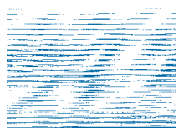


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

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

Лёд и Снег

Том **66**, № **2**, 2026

Ice and Snow

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

2026, том 66, № 2

7 марта – 100 лет Игорю Алексеевичу Зотикову 226

Ледники и ледниковые покровы

Строение и динамика приповерхностной части Восточно-Антарктического ледникового щита в районе станции Прогресс (залив Прюдс), 2022–2025 гг.
А.В. Терехов, У.В. Прохорова, С.Д. Григорьева, М.Р. Кузнецова 228

Результаты статистического анализа морфометрических характеристик горных ледников России
Р.А. Чернов, А.Я. Муравьёв 243

Определение составляющих водного баланса в бассейне Кубани
В.Г. Коновалов 254

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) ледниковых озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене, северный Тянь-Шань
Л.А. Лямина, С.А. Ерохин, А.В. Ермаков, А.В. Гусев, Г.К. Оморова, Л.Э. Оролбаева, В.С. Капаклы, Е.А. Филимонова 269

Изменения ледников и снежников Мутновского и Горелого вулканов (юг Камчатки) за 1973–2023 гг.
Ю.Ю. Стельмах, Д.А. Петраков 282

Динамика озёр у ледника Малый Азау на Эльбрусе за последние 20 лет и их прорыв в 2025 году
Е.Д. Павлюкевич, И.Н. Крыленко, В.М. Кидяева, А.С. Губанов, В.А. Юдина, И.В. Крыленко, Е.Д. Дроздов 298

Снежный покров и лавины

Изменчивость снежности зим на Сахалине, 1986–2024 гг.
Е.Н. Казакова 319

Морские, речные и озёрные льды

Влияние теплосодержания и адвекции тепла в Гренландском море на деградацию старых льдов
Н.А. Лис, Е.А. Чернявская, Н.В. Лебедев, Е.С. Егорова, А.А. Соколов, Л.А. Тимохов 335

Влияние экзогенных факторов на параметры микроимпульсов, регистрируемых прибрежной арктической сейсмической станцией, и их связь с ледовой обстановкой
Г.Н. Антоновская, Я.В. Конечная, Н.К. Капустян, Е.В. Шахова, Е.Р. Морозова 348

Физическое моделирование торосообразования
В.В. Харитонов, Р.И. Май, В.А. Бородкин 365

Подземные льды и наледи

Температура почвенных горизонтов в Ямало-Ненецком автономном округе по данным-реанализа ERA5 и моделей CMIP6

Е.Ю. Штоль, Д.Д. Бокучава, Г.Н. Краев

379

Обзоры и хроника

Атласы, геопорталы, базы геоданных и цифровые модели рельефа Антарктики

И.В. Флоринский

397

CONTENTS

2026, vol. 66, no. 2

7 March – 100th Anniversary of Igor Alekseevich Zotikov 226

Glaciers and Ice Sheets

Structure and Dynamics of the Near-surface Layer of the East Antarctic Ice Sheet near the Progress Station (Prydz Bay Area), 2022–2025
A.V. Terekhov, U.V. Prokhorova, S.D. Grigorieva, M.R. Kuznetsova 228

Results of Statistical Analysis of the Morphometric Characteristics of Mountain Glaciers in Russia
R.A. Chernov, A.Ya. Muraviev 243

Evaluation of Water Balance Components in the Kuban River Basin
V.G. Konovalov 254

Isotopic Signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) of Glacial Lakes at Adygene Glacier Ice-Debris Complex, Northern Tien Shan
L.A. Lyamina, S.A. Erokhin, A.V. Ermakov, A.V. Gusev, G.K. Omorova, L.E. Orolbaeva, V.S. Kapakly, E.A. Filimonova 269

Changes in Glaciers and Snow Patches on Mutnovsky and Gorely Volcanoes, Southern Kamchatka, 1973–2023
Yu.Yu. Stelmakh, D.A. Petrakov 282

Dynamics of Lakes near the Maly Azau Glacier on Mt. Elbrus over the Last 20 Years and Its Outburst in 2025
E.D. Pavlyukevich, I.N. Krylenko, V.M. Kidyayeva, A.S. Gubanov, V.A. Yudina, I.V. Krylenko, E.D. Drozdov 298

Snow Cover and Avalanches

Variability of Winter Snowiness on Sakhalin Island, 1986–2024
E.N. Kazakova 319

Sea, River and Lake Ice

Effect of Heat Content and Heat Advection in the Greenland Sea on the Degradation of Old Ice
N.A. Lis, E.A. Cherniavskaya, N.V. Lebedev, E.S. Egorova, A.A. Sokolov, L.A. Timokhov 335

Influence of Exogenous Factors on Micro-Pulse Parameters at Arctic Coastal Seismic Station and Their Relation to Ice Conditions
G.N. Antonovskaya, Ya.V. Konechnaya, N.K. Kapustian, E.V. Shakhova, E.R. Morozova 348

Physical Modeling of Hummock Formation
V.V. Kharitonov, R.I. May, V.A. Borodkin 365

Ground Ice and Icings

Soil Temperature in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug Based on ERA5 Reanalysis Data and CMIP6 Models-

E.Yu. Shtol, D.D. Bokuchava, G.N. Kraev

379

Review and News

Antarctic Atlases, Geoportals, Geodatabases, and Digital Elevation Models

I.V. Florinsky

397



7 МАРТА – 100 ЛЕТ ИГОРЮ АЛЕКСЕЕВИЧУ ЗОТИКОВУ

7 марта исполнилось 100 лет Игорю Алексеевичу Зотикову – члену-корреспонденту РАН, выдающемуся исследователю Антарктиды, Почётному полярнику СССР, члену Союза писателей России, талантливому художнику.

По образованию Игорь Алексеевич был инженером-теплофизиком. Окончив Московский авиационный институт в 1949 году, он участвовал в создании первого советского реактивного двигателя. С 1952 года работал в Энергетическом институте им. Кржижановского АН СССР, где решал проблемы входа в атмосферу головных частей первых советских баллистических ракет.

Но его увлекла Антарктида. Как вспоминал сам Зотиков: “...я вместо проектирования теплозащиты ракет проводил расчёты таяния ледникового покрова Антарктиды”. В декабре 1958 года он отправился зимовать в Антарктиду в составе 4-й экспедиции АН СССР. Эта первая поездка длилась 460 дней. Там он проводил эксперименты по измерению тепловых потоков, устанавливая датчики в глубокие скважины. Ему удалось

доказать, что тепло Земли при достаточной толщине ледника не даёт его нижней поверхности промёрзнуть.

В 1962 году Зотиков перешёл в отдел гляциологии Института географии АН СССР, где изучал взаимодействие океана с оледенением. Исследования в ходе второй зимовки на американской базе “Мак-Мердо” и работа на дрейфующем острове СП-19 в Арктике доказали возможность математического моделирования этих процессов.

Итогом стала защита в 1969 году докторской диссертации “Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды”. Эта работа стала прорывом. Зотиков рассчитал, что в центре Антарктиды лёд настолько толст, что удерживает тепло от недр Земли. На глубине температура должна достигать точки плавления, а значит, под толщей льда должна быть жидкая вода. Во время защиты пришла телеграмма со станции Бёрд – буровой снаряд достиг ложа ледника, и в скважину пошла вода, полностью подтвердив расчёты Зотикова.

В 1971–1981 годах Зотиков руководил группой Института географии в американском “Проекте исследования шельфового ледника Росса”. Задачей было экспериментально доказать замерзание льда в подледниковых морях. Когда извлекли последний керн, отчётливо был виден слой замёрзшей морской воды и вмёрзшая креветка, сохранённая для музея.

Игорь Алексеевич сыграл ключевую роль в открытии озера Восток, обосновав его существование за десятилетия до подтверждения. Он доказал, что толща льда работает как “шуба”, удерживая геотермальное тепло, и там неизбежно существуют подледниковые озера. 5 февраля 2012 года российские полярники достигли поверхности озера, пробуравив скважину глубиной 3769 метров – триумф теории Зотикова.

Игорь Алексеевич был не только учёным, но и мастером “полярной прозы”, виртуозно сочетавшим научную достоверность с захватывающим описанием быта людей в экстремальных условиях. Среди его книг: “За разгадкой тайн ледяного континента”, “Я искал не птицу киви”, “Пикник на Аппалачской тропе”, “Японская сестра”, “Саги полярных морей”.

Зотиков обладал ещё одним талантом — он был одарённым художником. Его рисунки стали частью творческого наследия, дополняя книги и научные дневники.

В знак признания американские исследователи назвали один из ледников в горах Королевы Мод его именем.

УДК 551.324;551.583

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ПРОГРЕСС (ЗАЛИВ ПРЮДС), 2022–2025 ГГ.

© 2026 г. А. В. Терехов*, У. В. Прохорова, С. Д. Григорьева, М. Р. Кузнецова

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

**e-mail: avterekhov@aari.ru*

Поступила 28.10.2025 г.

После доработки 25.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

В прибрежной зоне Восточной Антарктиды, в районе станции Прогресс, проведены измерения снегонакопления и скоростей течения ледникового щита, дополненные георадарными исследованиями. Среднее изменение высоты снежно-фирновой поверхности в 2022/23–2024/25 гг. составило +71, +55 и +23 см за балансовый год. В последнее десятилетие межгодовая изменчивость снегонакопления в некоторой степени объясняется суммами положительных градусо-дней, пространственное распределение связано с высотой и экспозицией. Показано, что первые 30 км трассы санно-гусеничных походов от станции Прогресс в сторону станции Восток относятся к разным ледосборам: измеренные скорости движения льда составили 6.8–49.7 м/год в дальней части профиля, лежащей в верховьях выводного ледника Поларорбокен, и всего 0.8–2.2 м/год в ближней части, расположенной в пределах невыводного участка щита. Сравнение с историческими данными показало ускорение течения ледника в среднем на 24% за последние 10–15 лет, что с учётом аналогичных тенденций соседних выводных ледников позволяет сделать заключение о значительном росте притока ледникового льда в залив Прюдс. В пределах участка работ выявлено несколько зон трещин, характеризующихся каплевидной в разрезе формой. Ширина трещин в приповерхностной части не превышает 0.4 м, однако на глубине 10 м составляет до 3.1 м. Корреляция направления трещин с направлением движения ледовых масс не выявлена.

Ключевые слова: аккумуляция, Антарктика, скорости ледников, баланс массы, снежный покров, изменение климата, ледниковые трещины, георадиолокация, холмы Ларсеманн

DOI: 10.7868/S2412376526020018

ВВЕДЕНИЕ

Антарктический ледниковый щит в настоящее время сокращается и, по прогнозам, будет продолжать терять массу из-за изменений климата, обеспечивая до четверти от общей величины повышения уровня Мирового океана в течение следующего столетия (IPCC, 2023). Это сопоставимо с вкладом прочих источников — таяния Гренландского ледникового щита и горных ледников, а также теплового расширения океана. Однако наибольшая неопределённость в прогнозах повышения уровня моря связана именно с ледниковым щитом Антарктиды.

Причём не только модельные оценки, но даже измерения фактического баланса массы в отдельных случаях не согласуются друг с другом, причём наибольшее расхождение наблюдается для областей Восточной Антарктиды (Otosaka et al., 2023). В связи с этим, непосредственные измерения баланса массы Антарктического ледникового щита, и в особенности восточной его части, представляют исключительный научный интерес. Данные наземного мониторинга могут служить как для верификации дистанционного зондирования, так и основой для калибровки и валидации математических моделей, включая палеореконструкции по ледяным кернам.

Помимо фундаментально-научной ценности, гляциологические исследования в Антарктике имеют и прикладное значение. В пределах антарктических ледников зачастую расположены важные объекты логистической инфраструктуры полярных станций – например, трассы внутриконтинентальных походов и взлётно-посадочные площадки. Функционирование этих объектов сопряжено с рисками, возникающими из-за ледниковых трещин и несущими угрозу полного или частичного проваливания транспортной техники, травмирования или гибели людей. Для обеспечения безопасности работ необходимо заблаговременное выявление трещин и количественная оценка их характеристик: формы, ширины в приповерхностной части, направления, мощности снежных мостов, что эффективно решается при помощи метода георадиолокации.

Один из районов Антарктиды, для которого эти вопросы крайне актуальны, – это территория на побережье залива Прюдс, и прилегающая к оазису холмов Ларсеманн. Здесь расположены три круглогодичные полярные станции – Прогресс (Россия), Чжуншань (Китай), Бхарати (Индия) и сезонные полевые базы. Наиболее значимые объекты инфраструктуры в данном районе – это пункт формирования внутриконтинентальных санно-гусеничных походов (СГП) к станциям Восток (Россия), Куньлунь, Тайшань (Китай) и их трасса на поверхности ледника; посадочная площадка “Зенит” для приёма дальнемагистральных самолётов на колёсном шасси

(Россия); снежный аэродром для приёма малых самолётов на лыжном шасси (Китай); трассы, соединяющие пункты разгрузки научно-экспедиционных судов.

Нагрузка на ледниковую инфраструктуру района значительно возросла в ходе работ, связанных со строительством нового зимовочного комплекса станции Восток с 2021 по 2024 гг. Холмы Ларсеманн служили промежуточным пунктом для доставки строительных грузов и топлива морским путём в Антарктиду и дальнейшей перевозки на станцию Восток. Для обеспечения безопасности транспортных операций в 2019 г. начаты комплексные инженерные изыскания, включавшие геофизические и гляциологические работы. Наиболее протяжённый и полный массив данных накоплен на полигоне, приуроченном к трассе санно-гусеничных походов. Полученные материалы позволили проанализировать особенности приповерхностного строения, распределения скоростей и направлений течения ледника, а также динамики высоты снега по данным полевых измерений 2022–2025 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования представляет собой окраинную часть ледникового щита Восточной Антарктиды: от побережья залива Прюдс, где расположена действующая российская полярная станция Прогресс (69°23' ю.ш., 76°23' в.д.), и примерно на 30 км вглубь материка, вдоль трас-



Рис. 1. Район исследования (а) и его положение на карте Антарктиды (б).

1 – абляционные рейки станции Прогресс, 2 – абляционные рейки станции Бхарати, 3 – круглогодичные полярные станции в районе работ

Fig. 1. Study area (a) and its location on the map of Antarctica (b).

1 – ablation stakes of Progress Station; 2 – ablation stakes of Bharati Station; 3 – year-round polar stations within the study area

сы санно-гусеничного похода в сторону станций Восток, Куньлунь, Тайшань. Рассматриваемая область ограничена выводными ледниками Долк (Dålk) на востоке и Поларорбокен (Polarårboken) на западе (рис. 1).

Климат в районе станции Прогресс определяется выраженным влиянием Южного океана и стоковых ветров с ледникового склона, что делает его типичным для прибрежных районов Восточной Антарктиды. Среднегодовая температура воздуха составляет $-9...-10$ °С, а в летние месяцы (декабрь–февраль) средние значения температуры около $0...-1$ °С. В отдельные дни фиксируются оттепели, когда среднесуточные температуры превышают $+4$ °С, в экстремальных случаях достигая $+10$ °С (Ding et al., 2022). Статистически значимые тренды в температуре воздуха за последние три десятилетия отсутствуют (Ding et al., 2022).

Ветровой режим района определяется кататических ветрами, дующими в основном с востока как в летний, так и в зимний сезоны (Shevnina et al., 2021). При этом, по данным измерений, наблюдается статистически значимое снижение средней скорости ветра – тренд составляет -0.4 м/с за десятилетие при среднем значении 6.9 м/с (Ding et al., 2022). Осадки представлены почти исключительно снегом; по измерениям метеостанций Прогресс и Чжуншань их годовое количество составляет $150-160$ мм водного эквивалента (в. э.) (Shevnina et al., 2021).

Радиационный режим в рассматриваемом районе подвержен значительным межгодовым колебаниям. По данным реанализа выделяются два периода: в $1990-2004$ гг. наблюдалось увеличение потока приходящей коротковолновой радиации; после 2004 г., наоборот, снижение, что объясняется изменениями облачности и содержания водяного пара (Zeng et al., 2021). Влажность воздуха в прибрежной зоне заметно выше, чем во внутренней Антарктиде, и имеет выраженную сезонность. В тёплые периоды фиксируются отдельные эпизоды повышения влажности, связанные с адвекцией океанического воздуха; статистически значимые тренды отсутствуют (Xie et al., 2014).

Геофизические работы. Съёмки методом георадиолокации выполнялись с целью картирования ледниковых трещин и установления их геометрических характеристик в приповерхностной части. Основной объём геофизических исследований выполнен в рамках сезонной 67-й РАЭ (2021/22 г.) и позволил картировать зоны трещин, развитые

в пределах трассы СГП и вблизи неё; в ходе зимовочного периода 68-й РАЭ проведена повторная детальная съёмка. В последующие годы работы проводились в пределах уже известных зон трещин и были направлены на оценку толщины снежных мостов и степени опасности трещин. Также в статье приводятся материалы георадарных работ, выполненных в 2019/20 г. в пределах предыдущего проложения трассы СГП.

Георадарное профилирование проводилось в пределах полосы шириной 250 м вдоль трассы СГП. Сеть съёмки включала продольный профиль, проложение которого совпадало с трассой, и ортогональные поперечные профили через $50-100$ м. Комплект аппаратуры включал георадар Zond 12e с антенным блоком 500 МГц. Планово-высотная привязка георадарных данных обеспечивалась совместным использованием штатного одометра и DGPS-приёмника EFT M2, работающего в режиме RTK. Перемещение по профилям выполнялось либо пешим порядком, либо буксировкой георадара на жёсткой сцепке тягачом Kässbohrer PistenBully Polar 300 со скоростью $4-6$ км/ч.

Камеральная обработка данных георадиолокации включала в себя: первичную обработку – фильтрацию, регулировку профиля усиления, подбор скоростных параметров среды и пересчёт скорости электромагнитных волн в глубины; выделение трещин на основе следующих факторов: ослабление амплитуды отражённой электро-магнитной волны, прерывание внутри-ледниковых границ, наличие дифрагированных волн, сформированных стенками трещины; нанесение на карту точечных координат трещин, полученных на основе георадиолокации, и последующую пространственную интерполяцию между профилями; анализ полученных материалов для оценки безопасности трассы.

Гляциологические работы. Абляционные рейки были установлены парами (49 штук, последняя рейка непарная) вдоль профиля, начинающегося от посадочной площадки “Зенит” и идущего вдоль первых 30 км трассы СГП к станции Восток, образуя две группы; расстояние между парами рек в каждой группе составляет 1 км, за исключением пар $109-110$ и $111-112$, расстояние между которыми составляет 5 км (см. рис. 1). Две группы рек далее для краткости называются “верхней” и “нижней” в соответствии со своим высотным положением. Измерения на профиле проводились ежегодно с $4.02.2022$ по $19.02.2025$, в начале и в конце тёплого периода года.

Определение плановых координат абляционных реек выполнялось высокоточным GNSS-приёмником. Направление и скорость движения ледника определялись по изменению положения реек на моменты крайних измерений – первого и последнего в ряде наблюдений, скорости были пересчитаны в м/год.

В качестве альтернативного источника данных о направлении и скорости течения льда в исследуемом районе применён датасет MEaSUREs версии 2. Датасет имеет континентальный охват, пространственное разрешение 450 м/пикс, и был получен на основе спутниковых радиолокационных данных. Основная часть задействованных радарных съёмок проведена в периоды 2007–2009 и 2013–2016 гг. Конкретной временной привязки фрагментов датасета не предоставляется (Rignot et al., 2017).

Снегонакопление. Изменение высоты снежно-фирновой поверхности измеряли по абляционным рейкам. Расстояние от верха рейки до поверхности измерялось рулеткой; по разности отметок на разные даты рассчитывалась величина снегонакопления/абляции.

Метеорологические данные. В качестве источника метеорологических данных применялся архив наблюдений станции Прогресс (pr5.gu..., 2025), включающий срочные измерения температуры воздуха на высоте 2 м, а также скоро-

сти и направления ветра на высоте 10 м. По исходным временным рядам рассчитаны годовые суммы положительных градусов (positive degree-days), а также определены преобладающие направления ветра.

Данные о рельефе. Для анализа связей между снегонакоплением и морфометрическими величинами применён фрагмент цифровой модели рельефа (ЦМР) REMA с пространственным разрешением 10 м (Howat et al., 2022). ЦМР REMA представляет собой бесшовную мозаику, полученную путём фотограмметрической обработки стереопар разновременной спутниковой съёмки высокого разрешения в видимом диапазоне. Средствами открытой геоинформационной системы “SAGA GIS” по ЦМР REMA произведён расчёт уклонов и экспозиции рельефа, а также годового количества приходящей солнечной радиации при ясном небе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Движение льда. Наблюдаемые скорости течения льда невысоки (метры и первые десятки метров в год) и характерны для окраинной зоны антарктического щита, за исключением крупнейших выводных ледников (Arthern et al., 2015). Верхняя группа реек (рис. 2) почти целиком относится к бассейну ледника Поларорбокен и смещается в его направлении, а измеренные скорости тем выше, чем ближе профиль подхо-

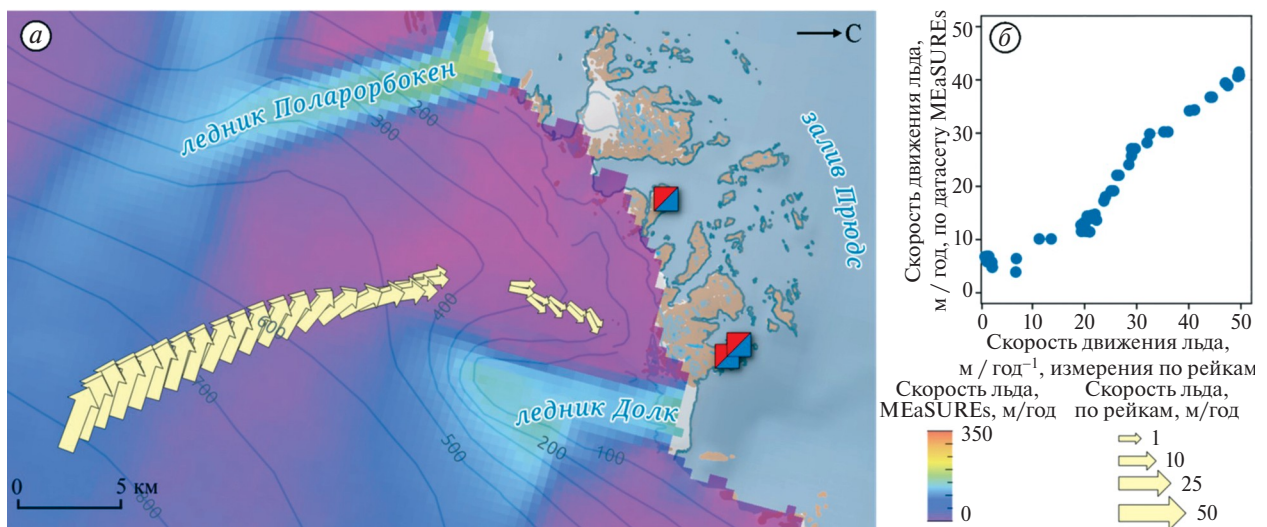


Рис. 2. Скорости движения льда в районе станции Прогресс: пространственное распределение (а), сопоставление скоростей, полученных двумя методами (б).

1 – скорости и направления перемещения абляционных реек; 2 – круглогодичные полярные станции

Fig. 2. Ice-flow rates in the area of Progress Station: spatial distribution (a), comparison of velocities derived by two methods (b). 1 – velocities and directions of ablation stake displacement; 2 – year-round polar stations

дит к оси выводного ледника (измеренный максимум — около 50 м в год). Рейки нижней по абсолютной высоте группы, принадлежащие менее подвижному ледосбору между двух выводных ледников, перемещаются с меньшими на порядок скоростями, около 1–2 м в год.

Сравнение натуральных измерений скорости течения льда с данными, полученными на основе дистанционного зондирования, показывает хорошее согласование ($r = 0.93$), но датасет MEaSUREs систематически занижает скорости ледника в исследуемом районе, в среднем на 24% (см. рис. 2). Такое занижение невозможно объяснить несовершенством методов обработки радарных данных: спутниковые измерения скоростей многократно сравнивались и с натурными измерениями, и с математическими моделями, и подобной систематической ошибки выявлено не было (см., например, Arthern et al., 2015). По последним оценкам, погрешность дистанционных измерений скоростей ледников при помощи радиолокаторов с синтезированной апертурой составляет порядка 20 см в год, т.е. много меньше выявленного расхождения (Mouginot et al., 2019). Следовательно, в 2022–2025 гг. ледниковый щит в районе станции Прогресс действительно увеличил среднюю скорость своего течения. Точные даты радарных изображений, использованных для формирования карты скоростей в датасете MEaSUREs, неизвестны; и мы знаем лишь, что в него вошли материалы съёмки 2007–2009 и 2013–2016 гг., и поэтому отнести выявленный нами рост скоростей на 24% к конкретному периоду времени невозможно.

Вывод об ускорении движения ледникового щита согласуется с другими подобными исследованиями в окраинной зоне Антарктиды. Так, по данным спутника Sentinel-1 за 2014–2021 гг. выявлено увеличение скоростей льда на Антарктическом полуострове в летний сезон на $12.4 \pm 4.2\%$, с наибольшим ускорением отдельных ледников на $22.3 \pm 3.2\%$ (Wallis et al., 2023). Для Восточной Антарктиды о схожем увеличении скоростей сообщалось для выводного ледника Polar Record, расположенного вблизи рассматриваемого района и также впадающего в залив Прюдс: на основе спутниковой съёмки оптического спектра показано, что ускорение за период с 2005 по 2015 г. составило 15% (Liang et al., 2019). А для ледника Долк, на востоке рассматриваемого района, ранее представлен ещё более продолжительный ряд скоростей за 2000–2019 гг. (Chen et al., 2020). Несмотря на то, что

изменение скорости движения ледника носит циклический характер, с краткосрочным ускорением после откалывания крупных айсбергов с фронта, в рядах скоростей также наблюдается положительный тренд.

Выявленный рост скорости течения льда увеличивает динамическую составляющую расходной части баланса массы Антарктического ледникового щита в исследуемом районе. Если принять поперечное сечение выводных ледников примерно постоянным во времени, то транспортируемый через это сечение объём ледника увеличится в то же количество раз, что и скорость. Приведённые выше примеры показывают, что ускорение фиксируется сразу для ряда ледников, впадающих в залив Прюдс — следовательно, сток ледникового льда с Восточно-Антарктического щита в залив в последнее десятилетие увеличивается. Это примечательно по той причине, что ледосбор залива Прюдс — один из наиболее крупных в Антарктиде, составляющий около 16% от общей площади Восточно-Антарктического щита (Hodgson et al., 2016).

Зоны трещин и строение приповерхностной части ледника. Для решения задачи обеспечения безопасности логистических операций основной целью георадиолокационных исследований является картирование зон трещин и установление их основных геометрических характеристик. При этом исследовалась только приповерхностная часть ледника: выбранные параметры съёмки (развёртка 200 нс) обеспечивали глубинность исследования, не превышающую в снежно-фирновых средах 17 м; глубинное строение ледника и характер его ложа в рамках исследования не изучалось.

Характерный пример георадарного разреза по участку работ приводится на рис. 3, а. Приповерхностная часть ледника в районе работ сложена фирном, перекрытым слоем снега переменной мощности. В пользу этого свидетельствует ярко выраженная слоистость зондируемой толщи, что характерно для фирна и является следствием неравномерного годового снегонакопления. Дополнительно по годографам дифрагированных волн выполнены эпизодические оценки относительной диэлектрической проницаемости, которая составила в среднем 2.6 единиц, что также характерно для фирна. Трещины (см. рис. 3, а) в пределах участка работ характеризуются каплевидной в разрезе формой, расширяясь с глубиной. Ширина трещин в приповерхностной части не превышала 0.4 м, при этом в ряде случаев достигала значения 3.1 м на глубине 10 м.

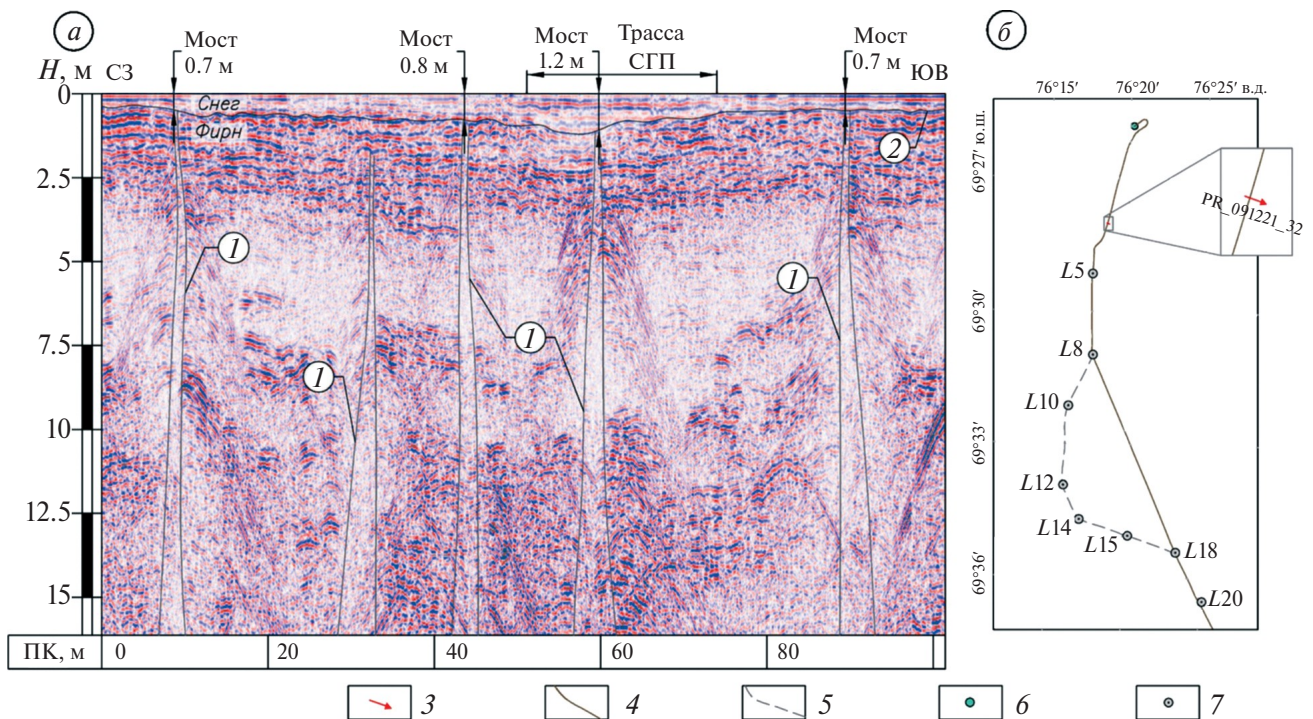


Рис. 3. Пример мониторингового георадарного профиля по трассе санно-гусеничных походов (СГП): разрез по профилю PR_091221_32 (а), схема расположения (б).

I – трещины; 2 – граница снега и фирна; 3 – положение профиля; 4 – положение трассы СГП, спрямлённой по результатам работ 67-й РАЭ; 5 – предыдущее положение трассы СГП; 6 – пункт формирования СГП; 7 – маршрутные точки трассы СГП

Fig. 3. An example of a monitoring GPR section at the inland traverse route: GPR section along the line PR_091221_32 (a), location scheme (b).

I – crevasses; 2 – snow and firn boundary; 3 – location of the line; 4 – location of the inland traverse route according to the results of the 67th RAE; 5 – former location of the inland traverse route; 6 – initial point for the inland traverse; 7 – inland traverse route points

Несмотря на то, что форма и геометрические характеристики всех выявленных на участке трещин схожи, их пространственная ориентировка в разных зонах меняется (рис. 4). В рамках зоны трещин, расположенной вблизи ПП Зенит (см. рис. 4, *I–II*), трещины ориентированы в целом по линии север-северо-запад – юг-юго-восток. На участке, наиболее удалённом от ПП Зенит (см. рис. 4, *IV*), ориентировка трещин идёт по линии северо-запад–юго-восток. На отрезке старой трассы, который в данный момент не эксплуатируется (см. рис. 4, *III*), трещины ориентированы с севера на юг.

Соотношение направления удлинения трещин и направления движения ледника различается в пределах разных зон. На врезке (см. рис. 4, *I*) угол между трещинами и векторами течения ледовых масс составляет в среднем 21 градус, тогда как на врезках (см. рис. 4, *II; IV*) трещины практически сонаправлены с ними. Следовательно, очевидная корреляция меж-

ду характером движения ледника в приповерхностной части и формированием трещин здесь отсутствует. Расчёт и моделирование механизма формирования трещин в задачи исследования не входили, но полученные данные могут послужить для выполнения таких специальных расчётов в дальнейшем.

Снегонакопление. Результаты измерений снегонакопления по сезонам показаны на рис. 5. Антарктической зимой (с февраля–марта по ноябрь), ожидаемо, в среднем по рейкам наблюдается накопление; летом (с ноября по февраль–март) высота снежно-ледовой поверхности понижается, но не повсеместно. Средняя величина изменения высоты снега летом может быть и околонулевой (лето 2022/23 г.), и положительной (холодный летний сезон 2023/24 г.), и отрицательной (тёплый сезон 2024/25 г.). В среднем за балансный год (за начало принят март) в рассматриваемый период наблюдалась аккумуляция от 23 до 71 см.

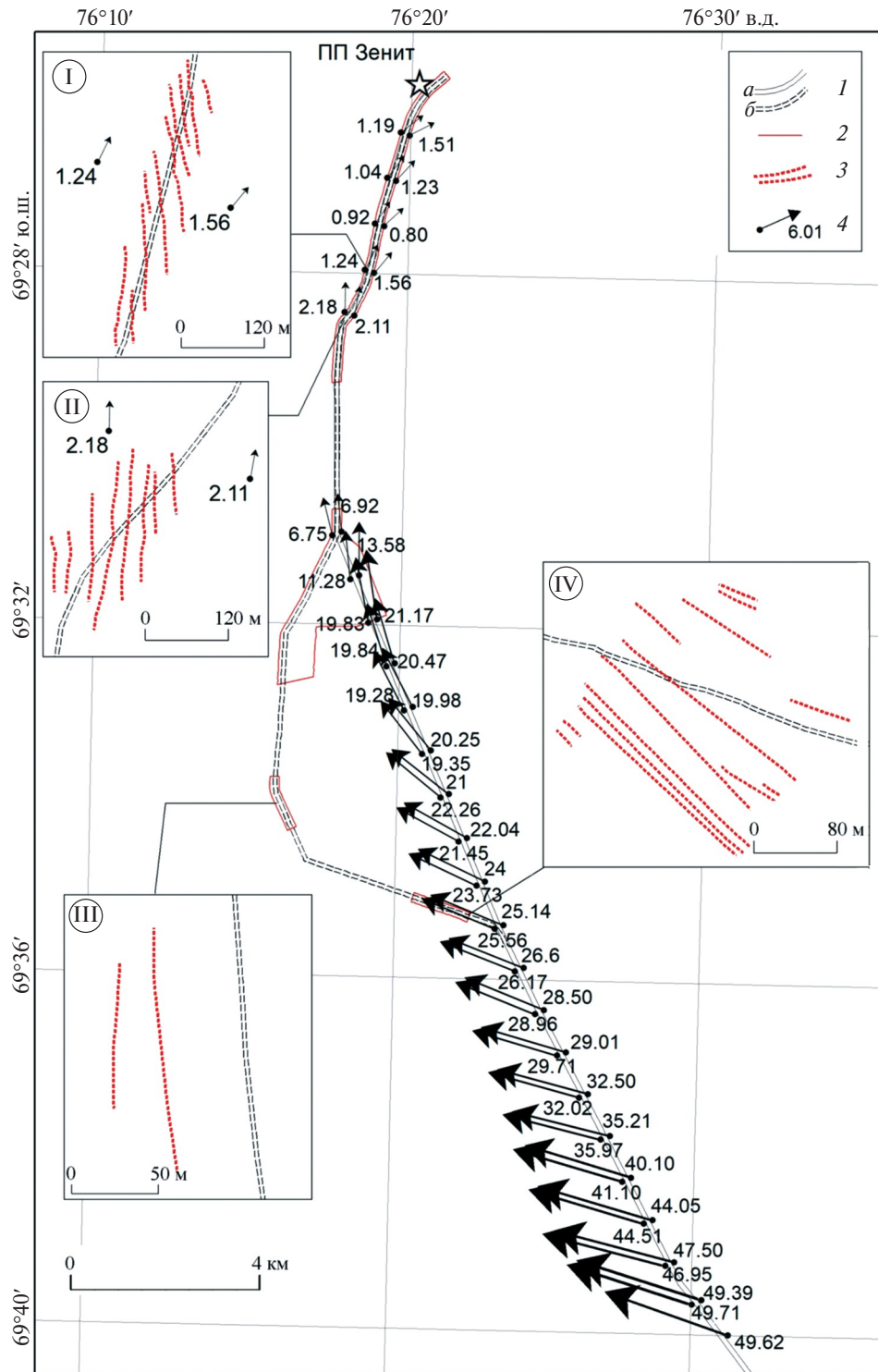


Рис. 4. Зоны трещин вблизи трассы санно-гусеничных походов (СГП) в сопоставлении с измеренными величиной и направлением смещения вех.

1 – трасса СГП (*a* – фактическое положение, *b* – предыдущий отрезок); *2* – зоны трещин; *3* – интерполированное положение трещин на детальных схемах; *4* – гляциологические вехи (длина стрелок пропорциональна смещению, числами показана величина смещения в м/год)

Fig. 4. Crevasse zones near the inland traverse route compared with the measured magnitude and direction of the displacement of the glacial stakes.

1 – inland traverse route (*a* – actual location, *b* – former part); *2* – crevasse zones; *3* – interpolated location of the crevasses at the detailed schemes; *4* – glaciological stakes (length of the arrows is proportional to the displacement, the numbers show displacement magnitude, meters per year)

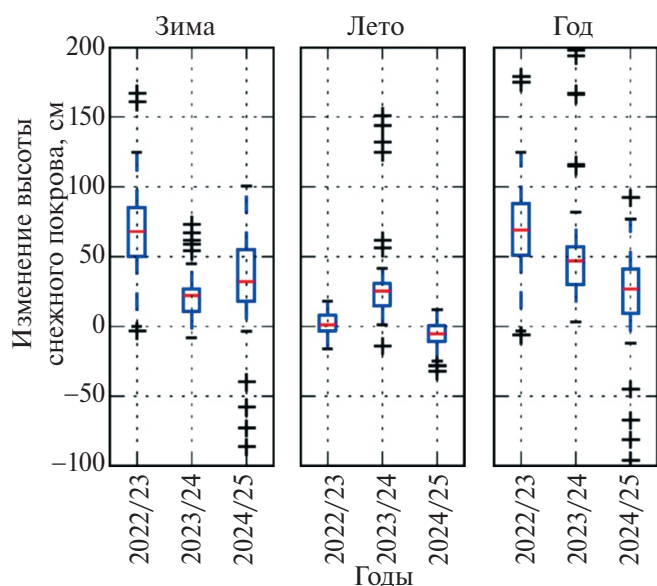


Рис. 5. Изменение высоты снежного покрова, измеренное по рейкам в рассматриваемом районе, за балансный год и за отдельные сезоны

Fig. 5. Temporal variation of snowpack height measured by stake observations in the study area over the balance year and individual seasons

Зависимость от рельефа. При рассмотрении зависимости снегонакопления вдоль трассы СГП от рельефа видно (рис. 6, *a–в*), что в 2022/23 и 2023/24 гг. высотный градиент снегонакопления, рассчитанный путём аппроксимации линейной зависимостью, составил около 5 см на 100 м высоты (4.7 и 5.6 см соответственно). Схожие измерения за более ранний период представлены в статье (Jat et al., 2023). Рейки распределены по той же площади, где расположен профиль. Схемы расстановки реек, однако, не совпадают, что препятствует получению единого однородного временного ряда; тем не менее для этих данных также проанализирована высотная зависимость снегонакопления (см. рис. 6, *г–ж*). Высотный градиент по сезонам составил: 1.4, 8.6, 3.1, –0.1 см. Однако практически за все годы (кроме 2019 г.) зависимость от высоты статистически не значима (при $\alpha = 0.05$), а коэффициент линейной корреляции не превышает 0.60. Тем не менее для всех лет наблюдений выделяется следующая закономерность: в годы с большей аккумуляцией больше проявляется высотный градиент, а в годы с меньшей аккумуляцией (или большим таянием) – высотный градиент практически отсутствует.

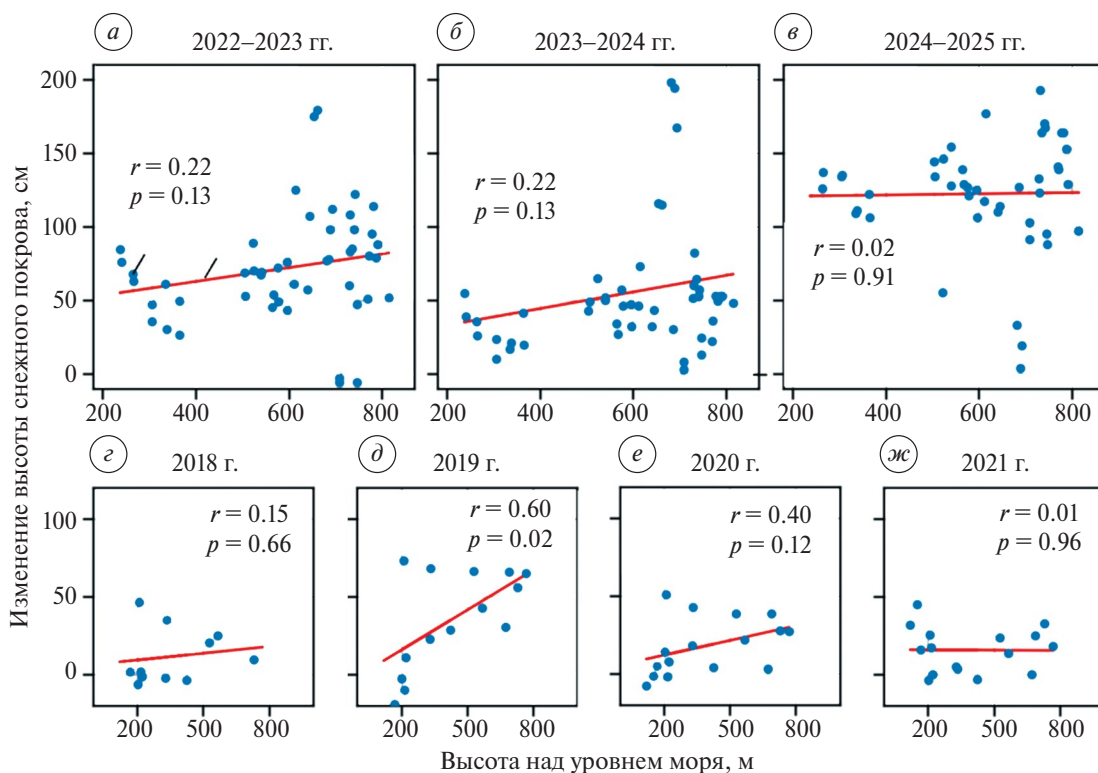


Рис. 6. Зависимость годового изменения высоты снежного покрова от высоты для исследуемого района: (*a–в*) – измерения авторов, (*г–ж*) – измерения гляциологов станции Бхарати (по Jat et al., 2023).

