Isaksen K., Lutz J., Hanssen-Bauer I., Schuler T.V., Dobler A., Gjeltén H.M., Vikhamar-Schuler D. Measured and modeled historical precipitation trends for Svalbard // *Journal of Hydrometeorology*. 2020. V. 21. № 6. P. 1279–1296. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0252.1>
- Gerland S., Hall R. Variability of fast-ice thickness in Spitsbergen fjords // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 231–239. <https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Gjeltén H.M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E.J., Sviashchennikov P.N., Wyszynski P., Prokhorova U.V., Przybylak R., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // *Polar Research*. 2016. V. 35. № 1. 29878 p.
- Grünberg I., Groenke B., Westermann S., Boike J. Permafrost and active layer temperature and freeze/thaw timing reflect climatic trends at Bayelva, Svalbard // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2024. V. 129. e2024JF007648 p. <https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I. Climate in Svalbard 2100 // A knowledge base for climate adaptation. 2019. 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C. Longyearbyen, Svalbard – vulnerability and risk management of an Arctic settlement under changing climate – a challenge to authorities and experts // *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado*. 2016. P. 363–370.
- Høyland K.V. Ice thickness, growth and salinity in Van Mijenfjorden, Svalbard, Norway // *Polar Research*. 2009. V. 28. № 3. P. 339–352.
- IPCC, 2023: Sections. In: *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC*, Geneva, Switzerland. 2023. P. 35–115. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. V. 121. P. 11.913–11.931
- Koc N., Jansen E., Haflidason H. Paleooceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms // *Quaternary Science Reviews*. 1993. V. 12. P. 115–140.
- Laufer-Meiser K., Michaud A.B., Maisch M., Byrne J.M., Kappler A., Patterson M.O., Røy H., Jørgensen B.B. Potentially bioavailable iron produced through benthic cycling in glaciated Arctic fjords of Svalbard // *Nature Communications*. 2021. V. 12. № 1. 1349 p.
- Martín-Español A., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Błaszczak M. Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships // *Journal of Glaciology*. 2015. V. 61. № 225. P. 29–41.
- Merchel M., Walczowski W. Increases in the temperature and salinity of deep and intermediate waters in the West Spitsbergen Current region in 1997–2016 // *Oceanologia*. 2020. V. 62. № 4. P. 501–510. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.08.001>
- Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A., Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. № 1. P. 149–158.
- Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchanges controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Cont. Shelf Res*. 2008. V. 28. P. 1838–1853. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.04.015>

- Nilsen F., Skogseth R., Vaardal-Lunde J., Inall M.E. A simple shelf circulation model: intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. V. 46. P. 1209–1230.
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // *Polar research*. 2014. V. 33. № 1. 21349 p.
- Nordli Ø., Wyszynski P., Gjelten H., Isaksen K., Łupikasza E., Niedźwiedz T., Przybylak R. Revisiting the extended Svalbard Airport monthly temperature series, and the compiled corresponding daily series 1898–2018 // *Polar Research*. 2020. V. 39. 3613 p.
- Onarheim I.H., Smedsrud L.H., Ingvaldsen R.B., Nilsen F. Loss of sea ice during winter north of Svalbard // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014. V. 66. № 1. 23933 p.
- Pavlova O., Gerland S., Hop H. Changes in sea-ice extent and thickness in Kongsfjorden, Svalbard (2003–2016) // *The ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard*. 2019. P. 105–136.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-46425-1_4
- Pilguy N., Kolendowicz L., Kryza M., Migala K., Czerniecki B. Temporal changes in wind conditions at Svalbard for the years 1986–2015 // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2019. V. 101. № 2. P. 136–156.
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Romashova K.V., Barskov K.V., Chechin D.G., Vasilevich I.I., Tretiakov M.V., Ivanov B.V., Repina I.A., Verkulich S.R. Impact of Extreme Weather Events on the Surface Energy Balance of the Low-Elevation Svalbard Glacier Aldegondabreen // *Water*. 2025. V. 17. № 2. 274 p.
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023. V. 55. № 1. 2190057 p.
<https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Skogseth R., Olivier L.L.A., Nilsen F., Falck E., Fraser N., Tverberg V., Ledang A.B., Vader A., Jonassen M.O., Søreide J., Cottier F., Berge J., Ivanov B.V., Falk-Petersen S. Variability and decadal trends in the Isfjorden (Svalbard) ocean climate and circulation—an indicator for climate change in the European Arctic // *Progress in Oceanography*. 2020. V. 187. 102394 p.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102394>
- Smedsrud L.H., Halvorsen M.H., Stroeve J.C., Zhang R., Kloster K. Fram Strait sea ice export variability and September Arctic sea ice extent over the last 80 years // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. № 1. P. 65–79.
<https://doi.org/10.5194/tc-11-65-2017>
- Strzelewicz A., Przyborska A., Walczowski W. Increased presence of Atlantic water on the shelf south-west of Spitsbergen with implications for the Arctic fjord Hornsund // *Progress in Oceanography*. 2022. V. 200. 102714 p.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102714>
- Svendsen J.I., Mangerud J. Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard // *The Holocene*. 1997. V. 7. № 1. P. 45–57.
- Svendsen H., Beszczynska-Moller A., Hagen J.O., Leffauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.-G., Dallman W. The physical environment of Kongsfjorden—Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // *Polar research*. 2002. V. 21. № 1. P. 133–166.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2002.tb00072.x>
- Promińska A., Falck E., Walczowski W. Interannual variability in hydrography and water mass distribution in Hornsund, an Arctic fjord in Svalbard // *Polar Research*. 2018. V. 37. № 1. P. 1495546.
<https://doi.org/10.1080/17518369.2018.1495546>
- Tverberg V., Skogseth R., Cottier F., Sundfjord A., Walczowski W., Inall M.E., Falck E., Pavlova O., Nilsen F. The Kongsfjorden transect: Seasonal and interannual variability in hydrography // *The ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard*. Cham: Springer, 2019. P. 49–104.
- Urbański J.A., Litwicka D. The decline of Svalbard land-fast sea ice extent as a result of climate change // *Oceanologia*. 2022. V. 64. № 3. P. 535–545.
- Vickers H., Saloranta T., Koltzow M., van Pelt W.J.J., Malnes E. An analysis of winter rain-on-snow climatology in Svalbard // *Front. Earth Sci*. 2024. V. 12. P. 1342731.
<https://doi.org/10.3389/feart.2024.1342731>
- Vinje T., Nordlund N., Kvambekk Å. Monitoring ice thickness in Fram Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103. № C5. P. 10437–10449.
- Walczowski W., Beszczynska-Möller A., Wieczorek P., Merchel M., Grynczel A. Oceanographic observations in the Nordic Sea and Fram Strait in 2016 under the IO PAN long-term monitoring program AREX // *Oceanologia*. 2017. V. 59. № 2. P. 187–194.
<https://doi.org/10.1016/j.oceano.2016.12.003>
- Wickström S., Jonassen M.O., Cassano J.J., Vihma T. Present temperature, precipitation, and rain-on-snow climate in Svalbard // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2020. V. 125. № 14. P. e2019JD032155.
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // *Polar Research*. 2021. V. 40.
- Zhuravskiy D., Ivanov B., Pavlov A. Ice conditions at Gronfjorden Bay, Svalbard, from 1974 to 2008 // *Polar Geography*. 2012. V. 35. № 2. P. 169–176.

Citation: Prokhorova U. V., Bloshkina E. V., Mahotin M. S., Vesman A. V., Terekhov A. V., Borisik A. L., Romashova K. V., Chernov R. A., Vasilevich I. I., Demidov V. E. Environmental changes in Svalbard at the beginning of the 21st century. Part 1. Climate, ocean, and sea ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 703–717. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040139.