1 – измеренные значения, 2 – линейная аппроксимация

Fig. 6. Dependence of the annual change in snowpack height on elevation for the study area: (*a–в*) – author's measurements; (*г–ж*) – measurements by Bharati Station glaciologists (after Jat et al., 2023).

1 – measured values; 2 – linear fit

Видно (см. рис. 6), что разброс измерений относительно “идеальной” аппроксимирующей прямой велик, что может свидетельствовать о значительном влиянии ветрового перераспределения снега. Такой шум имеет практическое следствие для масс-балансовых расчётов, значительно затрудняя пространственную интер- и экстраполяцию полученных измерений на основе вертикального профиля снегонакопления. Рассмотрим дополнительные факторы, которые могут влиять на распределение измеренных значений, и проверим гипотезу о ветровом перераспределении.

Действительно, для всех сезонов, за исключением зимы 2024/25 г., существует зависимость изменения высоты снежного покрова от экспозиции участка местности, где расположена снегомерная рейка. Максимум снегонакопления наблюдается на участках восточной-юго-восточной экспозиции, и убывает до минимума на юго-восточных

участках (рис. 7). Это хорошо совпадает с преобладающим направлением ветра за все сезоны – восточным, т.е. накопление снега ожидаемо происходит на подветренных участках. Аномалию зимы 2024/25 г. с точки зрения ветра объяснить сложно, поскольку преобладающее направление никак не отличалось от других рассматриваемых сезонов.

При обобщении результатов предыдущих исследований снежного покрова Антарктиды отмечалось, что главенствующая роль в прибрежных районах в зимний период принадлежит ветру, а в летний – солнечной радиации (Котляков, 2020). Результаты измерений свидетельствуют в пользу того, что и летом главенствует зависимость от ветра. Продемонстрированная ранее зависимость от экспозиции действительно может быть интерпретирована двояко: не только как опосредующая ветровое воздействие, но и как отражающая неравномерность инсоляции. Од-

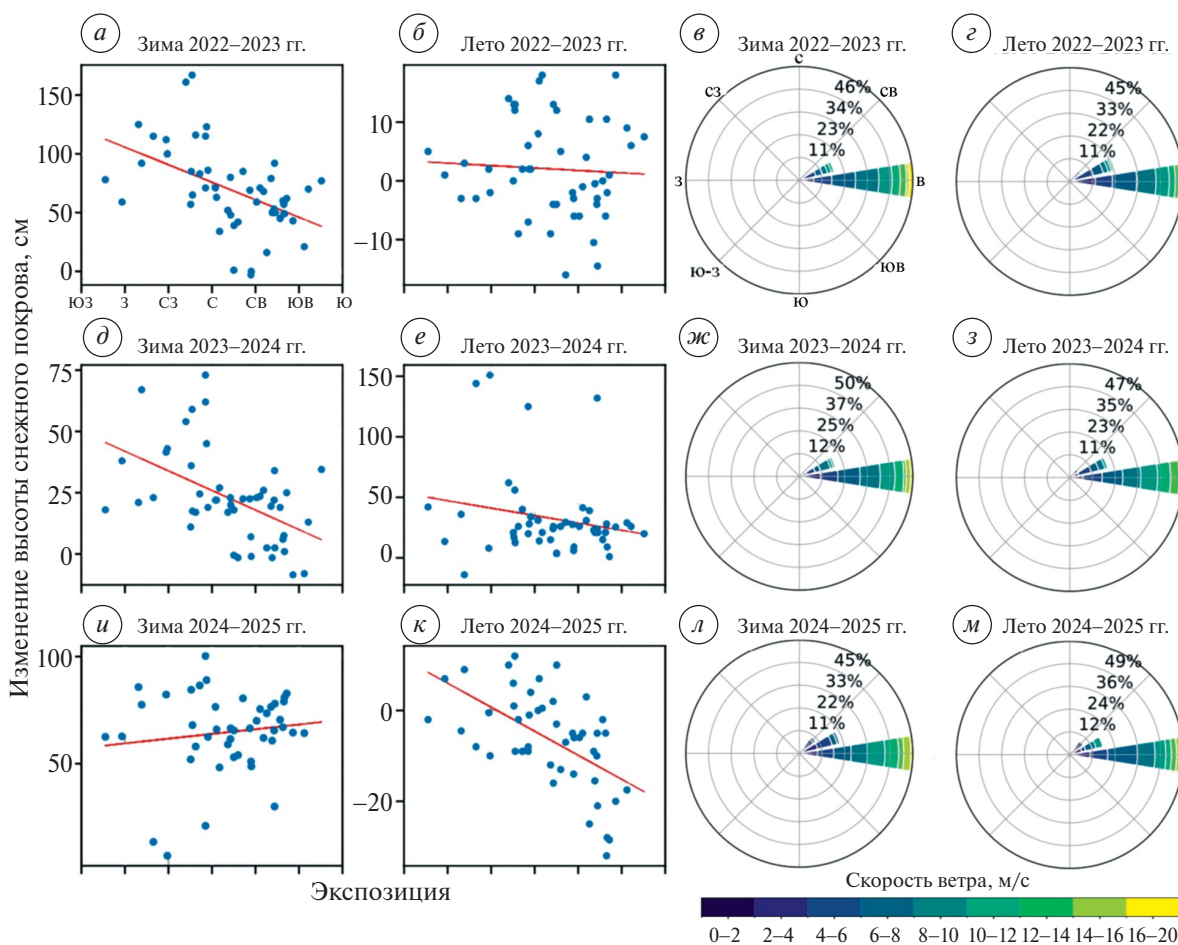


Рис. 7. Зависимость изменений высоты снежного покрова от экспозиции места измерений (а, б, д, е, и, к) и розы ветров на метеостанции Прогресс (в, г, ж, з, л, м)
Fig. 7. Dependence of changes in snowpack height on slope aspect at the measurement (a, б, д, е, и, к) and wind roses at the Progress weather station (в, г, ж, з, л, м)

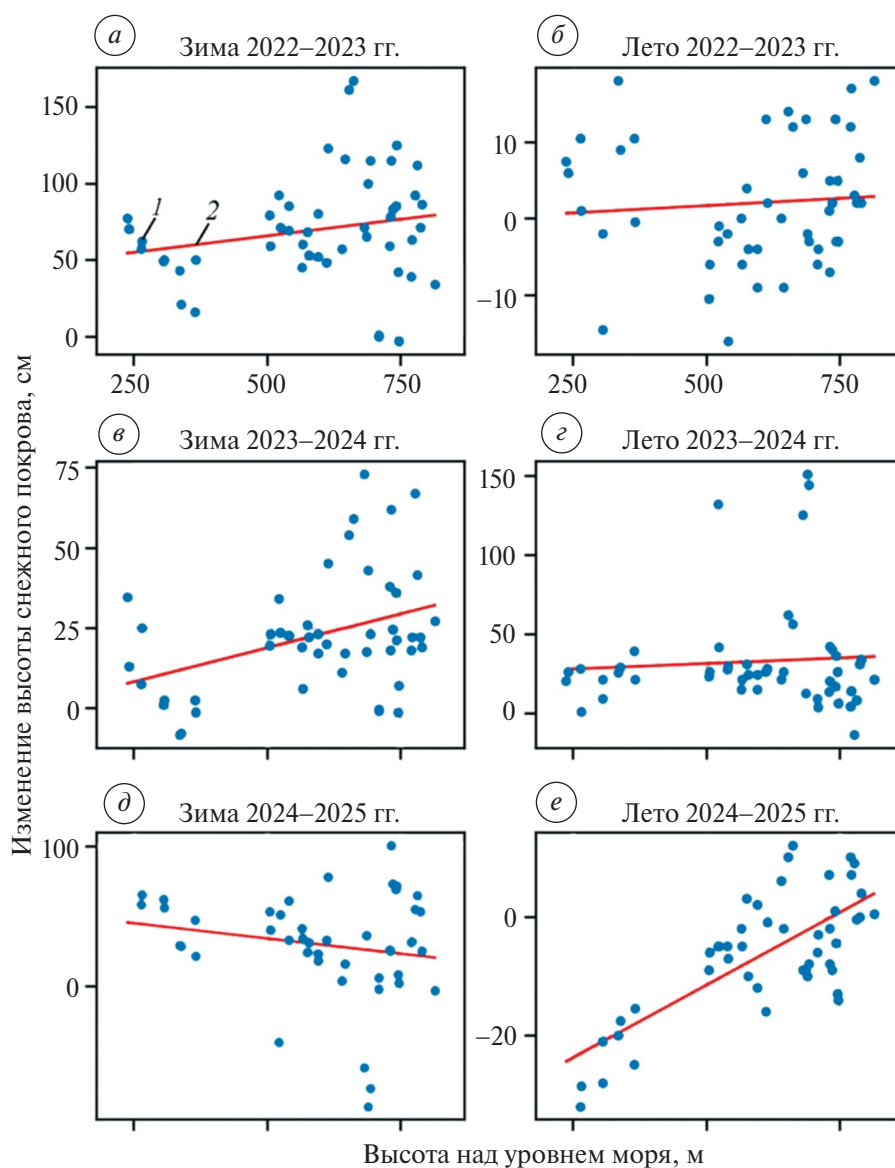


Рис. 8. Зависимость изменения высоты снежного покрова от высоты над уровнем моря, по отдельным сезонам: 1 – измеренные значения, 2 – линейная аппроксимация

Fig. 8. Dependence of changes in snowpack height on elevation for individual seasons: 1 – measured values; 2 – linear fit

нако для исследуемой территории действие двух этих факторов перпендикулярно друг другу: наветренные и подветренные области расположены по оси восток–запад, а максимум и минимум инсоляции – по оси север–юг. Ни в один из летних сезонов не фиксируется максимума снеготаяния на участках северной экспозиции, которые должны быть наиболее освещены в южном полушарии, и наоборот: наиболее интенсивное снижение высоты поверхности снежного покрова отмечено на наименее освещённых участках юго-восточной экспозиции. Тем самым определяющая роль коротковолновой радиации летом измерениями не подтверждается.

Межгодовая изменчивость. В конце 2024 г. на Антарктическом континенте по данным дистанционного зондирования зафиксирована рекордная площадь поверхностного таяния. В декабре 2024 г. этот показатель приблизился к 4% площади ледникового щита, что стало самым высоким значением за историю спутниковых наблюдений (Surge in Antarctica's melting, 2025). Агентство NOAA связало это явление с повышением температуры воздуха на 2 °C выше нормы, охватившее также и прибрежные районы Восточной Антарктиды (The Great Un-Freezing..., 2025), включая исследуемую территорию в районе залива Прюдс и в особенности шельфовые ледники.

По данным полевых измерений, снегонакопление в 2024/25 балансовом году действительно было ниже, чем в два предшествующих года, но тем не менее осталось в среднем положительным (см. рис. 5). При этом абляция в летний сезон наблюдалась до высоты около 750 м (рис. 8, е).

В работе Kumar et al. (2023) приведены данные снегонакопления в том же районе за период предшествующих работ (2013/14 и 2019/20 гг.). Совместный анализ всех доступных измерений (шесть балансовых лет из статьи Kumar и соавторов и три балансовых года работ авторов) показывает, что более половины межгодовой изменчивости ($R^2 \sim 0.61$) снегонакопления в исследуемом районе достаточно хорошо объясняется годовыми суммами положительных температур (рис. 9). Это примечательно, поскольку основным фактором, влияющим на снегонакопление в Антарктиде в целом, считаются именно осадки (Hansen et al., 2021). В этом нет противоречий, поскольку прибрежные области, к тому же расположенные сравнительно невысоко над уровнем моря, действительно могут иметь особенности снегонакопления, отличные от областей в глубине континента.

Зависимость снегонакопления в исследуемом районе от других метеорологических факторов исследовать затруднительно. Для других секторов Антарктики, например, для Земли Королевы Мод, отмечалось значительное влияние на про-

цесс аккумуляции так называемых атмосферных рек — короткоживущих атмосферных образований, осуществляющих транспорт большого количества влаги из тропических или субтропических широт в полярные (Gorodetskaya et al., 2013). Показано, что ливневые осадки на антарктическом побережье, вызванные действием таких явлений, могут на протяжении нескольких суток принести десятки процентов от годовой суммы твёрдых осадков (Gorodetskaya et al., 2014). Поэтому поиск зависимостей с осреднёнными за год метеовеличинами может быть бесперспективным, в отличие от подробного рассмотрения их внутрисезонного хода, для чего в нашем распоряжении недостаточны данные.

Кроме того, в ряде работ отмечена зависимость количества выпадающих осадков (Marshall et al., 2017), а также баланса массы прибрежной зоны Антарктического щита (Hansen et al., 2021) от атмосферных индексов, главенствующим из которых называют индекс антарктического колебания (Southern Annular Mode, SAM) (Matsuoka et al., 2025). Однако влияние подобных атмосферных индексов чаще проявляется на несколько больших временных масштабах и требует для анализа более продолжительных временных рядов натурных измерений — поэтому такой вопрос требует дальнейшего изучения и продолжения полевых работ.

ВЫВОДЫ

Представлены материалы исследования строения и динамики ледникового щита в прибрежной зоне (примерно до 30 км вглубь континента) восточной части Антарктического ледникового щита, в районе полярной станции Прогресс, за 2022/23–2024/25 гг. Главным прикладным результатом исследования стало формирование рекомендаций по безопасной эксплуатации трассы санно-гусеничного похода. Выявлено, что в пределах обследованного коридора шириной 200 м трасса в целом безопасна. Зоны трещин, ширина которых в приповерхностной части ледника не превышает 0.4 м, не представляли серьёзной угрозы для выполнения логистических операций. А наличие точных данных о направлении и скорости движения ледника вдоль трассы позволяет прогнозировать её возможное отклонение за пределы безопасного коридора и своевременно корректировать положение в будущем.

За все три балансовых года отмечено увеличение высоты снежно-фирновой поверхно-

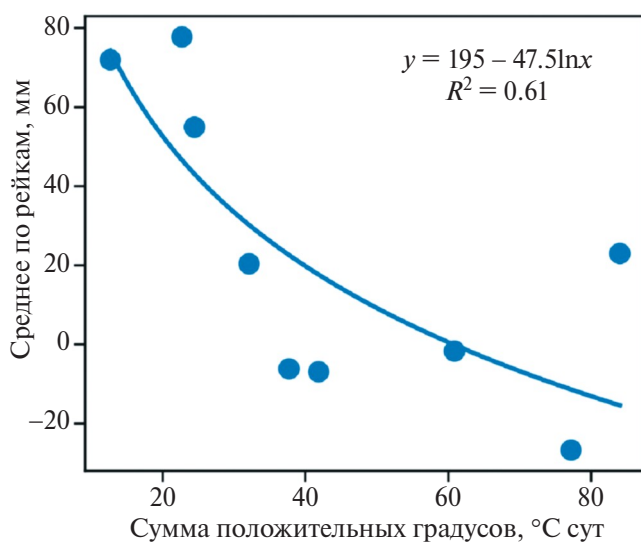


Рис. 9. Зависимость изменения высоты снежного покрова в районе станции Прогресс от годовой суммы положительных температур

Fig. 9. Dependence of snow cover height changes in the Progress station area on the annual sum of positive temperatures

сти: +71, +55 и +23 см соответственно. Сравнение с результатами ранее опубликованных работ показало, что межгодовая изменчивость снегонакопления в последнее десятилетие (т.е. в 2013/14–2024/25 гг.) имеет довольно высокую корреляцию с годовыми суммами положительных градусо-дней ($r = -0.70$): этим может объясняться до половины вариации исследуемой величины. Это примечательно, поскольку для Антарктиды в целом и для некоторых прибрежных районов известно, что основным фактором аккумуляции служат осадки.

Для понимания пространственного распределения изменений высоты снежного покрова показана зависимость от высоты над уровнем моря и от преобладающего направления ветра. Вертикальный градиент составил около 5 см снега на 100 м высоты, а по предыдущим измерениям — до 8.6 см снега на 100 м, однако в некоторые годы подобная зависимость оказывается вовсе незначима. Также наблюдается зависимость от экспозиции: накопление максимально на участках юго-восточной экспозиции и минимально на противоположной, что можно связать с преобладающим направлением кatabатических ветров. Зависимости от инсоляции выявить не удалось, и даже в летний сезон ведущим фактором формирования снежной поверхности ледникового щита остаётся именно ветер.

Измеренные скорости движения льда составили 6.7–49.8 м в год в верхней части профиля, относящейся к верховьям выводного ледника Поларорбокен, и 0.75–2.15 м в год в нижней части, расположенной в пределах невыводного участка ледникового щита. Сравнение натуральных измерений скорости течения льда с предыдущими оценками (относящимися к периоду 2007–2016 гг.) показало, что движение ледника Поларорбокен за 10–15 лет ускорилось в среднем на 24%, увеличив динамическую составляющую расходной части бюджета его массы. В последнее десятилетие схожее поведение отмечалось и на соседних выводных ледниках, что должно существенно увеличить приток ледникового льда в залив Прюдс.

Другие отдельные виды анализа, представляющие научный интерес (например, выявление связей с атмосферными индексами), требуют более длительных рядов натуральных наблюдений, потому в дальнейшем планируется продолжение исследований.

Благодарности. Полевые работы выполнены за счёт средств субсидии на финансовое обе-

спечение выполнения государственного задания на выполнение работ по проведению 65-й, 67-й – 70-й Российской антарктической экспедиции. Исследование также связано с Проектом 5.2 “Комплексные океанологические, климатические, гляциологические и геофизические исследования Антарктики и Южного океана Плана НИТР/ОПР Росгидромета (2025–2029 гг.)”.

Авторы выражают благодарность руководству РАЭ и коллегам по полевым работам, в особенности Д.А. Емельянову и Д.А. Орлову, за организацию и обеспечение выполненных работ.

Цифровая модель REMA, использованная в работе, создана организациями Byrd Polar and Climate Research Center и Polar Geospatial Center по грантам NSF-OPP номер 1043681, 1542736, 1543501, 1559691, 1810976 и 2129685.

Acknowledgments. Fieldwork was carried out with funding from the subsidy for the financial support of the state assignment to conduct the 65th and 67th–70th Russian Antarctic Expeditions. The study is also related to Project 5.2 “Comprehensive oceanographic, climatic, glaciological, and geophysical studies of Antarctica and the Southern Ocean” under the Research and Development Plan of Roshydromet (2025–2029).

The authors express their gratitude to the leadership of the Russian Antarctic Expedition and colleagues involved in the fieldwork, especially D.A. Emelyanov and D.A. Orlov, for organizing and supporting the work performed.

The REMA digital elevation model used in this study was created by the Byrd Polar and Climate Research Center and the Polar Geospatial Center under NSF-OPP grants 1043681, 1542736, 1543501, 1559691, 1810976, and 2129685.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Котляков В.М.* Что нового мы узнали о снеге и льде в Антарктиде в период Международного геофизического года и в последующие 10–20 лет // Вопросы географии. 2020. Т. 150. С. 75–99. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=45627899>
- Расписание погоды // Электронный ресурс. URL: <https://rp5.ru/> (Дата обращения: 29.08.2025).
- Arthern R.J., Hindmarsh R.C.A., Williams C.R.* Flow speed within the Antarctic ice sheet and its controls inferred from satellite observations // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. P. 1171–1188. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JF003239>

- Chen Y., Zhou C., Ai S., Liang Q., Zheng L., Liu R., Lei H. Dynamics of Dalk Glacier in East Antarctica Derived from Multisource Satellite Observations Since 2000 // *Remote Sens.* 2020. V. 12. № 11. 1809 p. <https://doi.org/10.3390/rs12111809>
- Ding M., Zou X., Sun Q., Yang D., Zhang W., Bian L., Lu C., Allison I., Heil P., Xiao C. The PANDA automatic weather station network between the coast and Dome A, East Antarctica // *Earth System Science Data.* 2022. V. 14. P. 5019–5035. <https://doi.org/10.5194/essd-14-5019-2022>
- Gorodetskaya I.V., van Lipzig N.P.M., van den Broeke M.R., Mangold A., Boot W., Reijmer C.H. Meteorological regimes and accumulation patterns at Utsteinen, Dronning Maud Land, East Antarctica: Analysis of two contrasting years // *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere.* 2013. V. 118. P. 1700–1715. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50177>
- Gorodetskaya I.V., Tsukernik M., Claes K., Ralph M.F., Neff W.D., van Lipzig N.P.M. The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica // *Geophys. Research Letters.* 2014. V. 41. P. 6199–6206. <https://doi.org/10.1002/2014GL060881>
- Hansen N., Langen P.L., Boberg F., Forsberg R., Simonson S.B., Thejll P., Vandecrux B., Mottram R. Downscaled surface mass balance in Antarctica: impacts of subsurface processes and large-scale atmospheric circulation // *The Cryosphere.* 2021. V. 15. P. 4315–4333. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4315-2021>
- Hodgson D.A., Whitehouse P.L., De Cort G., Berg S., Verleyen E., Tavernier I., Vyverman W., Sabbe K., O'Brien P. Rapid early Holocene sea-level rise in Prydz Bay, East Antarctica // *Global Planetary Change.* 2016. V. 139. P. 128–140. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.020>
- The Reference Elevation Model of Antarctica – Mosaics, Version 2 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/EBW8UC> (Дата обращения: 26.06.2025)/
- IPCC. 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. 184 p. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Jat S., Sadiq M., Kumar P., Verma A., Gajbhiye D.Y. Surface mass balance calculation with ground observation in the sub-basin of Larsemann Hills, East Antarctica // *Polar Science.* 2023. V. 38. 100981 p. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1873965223000798>
- Kumar P., Verma A., Gajbhiye D., Chandra V., Goswami A., Dutta S. Impact of Changing Climate Over Polar Ice Sheet: A Case Study from Larsemann Hills, East Antarctica // *Climate Change and Environmental Impacts: Past, Present and Future Perspective.* Cham: Springer Int. Publ., 2023. P. 189–204. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-13119-6_10
- Marshall G.J., Thompson D.W.J., van den Broeke M.R. The Signature of Southern Hemisphere Atmospheric Circulation Patterns in Antarctic Precipitation // *Geophys. Research Letters.* 2017. V. 44. № 22. P. 11580–11589. <https://doi.org/10.1002/2017GL075998>
- Matsuoka K., Moholdt G., Arthur J. Towards an improved understanding of the Antarctic coastal zone and its contribution to future global sea level // *ESS Open Archive.* 2025. <https://doi.org/10.22541/essoar.175241971.1985104>
- Liang Q., Zhou C., Howat I.M., Jeong S., Liu R., Chen Y. Ice flow variations at Polar Record Glacier, East Antarctica // *Journ. of Glaciology.* 2019. V. 65 № 250. P. 279–287. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.6>
- Mouginot J., Rignot E., Scheuchl B. Continent-wide, interferometric SAR phase, mapping of Antarctic ice velocity // *Geophys. Research Letters.* 2019. V. 46. P. 9710–9718. <https://doi.org/10.1029/2019GL083826>
- Otosaka I.N., Shepherd A., Ivins E.R., Schlegel N.-J., Amory C., van den Broeke M.R. Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020 // *Earth System Science Data.* 2023. V. 15. № 4. P. 1597–1616. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023>
- Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. MEaSURES InSAR-Based Antarctica Ice Velocity Map, Version 2. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2017 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.5067/D7GK8F5J8M8R> (Дата обращения: 26.08.2025).
- Shevnina E., Kourzeneva E., Dvornikov Y., Fedorova I. Retention time of lakes in the Larsemann Hills oasis, East Antarctica // *Cryosphere.* 2021. V. 15. P. 2667–2682. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2667-2021>.
- Surge in Antarctica's melting. National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс. URL: <https://nsidc.org/ice-sheets-today/analyses/surge-antarctic-melting-new-year-arrives> (Дата обращения: 29.08.2025).
- The Great Un-Freezing: Record Antarctic surface melt extent set; Peninsula melting slows. National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс. URL: <https://nsidc.org/ice-sheets-today/analyses/great-un-freezing-record-antarctic-surface-melt-extent-set-peninsula-melting-slows> (Дата обращения: 29.08.2025).
- Wallis B.J., Hogg A.E., van Wessem J.M., Davison B.J., van den Broeke M.R. Widespread seasonal speed-up of west Antarctic Peninsula glaciers from 2014 to 2021 // *Nat. Geoscience.* 2023. V. 16. P. 231–237. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01131-4>
- Zeng Z., Wang Z., Ding M., Zhang B. Estimation and long-term trend analysis of surface solar radiation in Antarctica: a case study of Zhongshan Station // *Adv. Atmosphere Science.* 2021. V. 38. P. 1497–1509. <https://doi.org/10.1007/s00376-021-0386-6>

Citation: *Terekhov A.V., Prokhorova U.V., Grigorieva S.D., Kuznetsova M.R.* Structure and Dynamics of the Near-surface Layer of the East Antarctic Ice Sheet near the Progress Station (Prydz Bay Area), 2022–2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 226–242. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020018

Structure and Dynamics of the Near-surface Layer of the East Antarctic Ice Sheet near the Progress Station (Prydz Bay Area), 2022–2025

© 2026 A. V. Terekhov*, U. V. Prokhorova, S. D. Grigorieva, M. R. Kuznetsova

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

*e-mail: avterekhov@aari.ru

Received October 28, 2025; revised December 25, 2025; accepted March 23, 2026

Measurements of snow accumulation and rates of the ice sheet flow supplemented with data of a ground-penetrating radar (GPR) were carried out within the coastal zone of East Antarctica (near the Progress Station). On the average, changes in the snow depth for the 2022/23–2024/25 period were equal to +71, +55, and +23 cm per each balance year. Over the past decade, the interannual variability in snow accumulation has been explained to some extent by the sum of positive degree-days, while its spatial distribution depends on altitude and prevailing wind direction. It has been shown that initial 30 km of the inland traverse route between the Stations Progress and Vostok belong to different ice catchments. The measured ice-flow rates were within the range 6.8–49.7 m/year at the distant part of the profile located in the upper reaches of the Polarboken Glacier, and only 0.8–2.2 m/year at the near part located within the non-outlet area of the ice sheet. Comparison with the historical data indicated that the glacier's flow accelerated by an average of 24% over the past 10–15 years. Existence of similar trends in the neighboring outlet glaciers allows making a conclusion about a significant influx of glacier ice into the Prydz Bay. Several zones of crevasses characterized by a teardrop-shaped cross-section were discovered within the study area. The width of crevasses in the near-surface part does not exceed 0.4 m, but reaches 3.1 m at the depth of 10 m. No correlation was found between the direction of the crevasses and the ice-flow direction.

Keywords: accumulation, Antarctica, ice flow rate, mass balance, snow cover, climate change, glacial crevasses, ground-penetrating radar, Larsemann Hills

REFERENCES

- Kotlyakov V.M.* What new have we learned about snow and ice in Antarctica during the International Geophysical Year and in the following 10–20 years. *Voprosy geografii*. Questions of Geography. 2020, 150: 75–99. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=45627899> [In Russian].
- Weather schedule. Retrieved from: URL: <https://rp5.ru/> (Last access: August 29, 2025). [In Russian].
- Arthern R.J., Hindmarsh R.C.A., Williams C.R.* Flow speed within the Antarctic ice sheet and its controls inferred from satellite observations. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2015, 120: 1171–1188. <https://doi.org/10.1002/2014JF003239>
- Chen Y., Zhou C., Ai S., Liang Q., Zheng L., Liu R., Lei H.* Dynamics of Dalk Glacier in East Antarctica Derived from Multisource Satellite Observations Since 2000. *Remote Sensing*. 2020, 12(11): 1809. <https://doi.org/10.3390/rs12111809>
- Ding M., Zou X., Sun Q., Yang D., Zhang W., Bian L., Lu C., Allison I., Heil P., Xiao C.* The PANDA automatic weather station network between the coast and Dome A, East Antarctica. *Earth System Science Data*. 2022, 14: 5019–5035. <https://doi.org/10.5194/essd-14-5019-2022>
- Gorodetskaya I.V., van Lipzig N.P.M., van den Broeke M.R., Mangold A., Boot W., Reijmer C.H.* Meteorological regimes and accumulation patterns at Utsteinen, Dronning Maud Land, East Antarctica: Analysis of two contrasting years. *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere*. 2013, 118: 1700–1715. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50177>
- Gorodetskaya I.V., Tsukernik M., Claes K., Ralph M.F., Neff W.D., van Lipzig N.P.M.* The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 6199–6206. <https://doi.org/10.1002/2014GL060881>
- Hansen N., Langen P.L., Boberg F., Forsberg R., Simonsen S.B., Thejll P., Vandecrux B., Mottram R.* Down-scaled surface mass balance in Antarctica: impacts of subsurface processes and large-scale atmospheric circulation. *Cryosphere*. 2021, 15: 4315–4333. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4315-2021>

- Hodgson D.A., Whitehouse P.L., De Cort G., Berg S., Verleyen E., Tavernier I., Vyverman W., Sabbe K., Berg S., O'Brien P.* Rapid early Holocene sea-level rise in Prydz Bay, East Antarctica. *Global Planetary Change*. 2016, 139: 128–140.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.020>
- The Reference Elevation Model of Antarctica – Mosaics, Version 2. Retrieved from: URL:
<https://doi.org/10.7910/DVN/EBW8UC> (Last access: June 26, 2025).
- IPCC.* 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: 184 p.
<https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Jat S., Sadiq M., Kumar P., Verma A., Gajbhiye D.Y.* Surface mass balance calculation with ground observation in the sub-basin of Larsemann Hills, East Antarctica. *Polar Science*. 2023, 38: 100981 p.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1873965223000798>
- Kumar P., Verma A., Gajbhiye D., Chandra V., Goswami A., Dutta S.* Impact of Changing Climate Over Polar Ice Sheet: A Case Study from Larsemann Hills, East Antarctica. *Climate Change and Environmental Impacts: Past, Present and Future Perspective*. Cham: Springer International Publishing, 2023: 189–204.
https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-13119-6_10
- Marshall G.J., Thompson D.W.J., van den Broeke M.R.* The Signature of Southern Hemisphere Atmospheric Circulation Patterns in Antarctic Precipitation. *Geophys. Research Letters*. 2017, 44 (22): 11580–11589.
<https://doi.org/10.1002/2017GL075998>
- Matsuoka K., Moholdt G., Arthur J.* Towards an improved understanding of the Antarctic coastal zone and its contribution to future global sea level. *ESS Open Archive*. 2025.
<https://doi.org/10.22541/essoar.175241971.1985104>
- Liang Q., Zhou C., Howat I.M., Jeong S., Liu R., Chen Y.* Ice flow variations at Polar Record Glacier, East Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (250): 279–287.
<https://doi.org/10.1017/jog.2019.6>
- Mouginot J., Rignot E., Scheuchl B.* Continent-wide, interferometric SAR phase, mapping of Antarctic ice velocity. *Geophys. Research Letters*. 2019, 46: 9710–9718.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083826>
- Otosaka I.N., Shepherd A., Ivins E.R., Schlegel N.-J., Amory C., van den Broeke M.R.* Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. *Earth System Science Data*. 2023, 15 (4): 1597–1616.
<https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023>
- Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B.* MEASUREs In-SAR-Based Antarctica Ice Velocity Map, Version 2. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2017. Retrieved from: URL:
<https://doi.org/10.5067/D7GK8F5J8M8R> (Last access: August 26, 2025).
- Shevnina E., Kourzeneva E., Dvornikov Y., Fedorova I.* Retention time of lakes in the Larsemann Hills oasis, East Antarctica. *Cryosphere*. 2021, 15: 2667–2682.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-2667-2021>
- Surge in Antarctica's melting. National Snow and Ice Data Center. Retrieved from: URL:
<https://nsidc.org/ice-sheets-today/analyses/surge-antarcticas-melting-new-year-arrives> (Last access: August 29, 2025).
- The Great Un-Freezing: Record Antarctic surface melt extent set; Peninsula melting slows. National Snow and Ice Data Center. Retrieved from: URL:
<https://nsidc.org/ice-sheets-today/analyses/great-un-freezing-record-antarctic-surface-melt-extent-set-peninsula-melting-slows> (Last access: August 29, 2025).
- Wallis B.J., Hogg A.E., van Wessem J.M., Davison B.J., van den Broeke M.R.* Widespread seasonal speed-up of west Antarctic Peninsula glaciers from 2014 to 2021. *National Geoscience*. 2023, 16: 231–237.
<https://doi.org/10.1038/s41561-023-01131-4>
- Zeng Z., Wang Z., Ding M., Zhang B.* Estimation and long-term trend analysis of surface solar radiation in Antarctica: a case study of Zhongshan Station. *Adv. Atmosphere Science*. 2021, 38: 1497–1509.
http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf

УДК 551.32

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ РОССИИ

© 2026 г. Р. А. Чернов*, А. Я. Муравьёв

Институт географии РАН, Москва, Россия

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

Поступила 13.05.2025 г.

После доработки 01.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

На основе статистического анализа данных электронного Каталога ледников России выполнено исследование морфометрических характеристик (длины, периметра, площади) 5863 горных ледников. Значения коэффициентов корреляции между ними составляют 0.8–0.9 как для всего массива данных, так и для различных типов ледников и различных ледниковых районов. Корреляции остаются высокими даже при случайной выборке ледников разного масштаба. Корреляционный анализ показал, что взаимосвязь морфометрических характеристик горных ледников может быть оптимально описана степенными функциями. В соотношении “площадь–длина” поиск линии тренда (на основе метода наименьших квадратов) для всего массива данных даёт уравнение с показателем степени 1.582. По мере исключения самых малых ледников из генеральной выборки показатель степени в уравнении становится равным 1.618, при этом линейный множитель уравнения остаётся неизменным. Для других выборок метод наименьших квадратов позволяет получить различные линии тренда, но полученное уравнение остаётся оптимальным для оценок суммарных площадей и крупных ледников. Полученная связь показывает, что соотношения морфометрических характеристик статистически значимо масштабируются и применимы ко многим типам ледников. При этом суммарные значения реальных и расчётных площадей оледенения фактически совпадают с погрешностью менее 1%. Несмотря на высокую точность суммарных оценок площади оледенения, оценка площади отдельных ледников может существенно отличаться от реальной площади и рассматриваться лишь как вероятностная.

Ключевые слова: ледник, морфологический тип, площадь, корреляции морфометрических характеристик, число Фидия

DOI: 10.7868/S2412376526020023

ВВЕДЕНИЕ

Применение геоинформационных методов в гляциологии позволяет определять пространственные характеристики ледников горных районов Земли, что выявляет масштабы, особенности и динамику их оледенения. В результате создания электронного каталога ледников России (Хромова и др., 2021) появилась возможность оперировать статистическими характеристиками для поиска взаимосвязей морфометрических характеристик ледников в произвольном масштабе выборки данных. Ранее, во второй половине XX в., такие взаимосвязи (количество, площадь) рассматривались как способ получения информации для слабо изученных горных районов,

имеющих оледенение, при минимальном обеспечении картографическими данными (Ерасов, Токмагамбетов, 1983). На основе геофизических данных об отдельных ледниках были установлены эмпирические связи площади и их объёма (Ерасов, Токмагамбетов, 1983; Никитин, 2009).

В конце XX века зарубежными исследователями был разработан метод масштабирования, который основан на допущении, что ледники разного масштаба могут иметь инвариантные соотношения морфометрических характеристик (Bahr, 1997a, 1997b). Теоретические аспекты этого метода показывают, что распределение площади поверхности (ледников) связано со всеми другими распределениями (геометрическими

характеристиками ледников) степенными законами (Bahg et al., 2015). Любые количественные оценки характеристик отдельных ледников в распределении вероятностны (Bahg et al., 2015), но суммарные значения могут быть очень точны. Важно, что распределения морфометрических характеристик могут быть построены лишь на наборе ледников, различающихся по площади в сотни или тысячи раз.

В работе исследуются горные ледники, зарегистрированные в электронном Каталоге ледников России (glasru..., 2025). В нём представлены сведения о 5863 горных ледниках, расположенных на материковой части России. Эта информация организована по территориальному признаку. Она может использоваться для оценки ресурсов оледенения, его динамики, прогнозов изменений ледников, в климатических моделях и др. Исследование взаимосвязей морфометрических характеристик всей совокупности горных ледников и их отдельных типов без территориального признака, на первый взгляд, не несёт практической пользы. Однако эти связи, если они могут существовать, интересны с точки зрения поиска инвариантных соотношений морфометрических характеристик и использования в гляциологических моделях. Теоретически это возможно, и, как показывает опыт метода масштабирования, несёт практическую пользу. В отношении горных ледников мы имеем объекты общего генезиса, которые различаются в линейных размерах и площадях на 2–4 порядка. Хотя пространственная конфигурация границ и размеры ледников, даже в рамках типизации ледников, не похожи, статистический анализ может использоваться для поиска взаимосвязи морфометрических характеристик. Несмотря на доступность материалов каталогизации ледников, авторам неизвестны подобные исследования. Цель работы – на основе статистического анализа выявить общую взаимосвязь морфометрических характеристик горных ледников различных морфологических типов, расположенных в разных районах оледенения.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В исследовании использованы исходные данные Каталога ледников России (Хромова и др., 2021), доступные для загрузки с ресурса (glasru..., 2025). Каталог ледников России представляет собой современный электронный каталог ледников, созданный по единообразной методике на основе результатов обработки и анализа дан-

ных дистанционного зондирования земли (ДЗЗ). Сведения о пространственном положении границ ледников в нём получены преимущественно в результате дешифрирования спутниковых снимков Sentinel-2 2016–2019 гг. в ручном экспертном режиме. Для получения высотных характеристик ледников и определения их длин использовались цифровые модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM v3.0 (мозаика с пространственным разрешением 2 м для районов горного оледенения и 10 м для оледенения арктических архипелагов), ASTER GDEM2 и ASTER GDEM3. При создании Каталога ледников России дешифрирование границ ледников выполнялось в соответствии с методикой международного проекта GLIMS (Raup, Khalsa, 2010), а морфологические типы ледников определялись в соответствии с руководством по составлению Каталога ледников СССР (Руководство..., 1966), что обеспечивало преемственность с этим Каталогом. Отмечено, что идентификация морфологических типов ледников в Каталоге ледников России, как и в Каталоге ледников СССР, основана на экспертной оценке и поэтому подвержена влиянию субъективности экспертов.

Выполнен статистический анализ содержащихся в атрибутивных таблицах сведений о площадях, длинах и протяжённости границ горных ледников, расположенных на материке. В работе применены архивы с данными по следующим районам оледенения России в порядке их нумерации в Каталоге (в скобках указаны даты формирования или обновления архивов): Урал (14.07.2020), плато Путорана (10.07.2020), горы Бырранга (04.07.2020), хребет Орулган (03.06.2024), хребет Черского (24.07.2020), горы Сунтар-Хаята (03.12.2020), Колымское нагорье (04.05.2020), Корякское нагорье (06.02.2025), Чукотское нагорье (01.05.2020), Кавказ (07.02.2025), Алтай (15.05.2020), Кузнецкий Алатау (31.07.2020), Восточный Саян (30.05.2020), Байкальский хребет (14.09.2020), Баргузинский хребет (04.08.2020), хребет Кодар (30.06.2020), Камчатка (20.04.2020), Верхнеангарский хребет (09.02.2021). Согласно данным Каталога (glasru..., 2025), перечисленные выше районы горного оледенения включают в себя 5863 ледника общей площадью около 2913 км².

Каталог ледников России содержит сведения о ледниках площадью не менее 0.01 км². Площади ледников в его атрибутивных таблицах приведены с точностью до 0.01 км² (glasru..., 2025). Погрешность определения площадей ледников

предлагалось оценивать путём построения вдоль границ ледников буферной зоны шириной в размере удвоенного значения пространственного разрешения спутниковых снимков (Хромова и др., 2021) или как произведение длины периметра ледника (протяжённость его границ в плане) на разрешающую способность спутникового снимка, по которому дешифрировались границы ледника (Муравьев, Хромова, 2024). В данном исследовании погрешности определения площади ледников оценивались аналогично работе (Муравьев, Хромова, 2024). Поскольку Каталог содержит в себе сведения обо всех исходных материалах ДЗЗ, использованных для его создания, а также данные о пространственном положении границ ледников, ничто не препятствует расчёту погрешностей определения площадей ледников иными методами. Общие сведения о типах погрешностей определения границ ледников и их высотных характеристик можно почерпнуть в работе (Paul et al., 2017). Следует отметить тот факт, что наибольшие погрешности определения площадей характерны для самых маленьких ледников с площадями менее 0.1 км².

Длины ледников в Каталоге (glacru..., 2025) определены путём моделирования наиболее протяжённых линий тока в модели OGGM по ЦМР в границах ледников. Это автоматизированный процесс, лишённый субъективности экспертной оценки. Длины в Каталоге приведены с точностью до 10 м. Погрешности определения длин зависели от точности дешифрирования границ ледников, пространственного разрешения и точности используемых ЦМР.