Environmental changes in Svalbard at the beginning of the 21st century. Part 1. Climate, ocean, and sea ice

© 2025 U. V. Prokhorova^{a, #}, E. V. Bloshkina^a, M. S. Mahotin^a, A. V. Vesman^a, A. V. Terekhov^a,
A. L. Borisik^a, K. V. Romashova^a, R. A. Chernov^b, I. I. Vasilevich^a, V. E. Demidov^a

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

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

[#]e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Received May 6, 2025; revised July 7, 2025; accepted September 25, 2025

This review provides the present-day assessment of natural environment state of the Svalbard Archipelago in the first quarter of the 21st century. In recent decades, the region was subjected to significant environmental changes due to fast climate warming associated with the Arctic amplification, when rates of the surface temperature growth exceeded the global means by several times. This resulted in marked transformation of the local ecosystems. The key environmental factors, including (1) climate, (2) oceanography, (3) sea ice, are considered in the first part of the article. The paper presents current trends in surface air temperature and sea ice, as well as the dynamics of Atlantic Water inflow into the archipelago's fjords. Although Svalbard is among the most accessible and thoroughly studied regions of the Arctic, there are significant gaps in knowledge due to technical and methodological difficulties. The problems involve fragmented and incorrect data on the atmospheric precipitation, a lack of year-round oceanographic observations, and insufficient understanding of the impacts of Atlantic water on the fjords. These aspects open ways for future research, with a particular emphasis on interdisciplinary approaches that may enhance understanding of ecosystem changes in the context of climate change.

Keywords: Arctic, climate change, polar amplification, atlantification, glacier retreat, sea ice

REFERENCES

- Alekseev G. V. Manifestation and intensification of global warming in the Arctic. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya. Fundamental and Applied Climatology*. 2015, 1: 11–26. [In Russian].
- Vesman A. V., Ivanov B. V. Characteristic types of ice conditions north of the Svalbard archipelago. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2022, 68 (2): 118–132. [In Russian].
- Sosnovskiy A. V., Chernov R. A. Influence of snow cover on cooling of the surface layer of the Vostochny Grøn-fjord glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 75–88.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010072>
[In Russian].
- Aas K. S., Dunse T., Collier E., Schuler T. V., Berntsen T. K., Kohler J., Luks B. The climatic mass balance of Svalbard glaciers: A 10-year simulation with a coupled atmosphere–glacier mass balance model. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1089–1104.
- Bloshkina E. V., Pavlov A. K., Filchuk K. Warming of Atlantic water in three West Spitsbergen fjords: Recent patterns and century-long trends. *Polar Research*. 2021, 40.
<https://doi.org/10.33265/polar.v40.5392>
- Cottier F., Tverberg V., Inall M., Svendsen H., Nilsen F., Griffiths C. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange: The seasonal hydrography of Kongsfjorden, Svalbard. *Journ. of Geophysical Research*. 2005, 110: 12.
<https://doi.org/10.1029/2004jc002757>
- Dahlke S., Hughes N. E., Wagner P. M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover. *International Journ. of Climatology*. 2020, 40 (12): 5246–5265.
<https://doi.org/10.1002/joc.6517>

- De Rovere F., Langone L., Schroeder K., Miserocchi S., Giglio F., Aliani S., Chiggiato J. Masses variability in inner Kongsfjorden (Svalbard) during 2010–2020. *Frontiers in Marine Science*. 2022, 9: 741075. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.741075>
- Divine D.V., Dick C. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2006, 111 (C1).
- European Climate Assessment & Dataset project. Retrieved from: <https://www.ecad.eu/> (Last access: June, 25 2025).
- Falk-Petersen S., Pavlov V., Berge J., Cottier F., Kovacs K.M., Lydersen C. At the rainbow's end: High productivity fueled by winter upwelling along an Arctic shelf. *Polar Biology*. 2015, 38: 5–11.
- Førland E.J., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Skaugen T.E. Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100. *Advances in meteorology*. 2011: 893790. <https://doi.org/10.1155/2011/893790>
- Førland E.J., Isaksen K., Lutz J., Hanssen-Bauer I., Schuler T.V., Dobler A., Gjeltén H.M., Vikhamar-Schuler D. Measured and modeled historical precipitation trends for Svalbard. *Journ. of Hydrometeorology*. 2020, 21 (6): 1279–1296. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0252.1>
- Gerland S., Hall R. Variability of fast-ice thickness in Spitsbergen fjords. *Annals of Glaciology*. 2006, 44: 231–239. <https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Gjeltén H.M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E.J., Sviashchennikov P.N., Wyszynski P., Prokhorova U.V., Przybylak R., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen. *Polar Research*. 2016, 35 (1): 29878.
- Grünberg I., Groenke B., Westermann S., Boike J. Permafrost and active layer temperature and freeze/thaw timing reflect climatic trends at Bayelva, Svalbard. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2024, 129: e2024JF007648 <https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I. Climate in Svalbard 2100. A knowledge base for climate adaptation. 2019: 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C. Longyearbyen, Svalbard – vulnerability and risk management of an Arctic settlement under changing climate – a challenge to authorities and experts. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, USA*. 2016, 363–370.
- Høyland K.V. Ice thickness, growth and salinity in Van Mijenfjorden, Svalbard, Norway. *Polar Research*. 2009, 28 (3): 339–352.
- IPCC, 2023: Sections. In: *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC*, Geneva, Switzerland. 2023: 35–115. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *Journal of Geophys. Research: Atmospheres*. 2016, 121: 11.913–11.931.
- Koc N., Jansen E., Haflidason H. Paleooceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*. 1993, 12: 115–140.
- Laufer-Meiser K., Michaud A.B., Maisch M., Byrne J.M., Kappler A., Patterson M.O., Røy H., Jørgensen B.B. Potentially bioavailable iron produced through benthic cycling in glaciated Arctic fjords of Svalbard. *Nature Communications*. 2021, 12 (1): 1349.
- Martín-Español A., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Błaszczak M. Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61 (225): 29–41.
- Merchel M., Walczowski W. Increases in the temperature and salinity of deep and intermediate waters in the West Spitsbergen Current region in 1997–2016. *Oceanologia*. 2020, 62 (4): 501–510 <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2020.08.001>
- Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A., Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data. *The Cryosphere*. 2016, 10 (1): P. 149–158.
- Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchanges controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard. *Cont. Shelf Res.* 2008, 28: 1838–1853. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.04.015>
- Nilsen F., Skogseth R., Vaardal-Lunde J., Inall M.E. A simple shelf circulation model: intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf. *Journ. of Physical Oceanography*. 2016, (46): 1209–1230.
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012. *Polar research*. 2014, 33 (1): 21349.
- Nordli Ø., Wyszynski P., Gjeltén H., Isaksen K., Łupikasza E., Niedźwiedź T., Przybylak R. Revisiting the extended Svalbard Airport monthly temperature series, and the compiled corresponding daily series 1898–2018. *Polar Research*. 2020, 39: 3613.
- Onarheim I.H., Smedsrud L.H., Ingvaldsen R.B., Nilsen F. Loss of sea ice during winter north of Svalbard. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014, 66 (1): 23933.