Представленные в тексте и таблицах коэффициенты корреляции получены путём расчёта корреляции соответствующих столбцов с дан-

ными в программе Microsoft Excel, куда эти данные были импортированы из атрибутивных таблиц shape-файлов Каталога ледников России (glacru..., 2025). Корреляционный анализ и установление статистической зависимости между различными парами морфометрических характеристик также производился в Microsoft Excel. Из всех типов уравнений для построения линий тренда была выбрана степенная, так как показатель R^2 для неё был во всех случаях выше, чем для остальных типов уравнений. Применение степенных уравнений для подобных целей ранее было обосновано в работе (Bahr, 1997).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При применении статистического анализа данных о морфометрических характеристиках ледников рассмотрены два принципа их выборки. Первый – анализ данных Каталога (glacru..., 2025) по горно-ледниковым районам (табл. 1). Второй подход предполагает анализ данных по морфологическим типам ледников (табл. 2). В первом случае рассматривались четыре крупнейших района горного оледенения России (Кавказ, Алтай, Камчатка и Корякское нагорье), во втором – все горные ледники материковой части России. В таблицах 1 и 2 приведены морфометрические характеристики ледников (длина, площадь) и их корреляция в соответствии с выборкой. Значения корреляции массивов величин длины и площади ледников подтверждают тесную связь между этими характеристиками.

В выборке по регионам (см. табл. 1) наиболее близкие значения средней длины и площади имеют ледники Кавказа и Алтая. Ледники Камчатки, в среднем, в 1.8 раза крупнее и в полтора раза длиннее. В Корякском нагорье ледники со-

Таблица 1. Сравнение морфометрических характеристик (площадь, длина) ледников крупнейших горно-ледниковых районов России

Table 1. Comparison of morphometric characteristics (area, length) of glaciers in the largest mountain-glacial regions of Russia

Район оледенения	Количество ледников	Площадь, км ²		Средняя длина, км	Коэффициент корреляции площади и длины
		суммарная	средняя		
Кавказ	2046	1067.1 ± 72.5	0.52	1.01	0.90
Алтай	988	523.1 ± 34.8	0.53	0.94	0.81
Корякское нагорье	890	296.3 ± 24.1	0.33	1.03	0.89
Камчатка	723	689.6 ± 25.8	0.95	1.54	0.85

Таблица 2. Сравнение морфометрических характеристик (площадь, длина) горных ледников различных морфологических типов, расположенных в материковой части России

Table 2. Comparison of morphometric characteristics (area, length) of mountain glaciers of different morphological types located in the mainland of Russia

Морфологический тип ледников	Количество ледников	Площадь, км ²		Средняя длина, км	Коэффициент корреляции площади и длины
		суммарная	средняя		
Каровый	2133	338.9 ± 38.7	0.16	0.61	0.87
Карово-долинный	919	546.5 ± 39.1	0.59	1.44	0.88
Висячий	820	74.0 ± 10.9	0.09	0.46	0.83
Карово-висячий	620	159.4 ± 15.7	0.26	0.82	0.90
Долинный	489	878.5 ± 45.7	1.80	2.70	0.82
Присклоновый	451	32.2 ± 5.8	0.07	0.43	0.77
Склоновый	103	10.9 ± 1.5	0.11	0.52	0.85
Барранкосов	51	77.8 ± 1.6	1.52	3.36	0.82
Сложный долинный	48	343.2 ± 14.1	7.15	5.86	0.90
Перемётно-долинный	42	218.8 ± 5.8	5.21	4.25	0.96
Плоских вершин	27	26.7 ± 1.2	0.99	1.03	0.68
Котловинный	25	22.3 ± 0.9	0.89	0.83	0.97
Прочие типы ледников	135	183.4 ± 5.1	1.36	1.74	0.92
Всего	5863	2912.7 ± 185.8	0.50	1.02	0.86

измеримы по длине, но заметно меньше по площади в сравнении с другими регионами. Во всех четырёх районах отмечены высокие значения корреляции длины и площади ледников, хотя, вполне очевидно, их климат сильно различается, и они расположены в разных физико-географических условиях. Разделение ледников по морфологическим типам также показало высокие корреляции длин и площадей ледников, при том, что средние и суммарные значения площади и количество ледников в группах заметно различаются (см. табл. 2). Для всего массива данных (5863 ледника) значение корреляции длины и площади ледников составило 0.86, что вполне соответствует уровню корреляций в большинстве групп. Отметим, что при ограничении выборки ледниками площадью 1 км² и более коэффициент корреляции их длины и площади остаётся на уровне 0.86.

Лишь в двух группах ледников (ледники присклонового типа и плоских вершин) значение корреляции длины и площади оказалось

ниже 0.8. По-видимому, взаимосвязь этих параметров для данных морфологических типов ледников ухудшается в связи с изменением подстилающей топографии. Напротив, для перемётно-долинных и котловинных ледников коэффициент корреляции длины и площади оказался близок к единице – 0.96 и 0.97, соответственно. Сложные долинные и карово-висячие ледники также имеют чёткую взаимосвязь длины и площади с уровнем корреляции этих величин 0.90. Эти группы ледников составляют около 12.5% от общего количества ледников, поэтому их вклад не может быть определяющим. В количественном отношении среди ледников всех типов преобладают каровые (36.4%), карово-долинные (15.7%) и висячие ледники (14.0%).

Категория “прочие типы ледников” содержит 135 ледников (см. табл. 2). Она включает в себя следующие ледники: морфологический тип их не определён (51 шт.); ледники подножий (45 шт.), выделение которых в Каталоге ледников России было унаследовано из Каталога ледников

СССР и, при этом, в ряде случаев противоречиво словарному определению этого морфологического типа в (Гляциологический словарь, 1984); малочисленные типы ледников, не обеспечивающие статистической значимости выборки. В этой категории также наблюдается высокая корреляция длины и площади (коэффициент корреляции 0.92). Таким образом, корреляционные связи длины и площади, представленные в таблицах 1 и 2, показали тесную взаимосвязь этих характеристик, независимо от способа выборки данных.

Коэффициенты корреляции периметра (протяжённость границ в плане) и длины ледника, а также площади и периметра, для всего массива из 5863 ледников составили 0.92. При ограничении выборки ледниками площадью 1 км² и более, коэффициенты корреляции этих характеристик остаются высокими и составляют 0.86 и 0.90 соответственно.

На следующем этапе рассмотрены различные типы линий тренда для всей совокупности горных ледников для пары характеристик “площадь—длина”. Наилучшим приближением этого соотношения служит степенная линия тренда с линейным коэффициентом равным 0.274 и по-

казателем степени равным 1.582, $R^2 = 0.91$. Соотношение площади и длины и соответствующая им линия тренда показаны на рис. 1, а. Постепенное удаление из выборки самых малых ледников приближает значение степени до величины 1.618. Выборка для ледников длиной более 0.2 и 0.4 км показана на рис. 1, б, в соответственно.

Отмечена важная особенность — линейный коэффициент A_i уравнения линии тренда фактически не изменяется при сокращении выборки за счёт малых ледников. Его величина меняется в узких пределах — от 0.273 до 0.274. Опираясь на опыт метода масштабирования (Bahr et al., 2015), рассмотрено условие равенства эмпирически полученной суммы площадей ледников и суммы, оцененной по уравнению с показателем степени 1.618 и $A_i = 0.274$. При этом равенство остаётся верным не только для всей выборки (погрешность оценки 0.1%), но и при сокращении выборки за счёт небольших и средних ледников. Для ледников длиной более 3 км (311 ледников) различие в оценке суммы площадей составляет 1.3%, для очень больших ледников длиной более 10 км (всего 13 ледников) — 2%. Линии тренда для тех же выборок дают отклонение от реальных сумм 12, 16 и 19% соответственно, что значительно хуже. Таким образом, в качестве наи-

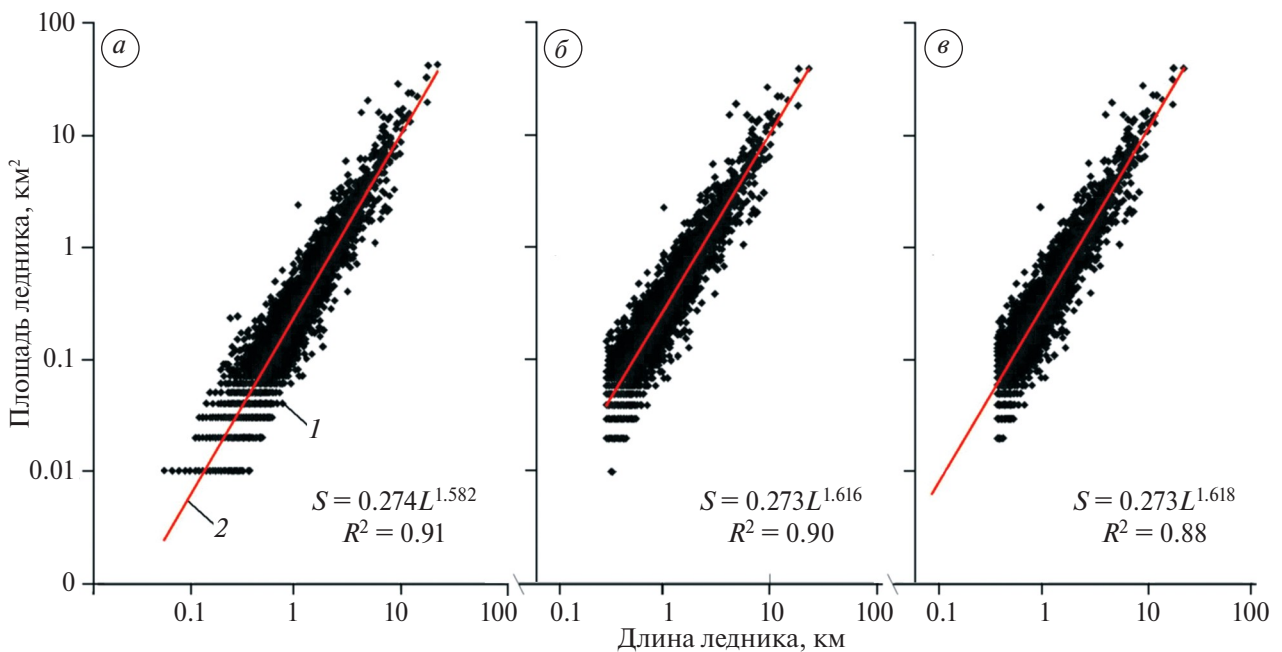


Рис. 1. Соотношение значений длины ледников и их площади: все ледники (а), ледники длиной более 0.3 км (б), ледники длиной более 0.4 км (в); 1 – данные, 2 – линия тренда. Шкалы даны в логарифмическом масштабе

Fig. 1. The ratio of the length of glaciers to their area: all glaciers (a), glaciers longer than 0.3 km (b), glaciers longer than 0.4 km (v); 1 – data, 2 – trend line. The scales are given on a logarithmic scale

лучшего приближения для всей выборки и его частей было выбрано уравнение вида:

$$S = A_i \cdot L^b, \quad 1)$$

где S – площадь ледника, L – длина ледника, A_i – линейный коэффициент, равный 0.274 для генеральной выборки и изменяется в зависимости от выборки, $b = 1.618$ – константа.

Далее проанализированы выборки по региональному и морфологическому признакам (см. табл. 1–2). Для разных выборок линии тренда уже заметно отличались от уравнения (1) по величине линейного и степенного коэффициентов. Применено уравнение (1) для различных выборок, и во всех случаях приближение в области крупных ледников было лучше, чем у линий тренда. При уточнении коэффициента A_i точность приближения улучшается. Уравнение (1) универсально для достаточно больших выборок ледников. Его использование даёт лучшее приближение, чем линии тренда, по критерию совпадения сумм (сумма площадей ледников, полученная по эмпирическим данным, практически совпадает с суммой площадей ледников, рассчитанных по формуле (1)). Кроме того, в отличие от “метода наименьших квадратов”,

применяемого для построения линий тренда, это уравнение даёт хорошее приближение в области крупных ледников, что важно для оценки ресурсов. Вероятно, уравнение (1) отражает физическую взаимосвязь морфометрических характеристик ледников, обусловленную реологическими свойствами льда, которые проявляются в больших массивах льда (ледниках). “Метод масштабирования”, который использовался преимущественно для полярных ледников (Bahr et al., 2015), показал, что ледники различных масштабов имеют общие закономерности в соотношениях морфометрических характеристик.

Также нами были рассмотрены характеристики “периметр–длина” (рис. 2) и “площадь–периметр” (рис. 3). На рисунках показаны соотношения парных характеристик, соответствующие им линии тренда и уравнения, подобные уравнению (1). Шкалы на рисунках даны в логарифмическом масштабе, уравнения линий тренда и соответствующий им коэффициент R^2 показаны справа от графиков. Для соотношения “периметр–длина” равенство сумм также выполняется с точностью 0.5%, но практического значения эта величина не имеет.

Условие равенства сумм (площадей) может быть применено для уточнения множителя A_i

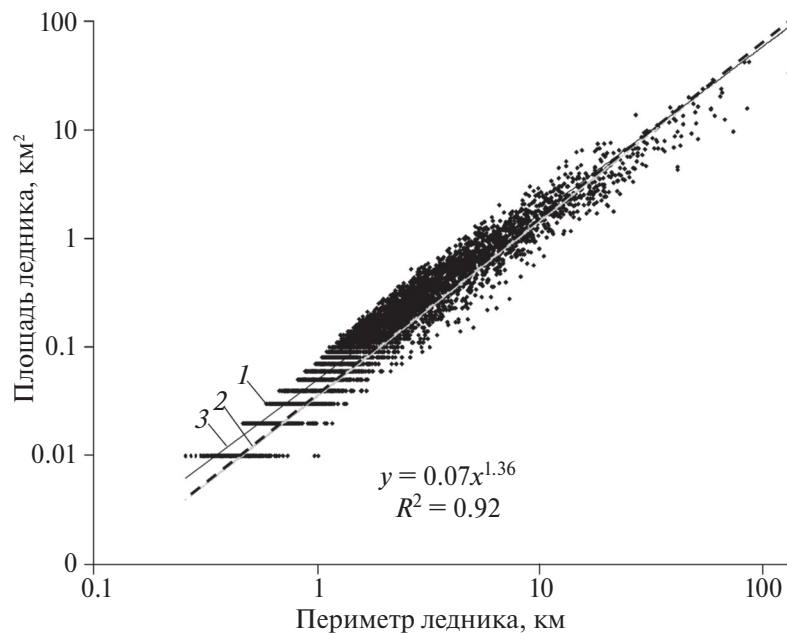


Рис. 2. Соотношение значений площади и периметра ледников. 1 – данные, 2 – линия уравнения (1), 3 – линия тренда. Шкалы даны в логарифмическом масштабе

Fig. 2. Ratio of area and perimeter values of glaciers. 1 – data, 2 – approximation (1), 3 – trend line. The scales are given on a logarithmic scale

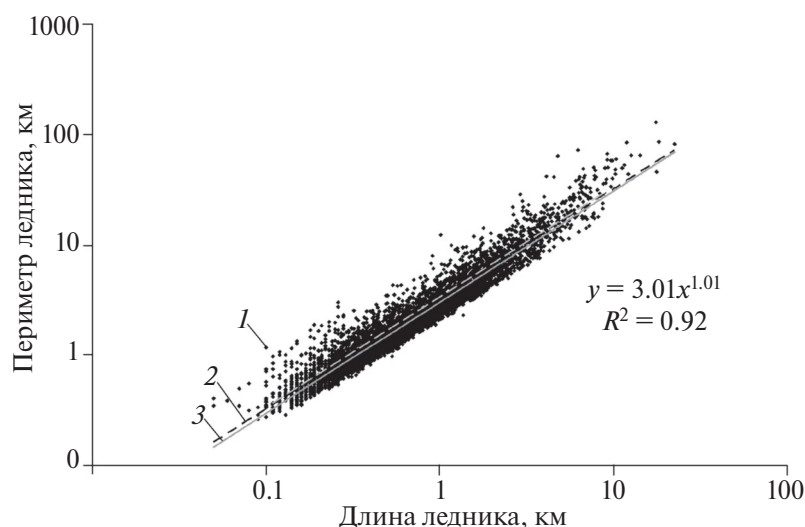


Рис. 3. Соотношение значений длины ледников и их периметра.

1 – данные, 2 – линия уравнения (1), 3 – линия тренда. Шкалы даны в логарифмическом масштабе

Fig. 3. The ratio of the length of glaciers to their perimeter

1 – data, 2 – approximation (1), 3 – trend line. The scales are given on a logarithmic scale

в уравнениях “площадь–длина” и “площадь–периметр”. Для всей совокупности горных ледников в уравнении (1) значение A_i составляет 0.274. Для отдельных ледниковых районов коэффициент A_i находится в диапазоне 0.24–0.31. В табл. 3 приведены морфометрические характеристики шести районов, существенно различающихся по количеству ледников. Для сравнения показаны коэффициенты линий тренда с наилучшим R^2 и линейные коэффициенты A_i . Как показано выше, показатель степени уравнения (1) имеет постоянное значение – 1.618. Указанные

значения коэффициента A_i (см. табл. 3) позволяют рассчитать суммарную площадь ледников с погрешностью менее 1%. Исключение составляют ледники Кузнецкого Алатау, где точность приближения составляет около 6%. Следует заметить, что ледники Кузнецкого Алатау имеют небольшие размеры (до 0.14 км²) и рассеяние точек на диаграмме (рис. 4, а) велико. Поскольку диапазон изменений площади ледников этого района очень небольшой, приближение уравнения (1) не может быть идеальным. Однако даже в этом случае линия уравнение (1) более

Таблица 3. Сравнение приближения площади и длины ледников, описываемых степенными линиями тренда и уравнением (1)

Table 3. Comparison of the approximation of the area and length of glaciers described by power trend lines and equation (1)

Название региона	Количество ледников	Коэффициенты степенной линии тренда		Коэффициенты уравнения (1)		Суммарная эмпирическая площадь ледников, км ²	Суммарная площадь ледников по уравнению (1), км ²	Отклонение приближения суммарной площади, %
		A_i	b	A_i	b			
Кавказ	2046	0.27	1.630	0.31	1.618	1067.1 ± 72.5	1074.2	-0.7
Корякское нагорье	890	0.27	1.445	0.26	1.618	296.3 ± 24.1	294.2	0.7
Сунтар-Хаята	251	0.29	1.680	0.31	1.618	133.0 ± 9.2	132.2	0.6
Хребет Черского	188	0.30	1.478	0.28	1.618	86.4 ± 6.7	85.6	0.9
Кузнецкий Алатау	101	0.11	1.037	0.24	1.618	3.4 ± 0.85	3.6	-5.9
Орулган	66	0.21	1.596	0.24	1.618	9.4 ± 1.0	9.5	-1.1

верно пересекает область больших ледников этого района, чем линия тренда (см. рис. 4, а). Для многочисленных ледников Кавказа (более 2000) уравнение (1) и линии тренда имеют близкие коэффициенты. Но в области крупнейших ледников уравнение (1) всё же лучше соответствует эмпирическим значениям, чем при использовании линии тренда (см. рис. 4, б).

Уточнение коэффициента A_i для различных морфологических типов ледников выявляет более широкий диапазон его изменчивости (табл. 4). Определения морфологических типов ледников рассматривались согласно (Гляциологический словарь, 1984). Значения коэффициента A_i рассчитаны из условия совпадения сумм

с погрешностью менее 1%. Для ледников с узкими и удлинёнными языками (присклоновые ледники и барранкосы) его значение не превышает 0.20, для небольших вытянутых склоновых ледников – 0.26, для ледников округлой формы (различные каровые ледники) – около 0.30. Долинным ледникам соответствует $A_i = 0.31$, сложным долинным ледникам (с обширной областью питания) – 0.36. Ледники плоских вершин, предгорные, перемётно-долинные ледники имеют коэффициент $A_i = 0.33–0.35$, эти ледники характеризуются растянутой областью питания по сравнению с их языками. Котловинные ледники, обладающие обширной областью питания, но коротким и узким языком, имеют максимальный коэффициент, равный 0.69.

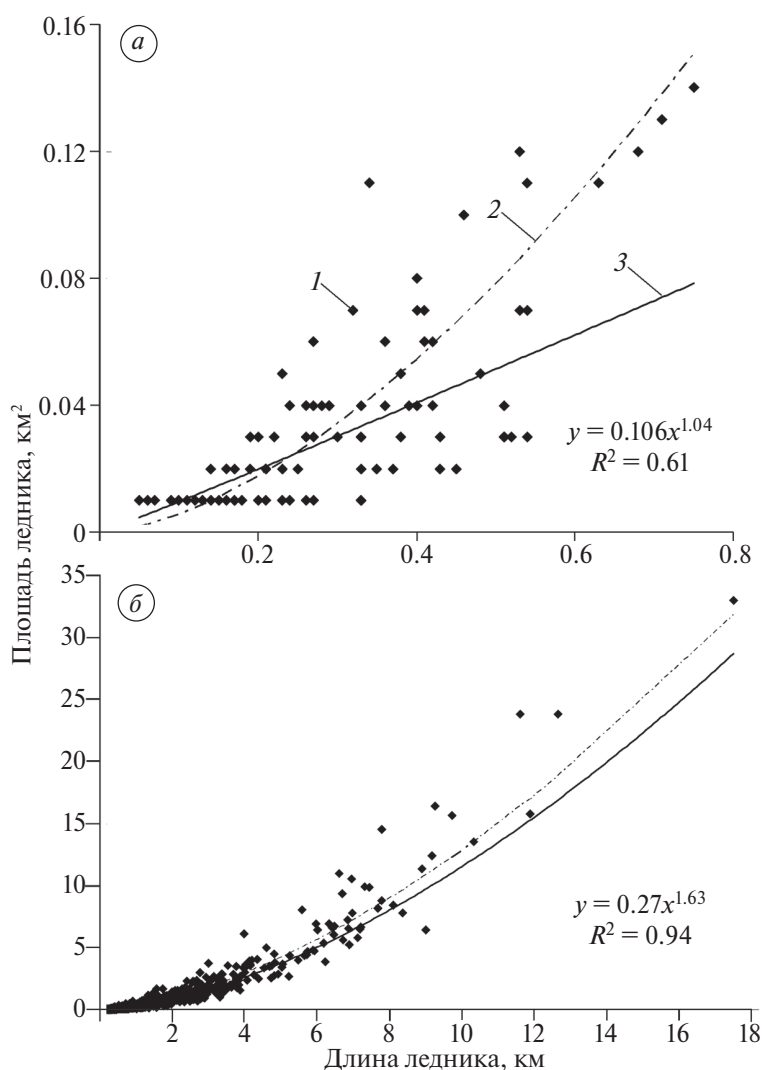


Рис. 4. Морфометрические характеристики (длина и площадь) ледников Кузнецкого Алатау (а) и Кавказа (б). 1 – данные электронного каталога (glacru..., 2025), 2 – линия уравнения (1), 3 – линия тренда

Fig. 4. Morphometric characteristics (length and area) of the Kuznetsk Alatau (a) and the Caucasus (b) glaciers. 1 – electronic catalog data (glacru..., 2025), 2 – line approximation (1), 3 – trend line

Таблица 4. Количество ледников основных типов, их средняя площадь и длина, максимальная площадь, значение коэффициента A_i **Table 4.** The number of glaciers of the main types, their average area and length, maximum area, the value of the coefficient A_i

Тип ледника	Количество ледников	Средняя площадь, км ²	Максимальная площадь, км ²	Средняя длина, км	Значение коэффициента A_i при условии равенства сумм*
Барранкосов	51	1.52	11.24 ± 0.09	3.36	0.165
Присклоновый	451	0.07	0.83 ± 0.06	0.42	0.230
Склоновый	103	0.11	0.61 ± 0.06	0.52	0.259
Висячий	820	0.09	2.12 ± 0.09	0.46	0.265
Карово-долинный	919	0.59	7.39 ± 0.30	1.44	0.287
Карово-висячий	620	0.26	2.87 ± 0.12	0.82	0.288
Каровый	2133	0.16	1.98 ± 0.04	0.61	0.307
Долинный	489	1.80	20.46 ± 0.64	2.69	0.310
Перемётно-долинный	42	5.21	42.33 ± 0.16	4.25	0.335
Подножий (предгорный)	45	0.80	17.19 ± 0.10	1.20	0.355
Плоских вершин	27	0.99	16.07 ± 0.42	1.03	0.355
Сложный долинный	48	7.15	33.03 ± 0.67	5.86	0.360
Котловинный	25	0.89	16.11 ± 0.38	0.83	0.695

*Коэффициент A_i подобран при условии, что суммарная эмпирическая площадь ледников и рассчитанная суммарная площадь по уравнению (1) различаются не более чем на 1%

Таким образом, статистический анализ морфометрических характеристик ледников выявил не только их высокие корреляции, но и их общие соотношения, которые могут быть приближённо описаны степенными уравнениями, различающимися лишь линейным множителем. Генеральная выборка без малых ледников выявила линию тренда (в соотношении “площадь—длина”), которая в дальнейшем была применена как универсальное приближение для отдельных выборок. Это приближение, уравнение (1), даёт линию, которая уравнивает взаимные отклонения эмпирических точек от неё. Изначально трудность заключалась в том, что в генеральной выборке присутствует большое количество малых ледников, создающих значительный “шум” в статистическом анализе морфометрических характеристик, и тем самым маскирующих универсальное приближение. Удаление 1650 малых ледников из генеральной выборки не существенно меняет её масштаб (см. рис. 1, в), так как диапазон площади ледников остаётся на прежнем уровне — от 0.03 до 42 км². В этом

вполне широком диапазоне проявилось подобие форм ледников. Оно проявляется в ряде крупных ледниковых районов. При этом достаточно использовать значение коэффициента $A_i = 0.3$. Для выборки ледников различного типа диапазон изменений A_i оказался достаточно широк (см. табл. 4). Анализ метода масштабирования в работе (Bahr, 2015) указывает на то, что этот коэффициент степенного уравнения лучше оставить константой при статистических оценках разных выборок. Но мы видим, что коэффициент A_i меняется в зависимости от типа ледника, а точнее, от особенностей его формы. Вероятно, развитие этого метода для горных ледников поможет в дальнейшем оценивать объёмы оледенений, исследуя зависимости “площадь—объём” на основе выявленных взаимосвязей морфометрических характеристик. Не исключено практическое использование уравнения (1) при моделировании горного оледенения. Отмечен интересный факт — степенное уравнение (1) имеет показатель степени, равный 1.618, т.е. приближённое число Фидия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистическое исследование морфометрических характеристик горных ледников России подтвердило наличие тесной связи и выявило высокую корреляцию парных соотношений: площадь—длина, периметр—длина и площадь—периметр. Значение корреляции площади и длины всех 5863 горных ледников России составляет 0.86. Коэффициенты корреляции длины и периметра, площади и периметра ледников приблизительно равны 0.9. Для данных по ледниковым районам или по типам ледников значения коэффициента корреляции морфометрических характеристик также остаются на уровне 0.8–0.9, а для котловинных и перемётно-долинных морфологических типов достигают 0.97.

Соотношение парных морфометрических характеристик горных ледников (площадь и длина, площадь и периметр) может быть приближённо описано степенной функцией с показателем степени около 1.6, на что указывает уравнение линии тренда. Сокращение выборки за счёт удаления самых малых ледников приводит показатель степени уравнения к значению 1.618. При этом линейный коэффициент A_i уравнения (1) фактически не изменяется. Мы рассмотрели это уравнение для разных выборок каталога ледников, отвергая предлагаемые линии тренда. Предложенное уравнение хорошо описывает соотношения морфометрических характеристик как для отдельных регионов, так и для разных морфологических типов ледников. Особенно важно, что это уравнение даёт оптимальное (в сравнении с линиями тренда) приближение для крупных ледников и с высокой точностью воспроизводит суммарные значения площади ледников в выборках.

Линейный коэффициент A_i в уравнении (1) для разных морфологических типов ледников изменяется в широких пределах (от 0.15 до 0.69), что, предположительно, связано с характерными формами ледников. При этом для выборок на региональном уровне этот коэффициент меняется гораздо меньше (от 0.24 до 0.31).

Благодарности. Статья подготовлена по материалам исследований по теме Государственного задания ИГ РАН № FMWS-2024-0004.

Acknowledgements. The research was conducted as part of the Institute of Geography RAS State Assignment, Project No. FMWS-2024-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Ерасов Н.В., Токмагамбетов Г.А. Некоторые статистические закономерности оледенения, получаемые по ограниченной информации // МГИ. 1983. Вып. 46. С. 100–105.
- Муравьев А.Я., Хромова Т.Е. Сокращение оледенения хребта Орулган (Верхоянский хребет) в 1951–2023 гг. // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 4. С. 513–526. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040036>
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. № 107. С. 87–96.
- Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- glacru//Электронныйресурс.URL:<https://www.glacru.ru/>. Архивы данных от 20.04.2020–07.02.2025. (Дата обращения 10.02.2025).
- Bahr D.B. Global distributions of glaciers properties: A stochastic scaling paradigm // Water Resources Research. 1997a. V. 33. № 7. P. 1669–1679. <http://dx.doi.org/10.1029/97WR00824>
- Bahr D.B. Width and length scaling of glaciers // Journal of Glaciology. 1997b. V. 43. №145. P. 557–562.
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers // Reviews of Geophysics. 2015. V. 53. No. 1. P. 95–140. <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000470>
- Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 203. P. 256–275. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf

Citation: Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Results of Statistical Analysis of Morphometric Characteristics of Mountain Glaciers in Russia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 243–253. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020023

Results of Statistical Analysis of the Morphometric Characteristics of Mountain Glaciers in Russia

© 2026 R. A. Chernov*, A. Ya. Muraviev

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

*e-mail: chernov@igras.ru

Received May 13, 2025; revised December 1, 2025; accepted March 23, 2026

Based on the statistical analysis of data from the electronic Catalogue of Glaciers of Russia, a study of the morphometric characteristics of 5863 mountain glaciers had been performed. The values of pair correlations of three characteristics (length, perimeter, area) of glaciers are at the level of 0.8–0.9, both for the entire data set and for different types of glaciers and different glaciated regions. Correlations remain high even when a random sample of glaciers of different scales is taken. The correlation analysis showed that the relationship of morphometric characteristics of mountain glaciers can be optimally described by power functions. In the “area-length” relationship, finding a trend line (using the least-squares method) for the entire dataset yields an equation with power of 1.582. As the smallest glaciers are excluded from the general sample, the power in the equation becomes 1.618, while the constant multiplier of the equation remains unchanged. For other samples from the dataset, the least-squares method constructs different trend lines, but the resulting equation remains the most optimal not in terms of maximum R^2 , but in terms of total area estimates and approximation in the area of large glaciers. In this case, the resulting equation indicates that the ratios of the morphometric characteristics of mountain glaciers are scalable and, as the study has shown, are applicable to many types of glaciers. For regional studies, it is important that the total values of the actual and calculated glaciation areas coincide with an error of less than 1%. Despite the high accuracy of total glaciation area estimates, the area of individual glaciers may differ significantly from the actual area and can only be considered as probabilistic.

Keywords: glacier, morphological type, area, correlation of morphometric characteristics, Phidias number

REFERENCES

- Glyatsiologichesky slovar'*. Glaciological glossary / Edited by V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Yerasov N.V., Tokmagambetov G.A. Some statistical regularities of glaciation obtained from limited information. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Materials of Glaciological Research. 1983, 46: 100–105. [In Russian].
- Muraviev A.Y., Khromova T.E. Reduction of glaciers in the Orulgan Range (Verkhoyansk Range) from 1951 to 2023. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (4): 513–526. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040036>
- Nikitin S.A. Patterns of distribution of glacial ice in Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Materials of Glaciological Research. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
- Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
- Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- glacru: official site. Retrieved from: URL: <https://www.glacru.ru/> (Last access: February 10, 2025.)
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers. *Reviews of Geophysics*. 2015. 53 (1): 95–140. <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000470>
- Bahr D.B. Width and length scaling of glaciers. *Journal of Glaciology*. 1997b, 43 (145): 557–562.
- Bahr D.B. Global distributions of glaciers properties: A stochastic scaling paradigm. *Water Resources Research*. 1997, 33 (7): 1669–1679. <http://dx.doi.org/10.1029/97WR00824>
- Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project. *Remote Sensing of Environment*. 2017, 203: 256–275. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf

УДК 551.324.6 + 551.482.4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА В БАСЕЙНЕ КУБАНИ

© 2026 г. В. Г. Коновалов

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: vladgeo@gmail.com

Поступила 26.08.2025 г.

После доработки 12.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Цель исследования: физико-статистическое моделирование факторов режима речного стока и оледенения, разработка метода расчёта и определение в бассейне Кубани многолетних изменений основных составляющих уравнения годового водного баланса (речной сток, осадки, испарение, подземный сток), ледникового стока V_{gl} и оценка влияния V_{gl} на изменение объёма и уровня Азовского моря. Определение V_{gl} на площади оледенения F_{gl} , где формируются основные компоненты ледникового стока, включает в себя ежегодный расчёт максимальной высоты параметра ELA (Equilibrium Line Altitude, высота линии равновесия аккумуляции и абляции) в зависимости от годового индекса баланса накопления и абляции I_B . Для оценки составляющих локального индекса баланса применены многолетние суммы и средние значения температуры воздуха и осадков за характерные интервалы времени на репрезентативных метеостанциях. Источниками для гляциологических и гидрологических расчётов послужили: каталогизированные морфометрические данные о ледниках и дистанционные измерения параметров оледенения; многолетние внутригодовые месячные суммы осадков и среднемесячные значения: температуры воздуха на метеорологических станциях в бассейне Кубани и на прилегающей территории; измерения стока воды на гидрологических постах в бассейнах Дона и Кубани. Для бассейна р. Теберда (приток Кубани) определены многолетние и средние значения за 1960–2000 гг. годовых объёмов осадков, речного стока, испарения, ледникового стока, подземного стока. Годовой объём V_{gl} на площади F_{gl} в бассейне Кубани изменялся от 0.542 до 1.143 км³. Относительный объём V_{in} притока V_{gl} в Азовское море, рассчитанный в устье Кубани за 1966–2017 гг., изменялся в интервале 1.3–41.6% от суммарного годового баланса Азовского моря. Результаты расчётов составляющих уравнения годового водного баланса Кубани за 1957–2018 гг. предназначены для водохозяйственных и гидропроектных организаций на Северном Кавказе.

Ключевые слова: ледниковый сток, Азовское море, река Кубань, многолетняя информация, характеристики оледенения и стока, приток в Азовское море

DOI: 10.7868/S2412376526020035

Это последняя публикация нашего коллеги В.Г. Коновалова (22.05.1937–08.03.2026).

ВВЕДЕНИЕ

Средние многолетние значения составляющих уравнения годового водного баланса для макро- и мезотерриториальных областей Северного Кавказа содержатся в работах (Лурье, 2003; Рец, 2013; Юмина, 2008) и других. В отличие от этих работ, объектом нашего исследования служит площадь F_{bas} речного водосбора, замыкаемая гидрологическим постом (гп), с учётом того, что данные о водных ресурсах рек на площади F_{bas} считаются

наиболее востребованными в водохозяйственных и гидропроектных организациях. В публикации (Бердников и др., 2023) установлено, что подавляющую долю (до 95–100%) материкового притока воды в Азовское море составляет суммарный сток рек Дон и Кубань. Поскольку современное горное оледенение существует только в бассейне Кубани, задачей работы служит оценка изменений за 1957–2018 гг. характеристик гидрологического режима оледенения и составляющих водного баланса в этом бассейне. Научным обоснованием

результатов водобалансовых расчётов принято заключение в работе (Виноградов, Виноградова, 2008) о пригодности уравнения водного баланса как для определения неизвестного члена, так и для контроля всех элементов этого уравнения. Методической основой расчётов гидрологического режима речных бассейнов Северного Кавказа снегово-ледникового типа формирования стока служат физико-статистические аналоги уравнений теплового и водного баланса.

СОСТАВЛЯЮЩИЕ УРАВНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА

Для водобалансовых расчётов применено уравнение годового водного баланса горно-ледникового речного бассейна в виде:

$$W_{\text{run}}(k) = Pr \cdot (F_{\text{bas}}) - Ev \cdot (F_{\text{bas}}) + V_{\text{gl}} + \Delta U \cdot (F_{\text{bas}}), \text{ в км}^3. \quad (1)$$

Здесь и далее k – номер календарного года, Pr и Ev – слои осадков и испарения на средней взвешенной высоте речного бассейна, F_{bas} – площадь бассейна выше замыкающего гидропоста,

ΔU – разность между средним многолетним и k -м значениями подземного стока, V_{gl} – объём ледникового стока, W_{run} – объём поверхностного речного стока с площади F_{bas} , измеренный на замыкающем гидропосту. Привязка компонентов правой части (1) к площади бассейна выше замыкающего гидропоста обусловлена необходимостью сравнения измеренного и рассчитанного годового стока. С учётом доступности и качества исходной гидрометеорологической информации оценка составляющих уравнения (1) выполнена для 1957–2018 гг. и более коротких интервалов времени.

В связи со значительной пространственной изменчивостью осадков в бассейне Кубани (Лурье, 2003; Ледники и климат Эльбруса, 2020) оценка качества расчётов $W_{\text{run}}(k)$ по уравнению (1) выполнена по данным метеостанций для горно-ледникового бассейна р. Теберда (приток Кубани). В табл. 1 приведены сведения и ссылки на результаты, относящиеся к определению составляющих уравнения (1). На рис. 1 приведена гидрографическая схема бассейна Кубани и расположения гидропостов, данные которых использованы в работе. Далее изложены методы и результаты определения составляющих уравнения (1).



Рис. 1. Гидрографическая схема бассейна р. Кубань. 1 – гидропост (гп) Тиховский на р. Кубань, 2 – гп хутор Грозный на р. Белая, 3 – гп хутор Догужиев на р. Лаба, 4 – гп станица Ладожская, верховье Кубани, 5 – гп Теберда на р. Теберда
Fig. 1. Hydrography sketch of the Kuban River Basin. The names of measurement sites. 1 – gauging station (GS) Tikhovskiy on the Kuban River, 2 – GS farm Grozny on the Belaya River, 3 – GS farm Doguzhiev on the Laba River, 4 – GS village Ladozhskaya upper reaches of the Kuban, 5 – GS Teberda on the Teberda River

Таблица 1. Информационно-методическая основа расчёта составляющих водного баланса
Table 1. Information and methodological basis for calculating the components of the water balance

Индекс	Интервал, годы	Метод	Исходные данные/ Источник из списка литературы	Результаты
<i>Бассейн р. Кубань</i>				
Vol 1	1957–2018	гидрометрия	Северо-Кавказское ГМС/ Bodo, 2000; Dai and Trenberth;	Табл. 2
Vol 2	1957–2018	гидрометрия	Северо-Кавказское ГМС/ Bodo, 2000; Dai and Trenberth	Табл. 2
Vol 3	1957–2018	гидрометрия	Северо-Кавказское ГМС	Табл. 2
Vol 4	1957–2018	гидрометрия	Северо-Кавказское ГМС	Табл. 2
Vol 5	1957–2018	$V_{gl}(k) = M(Z_f) F_{gl}$	Каталог ледников СССР, 1967; RGI Consortium, 2017; Каталог ледников России; WGMS, 2020; Konovalov, 2023, 2024	Табл. 2
Vol 6	1957–2018	$V_{gl}(k) \cdot K_{run}$ $K_{run} = 0.0002 Z + 0.0994$	Лурье, 2003	Табл. 2
<i>Бассейн р Теберда</i>				
Var 3	1957-2018	$Z_f(k) = (Z_{beg} + Z_{end})/2$	Каталог ледников СССР, 1967; RGI Consortium, 2017; Каталог ледников России; WGMS, 2020; RGI Consortium, 2017	Табл. 2
Var 4	1957–2018	$ELA_{max}(k) = Z_{end}(k) + \Delta Z(k) Prob(I_B)_k;$ $\Delta Z(k) = Z_{beg} - Z_{min};$ $Prob(I_B)_k = f(Ib).$	Каталог ледников СССР, 1967; Коновалов, 1985; RGI Consortium, 2017; Каталог ледников России; WGMS, 2020; Погода и Климат	Табл. 2
$W_{run}(k)$	1960–2000	гидрометрия	Северо-Кавказское ГМС	Рис. 3
Ev_k	1960–2000	$Ev_k = E F_{bas}$ $E = f(Z)$	Коновалов, Рудаков, 2018; Harris I. et al.; the CRU TS3.10	Рис. 3
V_{gl}	1960–2000	$V_{gl}(k) = M(Z_f) F_{gl}$	Каталог ледников СССР, 1967; RGI Consortium, 2017; Каталог ледников России; WGMS, 2020; Konovalov, 2023, 2024	Рис. 3
Pr^* $Pr^\#$ $Pr^+(k)$	1960–2000	$Pr^* = Pr^\# + (Pr^\# + Pr^+) \mu$ $Pr^\# = Const + c_1 z + c_2 \phi + c_3 \lambda$ $Pr^+(k) = W_{run} - Ev(F_{bas}) + W_{gl} + \Delta U(F_{bas})$	Погода и Климат; StatSoft, Inc. (2007).	Рис. 3

Vol 1 – сток р. Кубань (гп Тиховский), данные за 2006–2018 гг. восстановлены по связи со стоком Vol 3; Vol 2 – сток рек Кубань и Дон; Vol 3 – годовой приток в Краснодарское водохранилище из верховьев Кубани и рек Белая и Лаба; Vol 4 – приток в Краснодарское водохранилище из верховьев Кубани и рек Белая и Лаба за июль–сентябрь; Vol 5 – ледниковый сток в бассейне Кубани; Vol 6 – приток в Азовское море в устье Кубани; K_{run} – коэффициент стока; Var 3 – высота фирновой границы; Var 4 – максимальная высота ELA ; W_{run} – речной сток, Ev_k – испарение, W_{gl} – ледниковый сток, Pr^* , $Pr^\#$, – этапы расчёта осадков, $Pr^+(k)$ – конечный результат расчёта осадков после калибровки.

Vol 1 – runoff of the Kuban River (Tikhovsky gauging station), data for 2006–2018 were reconstructed by relation with the runoff Vol 3; Vol 2 – runoff of the Kuban and Don rivers; Vol 3 – annual inflow to the Krasnodar reservoir from the upper reaches of the Kuban and the Belaya and Laba rivers; Vol 4 – inflow to the Krasnodar reservoir from the upper reaches of the Kuban and the Belaya and Laba rivers for July-September; Vol 5 – glacial runoff in the Kuban basin; Vol 6 – inflow to the Sea of Azov at the mouth of the Kuban; K_{run} – runoff coefficient; Var 3 – the firm line elevation; Var 4 – maximum ELA ; W_{run} – river runoff, Ev_k – evaporation, W_{gl} – glacial runoff, Pr^* , $Pr^\#$, are the stages of precipitation calculation, $Pr^+(k)$ is the final result of precipitation calculation after calibration.