- Pavlova O., Gerland S., Hop H.* Changes in sea-ice extent and thickness in Kongsfjorden, Svalbard (2003–2016). The ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. 2019: 105–136. https://doi.org/10.1007/978-3-319-46425-1_4
- Pilguy N., Kolendowicz L., Kryza M., Migala K., Czernecki B.* Temporal changes in wind conditions at Svalbard for the years 1986–2015. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2019, 101 (2): 136–156.
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Romashova K.V., Barskov K.V., Chechin D.G., Vasilevich I.I., Tretiakov M.V., Ivanov B.V., Repina I.A., Verkulich S.R.* Impact of Extreme Weather Events on the Surface Energy Balance of the Low-Elevation Svalbard Glacier Aldegondabreen. *Water*. 2025, 17 (2): 274.
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V.* Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023, 55 (1): 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Skogseth R., Olivier L.L.A., Nilsen F., Falck E., Fraser N., Tverberg V., Ledang A.B., Vader A., Jonassen M.O., Søreide J., Cottier F., Berge J., Ivanov B.V., Falk-Petersen S.* Variability and decadal trends in the Isfjorden (Svalbard) ocean climate and circulation – an indicator for climate change in the European Arctic. *Progress in Oceanography*. 2020, 187: 102394 <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102394>
- Smedsrud L.H., Halvorsen M.H., Stroeve J.C., Zhang R., Kloster K.* Fram Strait sea ice export variability and September Arctic Sea ice extent over the last 80 years. *The Cryosphere*. 2017, 11 (1): 65–79. <https://doi.org/10.5194/tc-11-65-2017>
- Strzelewicz A., Przyborska A., Walczowski W.* Increased presence of Atlantic water on the shelf south-west of Spitsbergen with implications for the Arctic fjord Hornsund. *Progress in Oceanography*. 2022, 200: 102714. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102714>
- Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. 1997, 7 (1): 45–57.
- Svendsen H., Beszczynska-Moller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.-G., Dallman W.* The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar research*. 2002, 21 (1): 133–166. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2002.tb00072.x>
- Promińska A., Falck E., Walczowski W.* Interannual variability in hydrography and water mass distribution in Hornsund, an Arctic fjord in Svalbard. *Polar Research*. 2018, 37 (1): 1495546. <https://doi.org/10.1080/17518369.2018.1495546>
- Tverberg V., Skogseth R., Cottier F., Sundfjord A., Walczowski W., Inall M.E., Falck E., Pavlova O., Nilsen F.* The Kongsfjorden transect: seasonal and interannual variability in hydrography. The ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. Cham: Springer, 2019: 49–104.
- Urbański J.A., Litwicka D.* The decline of Svalbard land-fast sea ice extent as a result of climate change. *Oceanologia*. 2022, 64 (3): 535–545.
- Vickers H., Saloranta T., Koltzow M., van Pelt W.J.J., Malnes E.* An analysis of winter rain-on-snow climatology in Svalbard. *Front. Earth Sci*. 2024, 12: 1342731. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1342731>
- Vinje T., Nordlund N., Kvambekk Å.* Monitoring ice thickness in Fram Strait. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 1998, 103 (C5): 10437–10449.
- Walczowski W., Beszczynska-Möller A., Wieczorek P., Merchel M., Grynczel A.* Oceanographic observations in the Nordic Sea and Fram Strait in 2016 under the IO PAN long-term monitoring program AREX. *Oceanologia*. 2017, 59 (2): 187–194. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2016.12.003>
- Wickström S., Jonassen M.O., Cassano J.J., Vihma T.* Present temperature, precipitation, and rain-on-snow climate in Svalbard. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2020, 125 (14): e2019JD032155.
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C.* The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 2021: 40.
- Zhuravskiy D., Ivanov B., Pavlov A.* Ice conditions at Gronfjorden Bay, Svalbard, from 1974 to 2008. *Polar Geography*. 2012, 35 (2): 169–176.

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЛЕДНИКАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ В 2025 ГОДУ

© 2025 г. А. А. Ерофеев¹, П. А. Торопов^{2,*}, А. М. Смирнов², Е. Д. Дроздов², С. Г. Копысов¹

¹Томский государственный университет, лаборатория гляциоклиматологии, Томск, Россия

²Институт географии РАН, отдел гляциологии, Москва, Россия

*e-mail: tormet@inbox.ru

Поступила в редакцию 19.08.2025 г.

После доработки 09.09.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

Во время полевого сезона 2025 г. проведены гляциоклиматические наблюдения на леднике Левый Актру, положившие начало постоянному мониторингу. С помощью геодезических методов даны оценки гляциологических параметров ледников Левый Актру и Водопадный. Выявлены интересные особенности высотного распределения снегонакопления и отмечен вклад летних снегопадов в изменение радиационного режима ледника в период абляции. Спектральный анализ рядов данных выявил значительную роль горно-долинной циркуляции в формировании термического режима над поверхностью ледника, а также влияние синоптической изменчивости на режим облачности и ход относительной влажности над ледником. Полученные данные необходимы для выявления механизмов деградации оледенения Алтая, оценки ледниковой составляющей стока и верификации моделей ледниковых систем. В частности, расчёты изменчивости основных гляциологических параметров с использованием минимальной модели Эрлеманса с использованием измеренных характеристик баланса массы (1977–2012 гг.) показали, что ледник Левый Актру может быть использован в качестве модельного объекта.

Ключевые слова: Алтай, баланс массы ледника, горная метеорология, гляциоклиматология

DOI: 10.7868/S2412376525040142

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые системы — один из ключевых индикаторов региональных и глобальных изменений климата, а сами ледники — важный источник пресной воды, провоцирующий целый спектр опасных природных явлений. Поэтому мониторинг ледников уже давно стал неотъемлемой частью гляциологии. Кроме того, эта информация необходима для настройки и верификации моделей ледниковых систем. Большую часть ключевых характеристик ледников (за исключением толщины льда) можно достаточно успешно восстановить на основе данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Однако точность прямых гляциологических наблюдений до сих пор существенно выше дистанционных. Поэтому измерения компонент баланса массы ледников, репрезентативных для той или иной горной системы, по-прежнему актуальны.

В России до недавнего времени наиболее полные систематические измерения гляциологических и метеорологических параметров в высокогорных районах проводили только на Кавказе (Ледники и климат Эльбруса, 2022).

На территории горного Алтая репрезентативный объект — ледник Левый Актру. Гляциологический мониторинг здесь, как и на большинстве ледников постсоветского пространства, начался в конце 50-х годов прошлого века (Ледники Актру, 1987). В период работ экспедиции Томского государственного университета в 1957–1962 гг. на ледниках Алтая наряду с гляциологическими работами проводились также актинометрические наблюдения (Белова, 1972). Однако после распада СССР такие работы стали проводиться нерегулярно и неполно. Первая попытка возобновить систематические гляциологические наблюдения на Алтае была предпринята

сотрудниками Томского государственного университета и Института географии РАН в 2019 г., когда, помимо традиционных масс-балансовых работ, по обновлённой методике была выполнена радиолокационная съёмка (Кутузов и др., 2019). До настоящего момента основным источником информации о динамике оледенения на Алтае и причинах аномального таяния была спутниковая информация и данные атмосферных реанализов. Для более полного и глубокого понимания гляциоклиматических процессов на Алтае необходимо возобновление натурных измерений на здешних ледниках.

ОПИСАНИЕ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В течение полевого сезона 2025 г. выполнена снегомерная съёмка по 250 точкам (14–16 мая, в дни максимального снегонакопления) (рис. 1, а), измерена плотность снега в опорных шурфах и установлена речечная сеть для измерения абляции. Важным результатом стал постоянный теплобалансовый мониторинг вблизи границы питания ледника Левый Актру. До этого момента постоянные измерения метеорологических величин в высокогорной зоне для задач гляциологии и гляциоклиматологии проводились только на Эльбрусе (Торопов и др., 2024). Автоматическая метеостанция (далее – АМС) установлена на моренном блоке, лежащем на поверхности ледника, на высоте 3600 м над ур. моря вблизи вершины Актру-Баш таким образом, что все измерения проводятся над ледовой поверхностью (см. рис. 1, б). АМС включает актинометрический комплекс Hukseflux NR01, состоящий из двух пиранометров, измеряющих приходящую и отражённую солнечную радиацию, и пиргеометров, регистрирующих тепловое излучение атмосферы и ледяной поверхности (см. рис. 1, а). Также в автоматизированном режиме фиксируется температура и влажность воздуха на уровне 2 м над поверхностью льда. Полученные данные систематизируются и загружаются в базу данных (Ерофеев и др., 2022). Выполнены также оценки гляциологических параметров ледников Левый Актру и Водопадный геодезическими методами. С помощью геодезической системы Pentax G6 и на основе метода Precise Point Position определены точные координаты реперных пунктов, заложенных на скальных блоках вблизи фронтов ледников. Положение поверхности ледников определяли с помощью съёмки в режиме “кинематики реального времени”. Эта информация будет использована

для аэрофотосъёмки и лазерного сканирования поверхности ледников в целях оценки межгодовой изменчивости их баланса массы. Кроме того, проводились гидрологические измерения на двух створах: р. Актру, вблизи одноимённого альплагеря (2150 м над ур. моря), и на руч. Левый Актру (2465 м над ур. моря).

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Минимальная высота снежного покрова на леднике Актру составляет 0.2 м (преимущественно в верхних зонах), а максимальная близка к 5 м (в центральной части ледника) при среднем значении около 1.5 м (см. рис. 1, в). Интересной особенностью сезона аккумуляции 2024–2025 гг. и, по всей видимости, ледника Актру в целом является отсутствие выраженного высотного градиента снеготопливных запасов при перепаде высот между крайней нижней и крайней верхней точками ледника более 1000 м. На таких масштабах в большинстве случаев проявляется плювиометрический градиент (Bagu, 2010), который должен отразиться на высоте снежного покрова в разных высотноморфологических зонах. По всей видимости, специфическая особенность ледника Актру – это высокие значения коэффициента концентрации снежного покрова (Ходаков, 1964), величина которого определяется интенсивностью перераспределения снега по поверхности ледника прежде всего за счёт метелевого переноса и лавинного питания.