Ледниковый сток. Годовой сток с общей площади оледенения в речном бассейне представляет собой главным образом сумму объёмов таяния: льда под мореной V_{im} , открытого льда V_i , фирна возрастом более одного года V_{of} , зимнего V_{ws} и летнего снега V_{ss} . В зависимости от метода составления водного баланса речного бассейна перечисленные переменные суммируются согласно уравнениям:

$$V_{gl}(k) = \sum_{d_{begc}}^{d_{endc}} [V_{im}(\tau) + V_i(\tau) + V_{of}(\tau) + V_{of}(\tau) + V_{ws}(\tau) + V_{ss}(\tau)], \quad (2)$$

$$W_{gl}(k) = \sum_{d_{begi}}^{d_{endi}} [V_{im}(t_1) + V_i(t_1) + V_{of}(t_1)], \quad (3)$$

где k – номер года, d_{begc} и d_{endc} – даты начала и конца расчётного периода, d_{begi} и d_{endi} – даты начала и конца периода таяния льда, $\tau = d_{begc} \dots d_{endc}$, $t_1 = d_{begi} \dots d_{endi}$.

Возможность применения формул (2) и (3) для региональных расчётов ледникового стока V_{gl} и ледникового питания W_{gl} обусловлена наличием информации о многолетнем $k = 1 \dots N$, внутригодовом $t_k = d_{begi} \dots d_{endi}$ ходе ELA (аббревиатура Equilibrium Line Altitude) на ледниках $ELA = ELA(t)_k$ и максимальных значений ELA в конце периода абляции льда k -го года, т.е. $ELA_{max}(t)_k = ELA(d_{endi})$. При отсутствии данных: d_{begr} , d_{endr} , d_{begi} , d_{endi} и ELA применяется полученная в работе (Кренке, 1982) региональная степенная зависимость $M_{gl}(Z)$ от средней летней температуры воздуха $T_s(Z)$. Таким образом, вместо уравнения (2) используется формула (4).

$$V_{gl}(k) = M(Z_f) F_{gl}, \quad (4)$$

где $M(Z_f)$ – годовой слой таяния на высоте границы питания (Z_f) как функция средней летней температуры воздуха $T_s = T_s(Z)$, $Z_f = (Z_{beg} + Z_{end})/2$, Z_{beg} и Z_{end} – соответственно абсолютные высоты начала и конца ледников, F_{gl} – площадь оледенения. В этом случае влияние моренного покрова на объём V_{gl} , вероятно, учитывается связью между удельным балансом массы ледника и площадью морены, а определение остальных составляющих в правой части (1) выполняется безусловно, поскольку они находятся в интервале $Z_{beg} - Z_{end}$.

Учитывая линейный характер связи между слоем таяния и высотой над уровнем моря (Ко-

новалов, 1985), уравнение (4) применяется для определения годового/сезонного объёма ледникового питания W_{gl} , который формируется в областях абляции $V(Ab)$ и аккумуляции $V(Ac)$ в интервалах высоты: $Z_{end} - Z_{uml}$, $Z_{uml} - ELA_{max}$, и $ELA_{max} - Z_{beg}$. Здесь ELA_{max} – максимальная высота границы нулевого баланса аккумуляции и абляции на леднике в k году, Z_{uml} – верхний уровень распространения сплошного моренного покрова.

Определение таяния на площади F_{gl} , где формируются основные составляющие ледникового стока (Коновалов, 1985, 2015; Kononov, 2024) включает ежегодный расчёт максимального значения параметра ELA_{max} как функции годового индекса баланса аккумуляции и абляции (I_B). В качестве I_B для бассейна Кубани были испытаны: региональный баланс массы ледников для Северного Кавказа (Dyurgerov, 2010); локальные балансы массы на условно репрезентативных ледниках Гарабаши и Джанкуат (WGMS, 2020); разность безразмерных аномалий осадков и температуры воздуха за характерные интервалы времени на метеостанции Зеленчукская (Погода и климат, 2022). Наиболее информативным оказался годовой баланс массы на леднике Джанкуат. Среднюю за многолетний интервал времени максимальную высоту ELA в k -ом году определяем по формуле:

$$ELA_{max}(k) = Z_{end}(k) + \Delta Z(k) \cdot Prob(I_B)_k, \quad (5)$$

где $\Delta Z = (Z_{beg} - Z_{end})$, $Prob$ – статистическая обеспеченность гидрологической величины (Коновалов, 1985). Расчет объёмов поступления талой воды с площади оледенения выполняется отдельно для высотных интервалов $Z_{end} - ELA_{max}$ и $ELA_{max} - Z_{beg}$. При этом принято, что из интервала $Z_{end} - ELA_{max}$ вся вода попадает в русло реки, а в интервале $ELA_{max} - Z_{beg}$ часть объёма таяния расходуется на внутреннее питание ледников. Использование этих высотных суб-интервалов для определения V_{gl} приводит к частичному игнорированию влияния имеющейся поверхностной морены на таяние в масштабе совокупности ледников. Ежегодные значения F_{gl} , Z_{beg} и Z_{end} , необходимые для расчёта V_{gl} в бассейне Кубани, получены автором путём линейной либо полиномиальной фильтрации трёхразовых срезов F_{gl} , Z_{beg} и Z_{end} в интервале 1957–2018 гг. Источники данных – Каталог ледников СССР, 1967; RGI Consortium, 2017; Каталог ледников России; WGMS, 2020. За 1957–2018 гг. F_{gl} уменьшилась

от 216.6 до 200 км², высота Z_{beg} и Z_{end} возросла соответственно от 3470 до 3793 м и от 2631 до 2747 м.

Определение в бассейне Кубани $V_{\text{gl}}(k)$ как функции $T_s(k) = T(Z)$ и осадков Pr в уравнении (1) основано на измерениях температуры воздуха и осадков на метеостанциях: Красная поляна (566), Владикавказ (703), Зеленчукская (929), Теберда (1313), Клухорский перевал (2039), Шаджатмаз (2056), Сулак (2923) (Погода и Климат, 2022). Здесь после названия метеостанций в скобках дана высота в метрах над ур. моря. Ежегодный коэффициент корреляции зависимости $T_s = f(Z)$ в течение 1957–2018 гг. изменялся от -0.98 до -1.00 . Тренд T_s на высоте Z_f равен $0.015 \cdot N_{\text{year}} + 5.7$, N_{year} – номер года.

В итоге рассчитано многолетнее изменение годового объёма V_{gl} и его относительный вклад $\Omega = V_{\text{gl}}/Vol(6-8)$ в сток Кубани (гидропост Тиховский), $Vol(6-8)$ – объём стока за июнь–август. При применении доступных измерений стока на этом гидропосту за 1957–2005 гг. Ω изменялся за лето от 10.4 до 47.1%, а за год от 3.6 до 12.4%, и в суммарном годовом стоке Дона и Кубани от 1.2 до 4.7%. В данном случае оценки вклада V_{gl} в сток Кубани не являются территориально значимыми, поскольку данные о режиме стока на гп Тиховский подвержены влиянию Краснодарского водохранилища. Для освобождения от антропогенного влияния этого водохранилища на параметр Ω и получения характеристик естественного стока Кубани (W_{run}) использованы измерения стока на реках снеговой типа питания, расположенных выше Краснодарского водохранилища. Это реки (см. рис. 1): Белая (гп хутор Грозный), Лаба (гп хутор Догужиев) и речные бассейны в верховьях Кубани, которые характеризуют данные по стоку на гидропосту станица Ладожская. Всего в бассейне Кубани находится 15 водохранилищ, из них 14 небольших по площади и объёму расположены ниже Краснодарского водохранилища и не влияют на расчёт параметра Ω . Источники данных по стоку (Лурье, 2003; Государственный ..., 2000–2009; Юмина, 2008; Vodo, 2000; Dai and Trenberth, electronic resource).

В результате применения W_{run} и V_{gl} за 1957–2018 гг. (табл. 2) минимальный, максимальный и средний вклады в процентах ледникового стока в годовой сток Кубани выше Краснодарского водохранилища определены соответственно как: 4.6, 16.0, 8.9.

Ледниковый сток и изменение объёма Азовского моря. Поскольку ледниковый сток попадает в моря только как часть речного стока, обоснованными оценками вклада V_{gl} в изменения объёма и уровня Азовского моря следует считать значения V_{gl} , приведённые к устью Кубани. Разумеется, этот вывод относится и к другим аналогичным ситуациям на планете Земля.

Для определения среднего за 1957–2018 гг. вклада ледникового стока в устье Кубани в изменение уровня Азовского моря воспользуемся известным понятием коэффициента стока K_{run} . По данным в работе (Лурье, 2003) об изменении годового коэффициента стока на различных высотах в бассейне Кубани автором получено уравнение:

$$K_{\text{run}} = 0.0002 \cdot Z + 0.0994, \quad (6)$$

где Z высота в м над ур. моря, коэффициент детерминации $R^2 = 0.94$. Для бассейна р. Терек найдено аналогичное уравнение:

$$K_{\text{run}} = 0.0002 \cdot Z + 0.093 \quad (7)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.99$.

В устье Кубани средний годовой объём притока $V_{\text{gl}}(\text{in})$ в Азовское море равен 0.0795 км³. Эта величина получена как произведение K_{run} , найденного по уравнению (6) при $Z = 0$, и объёма годового ледникового стока $V_{\text{gl}} = 0.8000$ км³, рассчитанного в среднем за 1957–2018 гг. для оледенения Кубани. Средний вклад V_{gl} за этот же период в годовой материковый сток в Азовское море составил 0.39%. При использовании оценок водного баланса Азовского моря в работе (Бердников и др., 2023) средний годовой вклад $V_{\text{gl}}(\text{in})$ в среднее изменение объёма Азовского моря за 1966–2017 гг. составляет 3.8% от 2.1 км³. Интервал 1966–2017 гг. обусловлен наличием сведений за общий период расчёта.

В результате построения линейных однофакторных связей между средним годовым изменением уровня Азовского моря ΔH (Мировой водный..., 1974) и потенциально возможными влияющими факторами получены следующие коэффициенты корреляции r : $\Delta H = f(V_{\text{gl}}(\text{in}))$, $r = 0.180$; $\Delta H = f(Z_f)$, $r = 0.081$; $\Delta H = f(W_{\text{riv}})$, $r = 0.202$; $\Delta H = f(V)$, $r = 0.477$. Здесь W_{riv} – сумма годового стока рек Дон и Кубань, V – водный баланс Азовского моря по данным (Бердников и др., 2023), остальные обозначения прежние.

Таблица 2. Составляющие уравнения годового водного баланса в бассейне Кубани

Table 2. Components of yearly water balance equation in the Kuban River basin

Год	F_{gl} , км ²	км ³ /год						%		м над ур. моря	
		Vol 1	Vol 2	Vol 3	Vol 4	Vol 5	Vol 6	Var 1	Var 2	Var 3	Var 4
1957	214.6	10.67	35.20	7.94	2.26	0.86	0.09	10.8	37.9	3048	2983
1958	215.3	14.03	38.98	9.82	3.28	0.77	0.08	7.8	23.5	3058	2739
1959	216.0	10.22	32.68	7.62	2.14	0.85	0.09	11.2	39.8	3067	2936
1960	216.6	13.04	37.01	9.68	2.92	0.69	0.07	7.1	23.5	3077	2657
1961	217.3	12.35	29.52	7.98	2.73	0.83	0.08	10.4	30.3	3086	2811
1962	218.0	12.58	27.91	7.87	2.37	0.90	0.09	11.4	37.8	3095	2951
1963	218.6	16.39	48.06	10.44	4.00	0.60	0.06	5.8	15.1	3104	2696
1964	219.3	10.98	42.24	8.38	2.92	0.72	0.07	8.6	24.7	3113	2898
1965	219.9	12.12	30.13	8.34	3.08	0.81	0.08	9.7	26.3	3121	2861
1966	220.6	12.05	29.05	9.67	4.41	0.95	0.09	9.8	21.6	3129	2644
1967	221.3	13.04	28.91	9.36	4.11	0.55	0.05	5.8	13.3	3137	2840
1968	221.9	14.79	41.28	10.75	3.18	0.69	0.07	6.4	21.6	3145	2957
1969	222.6	6.79	20.38	5.34	1.48	0.84	0.08	15.7	56.5	3152	3521
1970	223.3	10.83	38.23	8.00	2.19	0.68	0.07	8.5	30.9	3160	2802
1971	223.9	9.68	30.61	6.96	1.89	0.77	0.08	11.1	40.8	3167	3118
1972	224.6	12.27	20.49	9.81	2.79	0.87	0.09	8.9	31.2	3173	3589
1973	225.3	9.99	21.18	7.38	2.20	0.68	0.07	9.3	31.1	3180	3149
1974	225.9	8.92	25.06	6.88	1.96	0.66	0.07	9.6	33.6	3186	2946
1975	226.6	10.37	21.69	7.11	1.85	0.89	0.09	12.5	48.1	3192	3504
1976	227.3	12.05	22.05	10.36	2.39	0.77	0.08	7.4	32.3	3198	2896
1977	227.9	10.22	31.75	9.03	2.99	0.74	0.07	8.1	24.6	3203	3229
1978	228.6	11.67	35.53	7.97	2.85	0.72	0.07	9.1	25.3	3209	2766
1979	229.2	10.14	47.14	8.31	2.08	0.77	0.08	9.3	37.2	3214	3220
1980	229.9	12.27	32.05	8.62	1.74	0.89	0.09	10.3	51.3	3218	2869
1981	230.6	13.11	46.40	8.63	2.69	0.69	0.07	8.0	25.5	3223	3529
1982	231.2	13.65	34.62	9.67	3.45	0.65	0.07	6.7	18.9	3227	2815
1983	231.9	8.08	25.86	6.05	1.55	0.72	0.07	11.8	46.1	3231	3581
1984	232.6	9.53	21.61	7.16	2.36	0.74	0.07	10.4	31.4	3235	3002
1985	233.2	9.68	29.11	6.66	1.50	0.77	0.08	11.6	51.5	3239	3288
1986	233.9	6.86	29.46	5.06	1.32	0.83	0.08	16.4	62.6	3242	3354
1987	234.6	14.41	33.12	11.40	3.88	0.81	0.08	7.1	20.9	3245	2684
1988	235.2	13.65	34.47	10.79	3.50	0.72	0.07	6.6	20.4	3248	2748
1989	235.9	16.01	32.14	13.29	3.84	0.92	0.09	7.0	24.1	3251	3078
1990	236.6	10.29	25.95	8.85	1.78	0.69	0.07	7.8	38.7	3254	2916
1991	237.2	10.45	33.05	8.76	3.08	0.85	0.09	9.7	27.7	3256	3249
1992	237.9	16.24	32.48	12.78	3.48	0.59	0.06	4.6	16.9	3258	3128
1993	238.5	14.10	35.95	11.76	3.56	0.72	0.07	6.1	20.2	3259	2717
1994	239.2	7.40	43.13	5.94	0.99	0.61	0.06	10.2	61.0	3261	3567

Таблица 2. Окончание

Год	F_{gl} , км ²	км ³ /Год						%		м над ур. моря	
		Vol 1	Vol 2	Vol 3	Vol 4	Vol 5	Vol 6	Var 1	Var 2	Var 3	Var 4
1995	239.9	11.97	34.22	10.36	2.82	0.77	0.08	7.5	27.4	3262	3073
1996	240.5	11.28	38.52	10.34	3.36	0.84	0.08	8.1	24.9	3263	3158
1997	241.2	17.08	39.95	14.26	4.02	0.85	0.09	6.0	21.2	3264	2995
1998	241.9	11.97	34.91	10.52	1.79	1.07	0.11	10.2	59.7	3265	3659
1999	242.5	11.06	33.18	8.12	2.30	0.88	0.09	10.8	38.2	3265	3412
2000	243.2	12.50	33.07	8.34	2.01	1.04	0.10	12.5	51.7	3265	3723
2001	240.8	10.67	30.24	7.73	1.69	0.88	0.09	11.4	51.9	3265	3477
2002	238.4	17.00	36.40	14.40	5.04	0.73	0.07	5.1	14.5	3264	2841
2003	236.0	10.29	33.74	8.53	1.97	0.70	0.07	8.2	35.7	3264	2986
2004	233.6	15.93	41.00	13.31	4.24	0.80	0.08	6.0	18.8	3263	2763
2005	231.2	14.87	39.36	11.11	2.32	0.82	0.08	7.3	35.1	3262	2908
2006	228.8	14.18	42.81	13.52	3.65	1.15	0.11	8.5	31.4	3260	3560
2007	226.4	11.51	28.19	9.46	2.09	0.81	0.08	8.6	38.7	3259	3822
2008	224.0	11.21	30.96	10.45	2.51	0.79	0.08	7.6	31.7	3257	3357
2009	221.6	11.51	27.56	10.41	3.32	0.61	0.06	5.9	18.5	3255	3216
2010	219.2	13.65	33.73	13.02	3.56	1.11	0.11	8.5	31.2	3253	3456
2011	216.8	12.50	26.17	10.43	2.90	0.88	0.09	8.4	30.3	3250	3494
2012	214.4	9.61	28.21	9.58	2.60	0.90	0.09	9.4	34.4	3247	3788
2013	212.0	9.84	26.71	8.81	2.58	0.62	0.06	7.0	23.9	3244	3373
2014	209.6	13.11	29.13	11.61	2.34	0.93	0.09	8.0	39.5	3241	3761
2015	207.2	9.61	24.27	10.38	2.20	0.97	0.10	9.3	43.9	3238	3660
2016	204.8	12.43	24.72	9.61	3.29	0.83	0.08	8.7	25.3	3234	3503
2017	202.4	14.03	26.94	9.65	2.25	0.96	0.10	10.0	42.8	3230	3519
2018	200.0	13.95	36.62	10.44	2.29	0.87	0.09	8.4	38.1	3226	2837
X	226.4	11.98	32.34	9.43	2.71	0.80	0.08	8.9	32.8	3209	3155
макс	243.2	17.08	48.06	14.40	5.04	1.15	0.11	16.4	62.6	3265	3822
мин	200.0	6.79	20.38	5.06	0.99	0.55	0.05	4.6	13.3	3048	2644
σX	10.6	10.67	35.20	7.94	2.26	0.86	0.09	2.3	12.1	62.9	340.9
C_v	0.05	0.20	0.21	0.22	0.31	0.16	0.16	0.26	0.37	0.02	0.11
C_s	-0.44	0.12	0.30	0.35	0.43	0.46	0.46	0.87	0.68	-1.16	0.31

Vol. 1 – сток р. Кубань (гп Тиховский), данные за 2006–2018 гг. восстановлены по связи со стоком Vol. 3; Vol. 2 – сток рек Кубань и Дон; Vol. 3 – годовой приток в Краснодарское водохранилище из верховьев Кубани и рек Белая и Лаба; Vol. 4 – приток в Краснодарское водохранилище из верховьев Кубани и рек Белая и Лаба за июль–сентябрь; Vol. 5 – ледниковый сток в бассейне Кубани; Vol. 6 – приток в Азовское море в устье Кубани; Var 1 – отношение Vol. 5/Vol. 3; Var 2 – отношение Vol. 5/Vol. 4; Var 3 – высота фирновой границы; Var 4 – максимальная высота ELA ; X – среднее значение; σX – среднеквадратичное отклонение; C_v – коэффициент вариации, C_s – коэффициент асимметрии.

Vol. 1 – runoff of the Kuban River (Tikhovsky gauging station), data for 2006–2018 reconstructed by relation with the runoff Vol. 3; Vol. 2 – runoff of the Kuban and Don rivers; Vol. 3 – annual inflow to the Krasnodar reservoir from the upper reaches of the Kuban and the Belaya and Laba rivers; Vol. 4 – inflow to the Krasnodar reservoir from the upper reaches of the Kuban and the rivers Belaya and Laba for July–September; Vol. 5 – glacial runoff in the Kuban basin; Vol. 6 – inflow to the Sea of Azov at the mouth of the Kuban; Var 1 – ratio Vol. 5/Vol. 3; Var 2 – ratio Vol. 5/Vol. 4; Var 3 – the firn line elevation; Var 4 – maximum ELA ; X is the average value; σX is the standard deviation; C_v is the coefficient of variation, C_s is the coefficient of asymmetry.

Расчёт осадков. По средним многолетним данным 10 метеостанций из работы (Лурье, 2003) установлено, что пространственное изменение осадков (мм/год) в бассейнах рек Кубани и Терека в интервале высот $Z = 500\text{--}3500$ м. над ур. моря описывает одномерная зависимость (8):

$$Pr(Z) = 0.245 \cdot Z + 683.5. \quad (8)$$

Статистические характеристики уравнения (8) равны: средняя годовая сумма осадков – 1134 мм, коэффициент вариации – 0.56, коэффициент детерминации – 0.26, среднее квадратичное отклонение – 476 мм, среднее квадратичная ошибка расчёта Pr – 410 мм/год. Поскольку использование (8) не обеспечивает удовлетворительного качества расчётов Pr , далее изложены результаты оценки пространственно-временных многолетних изменений Pr по уравнению множественной линейной регрессии вида

$$Pr(k) = Const + c_1z + c_2\phi + c_3\lambda, \quad (9)$$

где $Const$, $c_1\text{--}c_3$ – локальные эмпирические параметры, которые определены по программе “STATISTICA” (StatSoft, Inc., 2007); z , ϕ и λ – соответственно высота над уровнем моря, широта и долгота. Для расчёта многолетних изменений параметров $Const$, $c_1\text{--}c_3$ использованы измерения годовых осадков на метеостанциях.

Ледниковый сток. Первоначально полученная по формуле (9) величина годовых осадков $Pr^\#$ с низким коэффициентом детерминации 0.17 была откалибрована по формуле (10):

$$Pr^* = Pr^\# + (Pr^\# + Pr^+) \cdot \mu, \quad (10)$$

где Pr^* , $Pr^\#$ и Pr^+ соответственно откалиброванные, первоначальные и условные значения осадков, μ – эмпирический индекс, обеспечивающий наилучший прирост первоначального коэффициента детерминации $R^2 = 0.17$. Значение Pr^+ определено по уравнению (11)

$$Pr^+(k) = W_{\text{run}} - Ev \cdot (F_{\text{bas}}) + W_{\text{gl}} + \Delta U \cdot (F_{\text{bas}}), \quad \text{в км}^3. \quad (11)$$

В результате численных экспериментов установлено $\mu = 0.5$, при котором $R^2 = 0.41$, а среднее Pr^* за 1960–2000 гг. равно 0.934 км^3 . Затем откалиброванное значение Pr^* и рассчитанные значения других составляющих в правой части (1) были вставлены в уравнение водного баланса (1) и определён $KG^* = 0.51$ – уточнённый индекс Клинга–Гупты качества моделирования годового стока р. Теберда по методу, изложенному в работах (Kling et al., 2012; Knoben et al., 2019).

Расчёт испарения. Общий вид формулы для определения объёма испарения Ev ($\text{км}^3/\text{год}$) на площади F_{bas} таков:

$$Ev_k = E \cdot F_{\text{bas}}. \quad (12)$$

Здесь E – суммарный за k год слой испарения в мм. Подробно методика расчёта E , основанная на использовании уравнения Ольдекопа, описана в работах (Коновалов, Рудаков, 2018; Konovalov, 2024). Здесь приведено только конечное выражение для оценки E на средней взвешенной высоте \bar{z} в бассейне Теберды.

$$E(\bar{z})_k = PE(\bar{z}) \text{th}[P(\bar{z})/PE(\bar{z})], \quad (13)$$

$$PE(\bar{z})_k = 0.0018(25 + T)^2(100 - H_R). \quad (14)$$

В (13)–(14): $P(\bar{z})$ – осадки, PE – потенциальное испарение, T – температура воздуха, H_R – относительная влажность воздуха в %. Все переменные определяются на высоте \bar{z} . Исследование и контроль различных методов расчёта испарения показали (Ху С.-Y., Singh V.P., 1998), что формула (14) позволяет получать результаты, близкие к данным испарителя. Параметры зависимости $E = f(Z)$, которые получены в результате извлечения и обработки многолетних данных в климатической базе CRU (Harris et al., 2020), приняты приемлемыми для расчётов объёма испарения Ev по формуле (12).

Подземный сток. На основании анализа графика внутригодового распределения месячных объёмов стока р. Теберда (г/п Теберда), в качестве предварительной оценки среднего значения подземного питания в 1960–2000 гг. принят объём стока р. Теберда за январь–март. Судя по графику на рис. 2, источники внешнего питания поверхностного речного стока в январе–марте практически отсутствуют. Статистические параметры этого временного ряда следующие: среднее 0.035 км^3 , стандарт отклонения 0.006 , коэффициент вариации 0.16 .

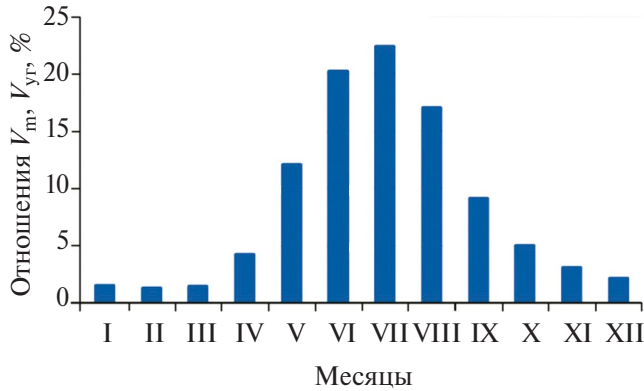


Рис. 2. Среднее отношение месячных объемов V_m к годовому V_{yr} стока р. Теберда (гп Теберда) в течение января–декабря за 1948–2005 гг.
Fig. 2. Mean relations of monthly V_m volumes to the V_{yr} year volume of Teberda river runoff during January–December, 1948–2005

РЕЗУЛЬТАТЫ

Основные результаты решения поставленных в работе задач характеризуют рис. 3 и 4 и табл. 2 и 3. На указанных рисунках годы с 1960 по 2000 г. выбраны для обеспечения единого временного интервала для всех переменных. Данные (см. табл. 2–3) упрощают применение статистических коэффициентов и критериев с целью

численного описания природных связей и зависимостей в бассейне р. Кубани. Показано это на примере расчёта коэффициента регрессии m линейного однофакторного уравнения зависимости $Y = f(X)$:

$$Y = mX + b, \tag{15}$$

где
$$m = \frac{(\overline{YX} - \bar{X} * \bar{Y})}{(\overline{X^2} - \bar{X}^2)}, \tag{16}$$

$$b = \bar{Y} - m\bar{X}, \tag{17}$$

где символ тильда над переменной означает осреднение. Учитывая, что для возрастающих функций $Y = f(X)$ коэффициент m имеет положительное значение, а для убывающих – отрицательное, представляет интерес оценка m при описании притока $V_{gl}(in)$ ледникового стока V_{gl} в Азовское море через устье Кубани. Так, после применения данных (см. формулы (15)–(17); табл. 3) установлено, что m близок к нулю для зависимостей $V_{gl}(in)$ от площади оледенения, речного стока за июль–сентябрь, максимальных значений ELA , высоты фирновой границы. Пригодная для расчётов $V_{gl}(in)$ – зависимость от средней летней температуры воздуха на высоте фирновой границы с коэффициентом детерминации 0.91 и $m = 0.012$.

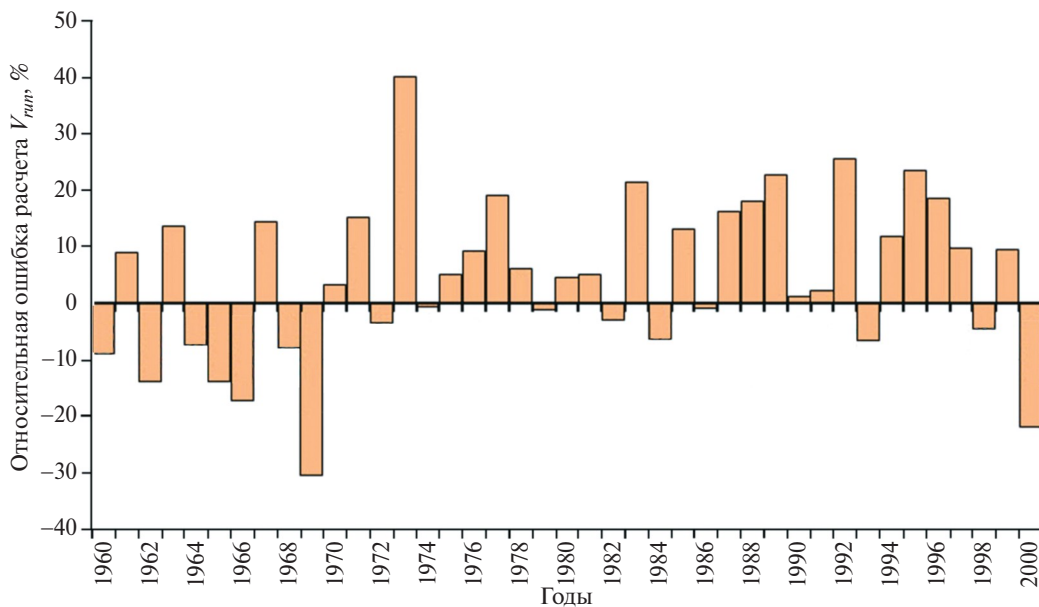


Рис. 3. Многолетнее изменение относительной ошибки ΔW_{run} расчёта годового объёма поверхностного речного стока с площади F_{bas} в бассейне р. Теберда. По оси ординат ΔW_{run} в %, по оси абсцисс – годы. Среднее абсолютных значений ΔW_{run} за 1960–2000 гг. равно 11.8%
Fig. 3. Long-term changes in the relative error ΔW_{run} in calculating the annual volume of surface river runoff from the F_{bas} area in the basin of the Teberda river. On the ordinate axis ΔW_{run} in %, on the abscissa axis – years. The average absolute values of ΔW_{run} for 1960–2000 is 11.8%.

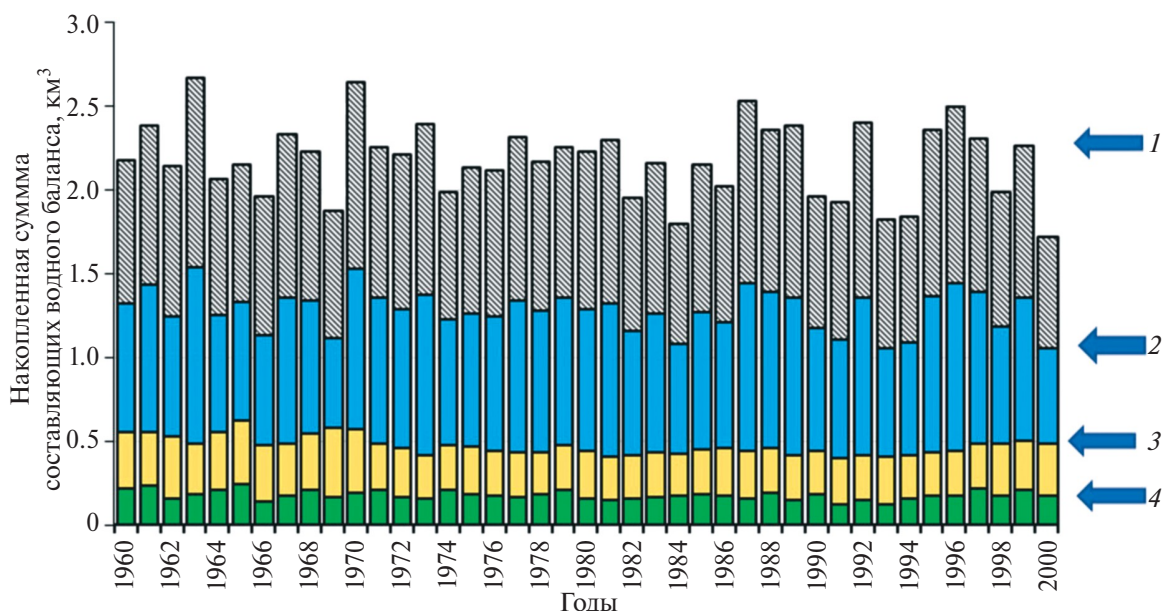


Рис. 4. Сводные результаты расчета годового водного баланса в бассейне р. Теберда в течение 1960–2000 гг. Условные обозначения годовых сумм: 1 – осадки, 2 – речной сток, 3 – испарение, 4 – ледниковый сток
Fig. 4. Summary results of the calculation of the annual water balance during of 1960–2000 in the basin of the Teberda river. Symbols of annual amounts: 1 – precipitation, 2 – river runoff, 3 – evaporation, 4 – glacial runoff

Таблица 3. Статистические параметры и парные корреляционные связи гидрологических характеристик в бассейне Кубани

Table 3. Statistical parameters and pair correlation relationship of hydrological characteristics in the Kuban River basin

X	σX	F_{gl}	$X1$	$X2$	$X3$	$X4$	$X5$	$X6$	$X7$	$X8$	$X9$	$X10$	$X11$
226.4	10.60	1	0.03	0.22	0.06	0.01	-0.09	-0.02	0.08	-0.09	0.49	-0.04	-0.37
11.98	2.37	0.03	1	0.43	0.85	0.76	0.07	-0.72	-0.63	0.07	0.05	-0.38	0.05
32.34	6.69	0.22	0.43	1	0.32	0.30	-0.11	-0.37	-0.26	-0.11	-0.03	-0.29	-0.17
9.43	2.11	0.06	0.85	0.32	1	0.76	0.22	-0.77	-0.59	0.22	0.32	-0.15	0.17
2.71	0.85	0.01	0.76	0.30	0.76	1	-0.07	-0.71	-0.87	-0.07	-0.03	-0.45	-0.08
0.80	0.13	-0.09	0.07	-0.11	0.22	-0.07	1	0.39	0.40	1.00	0.16	0.43	0.95
8.86	2.28	-0.02	-0.72	-0.37	-0.77	-0.71	0.39	1	0.82	0.39	-0.15	0.40	0.38
32.79	12.10	0.08	-0.63	-0.26	-0.59	-0.87	0.40	0.82	1	0.40	0.14	0.56	0.36
0.08	0.01	-0.09	0.07	-0.11	0.22	-0.07	1.00	0.39	0.40	1	0.16	0.43	0.95
3209.0	62.85	0.49	0.05	-0.03	0.32	-0.03	0.16	-0.15	0.14	0.16	1	0.44	0.00
3154.5	340.87	-0.04	-0.38	-0.29	-0.15	-0.45	0.43	0.40	0.56	0.43	0.44	1	0.40
6.21	0.94	-0.37	0.05	-0.17	0.17	-0.08	0.95	0.38	0.36	0.95	0.00	0.40	1

X – среднее значение; σX – среднее квадратичное отклонение; F_{gl} – площадь оледенения; $X1$ – годововой сток (гп Тиховский); $X2$ – суммарный годововой сток рек Дон и Кубань; $X3$ – сумма годового стока в верховье Кубани (гп Ладожская), рек Лаба (гп хутор Догужиев) и Белая (гп хутор Грозный); $X4$ – сумма стока за июль–сентябрь в верховье Кубани (гп Ладожская), рек Лаба (гп хутор Догужиев) и Белая (гп хутор Грозный); $X5$ – ледниковый сток в бассейне Кубани; $X6$ – отношение $X5/X3$; отношение $X5/X4$; $X7$ – отношение $X5$ к $X3$ за июнь–август; $X8$ – поступление ледникового стока в Азовское море из устья Кубани; $X9$ – высота фирновой границы; $X10$ – максимальная высота ELA ; $X11$ – средняя температура воздуха июня–августа на высоте фирновой границы. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции ≥ 0.50 .

X – the average value; σX – the standard deviation; F_{gl} – the glaciation area; $X1$ – the annual runoff (Tikhovsky GS); $X2$ – the total annual runoff of the Don and Kuban rivers; $X3$ – the sum of the annual runoff in the upper Kuban (Ladozhskaya GS), Laba rivers (Doguzhiev Farm) and Belaya (gp khutor Grozny); $X4$ – the sum of runoff for July–September in the upper Kuban (GS Ladozhskaya), Laba rivers (GS khutor Doguzhiev) and Belaya (GS khutor Grozny); $X5$ – glacial runoff in the Kuban basin; $X6$ – ratio $X5/X3$; ratio $X5/X4$; $X7$ – the ratio of $X5$ to $X3$ for June–August; $X8$ – the flow of glacial runoff into the Sea of Azov from the mouth of the Kuban; $X9$ – the firm line altitude; $X10$ – the maximum ELA ; $X11$ – the average air temperature of June–August at the firm line altitude. Correlation coefficients ≥ 0.50 are highlighted in bold.

Непрерывным условием оценки составляющих уравнения водного баланса (1) служит расчёт относительной разности ΔW_{run} между измеренным W_{meas} и рассчитанным W_{calc} речным стоком: $\Delta W_{\text{run}} = (W_{\text{calc}} - W_{\text{meas}})/W_{\text{meas}} \cdot 100$, в % (см. рис. 3). Абсолютное среднее значение этого параметра за 1960–2000 гг. для бассейна р. Теберда оказалось равным 11.8%, что можно считать приемлемым результатом, учитывая невысокий уровень информационного обеспечения методов расчёта правой части уравнения (1). Многолетнее изменение составляющих уравнения (1) в единой вертикальной шкале на примере бассейна р. Теберда иллюстрирует рис. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ

Качество расчётов водного баланса в бассейне Кубани (см. рис. 3) объективно соответствует региональному уровню информационной обеспеченности климатических переменных (осадки, температура воздуха, упругость водяного пара в воздухе), основанной на редкой сети метеостанций и базе данных CRU (Harris et al., 2020) с пространственным разрешением 0.5 градуса по широте и долготе. Незначительный относительный вклад V_{gl} в сумму правой части уравнения (4) указывает на переоценку влияния ледникового стока на региональные и глобальное изменение уровня “моря” (sea level) в работах (Radic, Hock, 2011; Zemp et al., 2019) путём расчёта вместо V_{gl} некоторого суррогата, именуемого SLE – Sea Level Equivalent

$$SLE = -BS/\rho S_{\text{ocean}} \text{ в мм}, \quad (18)$$

где BS – разность между величинами годового B_a и зимнего B_w балансов массы заданного числа ледников (м^3), ρ – плотность воды, S_{ocean} – площадь океана ($362 \times 10^{12} \text{ м}^2$). Затем конвертационной формуле (18) был присвоен статус зависимости $SLE = f(BS)$ и таким способом выполнены расчёты многолетнего изменения уровня океана ΔH_o для 19 географо-политических макрорегионов Земли (Dyurgerov, 2010; Radic, Hock, 2011; Zemp et al., 2019).

Недостатки и ошибки этого способа подробно описаны в работах (Коновалов, 2011; Konovalov et al., 2019); отметим здесь наиболее важные:

а) в 19 географо-политических регионах Земли отсутствует понятие речных бассейнов;

б) применение SLE вместо V_{gl} игнорирует уравнение эвстатического изменения уровня

океана Δh_o (Малинин, 2009), согласно которому Δh_o зависит от суммарного объёма выпавших осадков, суммарного испарения, материкового стока, состоящего из поверхностных и подземных вод, айсбергового стока, изменения объёма Мирового океана за счёт таяния (намерзания) шельфовых ледников Антарктиды. В итоге качество и репрезентативность полученных значений SLE не подтверждены определением составляющих уравнения Δh_o ;

в) включение баланса массы оледенения в бессточных речных бассейнах в глобальную/региональную оценку ΔH_o . В частности, по данным из (Коновалов, 2011) число, площадь и объём ледников в бессточных (замкнутых) речных бассейнах составляет соответственно 57, 56 и 62% от общего оледенения материковой Евразии. Для расчёта годового преувеличения ΔH_o при использовании BS на площади оледенения в замкнутых речных бассейнах предлагаются формулы:

$$\Theta = SLE/W_{\text{gl}}(\text{total}), \text{ в км}^3, \quad (19)$$

$$\Delta SLE(\text{closed}) = \Theta \times (W_{\text{gl}}(\text{total}) - W_{\text{gl}}(\text{closed})), \quad (20)$$

где $\Delta SLE(\text{closed})$ – объём $\text{км}^3/\text{год}$ либо слой $\text{мм}/\text{год}$ SLE в замкнутых речных бассейнах, Θ – удельная величина SLE на 1 км^2 $W_{\text{gl}}(\text{total})$, $W_{\text{gl}}(\text{total})$ – общая площадь оледенения в регионе/речном бассейне, км^2 , $W_{\text{gl}}(\text{closed})$ – площадь оледенения в замкнутых (бессточных) речных бассейнах, км^2 . После применения в (19)–(20) суммы $W_{\text{gl}}(\text{closed}) = 38590 \text{ км}^2$, установленной в бассейнах рек Амударья, Сырдарья, Заилийского Алатау, внутреннего Китая, Каспийского моря, $W_{\text{gl}}(\text{total})$ и рассчитанных значений Θ в регионе Высокогорная Азия (Dyurgerov, 2010), получено преувеличение объёма, влияющего на региональный уровень океана, ориентировочно равное 16.2 км^3 или 30.2% от $W_{\text{gl}}(\text{total})$ и относящееся к началу 1970-х годов. Небольшая корректировка SLE в бессточных бассейнах предложена и в работе (Rounce et al, 2025);

г) определение BS для современного числа 215547 ледников Земли (RGI Consortium, 2017) основано на выборке от десятков до сотен “справочных” ледников, репрезентативность которых и качество измерений баланса массы на них подвергались критике (Коновалов, 2011; Zemp et al., 2019);

д) средние значения BS и их многолетние изменения в течение 1946–2016 гг., рассчитанные по неоднородным и неполным десятилетним выборкам (Zemp et al, 2019), являются статистически некорректными (Kononov et al., 2019).

Исследование поставленной проблемы показывает, что “слабое звено” в современных методах расчёта и моделирования V_{gl} – это ежегодное определение пространственно-временных изменений высотно-площадных параметров региональных совокупностей ледников. Другим источником неопределённости в связи между притоком $V_{gl}(in)$ и уровнем Азовского и других морей служит применение ограниченного числа береговых станций. В бассейне Азовского моря таких станций всего восемь, только по этим восьми станциям доступны средние годовые уровни моря за 1977–2018 гг. с небольшим числом пропусков в рядах наблюдений. (esimo.ru..., 2025). Этого явно недостаточно для полноценного исследования многолетней и сложной динамики уровня моря и связей его с определяющими факторами даже для небольшого по площади Азовского моря (около 39 тыс. км²).

Принимая во внимание полученные в работе сведения о вкладе ледникового стока в изменение объёма и уровня Азовского моря, необходимо на региональном уровне более тщательно, чем теперь, исследовать проблему влияния $V_{gl}(in)$ на изменение уровня и объёма морей Земли. Проблема эта – не предмет настоящего исследования, но очевидно, что прежде всего не следует применять распространённую схему деления оледенения в глобальном масштабе на 19 регионов (Dyurgerov, 2010; Radic, Hock, 2011; Zemp et al., 2019), поскольку в этих регионах отсутствует понятие речного бассейна, а ледниковый сток упоминается только в общих декларативных утверждениях о критической важности его для промышленного и бытового водоснабжения. В процессе многоэтапной “перезагрузки” упомянутой выше проблемы, по мнению автора, целесообразно применять подход к исследованию составляющих гидрологического цикла Земли, достигнутый в фундаментальной монографии (Мировой водный баланс..., 1974).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе впервые получены следующие важные результаты: 1) многолетние изменения составляющих правой части уравнения годового водного баланса (1), привязанные

к гидрологическим постам в бассейне Кубани; 2) многолетняя оценка качества расчётов речного стока за 1960–2000 гг. (см. рис. 3) по формуле $\Delta W_{run} = (W_{calc} - W_{run})/W_{run}$, которая показывает их приемлемость в первом приближении; 3) характеристики гидрологического режима Кубани в 1957–2018 гг., включая ледниковый сток V_{gl} (см. табл. 2); 4) удобные и полезные для гидрологических расчётов составляющих уравнения (1) параметры линейной корреляционной связи $Y = f(X)$ (см. табл. 3). Установлено, что многолетний приток V_{gl} в Азовское море через устье Кубани $V_{gl}(in)$ практически не влияет на изменения объёма и уровня Азовского моря.

Изложенные методы расчёта климатических составляющих уравнения водного баланса (1) ориентированы на использование сетевых данных по стоку, температуре воздуха и упругости водяного пара в воздухе, которые достаточно адекватно описывают устойчивую пространственно-временную вариацию полей этих переменных. В этом случае первоначальные оценки годовых осадков можно калибровать как остаточный член уравнения водного баланса.

Удовлетворительная оценка качества рассчитанного стока (см. рис. 3) позволяет рекомендовать для применения в водохозяйственных и гидропроектных организациях методику определения составляющих уравнения (1) в речных бассейнах снежоледникового типа питания.

Благодарности. Статья подготовлена по материалам исследований по теме Государственного задания Института географии РАН “Криосфера в условиях изменения климата” – FMWS-2024-0004.

Acknowledgments. The research was conducted as part of the Institute of Geography RAS State Assignment, Project No. FMWS-2024-0004.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердников С.В., Кулыгин В.В., Дашкевич Л.В. Причины стремительного роста солёности воды Азовского моря в XXI веке // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39. № 6. С. 760–778.
- Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии. М.: Изд-во Центр “Академия”, 2008. 320 с.
- Государственный водный кадастр, 1997–2007. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 1. Т. 1. Вып. 26. Ростов-на-Дону, 2000–2009.

- Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ. Части 1–4. Бассейн реки Кубани / Ред. В.Д. Панов, В.И. Кравцова. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 123 с.
- Каталог ледников России // Электронный ресурс. URL: <https://www.glacrus.ru> (Дата обращения: 05.12.2022).
- Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 237 с.
- Коновалов В.Г. Новые данные о влиянии ледникового стока на уровень Мирового океана. В сб.: Полярная криосфера и воды суши. / Ред. В.М. Котляков. М.—СПб.: Paulsen Editions, 2011. С. 70–86.
- Коновалов В.Г. Расчёт и прогноз составляющих стока в бассейнах рек Центральной Азии // Изв. РАН. Сер. географическая. 2015. № 3. С. 72–84.
- Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 287 с.
- Лурье П.М. Оценка современного состояния и прогноз водных ресурсов Кавказа. Дис. ... докт. геогр. наук. Ростов на Дону: Северо-Кавказское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 2003. 108 с.
- Малинин В.Н. Изменчивость глобального водообмена в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2009. Т. 36. № 1. С. 15–28.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 637 с.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов, П.А. Ледники и климат Эльбруса. М.—СПб.: Нестор-История, 2020. 327 с.
- esimo.ru. // Электронный ресурс. URL: http://www.esimo.ru/atlas/spravochnik_azov/. (Дата обращения: 05.12.2022).
- Погода и климат // Электронный ресурс. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history.php> (Дата обращения: 05.12.2022).
- Рец Е.П. Сток рек бассейна Терека. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ им. Ломоносова, 2013. 277 с.
- Юмина Н.М. Водный режим рек Северного Кавказа. Дис. канд. геогр. наук. М.: МГУ им. Ломоносова, 2008. 195 с.
- Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union (FSU). Toronto, Canada. 2000. V.1.0.
- Dai and Trenberth. Global River Flow and Continental Discharge Dataset. d551000. // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.5065/D6V69H1T> (Дата обращения: 05.12.2022).
- Dyrgerov M.B. Reanalysis of Glacier Changes: From the IGY to the IPY, 1960–2008 // МГИ, 2010. 116 с.
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2016–2017. № 3. 274 p. <https://wgms.ch/links/>
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset // Scientific Data. 2020. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.
- Knoben W., Freer J., Woods R. Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores // Hydrol. Earth System Science. 2019. № 23. P. 4323–4331. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4323-2019>
- Kling H., Martin F., Maria P. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios // Journ. of Hydrology. 2012. № 424. P. 264–277.
- Konovalov V., Rets E., Pimankina N. Interrelation between Glacier summer balance and runoff in mountain river basins // Geography, Environment, Sustainability. 2019. V. 12. № 1. P. 23–33. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-26>
- Konovalov V.G. Characteristics of glacial feeding of rivers // Earth's Cryosphere. 2023. V. XXVII. No. 3. P. 28–35.
- Konovalov V.G. Calculation and forecast of glacial feed within river basins // Water Resources. 2024. V. 51. № 1. P. S25–S33.
- Radie V. Hock R. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise // Nature Geoscience. 2011. V 4. P. 91–94.
- RGI Consortium. 2017. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder, Colorado, USA. Digital Media, 2017. 71 p. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Rounce D.R., Hock R., Prusevich A.A., Grogan D.S., Lammers, R.B., Huss, M., Bliss A., Zanet B. Downstream hydrology reduces glaciers' direct contribution to sea-level rise // Geophys. Research Letters. 2025. № 52. e2025GL114866. <https://doi.org/10.1029/2025GL114866>
- Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods // Hydrological Processes. 1998. № 12. P. 429–442.
- Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S. U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J. G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016 // Nature. 2019. № 568. P. 382–386.

Citation: *Konovalov V.G. Evaluation of Water Balance Components in the Kuban River Basin. Led i Sneg. Ice and Snow. 2026, 66 (2): 254–268. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020035*

Evaluation of Water Balance Components in the Kuban River Basin

© 2026 V. G. Konovalov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: vladgeo@gmail.com

Received August 26, 2025; revised December 12, 2025; accepted March 23, 2026

The objectives of this study are to establish physico-statistical-model of river runoff and glaciation regime factors, develop a calculation method, and identify the long-term changes in the main components of the annual water balance equation within the Kuban basin. These components include river runoff, precipitation, evaporation, groundwater runoff, and glacial runoff V_{gl} , as well as an assessment of V_{gl} impact on the volume and level of the Sea of Azov. To determine in the F_{gl} glaciation area, where the main components of glacial runoff are formed, the study includes an annual calculation of the maximum *ELA* (Equilibrium Line Altitude) based on the annual accumulation and ablation balance index I_B . To assess the components of the local balance index, multi-year sums and average values of air temperature and precipitation over characteristic time intervals, were derived from representative weather stations. The sources for the glaciological and hydrological calculations were: a) cataloged morphometric data on glaciers and remote measurements of glaciation parameters; b) long-term monthly averages: air temperatures at weather stations within the Kuban basin and the surrounding area; water runoff at gauging stations the Don and Kuban basins. For the Teberda River basin (a tributary of the Kuban), long-term and average values for 1960–2000 were determined for annual precipitation, river runoff, evaporation, glacial runoff, and groundwater runoff. The annual volume of V_{gl} in the F_{gl} area in the Kuban basin varied from 0.5424 to 1.1432 km³. The relative volume V_{in} of V_{gl} inflow into the Sea of Azov, calculated at the mouth of the Kuban in 1966–2017, varied in the range of 1.3–41.6% of the total annual balance of the Sea of Azov. The results of calculations of the hydrological regime of the Kuban are intended for water management and hydro-design organizations.

Keywords: glaciers runoff, Sea of Azov, Kuban River, long-term information, characteristics of glaciation and runoff, inflow to the Sea of Azov

REFERENCES

- Berdnikov S.V., Kulygin V.V., Dashkevich L.V.* Reasons for the rapid increase in the salinity of the Sea of Azov in the 21st century. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. Marine Hydrophysical Journal.* 2023, 39 (6): 760–778. [In Russian].
- Vinogradov Yu.B., Vinogradova T.A.* *Sovremennyye problemy gidrologii.* Modern problems of hydrology. Moskva: Publishing house of the Academy Center, 2008: 320 p. [In Russian].
- Gosudarstvennyy vodnyy kadastr, 1997–2007. Ezhegodnye dannye o rezhime i resursah poverhnostnykh vod sushhi.* State Water Cadastre, 1997–2007. Annual data on the regime and resources of surface water inland. Part 1. Vol. 1. Issue 26. Rostov-on-Don, 2000–2009. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. Tom 8 Severnyy Kavkaz. Chasti 1–4. Bassejn reki Kubani.* Catalogue of Glaciers in the USSR. Vol. 8. The North Caucasus. Parts 1–4. The Kuban River Basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967: 123 p. [In Russian].
- Catalog of glaciers in Russia: official site. Retrieved from: URL: <https://www.glacrus.ru> (Last access: December 5, 2022). [In Russian].
- Konovalov V.G.* *Tayanie i stok s lednikov v bassejnakh rek Srednej Azii.* Melting and runoff from glaciers in the river basins of Central Asia. Leningrad. Hydrometeoizdat, 1985: 237 p. [In Russian].
- Konovalov V.G.* *Novy'e dannye o vliyaniy lednikovogo stoka na uroven' Mirovogo Okeana. V sb. Polyarnaya kriosfera i vody' sushhi.* New data on the impact of glacial runoff on the global ocean level. In the collection. Polar Cryosphere and Land Water. Moscow – Sankt-Peterburg: Paulsen Editions 2011: 70–86. [In Russian].
- Konovalov V.G.* Calculation and forecast of flow components in the river basins of Central Asia. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya.* Proc. of RAS. Geographical series. 2015, 3: 72–84. [In Russian].
- Krenke A.N.* Mass exchange in glacial systems on the territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 287 p. [In Russian].
- Lurye P.M.* *Otsenka sovremennogo sostoyaniya i prognoz vodnykh resursov Kavkaza.* Estimation of the current

- state and forecast of water resources in the Caucasus. PhD. Rostov-on-Don: North Caucasus Interregional Territorial Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, 2003: 108 p. [In Russian].
- Malinin V.N.* Global water exchange in the conditions of climate variation. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2009, 36 (1): 15–28. [In Russian].
- Mirovoy vodny balance i vodnye resursy Zemli*. World water balance and water resources of the Earth. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1974: 637 p. [In Russian].
- Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Lavrent'yev I.I., Toropov P.A.* *Ledniki i klimat El'brusa*. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow–Sankt-Peterburg: Nestor-History, 2020: 327 p. [In Russian].
- esimo.ru: official site. Retrieved from: http://www.esimo.ru/atlas/spravochnik_azov (Last access: December 05, 2022). [In Russian].
- Weather and Climate: official site. Retrieved from: <http://www.pogodaiklimat.ru/history.php> (Last access: December 05, 2022). [In Russian].
- Retz E.P.* *Stok rek bassejna Tereka*. The flow of the rivers of the Terek basin. PhD. Moscow: Moscow University Press, 2013: 277 p. [In Russian].
- Yumina N.M.* *Vodnyj rezhim rek Severnogo Kavkaza*. The water regime of the rivers of the North Caucasus. PhD. Moscow: Moscow University Press, 2008. 195 p. [In Russian].
- Bodo B.A.* Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union (FSU). Toronto, Canada. 2000: 1.0.
- Dai and Trenberth*. Global River Flow and Continental Discharge Dataset. d551000. Retrieved from: <https://doi.org/10.5065/D6V69H1T> (Last access: December 05, 2022).
- Dyurgerov M.B.* Reanalysis of Glacier Changes: From the IGY to the IPY, 1960–2008. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2010: 116 p.
- ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/ WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2016–2017, 3: 274 p. <https://wgms.ch/links/08>
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H.* Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. Scientific Data, 2020. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Knoben W., Freer J., Woods R.* Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2019, 23: 4323–4331 <https://doi.org/10.5194/hess-23-4323-2019>
- Kling H., Martin F., Maria P.* Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*. 2012, 424: 264–277.
- Konovalov V., Rets E., Pimankina N.* Interrelation between Glacier summer balance and runoff in mountain river basins // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019, 12 (1): 23–33 <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-26>
- Konovalov V.G.* Characteristics of glacial feeding of rivers. *Earth's Cryosphere*. 2023, 27 (3): 28–35.
- Konovalov V.G.* Calculation and Forecast of Glacial Feed within River Basins. *Water Resources*. 2024, 51 (1): S25–S33.
- Radić V., Hock R.* Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*. 2011, 4: 91–94.
- RGI Consortium. 2017. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder, Colorado, USA. Digital Media. 2017: 71 p. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Rounce D.R., Hock R., Prusevich A.A., Grogan D.S., Lammers, R. B., Huss, M., Bliss A., Zanet B.* Downstream hydrology reduces glaciers' direct contribution to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*. 2025, 52: e2025GL114866. <https://doi.org/10.1029/2025GL114866>
- Xu C.-Y., Singh V.P.* Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and inter-comparison of estimation methods. *Hydrological Processes*. 1998, 12: 429–442.
- Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S. U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J. G.* (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*. 2019, 568: 382–386.

УДК 551.322

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЁР МОРЕННО-ЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА АДЫГЕНЕ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

© 2026 г. Л. А. Лямина^{1,2,*}, С. А. Ерохин^{3,4}, А. В. Ермаков^{1,2}, А. В. Гусев¹,
Г. К. Оморова³, Л. Э. Оролбаева⁴, В. С. Капаклы¹, Е. А. Филимонова¹

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Институт водных проблем и гидроэнергетики, Национальная академия наук Кыргызской Республики,
Бишкек, Кыргызстан

⁴Кыргызский государственный технический университет им. И. Раззакова, Бишкек, Кыргызстан

*e-mail: lyamina-96@list.ru

Поступила 17.10.2025 г.

После доработки 30.11.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Исследован изотопный состав высокогорных озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене, расположенных на территории северного склона хр. Киргизский Ала-Тоо бассейна р. Ала-Арча. В ходе проведённого исследования удалось выделить три группы ледниковых озёр. Для озёр внутриморенной депрессии характерен облегчённый изотопный состав: от -11.29 до -12.17‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от -71.63 до -78.14‰ по δD , где основной источник питания – это талые ледниковые воды ледника Адыгене. Изотопный состав термокарстовых озёр определяется несколькими факторами: временем их формирования в теле основной морены, характеристиками источников питания и периодом водообмена. Изотопный состав старых термокарстовых озёр более тяжёлый по сравнению с молодыми термокарстовыми озёрами: $\delta^{18}\text{O}$ меняется от -5.86 до -7.78‰ для старых озёр, и от -8.74 до -10.16‰ для молодых; δD от -37.95 до -51.34‰ для старых озёр и от -56.73 до -63.44‰ для молодых озёр соответственно. D-excess для старых озёр также отличается низкими значениями – от 9.0 до 10.2‰ по сравнению с диапазоном 14.2 до 18.0‰ для молодых озёр. Для старых термокарстовых озёр более вероятно закрытая система с единым источником питания в виде атмосферных осадков, в то время как для молодых термокарстовых озёр предполагается смешанный тип питания и открытая сообщающаяся система. Коэффициент регрессии λ линии $\delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$ и $\Delta^{17}\text{O}$, построенной для озёр, подтверждает отсутствие значимого влияния испарения на изотопный состав исследуемых озёр.

Ключевые слова: стабильные изотопы кислорода и водорода, ледниковые озёра, Адыгене, Кыргызстан

DOI: 10.7868/S2412376526020047

ВВЕДЕНИЕ

В условиях современных климатических изменений и продолжающейся деградации горно-долинного оледенения Тянь-Шаня особую актуальность приобретают гидрогеологические и гидрологические исследования высокогорных районов современного оледенения. Актуальность данного исследования определена несколькими важными научно-практическими

задачами: во-первых, необходимостью оценки водного баланса потенциально прорывоопасных озёр (Загинаев, 2018). Повышение температуры активизирует термокарстовые процессы, которые ослабляют устойчивость плотин высокогорных озёр. Активизация термокарстовых процессов наблюдается на плотинах практически всех высокогорных озёр северного склона Кыргызского хребта. Во-вторых, большой практический интерес вызывает прогноз возможных измене-

ний стока горных рек и ручьёв, которые ниже по течению используются для питьевого водоснабжения и орошения, а также служат источником формирования месторождений пресных подземных вод. Для решения подобных задач параллельно с гидрологическими и гидрогеологическими работами используются изотопные методы анализа по определению стабильных изотопов воды (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) и их соотношения — одни из наиболее применяемых в науке о Земле; они дают возможность оценить вклад различных компонентов в питание исследуемого объекта (льды, реки, озёра, подземные воды, атмосферные осадки).

Рассматриваемая система озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене большинством инженеров и гидрогеологов исследуется с точки зрения прорывоопасности и возможности схо-

да селевых потоков по долине реки Ала-Арча. При этом остаётся без должного внимания непосредственное исследование источников пополнения озёр. На данном этапе исследования цель работы состоит в том, чтобы разобраться в особенностях формирования водного баланса озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене с помощью данных изотопов воды (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Моренно-ледниковый комплекс Адыгене, расположенный на северном склоне хребта Кыргызский Ала-Тоо в бассейне реки Ала-Арча (Государственный природный парк «Ала-Арча») (рис. 1), представляет собой ключевой объект для изучения гидрологических и гидрогеологических процессов высокогорных территорий Тянь-Шаня ввиду его доступности с апреля

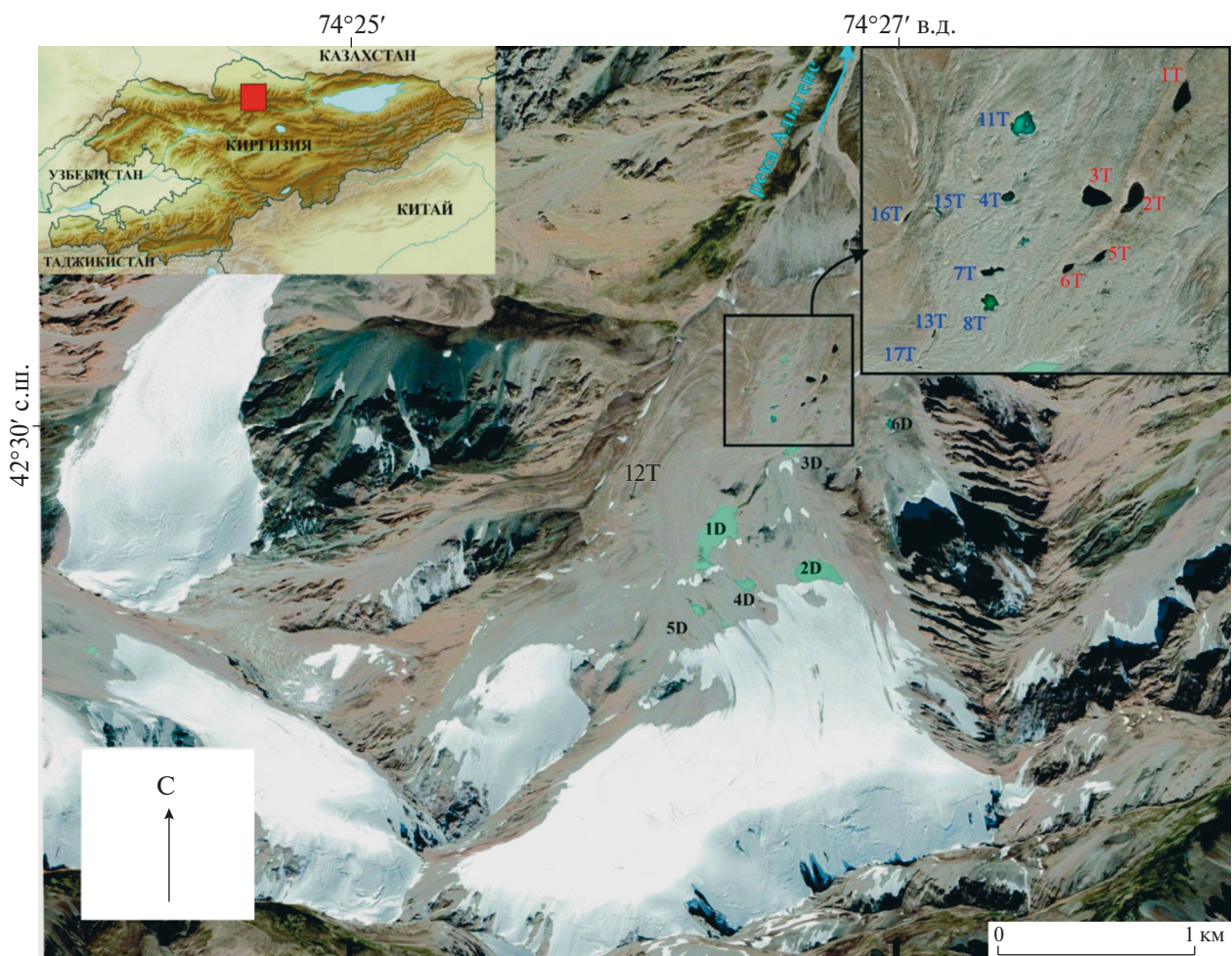


Рис. 1. Моренно-ледниковый комплекс Адыгене. Красным цветом отмечены термокарстовые озёра, которые существовали с момента начала мониторинга (с 1977 г.). Синим цветом отмечены молодые озёра
Fig.1. The Adygene moraine-glacial complex. Thermokarst lakes that have existed since the start of monitoring (since 1977) are marked in red. Modern lakes are marked in blue

по ноябрь для исследования озёр, очень длительной истории наблюдений за развитием озёр, а также расположения нескольких типов озёр на моренно-ледниковом комплексе и вероятности прорыва озёра 1D (озеро Большое Адыгене). Актуальность его исследования определяется совокупностью факторов, связанных с климатическими изменениями, деградацией ледников и трансформацией водного баланса ледниковых озёр.

Исследуемый регион характеризуется интенсивными изменениями гляциогидрологических условий, обусловленными глобальным потеплением (Загинаев и др., 2019). В последние десятилетия в пределах рассматриваемой территории фиксируется сокращение площади и объёма ледников, сопровождающееся формированием новых озёр и изменением гидродинамических характеристик существующих водоёмов (Загинаев и др., 2019). Изучение этих процессов имеет важное значение для понимания тенденций динамики гидрологического режима высокогорных районов.

Кроме того, исследование изотопного состава (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$) воды озёр данного комплекса позволяет получить количественные оценки источников питания и механизмов водообмена, что является необходимым условием для построения прогностических моделей водного баланса и динамики изменения озёрных систем. Данные аспекты особенно актуальны в связи с риском разрушения моренных плотин и возможностью формирования селевых потоков, представляющих потенциальную опасность для жителей.

Дополнительно отмечена недостаточная изученность гидрологических и гидрогеологических характеристик комплекса Адыгене. Несмотря на проводимый мониторинг, направленный преимущественно на оценку прорывоопасности озёр, вопросы, связанные с источниками их питания, циркуляцией и трансформацией водных масс, остаются недостаточно изученными. Применение изотопных методов в данном исследовании позволит восполнить существующий пробел и получить новые данные, имеющие как фундаментальное, так и прикладное значение для оценки гидрологических рисков.

Таким образом, выбор моренно-ледникового комплекса Адыгене в качестве объекта исследо-

вания обусловлен его высокой научной значимостью, актуальностью проблемы изменения водного баланса ледниковых озёр, а также необходимостью получения новых данных для оценки гидрологических рисков.

Объект исследования – озёра моренно-ледникового комплекса Адыгене. Значительную роль в формировании и распределении поверхностного и подземного стока исследуемого района играет оледенение, начавшееся в позднем плейстоцене. Оно может быть названо “киргизским”, как по наглядности проявления в Киргизском Ала-Тоо, так и по его распространению в киргизской части Тянь-Шаня (Геология СССР, 1972).

На поверхности моренно-ледникового комплекса Адыгене сформировалось почти два десятка озёр моренно-ледникового типа (Ерохин, 2020). Озёра рассматриваемого типа по условиям образования и питания разделяются на два подтипа: озёра внутриморенных депрессий (см. рис. 1, индекс “D”); озёра термокарстовых воронок (см. рис. 1, индекс “T”). За последние 46 лет на территории моренно-ледникового комплекса Адыгене появилось 16 новых моренно-ледниковых озёр. Из них три озёра подтипа внутриморенных депрессий: 2D, 4D и 5D, одно озеро 6D подтипа присклоновых депрессий. Ещё девять озёр принадлежат к термокарстовому подтипу, что указывает на активное развитие термокарстовых процессов, вызванных деградацией подстилающего ледникового льда.

На карте (см. рис. 1) термокарстовые озёра, существующие с момента начала мониторинга, отмечены красным цветом, а молодые озёра, сформировавшиеся за последние десятилетия – синим цветом. Формирование озёр на моренно-ледниковом комплексе Адыгене тесно связано с деградацией ледникового покрова и изменением гидрологических условий региона. Долговременные наблюдения показывают, что процесс отступления ледника Адыгене сопровождается образованием новых водоемов различного генезиса.

За последние 60 лет ледник Адыгене значительно сократился: его фронт отступил примерно на 900 метров, что в среднем составляет 15.8 м в год (Falatkova et al., 2019). Интенсивное таяние ледников и деградация подстилающего льда способствуют активному развитию термокарстовых процессов, которые оказывают непосредствен-

ное влияние на устойчивость моренных плотин (Загинаев и др., 2019). Термокарстовые процессы способны вызывать просадки плотинных образований, что приводит к изменению характера стока озёр и увеличивает риск их прорыва. Разрушение плотины может спровоцировать внезапный сход селей и наводнений, представляя потенциальную угрозу для гидрологического режима реки Ала-Арча и прилегающих территорий (рис. 2).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых исследований было собрано 19 проб воды. Из озёр термокарстовых воронок отобрано 15 проб, одна проба талой ледниковой воды с ледника Адыгене и три пробы из озёр внутриморенных депрессий. Во время полевых работ пробы отбирались в герметичные пробирки ёмкостью 50 мл. Некоторые озёра (например,



Рис. 2. Общий вид комплекса гляциальной морены ледника Адыгене с ригеля, 2024 г. (фото Л.А. Ляминой, 2024 г.) (а); озёро 2D с ледника Адыгене (фото С.А. Ерохина, 2024 г.) (б); термокарстовое озеро 2Т (фото С.А. Ерохина, 2024 г.) (в)
Fig. 2. General view of the Adygen moraine-glacial complex from the rigel (photo L.A. Lyamina, 2024) (a); lake 2D from glacier Adygene (photo S.A. Erokhin, 2024) (б); thermokarst lake 2T (photo S.A. Erokhin, 2024) (в)

9Т, 14Т и 18Т) на период проведения опробования (август 2024 г.) были не доступны по разным причинам (отсутствие воды в котловине, невозможность подхода к точке опробования).

Анализ изотопных характеристик (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$) проводился в Лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН на лазерном анализаторе Picarro L2140i. В лаборатории используются стандарты USGS-46, USGS-47, USGS-48, а также внутренние лабораторные стандарты БРЗ-21 ($\delta\text{D} = -133.21\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = -18.27\text{‰}$), Ф-21 ($\delta\text{D} = -41.9\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = -6.36\text{‰}$) и М-21 ($\delta\text{D} = 1.5\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 0.49\text{‰}$), что в совокупности позволяет определять изотопные отношения в диапазоне -235.8 – 1.5‰ для δD и -29.8 – 0.49‰ для $\delta^{18}\text{O}$ относительно VSMOW-2. Точность измерений составляет до 0.05‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и до 0.2‰ для δD .

В изотопной гидрологии наиболее известно соотношение между δD и $\delta^{18}\text{O}$, которое в целом хорошо аппроксимируется прямой линией (Craig, 1961), называемой глобальной линией метеорных вод – ГЛМВ или GMWL, которая имеет вид:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10. \quad (1)$$

Наклон глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ или GMWL) (Craig, 1961) – это эмпирическое значение (8), которое объединяет равновесный и кинетический (Gonfiantini et al., 2018) процессы и устанавливает систему отсчёта, исходя из которой определяется D-excess (Dansgaard, 1964):

$$\text{D-excess} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}. \quad (2)$$

В последнее время $\delta^{17}\text{O}$ и $\Delta^{17}\text{O}$ используются как изотопно-кислородный индикатор разных гидрологических процессов в гидрологии и климатологии. Однако в настоящее время систематические глобальные измерения содержания $\delta^{17}\text{O}$ в осадках по-прежнему отсутствуют. Для определения уравнения связи $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ глобальной линии метеорных вод были взяты данные из IAEA Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) с 66 станций (Terzer-Wasmuth, 2023) и представлены в следующем виде:

$$\delta^{17}\text{O} = 0.528 \pm 0.0002\delta^{18}\text{O} + 0.153 \pm 0.0013. \quad (3)$$

Аналогично D-excess, для изотопов кислорода существует параметр, который менее чувстви-

телен к температуре, чем D-excess (но больше зависит от влажности) и определяет процессы равновесного и кинетического фракционирования – $\Delta^{17}\text{O}$ (Barkan & Luz, 2007):

$$\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - 0.528\delta^{18}\text{O}. \quad (3)$$

Параметр $\Delta^{17}\text{O}$ выгодно отличает от величины D-excess постоянство его значений по мере формирования и выпадения осадков. Так, $\Delta^{17}\text{O}$ ледяных кернов активно используется для реконструкции условий формирования влаги над поверхностью океанов прошлого (Екайкин, 2016). Для определения $\Delta^{17}\text{O}$ требуется определить δ' (Hulston & Thode, 1965; Miller, 2002):

$$\delta' = 1000 \ln \left(\frac{\delta}{1000} + 1 \right). \quad (4)$$

Логарифмическая зависимость для определения кислородного эксцесса необходима, поскольку зависящие от массы отклонения от эталонного соотношения трёх изотопов кислорода очень малы, и более удобно рассчитывать из системы отсчёта, которая является точно линейной (Aron et al., 2021).

Эмпирически определённый наклон линии на графике соотношения трёх изотопов кислорода равен 0.528 (Meijer, Li, 1998; Luz, Barkan, 2010). Равновесное изотопное фракционирование отражает $\theta_{\text{eq}} = 0.529$ (Barkan, Luz, 2005), а кинетическое при $\theta_{\text{diff}} = 0.518$ (Barkan, Luz, 2007). Опубликованные значения эмпирического коэффициента λ (угол наклона TFL) находятся в диапазоне от 0.515 до 0.5305.

Локальная линия метеорных вод для Центральной Азии была рассчитана на основании собранных в 2019–2021 гг. проб осадков с использованием метода наименьших квадратов (OLSR – Ordinary Least Squares Regression) (Saidaliyeva, 2023).

$$\delta\text{D} = (7.56 \pm 0.05)\delta^{18}\text{O} + (8.65 \pm 0.54), R^2 = 0.96. \quad (5)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведённых исследований изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) отобранных проб удалось выделить три группы озёр. Первая группа – это термокарстовые озёра, сформировавшиеся во второй половине XX столетия (1Т, 2Т, 3Т, 5Т и 6Т) в теле основной морены. Изотопный состав более тяжёлый по сравнению

с молодыми термокарстовыми озёрами, расположенными на той же основной морене, и составляет от -5.86 до -7.78‰ для $\delta^{18}\text{O}$ при среднем значении -6.93‰ ; от -37.95 до -51.34‰ для δD при среднем значении -45.19‰ (рис. 3; табл. 1). D-excess для данной группы озёр также отличается – от 8.95‰ для 1Т до 11.07‰ для 3Т.

Группа молодых термокарстовых озёр (4Т, 7Т, 8Т, 10Т, 11Т, 13Т, 15Т, 16Т и 17Т) обладает облегчённым изотопным составом воды: от -8.74 до -10.16‰ для $\delta^{18}\text{O}$; от -56.73 до -63.44‰ для δD (см. рис. 3). Значения D-excess для данной группы озёр также отличаются и изменяются в интервале от 14.16 до 17.96‰ . Группа озёр внутриморенных депрессий (1D, 2D, 4D) и тер-

мокарстовое озеро 12Т формируют отдельную группу по изотопному составу. Для этой группы отмечается самый лёгкий изотопный состав: от -11.29 до -12.17‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от -71.63 до -78.14‰ по δD для озёр 2D и 4D соответственно (см. рис. 3). D-excess для этих озёр составляет от 18.21‰ .

Все озёра локализованы в пределах моренно-ледникового комплекса, где перепад высот составляет первые сотни метров, таким образом, предположение о разнице в изотопном составе озёр никак не может быть связано с разным изотопным составом осадков, выпадающих в верхней и нижней зонах исследуемой области (не подвержены высотному эффекту).

Представляется вполне логичным, что образцы воды из озёр обычно более обогащены тяжёлыми изотопами в конце сезона снеготаяния и абляции ледника по сравнению с началом сезона в результате изотопного фракционирования воды при испарении, а также из-за смешения с летними дождевыми осадками и сокращением доли талой снеговой воды. Сезон таяния для данной территории исследования приходится на май–июнь, и с этого момента доминирующим компонентом в водном балансе становятся талые ледниковые воды, дождевые осадки, а также не исключается влияние испарения и погребённых льдов. Не вызывает сомнений, что основным источником питания для озёр внутриморенной депрессии (и термокарстового озера 12Т) являются талые ледниковые воды ледника Адыгене, что отражается на графике зависимости $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 3) и по значениям D-excess. Наклон линии регрессии для озёр внутриморенных депрессий и молодых термокарстовых озёр составляет 6.9 . Полученные значения наклона линии регрессии отличаются от глобальной линии метеорных вод (8), но в то же время идентичны данным (Kreutz, 2003) для проб льда с ледника Иньльчек (6.9). Среднее значение D-excess для озёр внутриморенной депрессии составляет 19.15‰ , которое сходно с данными для ледника Ит-Тиш на Тянь-Шане (Васильчук, 2000) и составляет от 18.6‰ (для голоценового льда) до 14.7‰ (для позднеплейстоценового льда). Изменения изотопного состава озера Адыгене на июль 2017 г. и август 2024 г., а именно сдвиг по δD , скорее всего связаны с разными этапами абляции ледника и поступлением талых ледниковых вод. Небольшой объём данных изотопного состава озера Адыгене на момент отбора проб безусловно ограничивает информацию для интерпретации полученных данных.

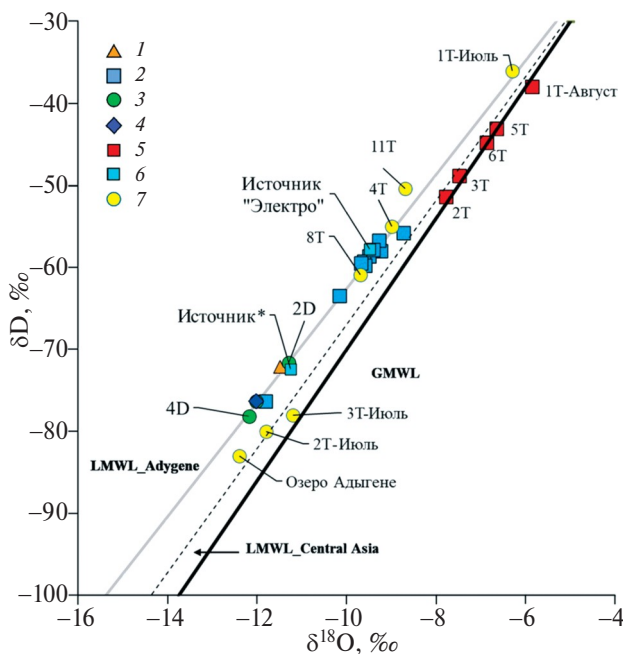


Рис. 3. Распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в пробах озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене на август 2024 г.: 1 – поверхностный сток с ледника Адыгене на конец сезона абляции; 2 – современные термокарстовые озёра; 3 – группа внутриморенных депрессионных озёр (2D, 4D); 4 – озеро Адыгене на 29–30 августа 2024 г.; 5 – группа термокарстовых озёр, сформировавшихся в течение второй половины XX столетия; 6 – источники, выходящие из под тела конечной морены; 7 – пробы, отобранные в 2017 г. (Falatkova et al., 2020)
Fig. 3. Isotopic composition of water in the glacial lakes at the Adygene moraine-glacial complex, August 2024.: 1 – ravine from the Adygene glacier at the end of the ablation season; 2 – modern thermokarst lakes; 3 – moraine-depression lakes (2D, 4D); 4 – Lake Adygene, August 29–30, 2024; 5 – old thermokarst lakes formed during the second half of the 20th century; 6 – Sources emerging from under the body of the terminal moraine; 7 – samples collected in 2017 (Falatkova et al., 2020)

Таблица 1. Изотопный состав озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене

Table 1. Isotopic signature of glacial lakes at Adygene glacier complex

Типы генераций воды	Номер озера на схеме	Параметры изотопного состава воды, ‰				
		$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD	D-excess	$\Delta^{17}\text{O}$
Талая вода приледниковых озёр	1D	-6.33	-12.01	-76.33	19.79	33.67
	2D	-5.93	-11.29	-71.63	18.68	48.45
	4D	-6.40	-12.17	-78.14	19.26	49.52
	12T	-6.22	-11.81	-76.31	18.21	39.86
		от -5.93 до -6.40	от -11.29 до -12.17	от -71.63 до -78.14	от 18.68 до 19.79	от 33.67 до 49.52
	Среднее по типу	-6.22	-11.82	-75.60	18.99	42.88
Молодые термокарстовые озёра	15T	-5.04	-9.59	-59.75	16.94	37.04
	16T	-5.09	-9.68	-59.48	17.96	29.10
	6D	-5.35	-10.16	-63.44	17.84	27.41
	4T	-4.86	-9.24	-57.96	15.98	30.45
	7T	-5.00	-9.50	-58.64	17.33	23.21
	8T	-5.07	-9.62	-59.24	17.69	23.16
	11T	-4.60	-8.74	-55.75	14.16	24.17
	17T	-4.95	-9.41	-57.85	17.42	27.47
	13T	-4.88	-9.28	-56.73	17.47	27.98
		от -4.60 до -6.22	от -8.74 до -10.16	от -55.75 до -63.44	от 14.16 до 17.96	от 23.16 до 39.86
Среднее по типу	-4.98	-9.47	-58.76	16.98	27.78	
Старые термокарстовые озёра	1T	-3.06	-5.86	-37.95	8.95	41.69
	2T	-4.09	-7.78	-51.34	10.93	31.38
	3T	-3.93	-7.49	-48.81	11.07	31.32
	5T	-3.49	-6.66	-43.09	10.15	26.07
	6T	-3.60	-6.87	-44.74	10.22	29.28
		от -3.06 до -4.09	от -5.86 до -7.78	от -37.95 до -51.34	от 8.95 до 11.07	от 26.07 до 41.69
	Среднее по типу	-3.63	-6.93	-45.19	10.27	31.95

В то же самое время сделать однозначные выводы по поводу источников питания термокарстовых озёр основной морены пока затруднительно. На данном этапе исследования предполагается, что основным источником питания старых термокарстовых озёр служат атмосферные осадки, на что указывает расположение точек опробования вдоль локальной линии метеорных вод для Центральной Азии (LMWL_Central Asia) и глобальной линии метеорных вод (GWML). Избыток дейтерия колеблется в пределах 9–11‰, что указывает на значительный вклад рециркулируемой влаги в осадках (Koster et al., 1993; Bershaw, 2018) и наблюдается во всех водосборных бассейнах Центральной Азии весной и осенью – в начале зимы с появлением сезона дождей. В водосборном бассейне Ала-Арчи значения D-excess более 10‰ наблюдаются в течение всего холодного сезона (Saidaliyeva, 2023). При сравнении результатов изотопного анализа на начало сезона абляции (Falatkova et al., 2020) и его завершения достаточно отчётливо просматриваются изменения в изотопном составе озёр 2Т (от –11.8 до –7.8‰ $\delta^{18}\text{O}$, от –80 до –51.3‰ δD) и 3Т (от –11.2 до –7.5‰ $\delta^{18}\text{O}$, от –78 до –48.8‰ δD) (см. рис. 3) в зависимости от времени опробования. Такие вариации в изотопном составе могут быть объяснены несколькими причинами: во-первых, предположительно влияние осадков в виде снега (что в принципе нормально для таких высот и в этот период времени), однако это бы сказалось одновременно и на изотопном составе озера 1Т, что противоречит полученным результатам; во-вторых, вполне реально говорить об эффекте испарения, но, как будет показано ниже, испарение не главный фактор, который влияет на изотопный состав всех без исключения озёр; в-третьих, это период водообмена озера. Амплитуда сезонных колебаний содержания изотопов зависит от времени пребывания воды в озере. Возможно, такое быстрое изменение изотопного состава воды в озёрах 2Т и 3Т обусловлено очень коротким периодом водообмена. Это косвенно можно подтвердить периодическими спусками воды из озера 2Т через подземные каналы в теле морены и последующим наполнением озера. Поскольку озёра 2Т и 3Т связаны между собой как сообщающиеся сосуды, то и их изотопные составы аналогичны друг другу.