Радиационный режим ледника характеризуется прежде всего очень высокими значениями приходящей коротковолновой радиации; максимальные значения достигают 1400 Вт/м², что больше величины солнечной постоянной (рис. 2). Это связано с дополнительным вкладом радиации, отражённой от облаков и окрестных заснеженных склонов. Яркое проявилось влияние летних снегопадов на радиационный режим ледниковой поверхности (Волошина, 2001). Отмечено несколько снегопадов, вызывавших рост среднесуточных значений альбедо поверхности от 0.35–0.4 до 0.6–0.65. Полученный временной ход отражённой радиации поможет верифицировать параметризацию альбедо снежного покрова, которое критически зависит от возраста и влагосодержания снега.

Выполнен спектральный анализ рядов температуры и относительной влажности воздуха (рис. 3). Показано, что основной вклад в изменчивость температуры вносит, естественно,

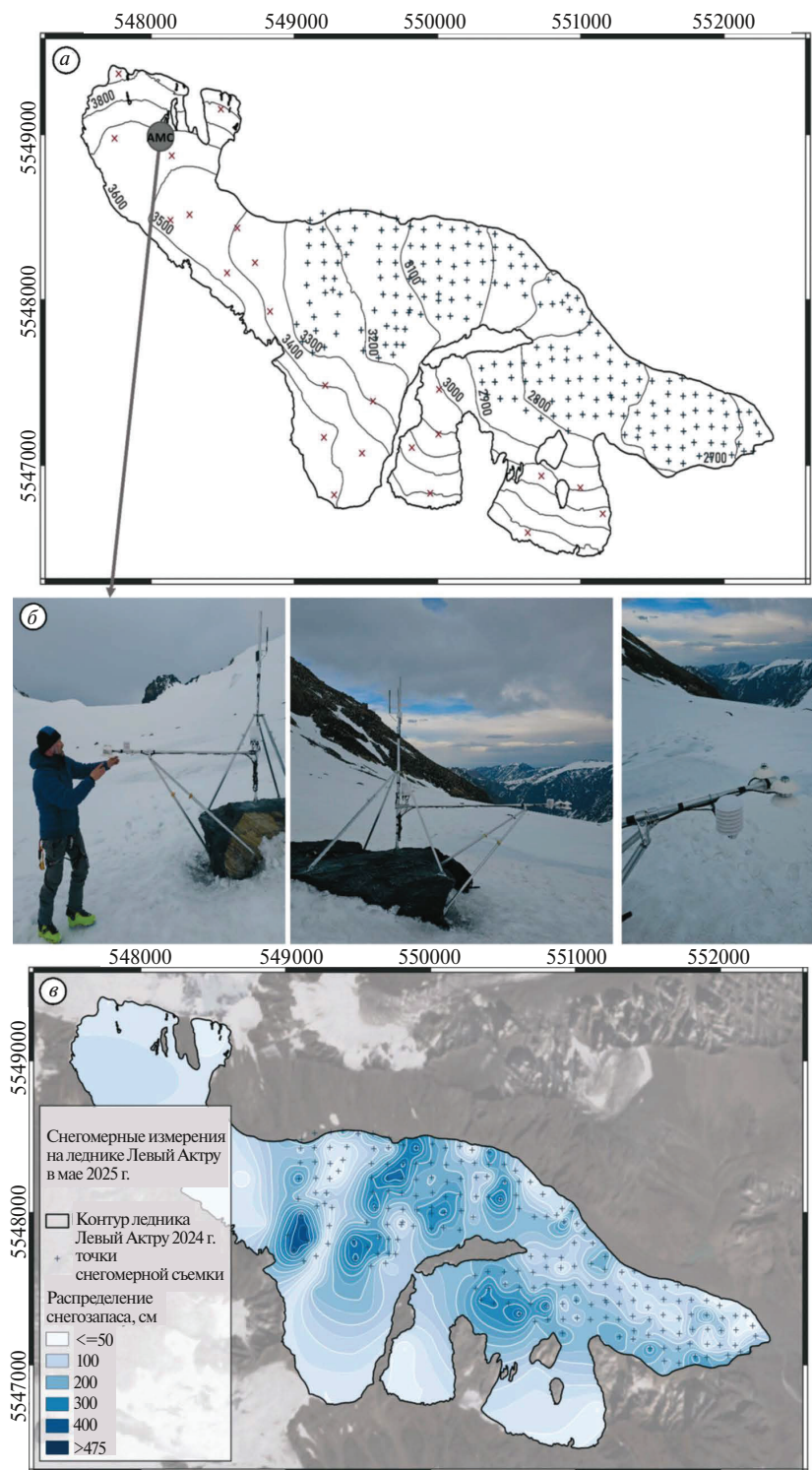


Рис. 1. Полевые работы на леднике Левый Актру в 2025 г. Схема снегомерной сети (красным отмечены точки 2024 г.) (а); АМС в области аккумуляции (на 3600 м над ур. моря) вблизи вершины Актру-Баш с радиометрами Huksefluks NR01 (б); результаты измерения высоты снежного покрова (см) в период максимального снегонакопления (14–16 мая) (в)

Fig. 1. Expeditionary work on the Levyi Aktru Glacier in 2025: snow measurement network (the points 2024 are marked by red) (a); AWS in the accumulation zone (at 3600 m.a.s.l.) near the Aktru-Bash peak with Huksefluks NR01 radiometers (b); results of measuring the snow cover depth (cm) during the period of maximum snow accumulation (14–16 May) (c)

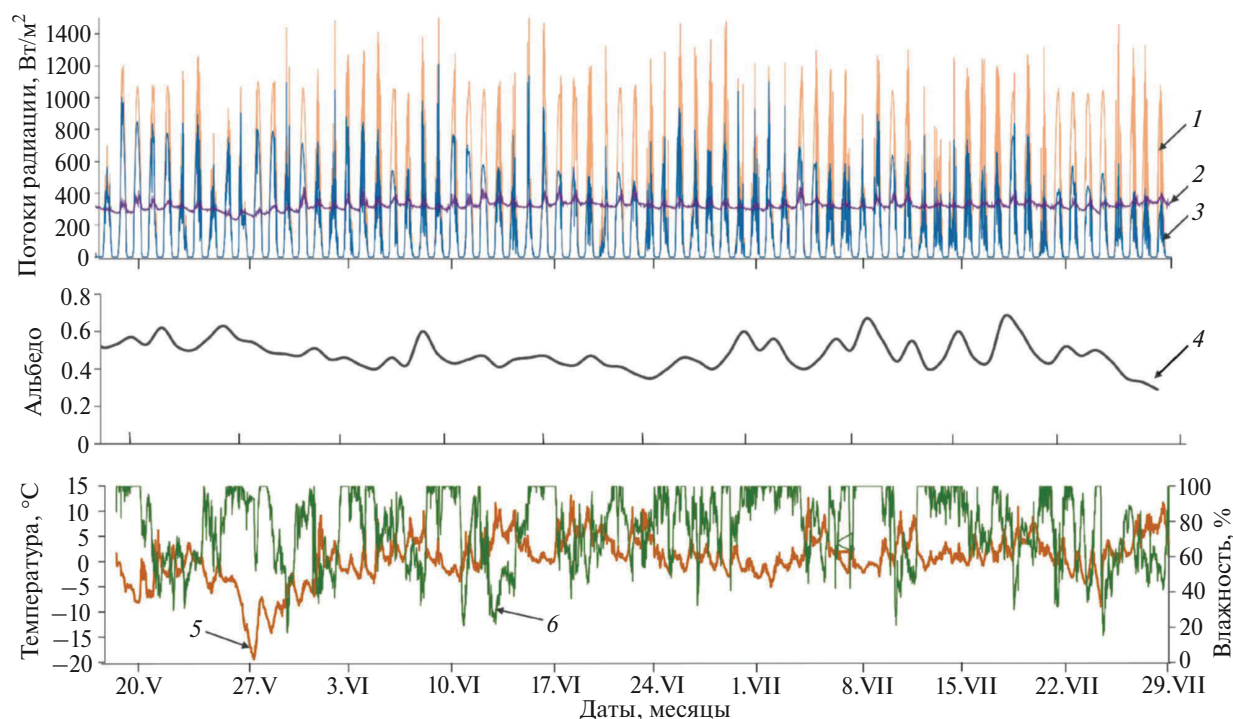


Рис. 2. Ход основных метеорологических величин, измеренных АМС, и определяющих летний баланс массы ледника: 1 — приходящая коротковолновая радиация; 2 — отражённая коротковолновая радиация; 3 — нисходящая длинноволновая радиация; 4 — альbedo поверхности; 5 — температура воздуха; 6 — относительная влажность