Параллельно с этим, сравнивая результаты опробования 2017 г. (–6.3‰ $\delta^{18}\text{O}$, –36.0‰ δD) и 2024 г. (–5.9‰ $\delta^{18}\text{O}$, –37.9‰ δD) по озеру 1Т, отмечено, что его изотопный состав достаточно стабилен в течение 7 лет. Вода в озере 1Т, веро-

ятно, находится в гидрологическом и изотопном равновесии или приближается к нему. Такое озеро будет трудно вывести из устойчивого состояния без изменения климатических факторов, поэтому в ближайшие годы за этим озером будет интересно наблюдать.

Молодые термокарстовые озёра, по-видимому, имеют смешанное питание, судя по изотопному составу. Точки наблюдения на графике $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ занимают промежуточное положение между озёрами внутриморенной депрессии и старыми термокарстовыми озёрами. Отсутствие поверхностного притока и оттока может означать, что эти озёра пополняются в основном только благодаря талым подземным водам, образующимся при таянии погребённых льдов. Различия в мутности между молодыми и старыми термокарстовыми озёрами подтверждают (рис. 4), что основным источником питания данной группы озёр являются погребённые льды конечной морены (Falatkova et al., 2019).

В целом, изотопный состав озёрных вод близок к LMWL (для Центральной Азии) (см. рис. 3), и изотопное обогащение в результате испарения незначительно. Это не означает, что на поверхности этих озёр не происходит испарение. Вероятно, испарение не вызвало каких-либо существенных изменений в изотопном составе потому, что большинство озёр имеют очень короткий период водообмена и в течение длительного периода времени находятся под ледяным покровом. Обе эти особенности способствуют минимизации эффекта испарения.

Для лучшего понимания процессов формирования изотопного состава ледниковых озёр построен ряд зависимостей. Во многих исследованиях одновременно с определением D-excess и построением ряда зависимостей также определяется $\delta^{17}\text{O}$ и рассчитывается $\Delta^{17}\text{O}$. Значения $\Delta^{17}\text{O}$ для старых термокарстовых озёр располагаются в диапазоне от 26.07‰ для 5Т до 41.69‰ для 1Т; для молодых термокарстовых озёр эксцесс составляет от 23.16 до 37.04‰.

Согласно концептуальной модели испарения в стационарных, и в нестационарных условиях, если кинетическое фракционирование, связанное с испарением, является главным фактором, то наклоны $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ между 0.5183 и 0.5265. Коэффициент регрессии λ $\delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$ (рис. 5) для озёр составляет 0.5292. Полученное значе-

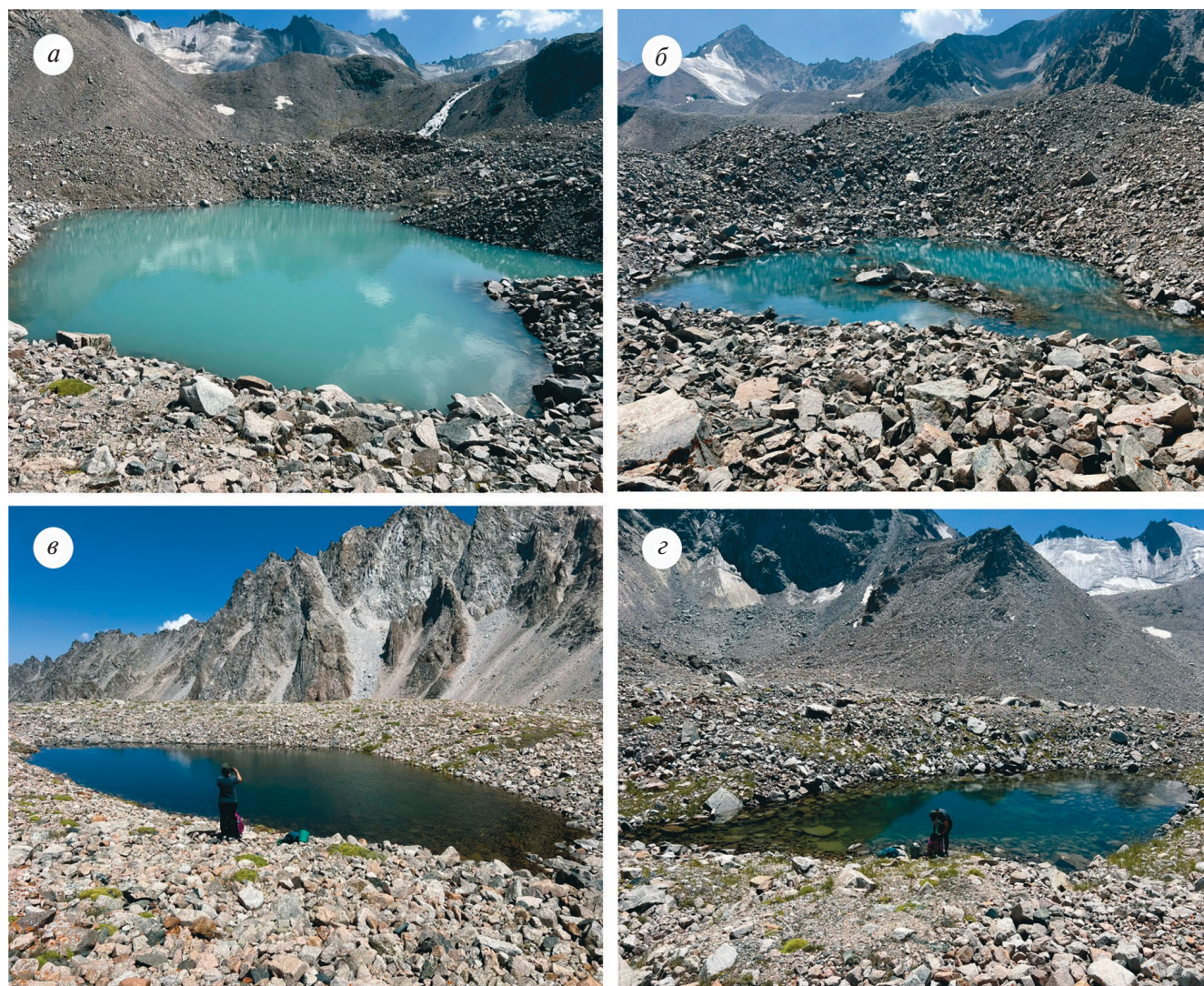


Рис. 4. Разновозрастные термокарстовые озёра моренно-ледникового комплекса Адыгене. Озёра имеют разную степень мутности, что указывает на разные источники пополнения озёр: в случае озёр 8Т (а) и 11Т (б) основной источник – это погребённые льды; для озёр 1Т (в) и 6Т (г) – это атмосферные осадки

Fig.4. The different-ages thermokarst lakes of the Adygene moraine-glacial complex. Lakes have different degrees of turbidity, which indicates different sources of lake recharge: in the case of lakes 8T (a) and 11T (б), the main source is from melting buried ice; for lakes 1T (в) and 6T (г), it is precipitation

ние $\lambda \delta^{17}\text{O} - \delta^{18}\text{O}$ – результат эффектов равновесного фракционирования между жидкостью и паром. Полученные соотношения позволяют на данном этапе исследования исключить вероятность значительного влияния кинетических эффектов, таких как, например, испарение или диффузия, на изотопный состав исследуемых озёр.

ВЫВОДЫ

Обследованные озёра делятся на несколько групп: термокарстовые озёра (старые и молодые) и озёра внутриморенных депрессий. Каждая

группа имеет свой характерный изотопный состав (δD , $\delta^{18}\text{O}$, D-excess), что позволяет выделить их как отдельные типы водоёмов.

Основным источником питания озёр внутриморенной депрессии служат талые ледниковые воды, что подтверждается соответствием их изотопного состава данным ледника Адыгене. Молодые термокарстовые озёра имеют смешанное питание (погребённые льды и атмосферные осадки), что подтверждается их промежуточным изотопным составом, в то время как старые термокарстовые озёра питаются в основном атмосферными осадками.

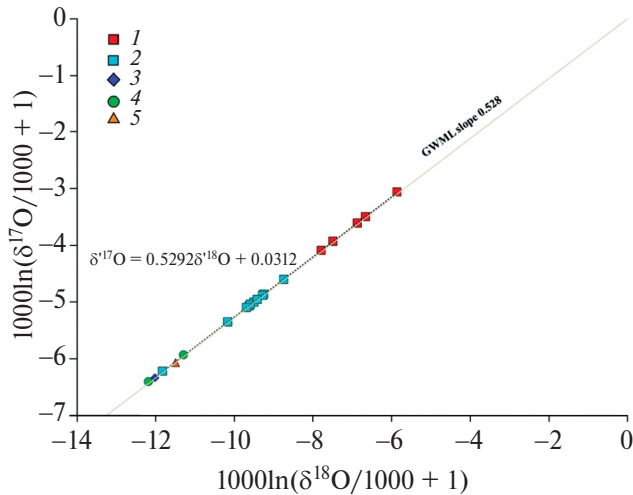


Рис. 5. Соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ для трёх групп озёр моренно-ледникового комплекса Адыгене на август 2024 г.: 1 – старые термокарстовые озёра; 2 – современные термокарстовые озёра; 3 – озеро Адыгене; 4 – группа внутриморенных депрессионных озёр (2D, 4D); 5 – талая ледниковая вода с ледника Адыгене

Fig. 5. $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ ratio for three groups of moraine-glacier complex Adygene, August 2024: 1 – old thermokarst lakes; 2 – modern thermokarst lakes; 3 – Lake Adygene; 4 – moraine-depression lakes (2D, 4D); 5 – ravine from the Adygene Glacier

Старые термокарстовые озёра 1Т, 2Т и 3Т характеризуются разным периодом водообмена, что сказывается на изотопном составе озёр. На конец сезона абляции все старые озёра и озёра внутриморенных депрессий имеют более тяжёлый изотопный состав, в то время как молодые термокарстовые озёра имеют облегчённый состав, который не изменяется в течение сезона абляции, что говорит о едином и постоянном источнике их питания в виде погребённых льдов. При этом на изотопном составе всех озёр не сказывается эффект испарения, что подтверждается зависимостью $\delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке тем госзадания МГУ им М.В. Ломоносова № АААА-А16-116033010122-4 “Модели и методы исследований гидрогеологических процессов для рационального использования подземных вод в условиях техногенеза”.

Acknowledgments. The study was supported as part of a government-funded project at Lomonosov Moscow State University No АААА-А16-116033010122-4 “Models and methods of hydrogeological processes study for the management of groundwater in technogenesis”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
- Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Часть 1. Геологическое описание. Книга 1: Недра. Москва, 1972. 280 с.
- Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. Методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2016. 64 с.
- Ерохин С.А., Загинаев В.В. Тенденции прорывоопасности в развитии горных озёр Кыргызстана. В сб.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. 6-й Международной конференции (Душанбе–Хорог, Таджикистан). Таджикистан, 2020. Т. 1. С. 194–207.
- Загинаев В.В., Ерохин С.А., Маматканов Д.М. Влияние изменения температуры воды моренно-ледниковых озёр на их прорывоопасность // Изв. вузов Кыргызстана. 2018. № 11. С. 26–30.
- Загинаев В.В., Ерохин С.А., Кубанычбек уулу Н., Чонтоев Д.Т. Мониторинг высокогорных озёр северного склона Киргизского хребта с целью определения прорывоопасного периода. Бишкек: Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2019. № 4. С. 139–142.
- Aron P.G., Levin N.E., Beverly E.J., Huth T.E., Passey B.H., Pelletier E.M., Poulsen C.J., Winkelstern I.Z., Yarian D.A. Triple oxygen isotopes in the water cycle // *Chemical Geology*. 2021. № 565. 120026. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.120026>
- Barkan E., Luz B. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O // *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2005. V. 19. № 24. P. 3737–3742. <https://doi.org/10.1002/rcm.2250>
- Barkan E., Luz B. Diffusivity fractionations of $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$ and $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology // *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2007. V. 21. P. 2999–3005. <https://doi.org/10.1002/rcm.3180>
- Bershaw J. Controls on deuterium excess across Asia // *Geoscience*. 2018. V. 8. № 7. P. 257. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070257>.
- Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Falatkova K., Šobr M., Slavík M., Bruthans J., Janský B. Hydrological characterization and connectivity of proglacial lakes to a stream, Adygene ice-debris complex, northern Tien Shan // *Hydrological Sciences Journal*. 2020. V. 65. № 4. P. 610–623. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711913>

- Falatkova K., Šobr M., Neureiter A., Schöner W., Jansky B., Häusler H., Engel Z., Benes V. Development of proglacial lakes and evaluation of related outburst susceptibility at the Adygene ice-debris complex, northern Tien-Shan // *Earth Surface Dynamics*. 2019. V. 7. P. 301–320.
https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711913
- Gonfiantini R., Wassenaar L.I., Araguas-Araguas L., Aggarwal P.K. A unified Craig-Gordon isotope model of stable hydrogen and oxygen isotope fractionation during fresh or saltwater evaporation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 235. P. 224–236.
https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.020
- Hulston J.R., Thode H.G. Variations in the S33, S34, and S36 contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects // *Journ. of Geophys. Research*. 1965. V. 70. № 14. P. 3475–3484.
- Koster R.D., de Valpine D.P., Jouzel J. Continental water recycling and H_2^{18}O concentrations // *Geophys. Research Letters*. 1993. V. 20. P. 2215–2218.
https://doi.org/10.1029/93GL01781
- Kreutz K.J., Wake C.P., Aizen V.B., Cecil L.D., Synal H.A. Seasonal deuterium excess in a Tien Shan ice core: Influence of moisture transport and recycling in Central Asia // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. № 18. P. 1922.
https://doi.org/10.1029/2003GL017896
- Luz B., Barkan E. Variations of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in meteoric waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. № 22. P. 6276–6286.
https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.08.016
- Meijer H.A.J., Li W.J. The use of electrolysis for accurate $\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope measurements in water // *Isotopes in Environmental Health Studies*. 1998. V. 34. № 4. P. 349–369.
https://doi.org/10.1080/10256019808234072
- Miller M.F. Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system: An appraisal and geochemical significance // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. № 11. P. 1881–1889. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703702008323>
- Saidaliyeva Z., Shahgedanova M., Yapiyev V., Wade A.J., Akbarov F., Esenaman uulu M., Kalashnikova O., Kapitsa V., Kasatkin N., Rakhimov I., Satylkanov R., Sayakbaev D., Semakova E., Severskiy I., Petrov M., Umirzakov G., Usabaliev R. Precipitation in the mountains of Central Asia: isotopic composition and source regions // *Atmos. Chem. Phys.* 2023. V. 24. P. 12203–12224.
https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2030
- Terzer-Wassmuth S., Araguas-Araguas L.J., Wassenaar L.I., Stumpp C. Global and local meteoric water lines for $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ and the spatiotemporal distribution of $\Delta^{17}\text{O}$ in Earth's precipitation // *Scientific Reports*. 2023. V. 13. 19056.
https://doi.org/10.1038/s41598-023-45920-8

Citation: Lyamina L.A., Erokhin S.A., Ermakov A.V., Gusev A.V., Omorova G.K., Orolbaeva L.E., Kapakly V.S., Filimonova E.A. Isotopic Signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) of Glacial Lakes at Adygene Glacier Ice-Debris Complex, Northern Tien Shan. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 269–281. [In Russian].
doi: 10.7868/S2412376526020047

Isotopic Signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, δD) of Glacial Lakes at Adygene Glacier Ice-Debris Complex, Northern Tien Shan

© 2026 L. A. Lyamina^{a,b,*}, S. A. Erokhin^{c,d}, A. V. Ermakov^{a,b}, A. V. Gusev^a,
G. K. Omorova^c, L. E. Orolbaeva^d, V. S. Kapakly^a, E. A. Filimonova^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bGeological Institute RAS, Moscow, Russia

^cInstitute of Water Problems and Hydropower of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic,
Bishkek, Kyrgyzstan

^dKyrgyz State Technical University named after I. Razzakov, Bishkek, Kyrgyzstan

*e-mail: lyamina-96@list.ru

Received October 17, 2025; revised November 30, 2025; accepted March 23, 2026

Research on the isotopic composition of glacial lakes is extremely limited in Kyrgyzstan. To fill this gap, the isotopic signatures of high-mountain lakes of the Adygene moraine-glacial complex were studied. We identified three groups of lakes. Lakes of the depression are characterized by a light isotopic composition of -11.29 to -12.17‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and from -71.6 to -78.1‰ for δD , where the main source of recharge is glacier-derived melt water from the Adygene Glacier. The isotopic composition of thermokarst lakes is determined by several factors: the time of their formation in the body of the main moraine, the sources of recharge

water balance and the period of water exchange. The old thermokarst lakes have a heavier isotopic composition than modern thermokarst lakes: for old thermokarst lakes $\delta^{18}\text{O}$ values range from -5.86 to -7.78‰ , for modern lakes $\delta^{18}\text{O}$ — from 8.74 to -10.16‰ ; for old thermokarst lakes δD values range from -37.95 to -51.34‰ and from -56.73 to -63.44‰ for modern lakes respectively. D-excess for lakes is also characterized by low numerical values — from 9.0 to 10.2‰ for old lakes. At the same time, the modern lakes have D-excess very close to the values of the lakes inside the moraine depression, ranging from 14.2 to 18.0‰ . For old thermokarst lakes, a closed system with a single source, atmospheric precipitation is more likely, while for modern thermokarst lakes, a mixed type of recharge and an open communicating system are assumed. The regression coefficient λ of the $\delta^{17}\text{O}-\delta^{18}\text{O}$ and $\Delta^{17}\text{O}$ lines constructed for glacier lakes confirms the lack of a strong influence of kinetic effects on the isotopic composition of the studied lakes, such as, for instance, evaporation or diffusion.

Keywords: stable isotopes of oxygen and hydrogen, glacial lakes, Adygene, Kyrgyzstan

REFERENCES

- Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoj geokriologii i glyciologii*. Fundamentals of Isotopic Geocryology and Glaciology. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
- Geologya SSSR. Geology of the USSR. Volume 25. Kyrgyz SSR. Part 1. Geological description. Book 1: Nedra, Moscow. 1972: 280 p. [In Russian].
- Ekaykin A.A. *Stabil'nye izotopy vody v glyciologii i paleogeografii. Metodicheskoe posobie*. Stable isotopes of water in glaciology and paleogeography. Guidance manual. Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2016: 64 p. [In Russian].
- Erokhin S.A., Zaginaev V.V. Tendencii proryvoopasnosti v razviti gornyh ozyor Kyrgyzstana. Trends in the development of mountain lakes in Kyrgyzstan, in the collection: Mudflows: Catastrophes, Risk, Forecasting, and Protection. Proceedings of the 6th International Conference (Dushanbe–Khorog, Tajikistan). Tadjikistan, 2020, 1: 194–207. [In Russian].
- Zaginaev V.V., Erokhin S.A., Mamatkanov D.M. The influence of a change in water temperature in moraine-glacial lakes on their breakthrough. *Izv. vuzov Kyrgyzstana*. Izvestia of universities of Kyrgyzstan. 2018, 11: 26–30. [In Russian].
- Zaginaev V.V., Erokhin S.A., Kubanychbek U.N., Chontoev D.T. *Monitoring vysokogornyh ozer severnogo sklona Kirgizskogo hrebta s cel'yu opredeleniya proryvoopasnogo perioda*. Monitoring of the high mountain lakes of the northern slopes of the Kyrgyz range to determine the potential dangerous period. Bishkek: Science, new technologies and innovations of Kyrgyzstan. 2019, 4: 139–142. [In Russian].
- Aron P.G., Levin N.E., Beverly E.J., Huth T.E., Passy B.H., Pelletier E.M., Poulsen C.J., Winkelstern I.Z., Yarian D.A. Triple oxygen isotopes in the water cycle. *Chemical Geology*. 2021, 565: 120026. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.120026>
- Barkan E., Luz B. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O . *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2005, 19 (24): 3737–3742. <https://doi.org/10.1002/rcm.2250>
- Barkan E., Luz B. Diffusivity fractionations of $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$ and $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2007, 21: 2999–3005. <https://doi.org/10.1002/rcm.3180>
- Bershaw J. Controls on deuterium excess across Asia. *Geosci*. 2018, 8 (7): 257. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070257>
- Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Falatkova K., Šobr M., Slavík M., Bruthans J., Janský B. Hydrological characterization and connectivity of proglacial lakes to a stream, Adygine ice-debris complex, northern Tien Shan. *Hydrological Sciences Journal*. 2020, 65 (4): 610–623. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711913>
- Falatkova K., Šobr M., Neureiter A., Schöner W., Jansky B., Häusler H., Engel Z., Benes V. Development of proglacial lakes and evaluation of related outburst susceptibility at the Adygine ice-debris complex, northern Tien-Shan. *Earth Surface Dynamics*. 2019, 7: 301–320. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711913>
- Gonfiantini R., Wassenaar L.I., Araguas-Araguas L., Aggarwal P.K. A unified Craig-Gordon isotope model of stable hydrogen and oxygen isotope fractionation during fresh or saltwater evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018, 235: 224–236. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.020>
- Hulston J.R., Thode H.G. Variations in the S33, S34, and S36 contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects. *Journal of Geophysical Research*. 1965, 70 (14): 3475–3484.

- Koster R.D., de Valpine D.P., Jouzel J.* Continental water recycling and H_2^{18}O concentrations. *Geophys. Research Letters*. 1993, 20: 2215–2218.
<https://doi.org/10.1029/93GL01781>
- Kreutz K.J., Wake C.P., Aizen V.B., Cecil L.D., Synal H.A.* Seasonal deuterium excess in a Tien Shan ice core: Influence of moisture transport and recycling in Central Asia. *Geophys. Research Letters*. 2003, 30 (18): 1922.
<https://doi.org/10.1029/2003GL017896>
- Luz B., Barkan E.* Variations of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010, 74 (22): 6276–6286.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.08.016>
- Meijer H.A.J., Li W.J.* The use of electrolysis for accurate $\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope measurements in water. *Isotopes in Environmental Health Studies*. 1998, 34 (4): 349–369.
<https://doi.org/10.1080/10256019808234072>
- Miller M.F.* Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system: An appraisal and geochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002, 66 (11): 1881–1889.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703702008323>
- Saidaliyeva Z., Shahgedanova M., Yapiyev V., Wade A.J., Akbarov F., Esenaman uulu M., Kalashnikova O., Kapitsa V., Kasatkin N., Rakhimov I., Satylkanov R., Sayakbaev D., Semakova E., Severskiy I., Petrov M., Umirzakov G., Usubaliyev R.* Precipitation in the mountains of Central Asia: isotopic composition and source regions. *Atmosphere Chemistry Physics*. 2023, 24: 12203–12224.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2030>
- Terzer-Wassmuth S., Araguas-Araguas L.J., Wassenaar L.I., Stumpp C.* Global and local meteoric water lines for $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ and the spatiotemporal distribution of $\Delta^{17}\text{O}$ in Earth's precipitation. *Scientific Reports*. 2023, 13: 19056.
<http://doi.org/10.1038/s41598-023-45920-8>

УДК 551.324

ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНИКОВ МУТНОВСКОГО И ГОРЕЛОГО ВУЛКАНОВ (ЮГ КАМЧАТКИ) ЗА 1973–2023 гг.

© 2026 г. Ю. Ю. Стельмах*, Д. А. Петраков

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

**e-mail: julia.stelmakh1806@gmail.com*

Поступила 25.09.2025 г.

После доработки 12.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Представлена оценка пространственно-временных изменений площади и баланса массы ледников и снежников, расположенных на вулканах Горелый и Мутновский (юг Камчатки). В качестве исходных данных использованы спутниковые снимки Landsat-8 (2013–2017 гг.), Sentinel-2 (2018–2023 гг.) и КН-9 (1973 г.), а также цифровые модели рельефа, полученные на основе мозаики ArcticDEM с разрешением 2 м и топографической карты масштаба 1 : 50000 по состоянию на 1974 г. Для обеспечения сопоставимости данных проведена корегистрация высот различных ЦМР. Расчёт баланса массы осуществлялся методом дифференцирования высотных значений в программе ArcGIS Pro. Результаты дешифрирования показали общее сокращение площади ледников и снежников в период с 1973 по 2023 г. В интервале 1973–2013 гг. площадь ледников сократилась на 7–81%, в то время как в 2013–2023 гг. изменения варьировали от –66 до +22%, что свидетельствует о локальных положительных тенденциях. Снежники в 2013–2023 гг. более активно сокращались по площади (от 14 до 67%), чем в предыдущие десятилетия. Среднегодовое значение баланса массы ледников в 1974–2022 гг. составило примерно –0.2 м в.э. за год. Подтверждено, что динамика кратерных ледников обусловлена вулканической активностью и обвально-осыпными процессами, тогда как изменения внекратерных ледников и снежников преимущественно зависят от метеорологических условий конкретного года. Отдельные многолетние снежники, обладающие признаками ледников – положительным балансом массы, устойчивостью во времени, ледяной структурой и наличием трещин движения – могут быть классифицированы как малые ледники.

Ключевые слова: ледники, снежники, вулканы, исторические данные, спутниковая съемка, баланс массы, Камчатка

DOI: 10.7868/S2412376526020055

ВВЕДЕНИЕ

Район действующих вулканов Мутновский и Горелый на юге Камчатки (рис. 1) – один из самых многоснежных на полуострове. Здесь, в условиях обильных осадков и специфических орографических условий, существует крупный нивально-гляциальный комплекс во взаимодействии с проявлениями вулканической деятельности (Муравьёв, 1985). Высокая снежность способствует широкому распространению малых форм оледенения – многолетних снежников, включая находящиеся на переходной стадии к ледникам, а также ледников площадью менее 0.1 км² (Виноградов, Муравьёв, 1982). Регион обладает зна-

чительным рекреационным потенциалом: ежегодно пешеходные и автомобильные маршруты к вулканам Мутновский и Горелый привлекают множество туристов (Селянгин, 2009).

Формирование нивально-гляциальных объектов в исследуемом районе связано с особенностями рельефа, климата и вулканической деятельности. Для территории характерна древовидно-ветвящаяся долинная сеть, широко распространены овраги и формы рельефа, связанные с взрывными извержениями и образованием кальдер. Помимо мощных взрывов, разрушение аккумулятивных форм вулканического рельефа связано с денудацией, преимущественно

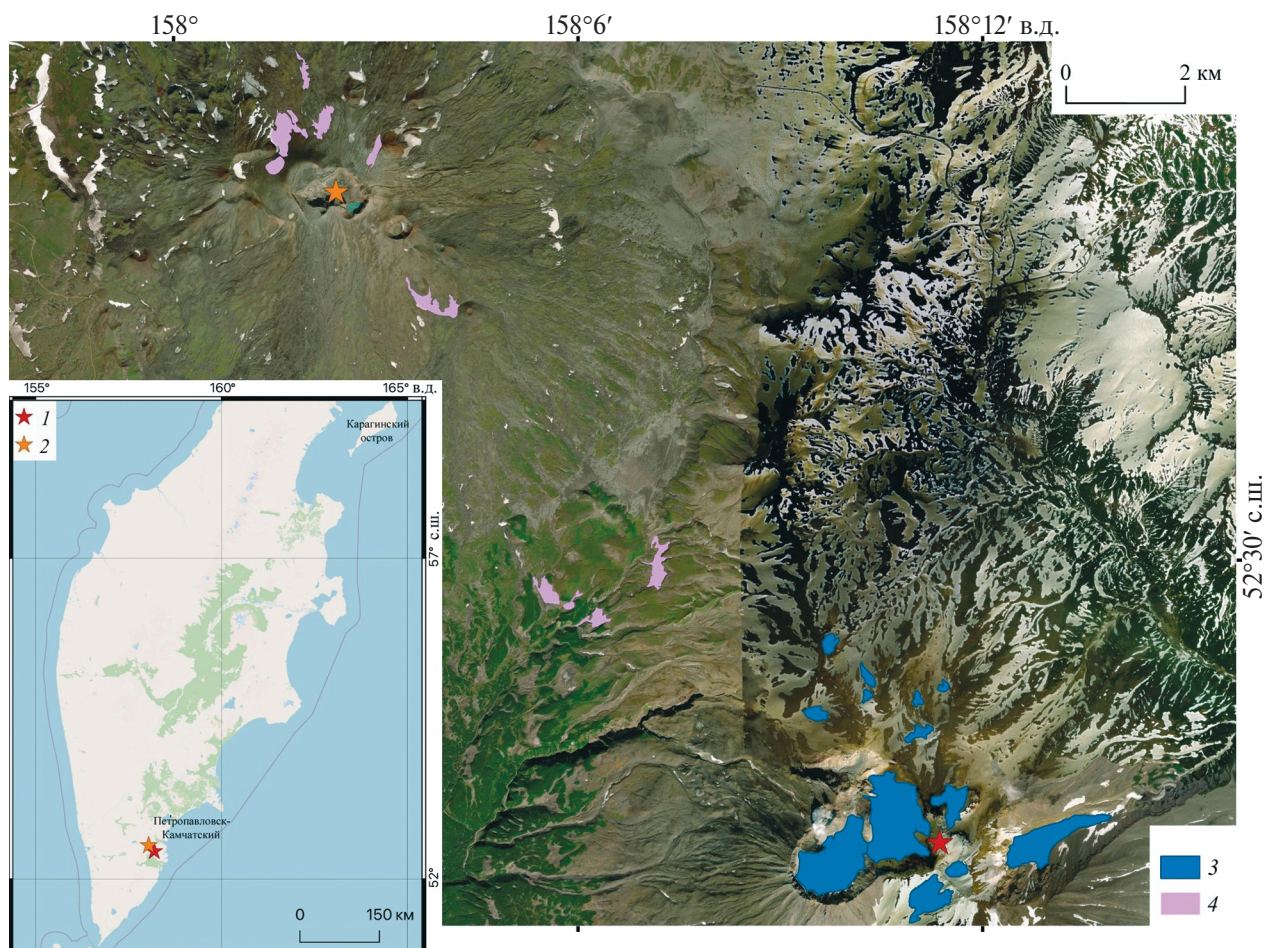


Рис. 1. Мутновский и Горелый вулканы: 1 – расположение Мутновского вулкана, 2 – расположение Горелого вулкана, 3 – ледники, 4 – снежники; подложка ESRI, 2021 г.
Fig. 1. Mutnovsky and Gorely volcanoes: 1 – location of the Mutnovsky volcano, 2 – location of the Gorely volcano, 3 – glaciers, 4 – snow patches; basemap ESRI, 2021

водной эрозией. Основная форма расчленения конусов – барранкосы (Геология СССР, т. XXXI, 1964). В отрицательных формах рельефа формируются снежники, которые с течением времени углубляют понижения рельефа в результате процессов нивации, весьма эффективных в рыхлых вулканических отложениях, в условиях влажного климата полуострова.

Район Мутновского и Горелого вулканов относится к южной вулканической климатической области, на восточных склонах которой выпадает одно из наибольших на Камчатке количество осадков – около 2500 мм (Кондратюк, 1974). Для района весьма типичны как летом, так и зимой значительная облачность и высокий снежный покров – до 10 м (Муравьев, 1985). Высокая

влажность, значительная облачность и обильные осадки в сочетании с ураганными ветрами определяют благоприятные условия для образования ледников и многолетних снежников (Кондратюк, 1974).

Первой экспедицией, которая провела работы и получила некоторые сведения об оледенении юга Камчатки, стала Камчатская экспедиция Русского географического общества 1908–1911 гг. Геологический отдел Камчатской экспедиции опубликовал описание и результаты работ (Конради, Келль, 1925), где впервые описаны ледники в кратере Мутновского вулкана. Авторы отмечают обилие снега в кратере вулкана, описывают “ледяную стену с вырывающимися из нее фумаролами”, разноцветность

и слоистость льда из-за наличия серы. Авторы подмечают наибольшую труднодоступность южного района Камчатки по сравнению с другими изученными экспедицией районами.

В 1968 г. вышел 20-й том Каталога ледников СССР, посвящённый ледникам Камчатки (Виноградов, 1968). В каталоге содержится информация о размерах и площади каждого ледника, их расположении относительно рек и вулканов, данные о высоте над уровнем моря, экспозиции и морфологии ледников; для исследуемого района данная информация касается ледников Мутновский Северо-Восточный и Мутновский Юго-Западный. В каталоге отсутствует информация о пространственном положении границ ледников и приводятся лишь численные данные о площади ледников, поэтому информацию нельзя было использовать в сравнительном анализе.

Первые гляциологические полевые масс-балансовые работы на кратерных ледниках проведены в 1980 г. Выяснено, что в кратерах Мутновского вулкана в среднем накапливается примерно 6 м снега (примерно 3000 мм в. э.). В центральных частях области аккумуляции переход фирна в лёд происходит через 3–4 года на глубине 5–10 м. Измеренный баланс массы 1979/80 г. гляциологического года равен для Мутновского Северо-Восточного ледника $+29 \text{ г/см}^2$ ($+0.29 \text{ м в. э.}$), для Мутновского Юго-Западного $+23 \text{ г/см}^2$ ($+0.23 \text{ м в. э.}$) (Виноградов, Муравьев, 1982).

В упомянутой выше работе Мутновский Северо-Восточный ледник описан как наиболее крупный в узле оледенения, с неоднородной поверхностью и площадью по состоянию на 1979 г. равной 1.34 км^2 . Ледопад начинается с высоты 1600 м. Фронт языка располагается на термальных площадках и удерживается в квазистационарном положении активностью фумарол. Ледник Мутновский Юго-Западный по состоянию на 1979 г. имел площадь 0.96 км^2 и характеризовался более ровной поверхностью и малым количеством трещин по сравнению с Мутновским Северо-Восточным ледником. В высшей части ледника описаны бергшруды в виде трещин глубиной около 30 м, оконтуренные стенкой кратера с одной стороны и гребневидными надувами снега с другой. В области абляции ледник разделялся на два языка: один заполнял дно юго-западного кратера, второй устремлялся к термальной площадке в северо-восточном кратере.

Исследование изменений площади ледников Мутновского вулкана представлено в работе (Муравьев, 2017). По данным исследования, размеры кратерных ледников Мутновского вулкана зависят главным образом от активности вулкана. Анализ выявил рост суммарной площади двух кратерных ледников с 1950 по 1983 г. на 10.5% и сокращение суммарной площади этих ледников с 1983 по 2012 г. на 7.2%. Внекратерные ледники, по данным исследования, сокращались с 1983 г., что соответствует климатическим изменениям в данном регионе.

По данным каталога “Ледники России” (Камчатка – Ледники России..., 2025), на Мутновском вулкане выделены 13 ледников. Ледники на Горелом вулкане, по данным “Ледников России”, отсутствуют. Из проанализированных ледников шесть имеют собственные названия; остальные семь обозначены в ходе работы номерами из каталога “Ледники России”.

Для района южной Камчатки характерно наличие большого количества разного вида снежников: перелетков, многолетних, некоторые из снежников демонстрируют черты, приближающие их к ледникам – фирновая граница, трещины движения, открытые участки льда и т.д. При увеличении снежности и изменении климатических условий снежники-перелетки могут превращаться в ледники и рассматриваться как переходная форма от снежного покрова к оледенению (Войтковский, 1999). В работе (Виноградов, Муравьев, 1982) высказывается предположение о том, что снежники южной части Камчатки относятся к переходной форме снежник–ледник. Их толщина достигает 25 м, а площадь 0.3 км^2 .

Отмечено, что малая площадь всех форм оледенения исследуемого района – одна из важнейших его особенностей, поскольку малые ледники и многолетние снежники – это переходные элементы между сезонным снежным покровом и оледенением. Малые формы оледенения – важные индикаторы изменения климата (Коваленко, 2008). Большая часть снежников Мутновско-Гореловского района имеет навешанный генезис. Широко распространены склоновые и долинные снежники.

Изучение ледников и снежников южной Камчатки отличается обрывочностью и нерегулярностью наблюдений. Данные полевых исследований 1980-х годов обновлены лишь в работе

(Муравьев, 2017). По данным полевых наблюдений летом 2023 г., на вулкане Мутновский происходят очень динамичные изменения – усилились обвалы и осыпи, в связи с увеличением туристического потока возросла антропогенная нагрузка от туристов и хозяйственной деятельности. Цель работы – оценить изменения площади и массы снежников и ледников района вулканов Мутновский и Горелый (юг Камчатского полуострова) с 1973 по 2023 г. в условиях увеличения летних температур.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

В качестве исходных материалов выбраны снимки спутников КН-9, Landsat-8, Sentinel-2. Кроме того, в процессе дешифрирования применялись общедоступные цифровые модели (ЦМР) рельефа ArcticDEM v3.0 и ЦМР, построенные по результатам оцифровки топографической карты масштаба 1 : 50000 (издание 1985 г.) (табл. 1).

В работе использованы два снимка со спутника КН-9, снятые 3 сентября 1973 г. Их разрешение варьирует от 0.9 до 1.1 м. Специфика снимков предполагает большое количество искажений местности, поэтому проведена ортотрансформация снимка методом “сплайн” в программе ArcGis Pro. Искажения распределены по снимку непропорционально, при ортотрансформации участков снимков для исследуемой территории поставлено более 600 точек привязки. Для исследуемой территории также оцифрованы отдельные участки топографических карт масштаба 1 : 50000, отражающие состояние местности на 1974 г. По данным оцифровки построена ЦМР, границы ячеек которой совпадают с ячейками ArcticDEM. На основании ГКИНП 05-029-84, высотная погрешность топографических карт масштаба 1 : 50000 для высокогорных участков составляет 1/2 высоты сечения рельефа, соответственно, вертикальная точность построенной ЦМР составила 5 м.

Таблица 1. Используемые в работе спутниковые снимки и ЦМР

Table 1. Satellite images and DEMs used in the paper

Спутник/ЦМР	Дата съёмки	Разрешение, м
Landsat-8	09.09.2013	15
	12.09.2014	15
	14.08.2015	15
	01.09.2016	15
	03.08.2017	15
Sentinel-2	31.08.2018	10
	21.08.2019	10
	09.09.2020	10
	20.08.2021	10
	05.08.2022	10
	09.09.2023	10
КН-9 (KeyHole-9)	03.09.1973	0.9–1.1
	03.09.1973	0.9–1.1
Фрагменты ЦМР “strips” из мозаики ArcticDEM	26.08.2012	2
	08.09.2021	2
	18.07.2022	2
ЦМР на основе советской топокарты масштаба 1 : 50000	1974	5

В работе применены отдельные фрагменты мозаики ArcticDEM “strips”, с конкретными датами проведения съёмки, что было важно при подборе фрагментов для расчёта баланса массы ледников и снежников (фрагменты должны быть сняты в период абляции). Всего было применено семь фрагментов “strips” для периода 2011–2022 гг.

ЦМР на 1974 г. и ArcticDEM построены в разных системах высот: ArcticDEM – в координатной системе WGS84 (ArcticDEM – Polar Geospatial Center ..., 2025), ЦМР на 1974 г. оцифрована в той же проекции. Однако системы высот этих ЦМР разные: топографические карты составлены в Балтийской системе высот, а в основе ArcticDEM заложены высоты геоида WGS84. Для уравнивания высот проведена ортотрансформация. В первую очередь, к высотам с топографической карты прибавлены гравитационные аномалии модели геоида EGM2008 (Earth Gravitation Model – Гравитационная модель Земли) (Pavlis et al., 2012). Геоид WGS84 уже учитывает гравитационные аномалии (ArcticDEM – Polar Geospatial Center..., 2025).

Далее проведена корегистрация всех применяемых ЦМР. Данная процедура проводится, когда ЦМР не совпадает с эталонной моделью рельефа. Несоответствие может происходить по ряду причин: из-за плохой географической привязки, неизвестных преобразований системы координат или системы высот, искажений, связанных с обработкой. Иными словами, корегистрация ЦМР позволяет выровнять сопоставимые модели рельефа в трёх измерениях и сделать их пригодными для сравнения. Корегистрация обязательно должна проводиться при применении разных ЦМР в исследованиях количественных изменений толщины ледников (Nuth, Kääb, 2011).

В ходе работы корегистрация выполнялась в программе Anaconda на языке программирования Python по методике, созданной О. Moore, Р. Hartzell и J. Shanahan (CODEM..., 2025). За эталонную ЦМР принят фрагмент ЦМР ArcticDEM за 26.08.2012, поскольку этот фрагмент охватывает наибольшую площадь исследуемой территории и наименьшее количество артефактов. К нему последовательно проведена корегистрация всех остальных выбранных ЦМР. После проведения описанных выше процедур, ЦМР стали сопоставимы по высоте и были готовы для проведения расчёта баланса массы ледников.

Расчёт высотной погрешности изменения высоты поверхности ледников и снежников выполнялся по стабильным участкам в пределах зоны покрытия ЦМР от 26.08.2012. Для этого в указанной области создана регулярная сеть точек с шагом 20×25 м. Затем, по результатам визуального анализа спутниковых снимков разных лет, из выборки были исключены потенциально нестабильные точки, расположенные на ледниках, снежниках, в руслах ручьёв, эрозионных врезках, на крутых осыпных склонах, на участках с ольховым стлаником, а также точки, лежащие на поверхностях с уклоном более 25° .

Полученной выборке точек присвоены значения высот из всех ЦМР, использованных в работе. Высотная погрешность определялась по величине среднеквадратичного отклонения значений высот по массиву точек каждой ЦМР относительно ЦМР от 26.08.2012. В результате вертикальная погрешность составила: для ЦМР 2021 г. – 1.7 м (по 4095 точкам); для ЦМР 2022 г. – 1.6 м (по 995 точкам). Погрешность определения высоты поверхности между ЦМР 1974, 2012 и 2021–2022 гг. была вычислена как среднеквадратичное значение погрешностей каждой из ЦМР в зоне перекрытия. Расчётная погрешность в зоне перекрытия ЦМР 1974 и 2012 гг. составила 5.25 м, 2012 и 2021 гг. – 2.33 м, 2012 и 2022 гг. – 2.26 м.

Дешифрирование границ ледников проводилось в соответствии с принципами Руководства по составлению каталога ледников СССР (Виноградов и др., 1966) и методического руководства GLIMS (Raup, Khalsa, 2010). Дешифрирование было проведено в программе QGIS 3.16. После выделения границ ледников в программе были рассчитаны площадь и периметр ледников, данные о которых отражались в атрибутивных таблицах. При дешифрировании неизбежно возникает ряд погрешностей, связанных с состоянием объекта съёмки, условиями съёмки, технологическими погрешностями и концептуальными ошибками. Поэтому расчёт погрешностей оценки площади ледника проводился по формуле произведения периметра ледника и половины значения одного пикселя снимка (Paul et al., 2017).

Из анализа были исключены 2015 и 2017 гг. в связи с высокой снежностью в конце периода абляции, из-за чего невозможно достоверно дешифрировать границы ледников и снежников. Отмечено, что Камчатка характеризуется большим количеством облачных дней, поэтому разброс дат

применяемых снимков составил примерно 1.5 месяца, что также могло повлиять на итог дешифрирования. По снимкам 2018, 2019 и 2020 гг. установлено, что на конец периода абляции в эти годы на исследуемой территории оставалось большое количество нерастаявшего снега. Больше всего снега растаяло летом 2023 г.: почти на всех ледниках обнажились участки открытого льда, ледники и снежники сильно уменьшились в размерах.

Расчёт баланса массы ледников проведён путём вычитания растровых значений высоты одной ЦМР из другой в программе ArcGis Pro. После проведения этой операции получено значение изменения высоты каждой ячейки (пиксела) за заданный период. После этого величина изменения высоты приводилась к среднему значению для всего ледника и пересчитывалась в размерность гляциологического баланса массы – метры водного эквивалента (м. в. э.) с учётом средней плотности ледникового льда $\rho = 850 \pm 60 \text{ кг/м}^3$ по работам (Huss, 2013; Hugonnet et al., 2021; Муравьев и др., 2023). Обработка ЦМР проводилась в хронологическом порядке снимков.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение площади ледников и снежников Мутновского и Горелого вулканов. В ходе работы дешифрировано 13 ледников Мутновского вулкана. Данные об изменении площадей за периоды 1973–2013 и 2013–2023 гг. представлены в табл. 2. Также дешифрированы границы 10 снежников Горелого и Мутновского вулканов. Всем снежникам произвольно присвоены порядковые номера от 1 до 10. Данные об изменении площадей за аналогичные периоды представлены в табл. 3.

В период 1973–2013 гг. границы четырёх ледников не оказалось возможным отдешифрировать из-за засветки снимка КН-9.

Говоря об изменении площадей ледников за период с 1973 по 2013 г., можно однозначно сказать о тенденции к их сокращению даже с учётом максимальной возможной погрешности. Ледники сократились в диапазоне 0.01–0.84 км², или 7–81% от площади.

Таблица 2. Площади (1973, 2013 и 2023 г.) и изменение площадей ледников Мутновского вулкана за два периода
Table 2. Area (for 1973, 2013 and 2023) and changes in the areas of the Mutnovsky volcano glaciers over 2 periods

	1973	2013	2023	1973–2013 гг.			2013–2023 гг.		
	км ²	км ²	км ²	км ²	%	% в год	км ²	%	% в год
Клешня	–	0.08 ± 0.01	0.08 ± 0.01	–	–	–	0.01 ± 0.01	4	0.4
Мутновский СВ	1.25 ± 0.01	1.16 ± 0.04	1.16 ± 0.03	–0.09 ± 0.02	–7	–0.2	–0.01 ± 0.01	–0.1	–0.01
Мутновский ЮЗ	1.05 ± 0.01	0.96 ± 0.04	1.00 ± 0.03	–0.09 ± 0.02	–8	–0.2	0.04 ± 0.03	4	0.4
Песчанского	–	0.35 ± 0.02	0.31 ± 0.01	–	–	–	–0.04 ± 0.03	–11	–1.1
Тронова	0.75 ± 0.01	0.65 ± 0.03	0.64 ± 0.02	–0.1 ± 0.01	–13	–0.3	–0.01 ± 0.02	–2	–0.2
Тушинского	1.03 ± 0.01	0.19 ± 0.02	0.17 ± 0.01	–0.84 ± 0.01	–81	–2	–0.03 ± 0.01	–13	–1.3
Ru10-22.0705	–	0.08 ± 0.01	0.08 ± 0.01	–	–	–	–0.01 ± 0.01	–3	–0.3
Ru10-22.0710	0.12 ± 0.01	0.11 ± 0.02	0.04 ± 0.01	–0.01 ± 0.01	–7	–0.2	–0.7 ± 0.01	–66	–6.6
Ru10-22.0711	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.03 ± 0.01	–0.01 ± 0.01	–19	–0.5	–0.01 ± 0.01	–10	–1
Ru10-22.0712	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.03 ± 0.01	–0.01 ± 0.01	–36	–0.9	0.01 ± 0.01	22	2.2
Ru10-22.0713	–	0.03 ± 0.01	0.03 ± 0.01	–	–	–	–0.01 ± 0.01	–5	–0.5
Ru10-22.0714	0.07 ± 0.01	0.05 ± 0.01	0.05 ± 0.01	–0.02 ± 0.01	–24	–0.6	–0.01 ± 0.01	–12	–1.2
Ru10-22.0715	0.09 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.08 ± 0.01	–0.03 ± 0.01	–29	–0.7	0.01 ± 0.01	17	1.7

Прочерк – нет данных

Dash – no data available

Таблица 3. Площади (1973, 2013 и 2023 г.) и изменение площадей снежников Мутновского и Горелого вулканов за 2 периода**Table 3.** Area (for 1973, 2013 and 2023) and the changes in the area of the snow patches of Mutnovsky and Gorely volcanoes over 2 periods

	1973	2013	2023	1973–2013 гг.			2013–2023 гг.		
	км ²	км ²	км ²	км ²	%	% в год	км ²	%	% в год
1	0.18 ± 0.01	0.16 ± 0.03	0.14 ± 0.02	-0.02 ± 0.01	-12	-0.3	-0.02 ± 0.01	-14	-1.4
2	0.12 ± 0.01	0.10 ± 0.01	0.03 ± 0.01	-0.02 ± 0.01	-16	-0.4	-0.07 ± 0.01	-67	-6.7
3	0.06 ± 0.01	0.05 ± 0.01	0.03 ± 0.01	-0.01 ± 0.01	-8.5	-0.2	-0.03 ± 0.01	-51	-5.1
4	0.25 ± 0.02	0.22 ± 0.03	0.11 ± 0.01	-0.04 ± 0.01	-14	-0.35	-0.11 ± 0.01	-50	-5
5	0.09 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.04 ± 0.01	-0.03 ± 0.01	-31.5	-0.8	-0.02 ± 0.01	-36.5	-3.65
6	0.05 ± 0.01	0.05 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0	0	0	-0.03 ± 0.01	-58	-5.8
7	0.12 ± 0.01	0.10 ± 0.01	0.07 ± 0.01	-0.02 ± 0.01	-19	-0.5	-0.03 ± 0.01	-32	-3.2
8	0.03 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.01 ± 0.01	-0.01 ± 0.01	-12	-0.3	-0.01 ± 0.01	-45	-4.5
9	0.09 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.05 ± 0.01	-0.02 ± 0.01	-20	-0.5	-0.02 ± 0.01	-31	-3.1
10	0.15 ± 0.02	0.15 ± 0.03	0.06 ± 0.01	-0.01 ± 0.01	-0.5	-0.01	-0.09 ± 0.01	-57	-5.7

Максимальное сокращение ледника Тушинского было связано с обрушением большей части его области питания и языка 30 сентября 1996 г. во время аномальных дождевых осадков (773.6 мм за последнюю неделю сентября по данным ближайшей ГМС “Дачные”) (Шайхутдинов, 2005). После этого события остатки ледника сохранились в небольшом каре, а на дне долины образовался большой массив мёртвого льда, расчленённый термоэрозией (Муравьев, 2017). Следствием этих осадков была и подвижка кратерного Мутновского Северо-Восточного ледника, в 1996–1997 гг. перекрывшего часть донного фумарольного поля вулкана (Гавриленко и др., 2001).

Снежники за этот же период сократились в меньшей степени, чем ледники, а некоторые из них оставались в квазистационарном состоянии. Сокращение площадей снежников варьируют от 0.004 до 0.035 км², или от 0.5 до 31.5% от их площади. Снежники № 6 и 10, вероятнее всего, оставались в этот период в квазистационарном положении.

В 2013–2023 гг. у большинства ледников также сократилась площадь: от 0.01 до 0.07 км², или от 0.1 до 66%. Некоторые ледники увеличили свою площадь от 0.01 до 0.04 км², или от 4 до 22% площади. Площадь некоторых ледников, вероятнее всего, оставалась квазистационарной.

Снежники в 2013–2023 гг. изменялись активнее, чем ледники, и на всех исследуемых объектах зафиксировано уменьшение площади. Площадь ледников уменьшилась от 0.01 до 0.11 км², или от 14 до 67%. Площадь некоторых снежников также могла оставаться квазистационарной. Поскольку снежники в целом имеют маленькую площадь, любые изменения их площади, выраженные в процентном показателе, имеют большие величины.

Площади ледников и снежников Мутновского вулкана крайне изменчивы год от года под влиянием метеорологических факторов: снежности, температуры воздуха, количества солнечных дней, господствующего направления ветра в конкретном году. У ледников разброс параметров увеличения и сокращения гораздо меньше, чем у снежников. Многолетние снежники могут в один год сократиться наполовину по сравнению с предыдущим годом, и уже через год увеличиться почти в 4 раза. Анализируя изменения, происходящие с площадями ледников вне кратера Мутновского вулкана в долгосрочном отрезке времени, можно сказать, что они имеют тенденцию к медленному сокращению, но сейчас находятся в достаточно стабильном состоянии. В отдельные краткосрочные периоды колебания площадей ледников заметны сильнее.

Изменения кратерных ледников, по мнению исследователей (Виноградов, Муравьев, 1982; Муравьев, 2017), сильно зависят от степени активности вулкана. Например, в 1950–1983 гг. суммарная площадь кратерных ледников выросла на 10.5%, но после этого началось их сокращение (Муравьев, 2017). Судя по полевым исследованиям в летние периоды 2023 и 2025 гг., в настоящее время изменение площади кратерных ледников скорее связано с вулканическими и обвально-осыпными процессами в кратере, нежели с изменением климата.

С использованием данных портала “Погода и климат” (Летопись погоды в Петропавловске-Камчатском. Погода и климат..., 2025) проведён анализ многолетних метеорологических наблюдений, включающих средние температуры за тёплый период (июнь–сентябрь) и суммы осадков за холодный период (октябрь–май), по данным метеостанций Водопадная, мыс Лопатка и Петропавловск-Камчатский. Анализ выявил устойчивую тенденцию к повышению средних температур летнего периода на всех трёх станциях. Наряду с этим, на метеостанции Водопадная с 2012 г. наблюдается увеличение количества зимних осадков. Сходная тенденция фиксиру-

ется и на метеостанции Петропавловск-Камчатский, где рост зимних осадков отмечается с 1938 г. В отличие от них, на метеостанции мыс Лопатка с 1966 г. в целом прослеживается снижение количества осадков в холодный период; однако при рассмотрении более короткого интервала (2012–2023 гг.) также выявляется увеличение количества зимних осадков, аналогичное наблюдениям на метеостанции Водопадная.

Ледники и снежники исследуемого района имеют тенденцию к медленному сокращению своих площадей в долгосрочной перспективе. Изменение всех форм оледенения, за исключением кратерных ледников, очевидно, связано с изменением климатических характеристик. Кратерные ледники в большей степени зависят от активности вулкана. На коротком промежутке времени состояние оледенения напрямую зависит от параметров конкретного года, что сразу же выражается в увеличении или уменьшении площади ледников.

Изменение баланса массы ледников и снежников Мутновского и Горелого вулканов. Баланс массы для ледников Мутновского вулкана был рассчитан для периодов 1974–2012 и 2012–2022 гг. (табл. 4).

Таблица 4. Баланс массы ледников Мутновского вулкана
Table 4. Mass balance of glaciers of the Mutnovsky volcano

	1974–2012 гг.			2012–2021/22 гг.		
	Изменения высоты, м	м в. э.	м в. э. в ГОД	Изменения высоты, м	м в. э.	м в. э. в ГОД
Клешня*	-6.4 ± 5.25	-5.44 ± 4.46	-0.1	-4.3 ± 2.26	-3.66 ± 1.92	-0.4
Мутновский СВ*	-3.8 ± 5.25	-3.23 ± 4.46	-0.1	-6.8 ± 2.26	-5.78 ± 1.92	-0.6
Мутновский ЮЗ	-17.4 ± 5.25	-14.79 ± 4.46	-0.4	-2.6 ± 2.33	-2.21 ± 1.98	-0.25
Песчанского*	-4 ± 5.25	-3.40 ± 4.46	-0.1	-2.9 ± 2.26	-2.47 ± 1.92	-0.25
Тронова*	-18 ± 5.25	-15.30 ± 4.46	-0.4	-3 ± 2.26	-2.55 ± 1.92	-0.3
Тушинского*	-23 ± 5.25	-19.55 ± 4.46	-0.5	1.9 ± 2.26	1.62 ± 1.92	0.2
Ru10-22.0705*	-19 ± 5.25	-16.15 ± 4.46	-0.4	-3 ± 2.26	-2.55 ± 1.92	-0.3
Ru10-22.0710	6.8 ± 5.25	5.78 ± 4.46	0.15	2.3 ± 2.33	1.96 ± 1.98	0.2
Ru10-22.0711*	-5 ± 5.25	-4.25 ± 4.46	-0.1	-4.9 ± 2.26	-4.17 ± 1.92	-0.4
Ru10-22.0712	-6.1 ± 5.25	-5.19 ± 4.46	-0.1	-1.9 ± 2.33	-1.62 ± 1.98	-0.2
Ru10-22.0713*	6.8 ± 5.25	5.78 ± 4.46	0.15	-4.2 ± 2.26	-3.57 ± 1.92	-0.4
Ru10-22.0714	-8.1 ± 5.25	-6.89 ± 4.46	-0.2	-0.5 ± 2.33	-0.43 ± 1.98	-0.05
Ru10-22.0715	-23.4 ± 5.25	-19.89 ± 4.46	-0.5	-4.2 ± 2.33	-3.57 ± 1.98	-0.4

*Применена ЦМР 2022 г., в остальных случаях – 2021 г.

*The 2022 DEM was used, in other cases – 2021.

Для ледников Клешня, Мутновский Северо-Восточный, Песчанского, Тронова, Тушинского, Ru10-22.0705, Ru10-22.0711, Ru10-22.0713 использовался фрагмент ЦМР 2022 г. (они отмечены знаком *), для остальных – 2021 г. Погрешность приведена из расчёта средней плотности ледникового льда $\rho = 850 \pm 60 \text{ кг/м}^3$ (Huss, 2013; Hugonnet et al., 2021; Муравьев и др., 2023). На рис. 2 представлены данные об изменении высоты поверхности ледников (отображены в границах 2012 г.). При использовании двух фрагментов ЦМР (см. рис. 2, б) на леднике Мутновский Северо-Восточный заметна полоса стыка, на которой не определены значения изменений высоты поверхности.

В целом для исследуемых ледников характерны отрицательные значения баланса массы для обоих периодов. За 38 лет с 1974 по 2012 г. у всех ледников, за исключением двух, уменьшилась высота поверхности в диапазоне от 3.8 ± 5.25 до 23.4 ± 5.25 м. Переводя геодезические значения в размерность баланса массы, кумулятивный баланс ледников варьировал от -3.23 ± 4.46 до -19.89 ± 4.46 м в. э. Среднее значение баланса массы ледников за этот период составляло от -0.1 до -0.5 м в. э. в год. На двух ледниках зафиксированы положительные балансы массы: для ледников Ru10-22.0710 и Ru10-22.0713 кумулятивный баланс составил $+6.8 \pm 4.46$ м в. э. (или $+0.15$ м в. э. в год).

В период с 2012 по 2021/22 гг. для большинства ледников также характерен отрицательный баланс массы. Уменьшение высоты поверхности ледников варьировало от 0.5 ± 2.33 до 6.8 ± 2.26 м. Кумулятивный баланс ледников варьировал от -0.43 ± 1.92 до -5.78 ± 1.98 м в. э., или от -0.05 до -0.6 м в. э. в год. Положительным балансом отличились ледники Тушинского и Ru10-22.0710: кумулятивный баланс массы ледников составил 1.62 ± 1.98 и 1.96 ± 1.92 м в. э. соответственно (~ 0.2 м в. э. в год).

Кратерные ледники Мутновского вулкана имеют тенденцию к отрицательному балансу массы за оба проанализированных периода, несмотря на положительные значения баланса массы, измеренные в 1979/80 балансовом году. По данным работы (Виноградов, Муравьев, 1982), баланс массы Мутновского Северо-Восточного ледника составил $+0.29$ м в. э., Мутновского Юго-Западного – $+0.23$ м в. э. В последнее десятилетие средний баланс массы Мутновского Северо-Восточного ледника стал примерно в 5 раз более отрицательным. Такой результат

может быть связан с участвовавшими случаями обвалов и осыпей, которые связаны с активностью вулкана. На Мутновском Юго-Западном леднике, наоборот, в последнее десятилетие увеличился средний показатель баланса массы по сравнению с периодом 1974–2012 гг.

Ледник Тушинского обвалился в результате дождей в 1997 г. (Гавриленко и др., 2001). Резко отрицательный баланс массы этого ледника напрямую связан с этим обвалом. За 10 лет второго анализируемого периода леднику присущ положительный баланс массы со средним значением 0.2 м в. э. в год. По результатам оценки изменения площади, ледник Тушинского имеет одну из самых малоизменяющихся границ, что в сумме может говорить о стабильном состоянии ледника на протяжении последнего десятилетия.

Ледник Ru10-22.0710 единственный из всех имел положительный баланс массы в течение двух проанализированных периодов. Вероятнее всего, эта тенденция связана с удачным расположением ледника по отношению к господствующим ветрам, что приводит к тому, что большая часть снега в ходе метелевого переноса оседает в области аккумуляции, и это обеспечивает многолетний положительный баланс. При анализе изменения площади данного ледника в разные годы было отмечено, что для ледника Ru10-22.0710 характерны большие вариации, зависящие от снежности года.

Несмотря на тенденцию к изменению климата, на большинстве ледников увеличился показатель среднего баланса массы, хотя он и остался отрицательным. Это говорит о том, что, по сравнению с изменением климата, для малых ледников более важны локальные показатели, такие как господствующее направление ветра, количество снега, температура в летний период и количество солнечных дней.

Кроме того, для периода 2012–2021 гг. рассчитан баланс массы 10 снежников (табл. 5). Для четырёх снежников Мутновского вулкана также рассчитан баланс массы за период 1974–2012 гг. Снежники Мутновского вулкана отмечены знаком *. На рисунках 3 и 4 представлены данные об изменении высоты поверхности снежников в эти периоды.

В период с 1974 по 2012 гг. на двух исследованных снежниках Мутновского вулкана наблюдалось увеличение высоты поверхности

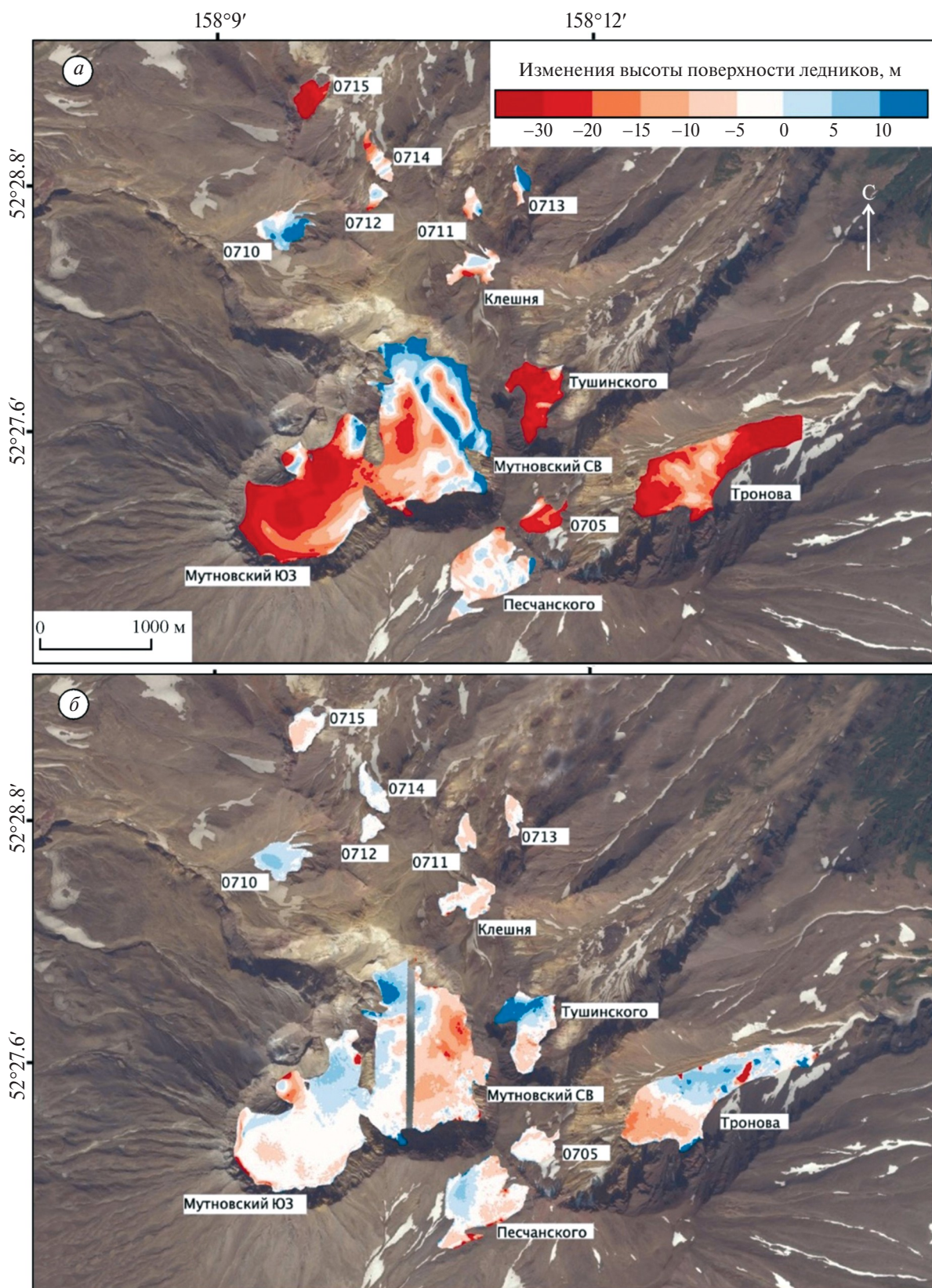


Рис. 2. Изменение высоты поверхности ледников Мутновского вулкана: за период 1974–2012 гг. (а); за период 2012–2021/22 гг.; подложка Bing (б)

Fig. 2. Change in the surface height of the glaciers of the Mutnovsky volcano: for the period 1974–2012 (a); for the period 2012–2021/2022; basemap Bing (b)

Таблица 5. Баланс массы снежников Горелого и Мутновского вулканов
Table 5. Mass balance of the snow patches of Gorely and Mutnovsky volcanoes

	1974–2012 гг.			2012–2021 гг.		
	Изменение высоты, м	м в. э.	м в. э. в год	Изменение высоты, м	м в. э.	м в. э. в год
1	–	–	–	-0.8 ± 2.33	-0.68 ± 1.98	–0.1
2	–	–	–	0.2 ± 2.33	0.17 ± 1.98	0.02
3	–	–	–	2 ± 2.33	1.70 ± 1.98	0.2
4	–	–	–	0.19 ± 2.33	0.16 ± 1.98	0.02
5	–	–	–	1.1 ± 2.33	0.94 ± 1.98	0.1
6	–	–	–	0.1 ± 2.33	0.09 ± 1.98	0.01
7*	-5.7 ± 5.25	-4.85 ± 4.46	–0.1	3.1 ± 2.33	2.64 ± 1.98	0.3
8*	-1.9 ± 5.25	-1.62 ± 4.46	–0.04	0.6 ± 2.33	0.51 ± 1.98	0.1
9*	12.3 ± 5.25	10.46 ± 4.46	0.3	3.1 ± 2.33	2.64 ± 1.98	0.3
10*	3.5 ± 5.25	2.98 ± 4.46	0.1	2.2 ± 2.33	1.87 ± 1.98	0.2

*Снежники Мутновского вулкана

Прочерк – нет данных

*Snow patches of the Mutnovsky volcano

Dash – no data available

(на 3.5 ± 5.25 и 12.3 ± 5.25 м), а на двух других – уменьшение (на 1.9 ± 5.25 и 5.7 ± 5.25 м). Кумулятивный баланс массы варьирует на снежниках от -1.62 ± 4.46 до 10.46 ± 4.46 м в. э., или от -0.04 до 0.3 м в. э. в год. В период с 2012 по 2021 г. все снежники Мутновского вулкана характеризуются положительным балансом массы – от 0.51 до 2.64 ± 2.33 м в.э., или от 0.06 до 0.3 м в.э. в год.

Для снежников Горелого вулкана проведён анализ только за период с 2012 по 2021 г. За 9 лет только один снежник уменьшил высоту поверхности (на 0.8 ± 2.33 м) и имеет отрицательный кумулятивный баланс (снежник № 1) -0.68 м в.э. или -0.1 м в.э. в год. Такой результат обусловлен, вероятнее всего, его южной экспозицией – по наблюдениям, на северном склоне вулкана Горелый располагается гораздо больше многолетних снежников, чем на южном. У остальных пяти снежников высота поверхности увеличилась в диапазоне от 0.1 ± 2.33 до 2 ± 2.33 м. Их кумулятивный баланс варьирует от 0.09 до 1.70 ± 1.98 м в.э. (0.01 – 0.2 м в. э. в год).

Несмотря на то, что все снежники в период 2013–2023 гг. сократились по площади, баланс массы абсолютного большинства из них в период 2012–2021 гг. был положительным. Вероятнее

всего, прирост баланса массы происходит за счёт нескольких особо многоснежных годов, когда в их толстых центральных частях снег успевает пройти преобразования в фирн и далее в лёд. При этом площадь снежников меняется за счёт тонкого слоя сезонного снега по краям, который не сильно влияет на общее состояние снежников. Кроме того, есть основание утверждать, что все исследованные снежники не переставали существовать как минимум на протяжении 10 лет с 2013 по 2023 г., а вероятнее всего, они практически неизменно существуют уже несколько десятков лет. Этот факт в совокупности с полевым обследованием некоторых изучаемых снежников даёт основания называть некоторые из снежников ледниками, так как преобразование снега в лёд на Камчатке происходит примерно за 4–5 лет (Виноградов, Муравьев, 1982).

В исследованиях баланса массы других ледников Камчатского полуострова приводится среднее значение баланса массы ледника Козельский за 1977–2022 гг., составившее -0.33 м в. э. в год (Муравьев и др., 2023), и среднее значение баланса массы ледников Нежданный и Соседний на Корякском нагорье, составившее -0.362 м в. э. в год (Носенко и др., 2022). Данные о балансе массы в целом сопоставимы, но можно сделать

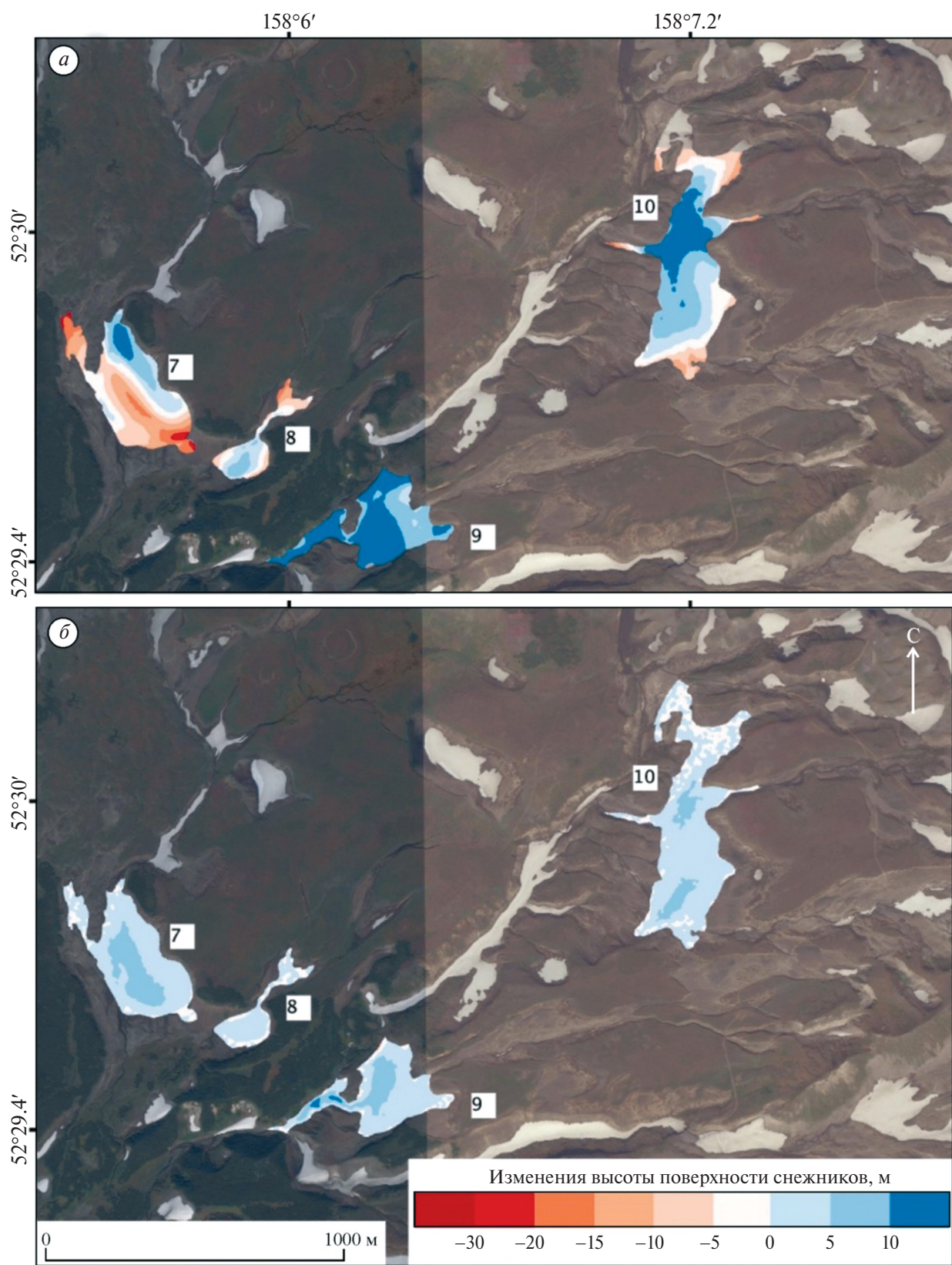


Рис. 3. Изменение высоты поверхности снежников вулкана Мутновский: в период 1974–2012 гг. (а); в период 2012–2021 гг.; подложка Bing (б)

Fig. 3. Change in the surface height of the snow patches of the Mutnovsky volcano: for the period 1974–2012 (a); for the period 2012–2021; basemap Bing (b)

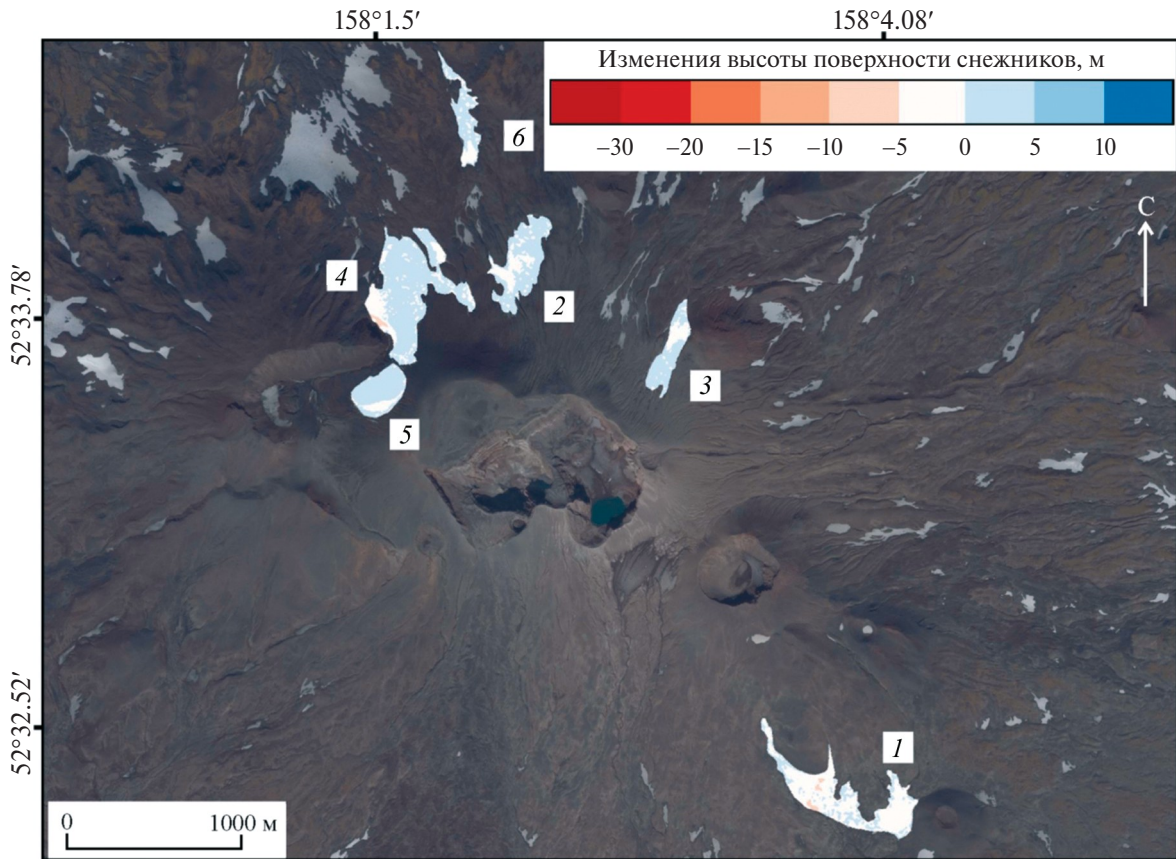


Рис. 4. Изменение высоты поверхности снежников вулкана Горелый в период 2012–2021 гг.; подложка Bing
 Fig. 4. Change in the surface height of the snow patches of the Gorely volcano for the period 2012–2021; basemap Bing

вывод о менее отрицательной тенденции для большинства ледников Мутновского вулкана по сравнению с ледниками других районов Камчатки в долгосрочной перспективе. С другой стороны, в период 2015–2022 гг. ледник Козельский имел слабо положительный баланс $+0.07$ м в.э. (Муравьев и др., 2023), что также коррелирует с отдельными ледниками Мутновского вулкана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ пространственно-временных изменений ледников показал их общее сокращение: за период 1973–2013 гг. площадь оледенения ледников Мутновского вулкана сократилась на 26% (1.18 км² для 9 исследованных ледников); площади отдельных исследуемых ледников на Мутновском вулкане уменьшились на 7–81%. В 2013–2023 гг. общая площадь оледенения сократилась на 3% (0.11 км² для 13 исследованных ледников), а темпы изменений отдельных ледников стали неодинаковыми – от незначительного сокращения (-0.1%) до значительного увеличения (до 22% площади) на отдельных ледниках.

Снежники также претерпели существенные изменения. В период 1973–2013 гг. общая площадь исследованных снежников уменьшилась на 13% (0.15 км² для 10 исследованных снежников), отдельные их площади сократились на 0.5–31.5%, а в 2013–2023 гг. наблюдалось более активное уменьшение – общая площадь сократилась на 43% (0.43 км² для 10 исследованных снежников), отдельные площади сократились от 14 до 67%, что превышает темпы деградации ледников в те же годы.

Баланс массы ледников за исследуемые периоды в большинстве случаев был отрицательным. Средний баланс массы ледников в период 1974–2022 гг. составил -0.22 м в. э. в год. В 1974–2012 гг. кумулятивные значения составляли от -3.23 ± 4.46 до -19.89 ± 4.46 м в. э., а в 2012–2021/22 гг. – от -0.43 ± 1.98 до -5.78 ± 1.92 м в. э. Исключение составили отдельные ледники с положительным балансом массы. Полученные значения сопоставимы с данными по леднику Козельский, подтверждая общую тенденцию сокращения ледников.

В отличие от ледников, многолетние снежники продемонстрировали в целом положительный средний баланс массы в последние годы, но в пределах погрешности измерений. Из 10 проанализированных снежников в 2012–2021 гг. только один имел отрицательный средний кумулятивный баланс. Для четырёх снежников Мутновского вулкана, по данным за 1974–2012 гг., средний баланс массы варьировал от отрицательного до существенно положительного.

Подтверждена прямая зависимость состояния кратерных ледников от вулканической активности, в то время как изменения внекратерных ледников и снежников, судя по анализу многолетних наблюдений, в большей степени определяются метеорологическими условиями. Многолетние снежники проявляют высокую изменчивость в краткосрочной перспективе, но демонстрируют устойчивость в долгосрочном временном интервале. Некоторые из них, обладая признаками ледников (наличие трещин, устойчивость, положительный баланс массы), могут рассматриваться как малые ледники.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова № 121051100164-0 “Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии”.

Acknowledgements. The study was conducted under the state assignment of Lomonosov Moscow State University No. 121051100164-0 “The cryosphere evolution under climate change and anthropogenic impact”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.Н.* Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 75 с.
- Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Современное оледенение Южной Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1982. № 8. С. 27–33.
- Виноградов О.Н., Кренке А.Н., Огановский П.Н.* Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 155 с.
- Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.
- Гавриленко Г.М., Зеленский М.Е., Муравьев Я.Д.* Подвижка ледника в северо-восточном кратере вулкана Мутновский (Камчатка) в 1996–1998 гг.: Причины и следствия этого явления // Вулканология и Сейсмология. 2001. № 2. С. 18–23.
- Геология СССР. Том XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. А.В. Сидоренко. 1964. 734 с.
- ГКИНП-05-029-84 “Основные положения по созданию и обновлению топографических карт масштабов 1 : 10 000, 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000, 1 : 200 000, 1 : 500 000, 1 : 1 000 000”. М.: Редакционно-издательский отдел ВТС, 1984. 33 с.
- Камчатка – Ледники России // Электронный ресурс. URL: <https://sites.google.com/view/glaciersrussia/ледниковые-районы/камчатка> (Дата обращения: 25.09.2025).
- Коваленко Н.В.* Режим и эволюция малых форм оледенения. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 2008. 207 с.
- Кондратьев В.И.* Климат Камчатки. М.: Гидрометеиздат, 1974. 204 с.
- Конради С.А., Келль Н.Г.* Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв. Русского геогр. общества. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
- Летопись погоды в Водопадной. Погода и климат // Электронный ресурс. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/32596.htm> (Дата обращения: 15.03.2024).
- Летопись погоды в м. Лопатка. Погода и климат // Электронный ресурс. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/32596.htm> (Дата обращения: 15.03.2024).
- Летопись погоды в Петропавловске-Камчатском. Погода и климат // Электронный ресурс. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/32583.html> (Дата обращения: 15.03.2024).
- Муравьев А.Я.* Колебания ледников Камчатки во второй половине XX–начале XXI вв. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2017. 168 с.
- Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Миронов И.К., Двигово В.Н., Муравьев Я.Д.* Баланс массы ледника Козельский на Камчатке за 1977–2022 гг. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 317–331. <https://doi.org/10.31857/S2076673423030079>
- Муравьев Я.Д.* Снежный покров горных районов Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1985. № 9. С. 30–41.
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А.* Баланс массы ледников Корякского нагорья Нежданый и Соседний за 1961–2016 гг. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. С. 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010112>
- Селянгин О.Б.* К вулканам Мутновский и Горелый: Вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. “Новая книга”, 2009. 108 с.
- Шайхутдинов Р.Ш.* Снежно-ледовый обвал на вулкане Мутновском // Вопросы географии Камчатки. 2005. № 11. С. 70.

- ArcticDEM – Polar Geospatial Center // Электронный ресурс. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (Дата обращения: 15.03.2024).
- CODEM: Multi-Modal Digital Elevation Model Registration – GitHub // Электронный ресурс. URL: <https://github.com/NCALM-UH/CODEM> (Дата обращения: 15.03.2024).
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // *Nature*. 2021. V. 592. P. 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>
- Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project // *Remote Sensing of Environment*. 2017. V. 203. № 15. P. 256–275. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038>
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // *Journ. of Geophys. Research: Solid Earth*. 2012. V. 117. № B4. 38 p. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p.

Citation: Stelmakh Y.Y., Petrakov D.A. Changes in Glaciers and Snow Patches on Mutnovsky and Gorely Volcanoes, Southern Kamchatka, 1973–2023. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 282–297. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020055

Changes in Glaciers and Snow Patches on Mutnovsky and Gorely Volcanoes, Southern Kamchatka, 1973–2023

© 2026 Yu. Yu. Stelmakh*, D. A. Petrakov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*e-mail: julia.stelmakh1806@gmail.com

Received September 25, 2025; revised December 12, 2025; accepted March 23, 2026

An assessment of spatio-temporal changes in the area and mass balance of glaciers and snow patches located on the Gorely and Mutnovsky volcanoes (Southern Kamchatka) is presented. The analysis was based on satellite imagery from Landsat-8 (2013–2017), Sentinel-2 (2018–2023), and KH-9 (1973), as well as digital elevation models (DEMs) derived from the ArcticDEM mosaic with 2-meter resolution and a topographic map at a 1 : 50,000 scale dated to 1974. To ensure the comparability of datasets, elevation co-registration of different DEMs was performed. Glacier mass balance was calculated by subtracting raster elevation values of one DEM from another using ArcGIS Pro. The results show a general reduction in the area of glaciers and snowfields from 1973 to 2023. Between 1973 and 2013, glacier area decreased by 7–81%. From 2013 to 2023, area changes ranged from a 66% decrease to a 22% increase, indicating local positive trends. Snow patches showed more pronounced area loss in the 2013–2023 period (14–67%) compared to the previous decades. The average annual mass balance of glaciers from 1974 to 2022 was approximately -0.2 m w.e. per year. The dynamics of crater glaciers are closely related to volcanic activity and mass-wasting processes, while the state of non-crater glaciers and snowfields is primarily influenced by year-to-year meteorological variability. Some of the studied perennial snowfields may be classified as small glaciers, as they exhibit positive mass balance, long-term persistence, ice composition, and visible crevassing.