Fig. 2. Meteorological values measured by the AWS and determining the summer mass balance of the glacier: 1 — downward shortwave radiation; 2 — upward shortwave radiation; 3 — downward longwave radiation; 4 — surface albedo; 5 — air temperature; 6 — relative humidity

суточный ход. Колебания синоптического масштаба (5–7 суток) не выявлены, в то время как на масштабах внутрисуточной изменчивости достаточно ярко проявляются колебания периодом 12 часов, что свидетельствует о заметном вкладе горно-долинной циркуляции в изменения температуры и, следовательно, режима таяния. В спектре относительной влажности как раз проявляются колебания периодом около 7 суток. По всей видимости, синоптическая изменчивость в период абляции проявляется прежде всего в изменениях режима облачности, а не температуры. Во время облачных периодов относительная влажность в высокогорных районах, как правило, больше 90 %, в то время как в малооблачных условиях её значения существенно ниже.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные необходимы для оценки компонент теплового баланса ледниковой поверхности, которые позволят выявить механизмы экстремального таяния ледников Алтая,

а также обосновать или опровергнуть предположение о том, что основным механизмом аномального таяния здешних ледников в последние десятилетия является положительный тренд приходящей коротковолновой радиации в совокупности с ростом теплового излучения атмосферы (Торопов и др., 2020). Эта информация нужна также для оценки ледниковой составляющей стока и её аномалий, а также для калибровки и верификации гляциологических моделей, в том числе параметризации горного оледенения IGRICE, которая развивается в отделе гляциологии Института географии РАН (Торопов и др., 2022). Расчёты изменчивости основных гляциологических параметров с использованием минимальной модели Урлеманса (Oerlemans, 2011) с использованием измеренных характеристик баланса массы (1977–2012 гг.) показали, что ледник Левый Актру может быть использован в качестве модельного объекта в рамках параметризации в глобальных климатических моделях и для других исследовательских задач.

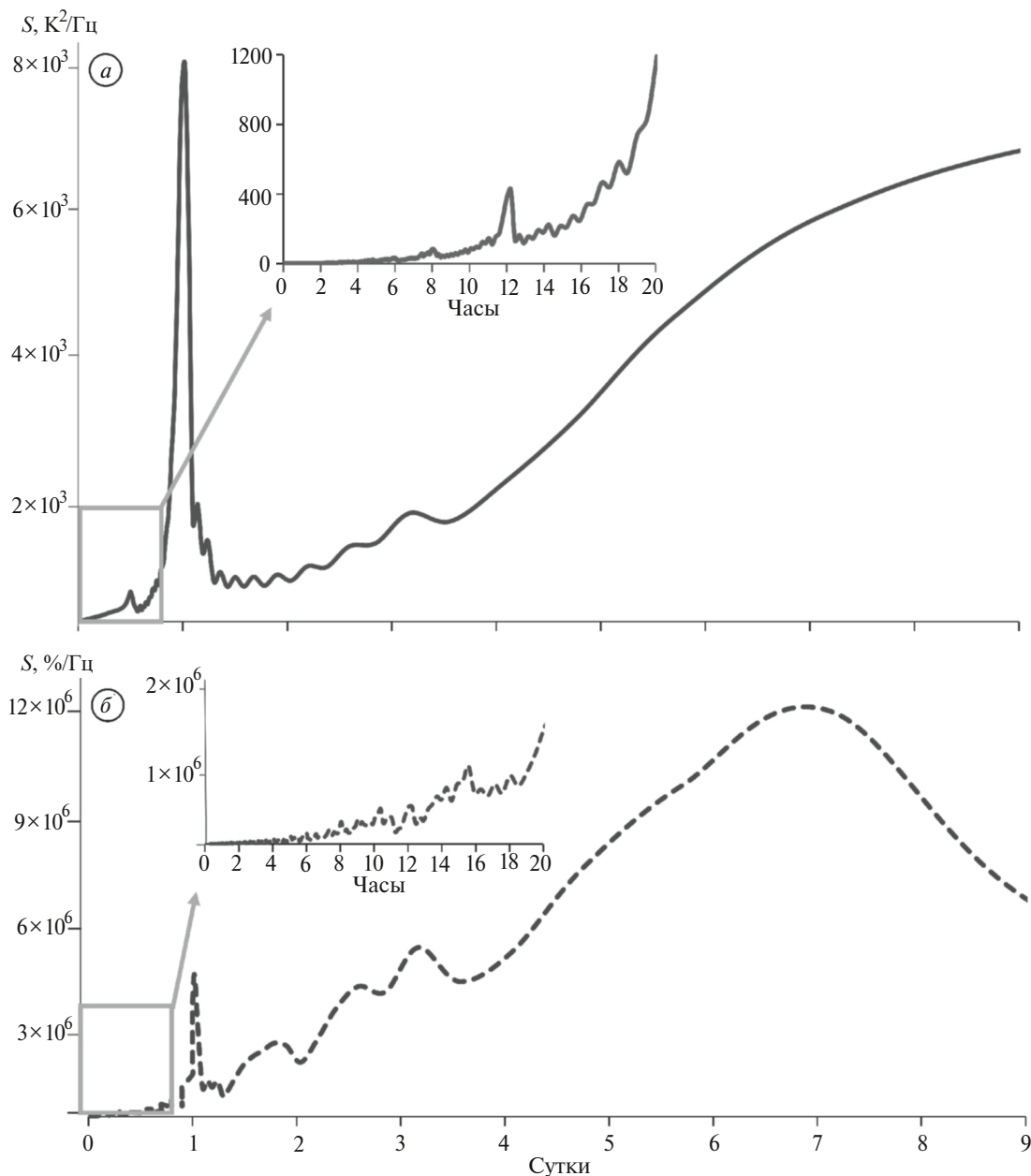


Рис. 3. Функции спектральной плотности (дисперсия, делённая на частоту колебаний) для температуры воздуха (а) и относительной влажности (б); на врезках показаны изменения на суточном временном масштабе

Fig. 3. Spectral density functions (variance divided by the frequency of oscillation) for: Air temperature (a) and relative humidity (b), with insets showing changes on a daily time scale

Благодарности. Авторы благодарят коллектив ИП С.А. Куракова и коллектив ИМКЭС СО РАН за изготовление АМС, студентов геолого-географического факультета ТГУ и кафедры гляциологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова за участие в полевых работах. Установка АМС и абляционных реек, а также первичный анализ метеорологических данных

выполнен при поддержке проекта РНФ (№ 25-27-00409); анализ результатов снегомерной съёмки, спектральный анализ метеорологических данных, а также настройка модели IGRICE на моделирование ледника Левый Актру выполнены при поддержке проекта РНФ (№ 23-17-00247).

Acknowledgments. The authors are grateful to S.A. Kurakov and the team of IMCES SB RAS for

producing the AWS, students of the Geological and Geographical Faculty of the Tomsk University, as well as students of the Glaciology Department of the Geographic Faculty of Lomonosov Moscow State University for the help in expeditionary work. The installation of the AMS and ablation rods, as well as the primary analysis of meteorological data, was carried out with the support of the Russian Science Foundation project (No. 25-27-00409); the analysis of the results of snow surveys, spectral analysis of meteorological data, and the adjustment of the IGRICE model to model the Left Aktru Glacier were carried out with the support of the Russian Science Foundation project (No. 23-17-00247).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белова Н.И. Расчёт потоков солнечной радиации по метеорологическим характеристикам. // Гляциология Алтая. 1972. Вып. 7. С. 175–183.
- Волошина А.П. Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Вершинин Д.А. Водно-ледниковые и климатические ресурсы бассейна Актру (Горный Алтай) / Свидетельство о регистрации базы данных № 2022623624 от 22.12.2022.
- Курузов С.С., Ерофеев А.А., Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Копысов С.Г., Аббасов З.Р., Никитин К.А. Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 306–318. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-469>
- Ледники и климат Эльбруса / Под ред. В.Н. Михаленко. Санкт-Петербург: Нестор-История. 2020. 372 с.
- Ледники Актру (Алтай) / Под ред. Д.А. Буракова. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 118–130.
- Торопов П.А., Дроздов Е.Д., Авилов В.К. Метеорологический режим высокогорной зоны Эльбруса в период аккумуляции // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 1. С. 25–40.
- Торопов П.А., Дебольский А.В., Полюхов А.А., Шестакова А.А., Поповнин В.В., Дроздов Е.Д. Минимальная модель Урлеманса как возможный инструмент описания горного оледенения в Моделях Земной Системы // Водные ресурсы. 2023. Т. 50. № 5. С. 3.
- Ходаков В.Г. Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах. // Материалы гляциол. исследований. Вып. 9. М., 1964. С. 216–218.
- Barry R.G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.
- Oerlemans J. Minimal Glacier Models. Utrecht: Igitur, 2008. 91 p.

Citation: Erofeev A.A., Toropov P.A., Smirnov A.M., Drozdov E.D., Kopysov S.G. Glaciological research on the Central Altai glaciers in 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 718–724. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525040142.

Glaciological research on the Central Altai glaciers in 2025

© 2025 A. A. Erofeev^a, P. A. Toropov^{b, #}, A. M. Smirnov^b, E. D. Drozdov^b, S. G. Kopysov^a

^aLaboratory of Glacioclimatology, Tomsk State University, Tomsk, Russia

^bDepartment of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: tormet@inbox.ru

Received August 19, 2025; revised September 9, 2025; accepted September 25, 2025

During the summer expedition 2025, glacio-climatic observations were carried out on the Levyi Aktru glacier, which marked the beginning of permanent monitoring. Assessments of the glaciological parameters of the Levyi Aktru and Vodopadny glaciers were also carried out using geodetic methods. Interesting features of the altitude distribution of snow accumulation were revealed, and the contribution of summer snowfalls to the variation of the glacier radiation regime during ablation period was noted. Spectral analysis of data series revealed a significant role of mountain-valley circulation in the formation of the thermal regime over the glacier surface, as well as the influence of synoptic variability on the cloudiness regime and the course of relative humidity over the glacier. The obtained data are necessary to identify the mechanisms of Altai deglaciation, assess the glacial component of runoff, and verify models

of glacial systems. In particular, calculations of the variability of the main glaciological parameters using the Oerlemans minimal model using measured mass balance characteristics (1977–2012) showed that the Levyy Aktru glacier can be used as a model object.

Keywords: Altai, glacier mass balance, mountain meteorology, glacioclimatology

REFERENCES

- Belova N.I.* Calculation of solar radiation flows based on meteorological characteristics. *Glyaciologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1972, 7: 175–183. [In Russian].
- Voloshina A.P.* Meteorology of mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138. [In Russian].
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Vershinin D.A.* Vodno-lednikovye i klimaticheskie resursy bassejna Aktru (Gornyy Altaj). Water-glacial and climatic resources of the Akhtru basin (Gorny Altai). Database registration certificate No. 2022623624 dated 22.12.2022. [In Russian].
- Kutuzov S.S., Erofeev A.A., Lavrentiev I.I., Smirnov A.M., Kopysov S.G., Abbasov Z.R., Nikitin K.A.* Observations were re-established on Aktru glaciers in Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (3): 306. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-469> [In Russian].
- Ledniki i klimat El'brusa*. Glaciers and climate of Elbrus. Saint Petersburg: OOO Nestor-History. 2020: 372 p. [In Russian].
- Ledniki Aktru (Altaj)*. Aktru Glaciers (Altai). Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 118 p. [In Russian].
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A.* Modern degradation of Altai Mountain glaciation, its consequences and possible causes. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 5: 118–130. [In Russian].
- Toropov P.A., Drozdov E.D., Avilov V.K.* Meteorological regime of the high-mountain zone of Elbrus during the accumulation period. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (1): 25–40. [In Russian].
- Toropov P.A., Debolsky A.V., Polyukhov A.A., Shestakova A.A., Popovnin V.V., Drozdov E.D.* The Minimum Ureilmans Model as a Possible Tool for Describing Mountain Glaciation in Earth System Models. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2023, 50 (5): 3. [In Russian].
- Khodakov V.G.* Processes of redistribution of snow and snow cover in the mountains. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. Moscow, 1964, 9: 216–218. [In Russian].
- Barry R.G.* Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press. 2008: 505 p.
- Oerlemans J.* Minimal Glacier Models. Utrecht: Igitur, 2008: 91 p.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 2025 ГОД [№ 1–4, ТОМ 65]

Contents of the Journal for 2025 [No. 1–4, Volume 65]

2025 год — Международный год сохранения ледников — 2. с. 190

Елагина Н. Э. Гляциологические измерения во время комплексной экспедиции на Новую Землю, август 2025 г. — 4. с. 538–539

Киселева Т. Д. Гляциологические исследования ледника Бернал в Чилийской Патагонии в 2024 г. — 1. с. 6

Михаленко В. Н., Лаврентьев И. И., Воробьев М. А., Хайрединова А. Г. Исследования Института географии РАН на Караугомском плато на Кавказе в 2025 г. — 3. с. 376–377

Ледники и ледниковые покровы

Ананичева М. Д., Абрамов А. А., Адаменко М. М., Корнева И. А. Динамика ледников Кузнецкого Алатау и других районов Центральной Сибири под влиянием изменения климата — 4. с. 540–556

Беккиев М. Ю., Докукин М. Д., Калов Р. Х., Акаев А. Р. Особенности динамики ледников с обломочным чехлом Безенги и Башкара на Центральном Кавказе — 3. с. 397–410

Копысов С. Г., Вершинин Д. А., Ерофеев А. А. Мониторинг состояния ледника Левый Актру с помощью гидрометрии — 4. с. 573–583

Косковецкая С. В. Динамика озёр на леднике Федченко за 2016–2021 гг. — 1. с. 37–49

Носенко Г. А., Глазовский А. Ф., Корнева И. А., Григорьев А. А., Шубницина Е. И. Ледник Гофмана на Приполярном Урале: современное состояние и реакция на изменения климата — 4. с. 557–572

Поповнин В. В., Губанов А. С. Полувековая эволюция моренного покрова ледника Джанкуат (Кавказ) — 4. с. 584–596

Сушинцев И. М., Дроздов Е. Д., Торопов П. А., Михаленко В. Н., Воробьев М. А., Хайрединова А. Г. Моделирование снежного покрова на ледниках Кавказа и Камчатки — 1. с. 21–36

Хомякова В. А., Тебенькова Н. А., Липенков В. Я., Рэйно Д. Согласованность орбитальных датировок ледяных кернов Востока и EPICA DC, основанных

на зависимости газосодержания льда от местной инсоляции — 1. с. 7–20

Хромова Т. Е., Никитин С. А., Муравьев А. Я., Носенко Г. А., Глазовский А. Ф. Архив изображений ледников России — 2. с. 191–209

Чернов Р. А., Муравьев А. Я. О возможном влиянии ложа ледника Колка на его динамическую неустойчивость — 2. с. 210–217

Чеховских А. М., Поповнин В. В., Губанов А. С. Устойчивость структуры полей внешнего массообмена ледника Джанкуат — 2. с. 378–396

Чижова, Ю. Н. Крекова А. Д., Кутузов С. С., Михаленко В. Н., Лаврентьев И. И., Воробьев М. А., Виноградова М. В. Изотопные параметры стока р. Мижирги (Кавказ): четырёхкомпонентное расчленение гидрографа — 2. с. 218–233

Снежный покров и лавины

Бондаревич Е. А. Микроэлементный состав пыли в снежном покрове г. Читы в 2023–2024 гг. — 4. с. 614–627

Буданцева Н. А., Васильчук Ю. К., Чижова Ю. Н., Ваховская З. С., Васильчук А. К. Сравнение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снегопадов и снежного покрова в Москве зимой 2023–2024 гг. — 4. с. 643–657

Галкин А. Ф., Железняк М. Н., Жирков А. Ф. Изменение теплофизических свойств снежного покрова при уплотнении — 4. с. 658–669

Гурулев А. А., Казанцев В. А., Козлов А. К. Особенности микроволновых измерений криосферных образований с использованием БПЛА — 3. с. 447–460

Жукова Е. Д., Турчанинова А. С., Коваленко Н. В., Петраков Д. А. Возможности оценки дальности выброса лавин на Красной Поляне при отсутствии данных прямых наблюдений — 1. с. 69–80

Жунусова О. Р., Землянская А. А., Макарьева О. М., Шихов А. Н., Нестерова Н. В. Сравнение данных реанализа ERA5-Land с прямыми измерениями характеристик снежного покрова в Магаданской области — 4. с. 628–642

Захарченко А. В., Тигеев А. А., Пасько О. А. О фоновых наблюдениях содержания микроэлементов

в твёрдой фазе снежного покрова городских земель — 2. с. 255–267

Калинин Н. А., Крючков А. Д., Сидоров И. А., Абдуллин Р. К., Шихов А. Н. Климатические характеристики влагозапасов снега на территории Пермского края — 1. с. 50–68

Калиничева С. В., Петрова А. Н., Семенов В. П. Автоматизированное дешифрирование многозональных космических снимков для распознавания высоты снежного покрова на примере Западной Якутии — 3. с. 411–421

Корнева И. А., Олейников А. Д., Торопов П. А., Варенцова Н. Е., Коваленко Н. В. Метеорологический режим и лавиноопасность зим на Кавказе в конце XXI века на основе результатов моделей СМIP6 — 1. с. 103–119

Московченко Д. В., Бабушкин А. Г., Топтыгина М. Н. Результаты многолетнего мониторинга загрязнения снега на нефтяных месторождениях ХМАО-Югры — 4. с. 597–613

Секисов Н. Л., Василевич И. И., Калюжный И. Л. Результаты наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова в районе НИС “Ледовая база — Мыс Баранова” (Северная Земля) — 3. с. 422–431

Сосновский А. В., Осокин Н. И. Влияние поверхностных покровов на тепловые потоки в грунт на Западном Шпицбергене — 2. с. 282–294

Сосновский А. В., Осокин Н. И. Методика оценки температуры поверхности грунта под снежным покровом по данным измерений на Шпицбергене — 1. с. 93–102

Тентюков М. П., Тимушев Д. А., Симоненков Д. В., Белан Б. Д., К. А. Шукуров, Козлов А. В., Язиков Е. Г., Бучельников В. С., Яковлев А. А. Фракционирование приземного аэрозоля от ИК излучения снежной поверхности: наблюдения в томском регионе — 2. с. 234–254

Фадеева И. И., Дучков А. А., Аюнов Д. Е. Тепловой режим многолетнемерзлых пород в скважине в зависимости от мощности снежного покрова в районе полярной станции “Остров Самойловский” (дельта Лены) — 3. с. 432–446

Факашук Н. Ю., Опокина О. Л., Хомутов А. В., Дворников Ю. А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^2\text{H}$) снежного покрова полуострова Ямал — 3. с. 461–475

Федоров А. В., Федоров И. С., Асминг В. Э., Моторин А. Ю. Эксперименты по применению инфразвукового метода дистанционного мониторинга снежных лавин в Хибинах — 1. с. 81–92

Шайдулина А. А., Гырдымов Д. А., Козлова М. М. Межгодовая изменчивость дат наибольшей интенсивности снеготаяния и максимального расхода

воды половодья в бассейне р. Иньва (Пермский край) — 2. с. 268–281

Морские, речные и озёрные льды

Баклагин В. Н. Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования и продолжительности ледовых явлений на Белом море по данным спутниковых и натурных наблюдений за 1980–2020 гг. — 3. с. 502–517

Ильин Г. В., Мещеряков Н. И., Усягина И. С., Кокин О. В. Северная окраина Баренцево-морского шельфа после малого ледникового периода: изменчивость кромки дрейфующих льдов и динамика осадконакопления — 2. с. 295–314

Львова Е. В., Заболотских Е. В. Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и связь его площади со скоростью ветра по данным спутниковых наблюдений и реанализа — 3. с. 487–501

Тарбеева А. М., Ефремов В. С., Лебедева Л. С., Шамонов В. В., Крыленко И. В. Влияние ледового режима малых и средних рек криолитозоны на формирование их русел (на примере Центральной Якутии) — 4. с. 670–687

Тимофеева А. Б., Рубчя А. В., Май Р. И. Пространственно-временная стационарность полыней моря Лаптевых — 1. с. 120–134

Цедрик С. В., Май Р. И. Изменение ледовитости морей Российской Арктики в XXI веке по результатам климатических моделей проекта СМIP6 — 3. с. 476–486

Подземные льды и наледи

Аржанов М. М., Мохов И. И. Модельные оценки изменений континентальной криолитозоны Северного полушария в XXI в. — 1. с. 148–163

Балыбина А. С., Осипова О. П., Трофимова И. Е. Термический режим мёрзлых почв в районе Байкало-Амурской магистрали (БАМ) — 4. с. 668–702

Гармаев Е. Ж., Черных В. Н., Пьянков С. В., Шихов А. Н., Аюржанаев А. А., Богатырев Д. А. Многолетняя изменчивость площади наледей в бассейне р. Селенги и определяющие её гидрометеорологические факторы — 2. с. 342–356

Едемский Д. Е., Тумской В. Е., Прокопович И. В. Георадиолокационное зондирование наледей и аллювия наледных полей в долине р. Кюбюме, Оймяконское нагорье — 1. с. 135–147

Чижова Ю. Н., Кузякин Л. П., Васильчук Ю. К., Рогова З. М., Дунаев А. В. Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) повторножилых льдов у южной

границы их распространения вблизи города Лабытнанги — **3.** с. 518–532

Палеогляциология

Большаинов Д. Ю., Парамзин А. С., Ёжиков И. С., Коблашов И. Д., Аксенов А. О., Меркулов В. А., Хотченков С. В., Соколов В. Т., Ньюбом А. А., Секисов Н. Л., Бердинских Д. В. Озеро Спартаковское — исчезающий приледниковый водоём малого ледникового периода на архипелаге Северная Земля — **2.** с. 327–341

Вакуленко Н. В., Сонечкин Д. М. Будущий ледниковый цикл и его отражение в ледниковых циклах позднего плейстоцена — **2.** с. 315–326

Хайрединова А. Г., Виноградова М. М., Воробьёв М. А., Кутузов С. С., Чижова Ю. Н., Закусин С. В., Михаленко В. Н. Характеристика минеральных частиц в ледниковом керне вулкана Ушковский — **1.** с. 164–178

Прикладные исследования

Васильев Д. А., Ракитин И. В., Игнатьев С. А., Большунов А. В., Ожигин А. Ю. Анализ ледяного шлама,

полученного при бурении снежно-фирновой толщи на станции Восток — **2.** с. 357–372

Обзоры и хроника

Прохорова У. В., Блошкина Е. В., Махотин М. С., Весман А. В., Терехов А. В., Борисик А. Л., Ромашова К. В., Чернов Р. А., Василевич И. И., Демидов В. Э. Изменения природной среды архипелага Шпицберген в начале XXI века. Часть 1. Климат, океан и морской лёд. — **4.** с. 703–717

Экспресс-информация

Большунов А. В., Игнатьев С. А., Сербин Д. В., Горелик Г. Д., Крикун Н. С., Ушаков Д. Е., Бабенко И. А., Запрудский А. В. Комплексные научно-исследовательские работы Горного университета на станциях Восток и Прогресс в сезон 70-й Российской Антарктической экспедиции — **1.** с. 179–184

Ерофеев А. А., Торопов П. А., Смирнов А. М., Дроздов Е. Д., Копысов С. Г. Гляциологические исследования на ледниках Центрального Алтая в 2025 году. — **4.** с. 718–724

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ [К ТОМУ 65 ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ» ЗА 2025 ГОД]

Alphabetical index [to the volume 65 of Ice and Snow 2025]

Абдуллин Р. К.	1, с. 50	Воробьев М. А.	1, с. 21
Абрамов А. А.	4, с. 540		2, с. 218
Адаменко М. М.	4, с. 540		1, с. 164
Акаев А. Р.	3, с. 397		3, с. 376
Аксенов А. О.	2, с. 327	Галкин А. Ф.	4, с. 658
Ананичева М. Д.	4, с. 540	Гармаев Е. Ж.	2, с. 342
Аржанов М. М.	1, с. 148	Глазовский А. Ф.	2, с. 191
Асминг В. Э.	1, с. 81		4, с. 557
Аюнов Д. Е.	3, с. 432	Горелик Г. Д.	1, с. 179
Аюржанаев А. А.	2, с. 342	Григорьев А. А.	4, с. 557
Бабенко И. А.	1, с. 179	Губанов А. С.	3, с. 378
Бабушкин А. Г.	4, с. 597		4, с. 584
Баклагин В. Н.	3, с. 502	Гурулев А. А.	3, с. 447
Балыбина А. С.	4, с. 688	Гырдымов Д. А.	2, с. 268
Беккиев М. Ю.	3, с. 397	Дворников Ю. А.	3, с. 461
Белан Б. Д.	2, с. 234	Демидов В. Э.	4, с. 703
Бердинских Д. В.	2, с. 327	Докукин М. Д.	3, с. 397
Блошкина Е. В.	4, с. 703	Дроздов Е. Д.	1, с. 21
Богатырев Д. А.	2, с. 342		4, с. 718
Большаянов Д. Ю.	2, с. 327	Дунаев А. В.	3, с. 518
Большунов А. В.	1, с. 179	Дучков А. А.	3, с. 432
	2, с. 357	Едемский Д. Е.	1, с. 135
Бондаревич Е. А.	4, с. 614	Ёжиков И. С.	2, с. 327
Борисик А. Л.	4, с. 703	Елагина Н. Э.	4, с. 538
Буданцева Н. А.	4, с. 643	Ерофеев А. А.	4, с. 573
Бучельников В. С.	2, с. 234		4, с. 718
Вакуленко Н. В.	2, с. 315	Ефремов В. С.	4, с. 670
Варенцова Н. Е.	1, с. 103	Железняк М. Н.	4, с. 658
Василевич И. И.	3, с. 422	Жирков А. Ф.	4, с. 658
	4, с. 703	Жукова Е. Д.	1, с. 69
Васильев Д. А.	2, с. 357	Жунусова О. Р.	4, с. 628
Васильчук А. К.	4, с. 643	Заболотских Е. В.	3, с. 487
Васильчук Ю. К.	3, с. 518	Закусин С. В.	1, с. 164
	4, с. 643	Запрудский А. В.	1, с. 179
Ваховская З. С.	4, с. 643	Захарченко А. В.	2, с. 255
Вершинин Д. А.	4, с. 573	Землянскова А. А.	4, с. 628
Весман А. В.	4, с. 703	Игнатьев С. А.	1, с. 179
Виноградова М. В.	2, с. 218		2, с. 357
Виноградова М. М.	1, с. 164	Ильин Г. В.	2, с. 295

Казанцев В. А.	3, с. 447	Нестерова Н. В.	4, с. 628
Калинин Н. А.	1, с. 50	Никитин С. А.	2, с. 191
Калиничева С. В.	3, с. 411	Носенко Г. А.	2, с. 191
Калов Р. Х.	3, с. 397		4, с. 557
Калюжный И. Л.	3, с. 422	Нюбом А. А.	2, с. 327
Киселева Т. Д.	1, с. 6	Ожигин А. Ю.	2, с. 357
Коблашов И. Д.	2, с. 327	Олейников А. Д.	1, с. 103
Коваленко Н. В.	1, с. 69	Опокина О. Л.	3, с. 461
	1, с. 103	Осипова О. П.	4, с. 688
Козлов А. В.	2, с. 234	Осокин Н. И.	1, с. 93
Козлов А. К.	3, с. 447		2, с. 282
Козлова М. М.	2, с. 268	Парамзин А. С.	2, с. 327
Кокин О. В.	2, с. 295	Пасько О. А.	2, с. 255
Копысов С. Г.	4, с. 573	Петраков Д. А.	1, с. 69
	4, с. 718	Петрова А. Н.	3, с. 411
Корнева И. А.	1, с. 103	Поповнин В. В.	3, с. 378
	4, с. 540		4, с. 584
	4, с. 557	Прокопович И. В.	1, с. 135
Косковецкая С. В.	1, с. 37	Прохорова У. В.	4, с. 703
Крекова А. Д.	2, с. 218	Пьянков С. В.	2, с. 342
Крикун Н. С.	1, с. 179	Ракитин И. В.	2, с. 357
Крыленко И. В.	4, с. 670	Рогова З. М.	3, с. 518
Крючков А. Д.	1, с. 50	Ромашова К. В.	4, с. 703
Кузякин Л. П.	3, с. 518	Рубчenea А. В.	1, с. 120
Кутузов С. С.	1, с. 164	Рэйно Д.	1, с. 7
	2, с. 218	Секисов Н. Л.	2, с. 327
Лаврентьев И. И.	2, с. 218		3, с. 422
	3, с. 376	Семенов В. П.	3, с. 411
Лебедева Л. С.	4, с. 670	Сербин Д. В.	1, с. 179
Липенков В. Я.	1, с. 7	Сидоров И. А.	1, с. 50
Львова Е. В.	3, с. 487	Симоненков Д. В.	2, с. 234
Май Р. И.	1, с. 120	Смирнов А. М.	4, с. 718
	3, с. 476	Соколов В. Т.	2, с. 327
Макарьева О. М.	4, с. 628	Сонечкин Д. М.	2, с. 315
Махотин М. С.	4, с. 703	Сосновский А. В.	1, с. 93
Меркулов В. А.	2, с. 327		2, с. 282
Мещеряков Н. И.	2, с. 295	Сушинцев И. М.	1, с. 21
Михаленко В. Н.	1, с. 21	Тарбеева А. М.	4, с. 670
	1, с. 164	Тебенъкова Н. А.	1, с. 7
	2, с. 218	Тентюков М. П.	2, с. 234
	3, с. 376	Терехов А. В.	4, с. 703
Московченко Д. В.	4, с. 597	Тигеев А. А.	2, с. 255
Моторин А. Ю.	1, с. 81	Тимофеева А. Б.	1, с. 120
Мохов И. И.	1, с. 148	Тимушев Д. А.	2, с. 234
Муравьев А. Я.	2, с. 191	Топтыгина М. Н.	4, с. 597
	2, с. 210		

Торопов П. А.	1, с. 21	Цедрик С. В.	3, с. 476
	1, с. 103	Чернов Р. А.	2, с. 210
	4, с. 718		4, с. 703
Трофимова И. Е.	4, с. 688	Черных В. Н.	2, с. 342
Тумской В. Е.	1, с. 135	Чеховских А. М.	3, с. 378
Турчанинова А. С.	1, с. 69	Чижова Ю. Н.	2, с. 218
Усягина И. С.	2, с. 295		1, с. 164
Ушаков Д. Е.	1, с. 179		3, с. 518
Фадеева И. И.	3, с. 432		4, с. 643
Факашук Н. Ю.	3, с. 461	Шайдулина А. А.	2, с. 268
Федоров А. В.	1, с. 81	Шамов В. В.	4, с. 670
Федоров И. С.	1, с. 81	Шихов А. Н.	1, с. 50
Хайрединова А. Г.	1, с. 21		2, с. 342
	1, с. 164		4, с. 628
	3, с. 376	Шубница Е. И.	4, с. 557
Хомутов А. В.	3, с. 461	Шукуров К. А.	2, с. 234
Хомякова В. А.	1, с. 7	Язиков Е. Г.	2, с. 234
Хотченков С. В.	2, с. 327	Яковлев А. А.	2, с. 234
Хромова Т. Е.	2, с. 191		

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	Формат 60 × 88/8.	Усл. печ. л.	Уч.-изд. л.
	Тираж экз. Зак.	Цена свободная.		

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

16+