Keywords: glaciers, snow patches, mass balance, volcanoes, historical data, satellite imagery, Kamchatka

REFERENCES

- Vinogradov V.N. *Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory*. V. 20. Pt. 2–4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 75 p. [In Russian].
- Vinogradov V.N., Muravyev Ya.D. Modern glaciation of Southern Kamchatka. *Voprosy geografii Kamchatki. Issues of Geography of Kamchatka*. Petropavlovsk-Kamchatskii, 1982 (8): 27–33. [In Russian].

- Vinogradov O.N., Krenke A.N., Oganovskiy P.N. *Rukovodstvo po sostavleniyu kataloga lednikov SSSR*. Guide to the compiling of the USSR Glacier Inventory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 155 p. [In Russian].
- Voitkovskiy K.F. *Osnovy glyciologii*. The basics of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 255 p. [In Russian].
- Gavrilenko G.M., Zelenskiy M.E., Muravyev Ya.D. Glacier movement in the north-eastern crater of Mutnovsky volcano (Kamchatka) in 1996–1998: Causes and consequences of this phenomenon. *Vulkanologiya I seismologiya*. Volcanology and Seismology. 2001, 2: 18–23. [In Russian].
- Geologiya SSSR*. Geology of USSR. V. XXXI. Kamchatka, Kuril and Commander Islands. Pt. 1: Geology description. 1964: 734 p. [In Russian].
- GKINP-05-029-84 “*Osnovniye polozheniya po sozdaniyu I obnovleniyu topograficheskikh kart masshtabov 1: 10 000, 1: 25 000, 1: 50 000, 1: 100 000, 1: 200 000, 1: 500 000, 1: 1 000 000*”. “Basic provisions for the creation and updating of topographic maps at scales of 1: 10000, 1: 25000, 1: 50000, 1: 100000, 1: 200000, 1: 500000”. Moscow: Editorial and publishing department of the Military Topographic Service, 1984: 33p. [In Russian].
- Kamchatka – Glaciers of Russia: official site. Retrieved from: URL: <https://sites.google.com/view/glaciers-russia/ледниковые-районы/камчатка> (Last access: September 25, 2025)
- Kovalenko N.V. *Rezhim I evolyutsiya malykh form oledeneniya*. Regime and evolution of small glaciation forms. PhD. Moscow: Lomonosov Moscow State University, 2008: 207 p. [In Russian].
- Kondratyuk V.I. *Klimat Kamchatki*. Climate of Kamchatka. Moscow: Hydrometeoizdat, 1974: 204 p. [In Russian].
- Konradi S.A., Kell' N.G. Geological Department of the Kamchatka Expedition 1908–1911. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. News of the Russian Geographical Society, 1927, 57 (1): 3–32. [In Russian].
- Weather record in Vodopadnaya. Weather and climate: official site. Retrieved from: URL: <http://www.pogodai-klimat.ru/history/32596.htm> (Last access: September 25, 2025). [In Russian].
- Weather record in Lopatka. Weather and climate: official site. Retrieved from: URL: <http://www.pogodaikli-mat.ru/history/32213.htm> (Last access: September 25, 2025). [In Russian].
- Weather record in Petropavlovsk-Kamchatskiy. Weather and climate: official site. Retrieved from: URL: <https://www.pogodaiklimat.ru/history/32583.html> (Last access: September 25, 2025). [In Russian].
- Muravyev A.Ya. *Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroy polovine XX–nachale XXI vv*. Fluctuations of glaciers of Kamchatka in the second half of XX–beginning of XXI centuries. PhD. Moscow: Institute of Geography RAS, 2017: 168 p. [In Russian].
- Muraviev A.Ya., Nosenko G.A., Mironov I.K., Dvigalo V.N., Muraviev Ya.D. Mass balance of the Kozelsky Glacier in Kamchatka in 1977–2022. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (3): 317–331. <https://doi.org/10.31857/S2076673423030079> [In Russian].
- Muravyev Ya.D. Snow cover of the mountainous regions of Kamchatka. *Voprosy geografii Kamchatki*. Issues of Geography of Kamchatka. Petropavlovsk-Kamchatskii, 1985, 9: 30–41. [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A. Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010112> [In Russian].
- Selyangin O.B. *K vulkanam Mutnovskiy i Goreliy: Vulkanologicheskii i turisticheskii putevoditel'*. To the Mutnovsky and Gorely volcanoes: Volcanological and tourist guide. Petropavlovsk-Kamchatskiy: Company “Novaya kniga”, 2009: 108 p. [In Russian].
- Shaikhutdinov R.Sh. Snow and ice avalanche on Mutnovsky volcano. *Voprosy geografii Kamchatki*. Issues of Geography of Kamchatka. Petropavlovsk-Kamchatskii, 2005, 11: 70. [In Russian].
- ArcticDEM – Polar Geospatial Center: official site. Retrieved from: URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (Last access: September 25, 2025).
- CODEM: Multi-Modal Digital Elevation Model Registration – GitHub: official site. Retrieved from: URL: <https://github.com/NCALM-UH/CODEM> (Last access: September 25, 2025).
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. 2021, 592: 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*. 2013, 7: 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>
- Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*. 2011, 5: 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project. *Remote Sensing of Environment*. 2017, 203 (15): 256–275. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038>
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journ. of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012, 117 (B4): 38 p. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p.

УДК 551.32

ДИНАМИКА ОЗЕР У ЛЕДНИКА МАЛЫЙ АЗАУ НА ЭЛЬБРУСЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 ЛЕТ И ИХ ПРОРЫВ В 2025 ГОДУ

© 2026 г. Е. Д. Павлюкевич^{1,2*}, И. Н. Крыленко^{1,3},
В. М. Кидяева^{1,3}, А. С. Губанов^{1,3}, В. А. Юдина^{1,3}, И. В. Крыленко³,
Е. Д. Дроздов^{3,4}

¹Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

²Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

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

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: ekaterina.kornilova.hydro@gmail.com

Поступила 19.12.2025 г.

После доработки 01.02.2026 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Рассматриваются механизмы и причины прорыва озера Азау 6 августа 2025 г. На основе данных дистанционного зондирования и батиметрических съёмок определены основные изменения ледника Малый Азау и озёр, формирующихся в его моренном комплексе. Площадь ледника Малый Азау за 2000–2025 гг. сократилась на 14% (с 9.1 ± 0.4 км² в 2000 г. до 7.9 ± 0.1 км² в 2025 г.), причём за последнюю пентаду 2020–2025 гг. уменьшение площади составило 7.2% – столько же, сколько за предыдущие 20 лет. Деградация ледника привела к росту числа приледниковых озёр на освободившейся территории, изменению их площади и количества, а также к значимым прорывным событиям 2011 и 2025 гг. В результате прорыва озера Азау в 2025 г. его объём и площадь уменьшились более чем в 2 раза, при этом “нижнее” озеро полностью опорожнилось. Суммарный объём прорывного паводка составил 17 ± 2 тыс. м³, при этом текущий объём озера Азау равен 16.5 тыс. м³. В настоящее время объём озера составляет всего 25% относительно значений 2005–2011 гг. Основным триггером прорыва озера в 2025 г. выступила интенсивная абляция ледника, вызванная повышенной температурой воздуха, что обусловило рост притока воды в озеро и стока из него, переувлажнение моренной перемычки, вероятно, усугубившееся таянием мёртвого льда внутри неё, и её размыв на участке современного канала стока из озера. Озёра у ледника Малый Азау, появившиеся в XX веке, прошли минимум три полных цикла между прорывами 1978, 2011 и 2025 гг. Ключевой тенденцией является сокращение интервалов между этими событиями на фоне активизации таяния ледника. Несмотря на это, отмечено снижение объёмов прорывных паводков. По результатам работы показана необходимость дальнейшего мониторинга приледникового комплекса для предупреждения будущих прорывных событий и оценки возможности формирования новых озёр.

Ключевые слова: горная гидрология, деградация оледенения, ледниковые озёра, прорыв ледниковых озёр, Центральный Кавказ

DOI: 10.7868/S2412376526020061

ВВЕДЕНИЕ

Горное оледенение активно сокращается вследствие современных климатических изменений (Huss, Hock, 2018; Sommer et al., 2020; Yang et al., 2023). Данный процесс характерен и для тер-

ритории Кавказа (Tielidze, Wheate, 2018; Tielidze et al., 2022). С конца XIX и до второй декады XXI вв. площадь ледников Кавказа уменьшилась на 46% (Котляков и др., 2023). Процесс отступления ледников сопровождается образованием новых ледниковых озёр и развитием уже существую-

щих. В настоящее время в мире существует более 110000 ледниковых озёр с общей площадью около 15000 км² (Zhang et al., 2024). Согласно (Хромова и др., 2021) на Кавказе по спутниковым данным 2016–2019 гг. обнаружено 1830 приледниковых озёр (ледниковые озёра, расположенные на предполье ледников) общей площадью около 95.8 км², другие исследователи для этого региона также отмечают активный рост их числа и суммарной площади (Лаврентьев и др., 2020; Bazilova, Kääh, 2022; Аджиев и др., 2023).

По глобальным оценкам (Lützwow et al., 2023) в период с 1990 по 2023 г. в мире зарегистрировано 2316 прорывных паводков. Согласно (Harrison et al., 2018) количество прорывов ледниковых озёр, подпруженных моренами, в последние десятилетия снизилось даже в условиях быстрой деградации оледенения. Однако авторы данного исследования прогнозируют увеличение частоты таких паводков в ближайшие десятилетия и в XXII веке, что связано со временем отклика ледниково-моренного комплекса на изменения климата. Другие исследования (Veh et al., 2025) предполагают, что повышение объёма поступающей талой ледниковой воды в будущем приведёт к увеличению объёмов прорывных паводков как из озёр, подпруженных мореной, так и залегающих в естественных понижениях коренных пород. При этом озёра с ледяными плотинами будут уменьшаться в размерах по мере таяния ледников. Однако в настоящий момент на долю последних приходится более 92% случаев прорывов (Zhang et al., 2024), что связано с цикличностью процессов наполнения и спуска этих озёр. По оценкам (Taylor et al., 2023) прорывные паводки угрожают территории с населением около 15 млн человек по всему земному шару. Учитывая растущую опасность для населения и инфраструктуры, особое внимание уделено анализу уже произошедших прорывов ледниковых озёр. Эти данные закладываются в основу разработки прогнозов для адаптации и калибровки математических моделей.

На Кавказе с начала XX века ведётся фиксация состояния и прорывов озёр, особенно вызывающих разрушительные паводки (Зимницкий, 2007; Кидяева и др., 2013). Опорожнения озёр отмечались в 1909 г. у ледника Бирджалычиран на северо-восточном склоне Эльбруса, событие повторилось в 1993 г. (Запороженко, 2008) и в 2006 г., когда образовавшийся селевой поток частично разрушил курорт Джилы-Су (Черноморец и др., 2007). Следы маломощных прорывных паводков

на северо-восточном склоне Эльбруса наблюдались в 2013 г. — оз. Кривое (Запятая, Бирджалычиран Б-2) и в 2007 г. — оз. Микельчиран (Докукин, Шагин, 2014). По результатам дешифрирования аэрофотоснимков отмечались следы прорыва озёр в верховьях рек Тютю-Су, Сакашили-Су, Измялцы-Су, Гуркумта и на водоразделе рек Кестанты и Сарын-Су (Мальнева и др., 1990; Золотарёв, Сейнова, 1997). В бассейне р. Темир (Республика Дагестан) оз. Кахаб-Росона прорывалось в 1969, 1971, 1972, 1974 и 1975 гг. (Познанин, 1978; Докукин, Шагин, 2014; Perov et al., 2017). Следы прорыва небольшого озера на леднике Западный Джайлык в бассейне р. Адыр-Су обнаружены после массового схода селей на Центральном Кавказе в 2011 г. (Докукин и др., 2012). Прорывы оз. Башкара наблюдались в августе 1958 г., в октябре 1960 г. (Ковалев, 1961; Сейнова, 1997) и в сентябре 2017 г. (Черноморец и др., 2018).

Одним из последних прорывных паводков на Кавказе был спуск озера у ледника Малый Азау в 2025 г. В МЧС по КБР 6.08.2025 г. в 15:30 поступило сообщение о том, что на южном склоне Эльбруса на высоте около 3200 м произошёл сход селевой грязекаменной массы. Туристам было рекомендовано возвращаться с маршрутов, так как озеро находится недалеко от поляны Азау — популярного туристического места в Приэльбрусье. Селевой паводок возник в результате спуска наибольшего по площади из системы озёр у ледника Малый Азау.

Цель исследования — анализ причин прорыва озера у ледника Малый Азау 6.08.2025 и изучение его развития за предшествующие 20 лет. В статье приводится оценка динамики ледниково-озёрного и моренного комплексов на основе данных дистанционного зондирования Земли, результаты обработки гидрометеорологической информации, в том числе анализ данных об абляции, температуре и осадках перед прорывом 2025 г. В статье также представлены данные повторных батиметрических съёмки озера за исследуемый период, оценки изменения площади и объёма. Также рассмотрены причины и выявлен непосредственный механизм прорыва озера в 2025 г.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Азау расположено в Кабардино-Балкарской Республике России, в Приэльбрусье. Оно находится у подножия южного склона горы Эльбрус, в верховьях реки Азау, основного истока реки Баксан, на высоте около 3300 м над ур. моря (рис. 1).

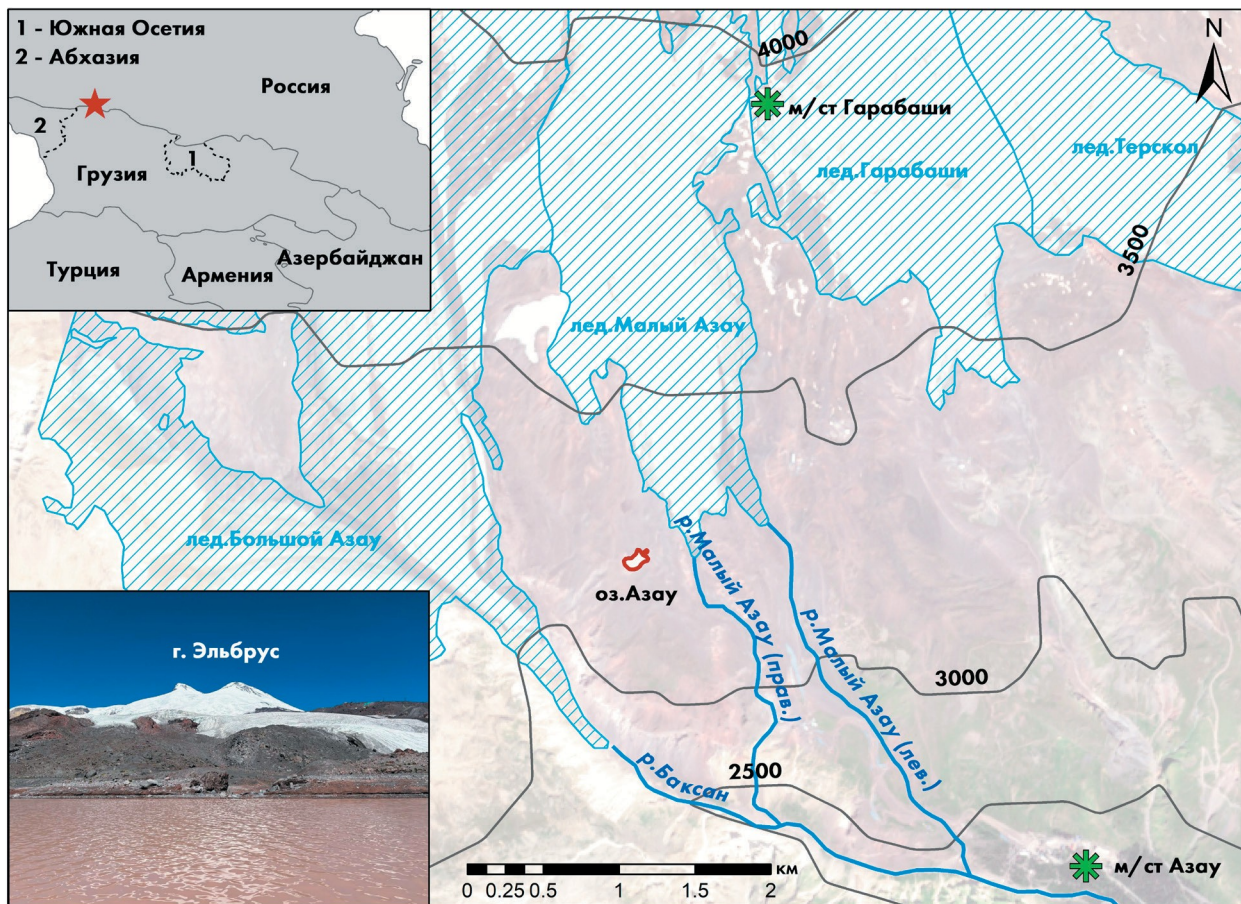


Рис. 1. Исследуемая территория
Fig. 1. Study area

В период с 1930-х по середину 1950-х годов ледник Малый Азау отступил из долины р. Азау за скальный ригель, разделяющий ледники Большой и Малый Азау. На широкой, практически плоской поверхности ригеля, частично покрытой чехлом основной морены, у правого борта ледника Малый Азау в этот период и возникло озеро Азау. Достоверные сведения об озёрах, расположенных в предполье ледника Малый Азау, начинаются с 1957 г., когда была опубликована первая крупномасштабная топографическая карта региона. Таким образом, возраст озёр у ледника Малый Азау составляет не менее 70 лет, однако за этот период существенно менялась конфигурация берегов, количество озёр, их положение относительно ледника, суммарная площадь водоёмов. Так, в 1957 г. у ледника Малый Азау находились два озера на месте современной котловины на высоте около 3271 м и одно — в 370 м к северу, на высоте около 3303 м (рис. 2, а). Сток из озёр шел в юго-западном направлении, в сторону ледника Большой Азау, затем аккумуляиро-

вался вдоль его левого борта и попадал в р. Азау. К началу 1970-х годов верхнее озеро было занесено, котловина восточного озера осталась практически без изменений, а котловина западного озера увеличилась в 3–4 раза в связи с отступанием правого края ледника Малый Азау (см. рис. 2, б). Сток из озёр также сохранялся в юго-западном направлении. Прорыв западного озера произошел в 1978 г., а восточное озеро увеличивалось в размерах до прорыва в 2011 г. и продолжает существовать до сих пор.

Согласно (Докукин, Хаткутов, 2016) до конца 1980-х годов озеро примыкало к леднику Малый Азау, оно имело полностью ледовые северо-восточный и восточный берега. Вероятно, лёд сохранялся и под дном озера, ледяное ядро также имела подпруживающая его морена.

После небольшого периода аккумуляции и стагнации в 90-е годы, начиная с 2000-х годов ледник начал отступать выше по долине.

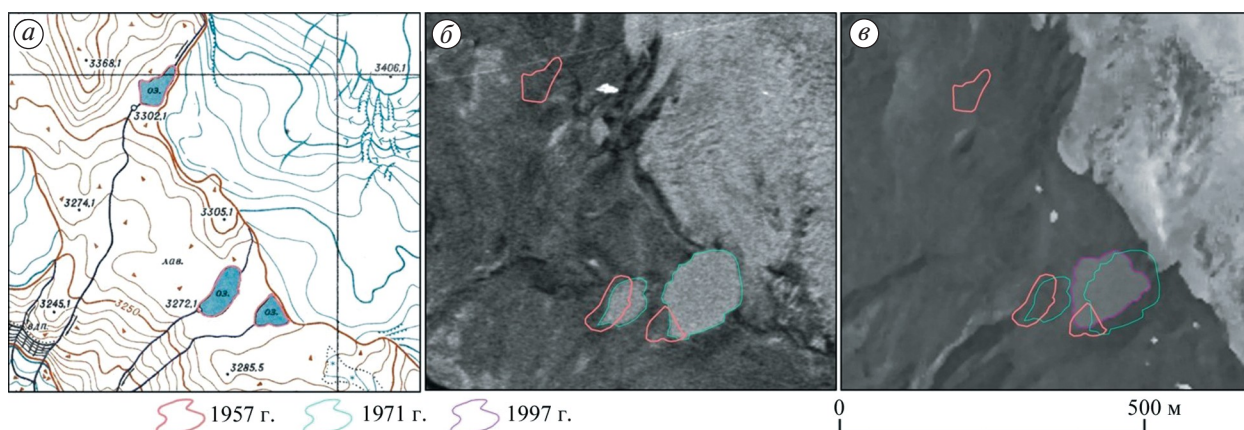


Рис. 2. Положение озёр у ледника Малый Азау в 1957–1997 гг.: топографическая карта масштаба 1 : 10000 (а); снимок Соропа 20.09.1971 (б); аэрофотосъёмка Эльбруса, 1997 г. (в)

Fig. 2. Location of lakes at the Maly Azau Glacier in 1957–1997: topographic map at 1 : 10000 scale (a); Corona satellite image from 20.09.1971 (b); air-photography of Mount Elbrus, 1997 (c)

К 2004 г. ледник Малый Азау отступил от озера на 100–150 м, и обвалы льда в озеро прекратились. Но у озера сохранялась моренно-ледовая подпруда, которая закрепилась на скальном ригеле и по-прежнему представляла угрозу, стал намечаться сток в юго-восточном направлении, а сток в юго-западном направлении прекратился. В 2005 г. обнаружено формирование мелководного залива в восточной части озера (рис. 3, а), который продолжил расти вплоть до прорыва

в 2011 г. На космических снимках 2009 г. отмечается формирование неглубокого водоёма восточнее деградирующей ледово-моренной запруды озера. Новое восточное озеро видно на фотографии, сделанной в июле 2011 г. (см. рис. 3, б), оно было вовлечено в прорывной поток, но сохранилось до 2012/13 г.

После прорыва 2011 г. центральная котловина озера разделилась на два отдельных небольших

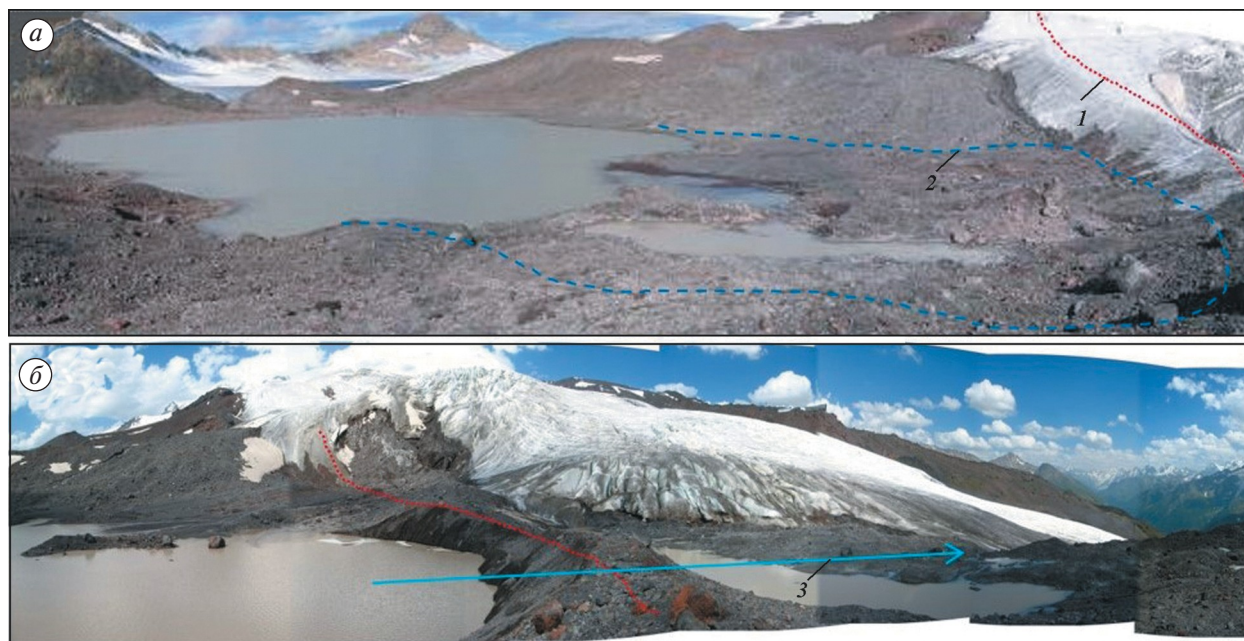


Рис. 3. Озеро Азау с юго-востока: фото Крыленко И.В. 03.09.2025 (а); фото Кидяевой В.М. 26.07.2011 (б): 1 – гребень береговой морены; 2 – контур восточного залива озера; 3 – направление прорыва озера в 2011 г.

Fig. 3. Azau Lake from the southeast: photo by I.V. Krylenko, July 2005 (a); photo by V.M. Kidyaeva, July 2011 (b): 1 – crest of the lateral moraine; 2 – outline of the lake's eastern bay; 3 – direction of the lake's outburst in 2011

озера, в 2017 г. между ними появилось третье озеро. Каждое из озёр продолжало расти до прорыва 2025 г.

Суммарная площадь водоёмов у правого борта ледника Малый Азау менялась в диапазоне от 8.5 тыс. м² (два южных озера в 1957 г.; см. рис. 2, а) до максимумов 70-х годов: 25.2 тыс. м² (1971 г.; см. рис. 2, б), 24,4 тыс. м² (1975 г.), затем было уменьшение в 90-х: 17.5-тыс. м² (1997 г., см. рис. 2, в) (Докукин, Хаткутов, 2016) и новый максимум: 26 тыс. м² (2011 г.). Достоверно известно о трёх прорывах озера – в 1978, 2011 и 2025 гг., механизмы прорывов озёр в 1978 и 2011 гг. существенно различались, поскольку в 1978 г. озеро непосредственно примыкало к леднику.

Согласно (Сейнова, Золотарев, 2001), в 1978 г. ледник Малый Азау отвесной стеной обрывался в озеро. 19.07.1978 произошёл мощный обвал этой стены в восточную котловину. Часть воды со льдом перехлестнула низкую перемычку между восточным и западным озёрами, после чего западное озеро спустилось и обрушилось на расположенный ниже язык ледника Большой Азау. До прорыва западное озеро имело площадь 6.3 тыс. м² (Докукин, Хаткутов, 2016). По мнению (Докукин, Хаткутов, 2016), механизм прорыва озера в 1978 г. был другим и связан с потерей устойчивости моренной запруды озера в западной котловине. Волновой триггер прорыва авторы исключают в связи с отсутствием на космических снимках следов заплеска на перемычке между озёрами, а также из-за того, что уровень воды в восточном озере не изменился (Докукин, Хаткутов, 2016). Согласно реконструкции (Докукин, Хаткутов, 2016), в период высоких летних температур содержащая лёд моренная запруда западного озера перенасытилась водой, потеряла устойчивость и начала оползать, вдоль вытекающего ручья начался быстрый регрессивный рост линейного вреза, который достиг озера. После этого началось опорожнение озера и формирование прорывного селевого потока. Объём сброшенной из озера воды не превышал 12 тыс. м³, объём селевых отложений на леднике Большой Азау оценивается в более 100 тыс. м³ (Докукин, Хаткутов, 2016). Язык ледника Большой Азау был завален отложениями селя на площади около 130–140 тыс. м² (Докукин, Хаткутов, 2016).

В 2011 г. озеро прорвалось в восточном направлении в результате протаивания и разрушения ледовой правой береговой морены лед-

ника Малый Азау. Как видно по фотографии (см. рис. 3, а), уже в 2005 г. в северо-восточной части озера начал формироваться небольшой залив в месте протаивания береговой морены ледника Малый Азау. В 2011 г. этот залив достиг больших размеров (см. рис. 2). На фотографии 2011 г. видно (справа), что залив отделён от основного озера небольшой грядой островов, в северо-восточной части залив вдаётся в береговую морену ледника, разбитую трещинами на отдельные блоки мёртвого льда. Высота гребня боковой морены составляла 7–8 м над урезом воды озера Азау, однако уже в 2010 г. в массиве по трещинам образовались под- и внутриледные каналы стока. У внешнего края боковой морены возникло небольшое озеро (“нижнее восточное”), отметка его уреза была на несколько метров ниже отметки уреза озера Азау. К лету 2011 г. площадь “нижнего” озера составила около 2.4 тыс. м² (при длине 120 м и ширине 20 м), его глубина могла достигать 3–5 м, следовательно, максимальный объём этого водоёма мог достигать 7.2–7.5 тыс. м³.

В результате прорыва в августе 2011 г. уровень озера Азау понизился на 2.2 м от отметки уреза, полученной при промерах в июле того же года. Объём воды, излившейся из озера, составил 39.85 тыс. м³ (почти 60% объёма озера). “Нижнее” озеро также вовлечено в паводок, судя по космическим снимкам, оно излилось почти полностью. Следовательно, максимальный объём воды, прошедший в результате прорыва по долине ледника Малый Азау, полученный по батиметрическим кривым и высотным отметкам уровней воды до и после прорыва, составил около 47 тыс. м³. Согласно оценкам (Докукин, Хаткутов, 2016), объём излившейся воды составил значительно меньше – 15–17 тыс. м³. Объём рыхлообломочного материала, перенесённого водой при паводке и отложенного на конусе выноса в долине р. Азау, составил около 10–12 тыс. м³ (Докукин, Хаткутов, 2016).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные дистанционного зондирования. Для оценки изменений площади озёр и ледника Малый Азау применялись спутниковые снимки Sentinel-2 и Landsat-5, -7, -8. Площади озёр определялись на каждый год с 2005 по 2025 г., а площадь ледника – ежепятнадно с 2000 по 2025 г. Для этого отображены соответствующие снимки, указанные в табл. 1.

Таблица 1. Данные дистанционного зондирования, используемые для оценки изменения площади ледника и ледниковых озёр

Table 1. Remote sensing data used for assessing glacier and glacial lake area changes

Дата	Спутниковый снимок	Разрешение, м	Цели исследования
18.08.2005	Landsat-7	30	Оценка изменения площади озёр
04.08.2006	Landsat-5	30	
07.08.2007	Landsat-5	30	
25.08.2008	Landsat-5	30	
28.08.2009	Landsat-5	30	
24.08.2010	Landsat-5	30	
11.08.2011 (до прорыва 2011 г.)	Landsat-5	30	
19.09.2011 (после прорыва 2011 г.)	Landsat-5	30	
12.08.2012	Landsat-7	30	
23.08.2013	Landsat-8	30	
03.08.2014	Landsat-8	30	
29.08.2015	Landsat-8	30	
09.09.2016	Landsat-8	30	
13.08.2017	Sentinel-2	10	
28.08.2018	Sentinel-2	10	
28.08.2019	Sentinel-2	10	
27.08.2020	Sentinel-2	10	
27.08.2021	Sentinel-2	10	
25.08.2022	Sentinel-2	10	
27.08.2023	Sentinel-2	10	
19.08.2024	Sentinel-2	10	
30.07.2025 (до прорыва 2025 г.)	Sentinel-2	10	
23.08.2025 (после прорыва 2025 г.)	Sentinel-2	10	
12.08.2000	Landsat-5	30	Оценка изменения площади ледника и динамики языка
18.08.2005	Landsat-7	30	
23.08.2010	Landsat-7	30	
14.08.2015	Sentinel-2	10	
29.09.2020	Sentinel-2	10	
29.08.2025	Sentinel-2	10	

Как правило, для картографирования ледниковых озёр наиболее подходящим периодом считаются летние месяцы с июля по сентябрь (Zhang et al., 2015). В это время снежный и ледяной покровы минимальны, что позволяет определить максимальную площадь ледниковых озёр. В связи с этим для работы отбирались оптимальные снимки на указанный период. Для анализа динамики ледника отбирались снимки, полученные в конце сезона абляции, когда поверхность ледника и его скального обрамления максимально освобождена от снега. Береговые линии и границы ледников для всех изображений оцифрованы вручную в ПО ESRI ArcMap 10.4.1.

Разрешение изображения влияет на точность дешифрирования границ ледников и ледниковых озёр и, как следствие, на погрешность при определении их площади. В соответствии с развитыми подходами оценки погрешности (O’Gorman, 1996; Petrakov et al., 2016), максимальная погрешность определения площади имеет порядок половины пикселя. Аналогичная методика применена для оценки точности дешифрирования площади ледников (Paul et al., 2013), использовался буферный метод: для снимков Landsat он составил 15 м (итоговая погрешность для контуров 2000, 2005 и 2010 гг. составила $\pm 0.4 \text{ км}^2$), для Sentinel-2, — 5 м (для контуров 2015, 2020 и 2025 гг. $\pm 0.1 \text{ км}^2$). Погрешность определения площади озёр, связанная с пространственным разрешением снимка, рассчитывалась для каждого объекта как произведение его периметра на величину, равную половине пикселя. Показано, что средняя относительная погрешность определения площади, обусловленная разрешением снимков Landsat (30 м), достигала 41%. Для данных спутника Sentinel-2 с более высоким разрешением (10 м) данный показатель существенно ниже и составил в среднем 17%.

Гляциологическая информация. Данные по балансу массы и поверхностной абляции опорных ледников Гарабаши и Джанкуат использованы в качестве релевантных для анализа состояния и возможных темпов абляции ледника Малый Азау, так как непосредственно на нём наблюдения не проводятся.

Ледник Малый Азау расположен на южном склоне Эльбруса. На леднике Малый Азау не проводились прямые измерения баланса массы, однако рядом расположен ледник Гарабаши, на котором с 1984 г. ведётся регулярный масс-балансовый мониторинг и по динамике которого можно проследить общие для всех ледников Эль-

бруса эволюционные тенденции (Рототаева и др., 2019). Ледники Малый Азау и Гарабаши имеют одинаковую экспозицию, контактируют в области аккумуляции (по сути, у них единое поле аккумуляции), а концы языков расположены на сопоставимых высотах. Информация по абляции на леднике Гарабаши в начале августа получена с акустического дальномера CampbellSonicRanger SR50, который обеспечивает автоматические наблюдения за скоростью аккумуляции и абляции снежно-ледовой поверхности.

На опорном леднике Джанкуат (репрезентативном уже для всего региона Центрального Кавказа) (Popovnin et al., 2024) и расположенном в том же регионе неподалёку (в 25 км), наблюдения за абляцией в период до и после прорыва озера были более дискретны — обход реек в августе 2025 г. выполняли примерно раз в 4–7 дней.

Метеорологическая информация. Для анализа метеорологических условий, предшествовавших прорыву озёр, использованы данные двух исследовательских метеостанций южного макроклона Эльбруса, установленных в различных высотных зонах. Одна из них располагается в долине реки Баксан на территории УНБ МГУ в Азау (2320 м над ур. моря) и представляет собой автоматическую метеостанцию (АМС) фирмы МиниМакс-94. Помимо основных метеорологических параметров, данная АМС позволяет получать отдельно данные по жидким и твёрдым осадкам за счёт использования оптического осадкомера. Также с августа 2024 г. в области абляции ледника Гарабаши (3970 м над ур. моря) функционирует стационарный метеорологический комплекс (Торопов и др., 2024), позволяющий получить метеорологические параметры непосредственно на поверхности горных ледников Эльбруса. На этой АМС проводятся измерения температуры, влажности воздуха и скорости ветра, а также компонент радиационного баланса и интенсивности метелевого переноса. Существенный недостаток данного комплекса — отсутствие данных по осадкам, которые могут быть получены только по данным метеостанции Азау.

Батиметрические съёмки за 2005, 2011 и 2025 гг. Батиметрические съёмки проведены в 2005, 2011 и 2025 гг. с применением двухчастотного эхолота/картплоттера Lowrance 525c DF, установленного на гребной лодке. Измерения глубин выполнялись по промерным створам с интервалом между створами 10–20 м и фиксацией координат лодки с помощью GPS-антен-

ны, встроенной в промерный комплекс. Для расчёта объёма озера и средней глубины, а также для визуализации данных батиметрических съёмки применялось программное обеспечение Surfer 15.3 и ArcMap 10.4.1. По результатам обработки данных промеров глубин построены батиграфические кривые (кривые объёма), которые позволили реконструировать динамику объёма озера Азау за период наблюдений на основе данных об изменении его площади.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оценка деградации ледника Малый Азау в XXI веке. Ледник Малый Азау, расположенный на южном склоне Эльбруса, в начале XXI века активно деградирует – кумулятивный баланс массы соседнего ледника Гарабаши за 2000–2025 гг. составил -18.5 м водного эквивалента (в.э.) или -0.74 м в.э./год. К 2025 г. ледник отстоит от современных озёр уже на 100 м, их питание происходит за счёт поверхностных потоков из гряд в центральной лопасти языка.

За последние 25 лет площадь ледника сократилась на 14% с 9.1 ± 0.4 км² в 2000 г. до 7.9 ± 0.1 км² в 2025 г. (рис. 4). За четверть века динамика сокращения площади ледника имеет тенденцию к ускорению: если за первую пентаду XXI века (2000–2005 гг.) изменения площади составляли -0.6% , то уже за вторую пентаду (2005–2010 гг.) сокращение составило -1% . Далее это значение только увеличивалось: 2010–2015 гг. -2% , 2015–2020 гг. -2.5% , а за последнюю пентаду 2020–2025 гг. сокращение составило -7.2% – столько же, сколько за предыдущие 20 лет. Это можно объяснить разделением языка ледника на отдельные потоки вследствие его отступления и истончения.

Изменения площади и объёма озёр. Динамика озера Азау на протяжении последних 20 лет характеризовалась двумя прорывами и существенной трансформацией его очертаний (рис. 5). На первом этапе, согласно промерам 2005 г., озеро достигло своих максимальных глубин (более 8 м при высоких летних уровнях воды). К 2011 г.,

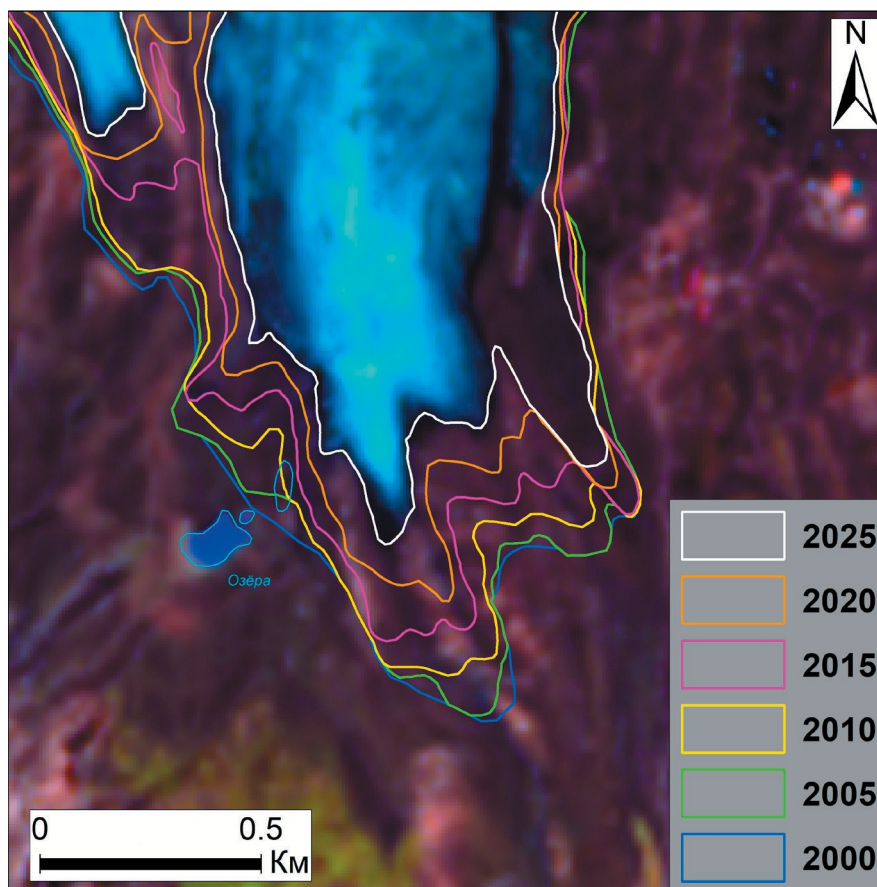


Рис. 4. Положение языка ледника Малый Азау в 2000–2025 гг. (подложка – снимок Sentinel-2 от 29.08.2025)
Fig. 4. The position of the Maly Azau Glacier tongue in 2000–2025 (background – Sentinel-2 image from 29.08.2025)

вероятно, вследствие интенсивного занесения, обусловленного поступлением большого объёма наносов, максимальные значения глубин несколько сократились. Несмотря на это, площадь и объём озера возросли в результате продолжающейся деградации и отступления ледника Малый Азау, в сторону языка которого произошло расширение акватории. По состоянию на 26 июля 2011 г. площадь озера составляла 26 тыс. м², объём – 67.7 тыс. м³.

После прорыва в 2011 г. площадь озера уменьшилась до 12.2 тыс. м², объём – до 27.9 тыс. м³, глубины достигали 6 м. Последующие значительные изменения озера зафиксированы в 2025 г. после второго прорыва, который привёл к радикальному сокращению размеров водоёма. Его объём уменьшился до 16.5 тыс. м³, площадь до 6.9 тыс. м², глубины при промерах в конце августа 2025 г. не превышали 4.5 м (табл. 2). Относительно максимальных объёмов, наблюдавшихся в 2005–2011 гг., объём озера в настоящее время составляет всего 25%.

Отступление ледника Малый Азау и прорывы озера Азау вызвали значительные изменения площади и числа приледниковых озёр в пределах рассматриваемого моренно-ледникового комплекса (рис. 6 и 7). До 2011 года на оз. Азау отмечалась тенденция к увеличению площади и объёма. После прорыва 2011 г. озеро разделилось на два: основное озеро (Азау Верхнее) и остаточное озеро (Азау Нижнее), расположенное в понижении рельефа у языка ледника Малый Азау. В последующие годы, по мере деградации ледника, площадь озера Азау Нижнее увеличивалась, достигнув максимума в 3.5 тыс. м² к концу июля 2025 г. Кроме того, начиная с 2017 г. у моренной гряды идентифицировано небольшое озеро (Азау Среднее), максимальная зафиксированная площадь которого составила 1.3 тыс. м² в августе 2022 г. Прорыв озера 06.08.2025 привёл к сокращению площади озера Азау Верхнее до 6.9 тыс. м², озера Азау Среднее – до 0.2 тыс. м² и полному исчезновению озера Азау Нижнее.

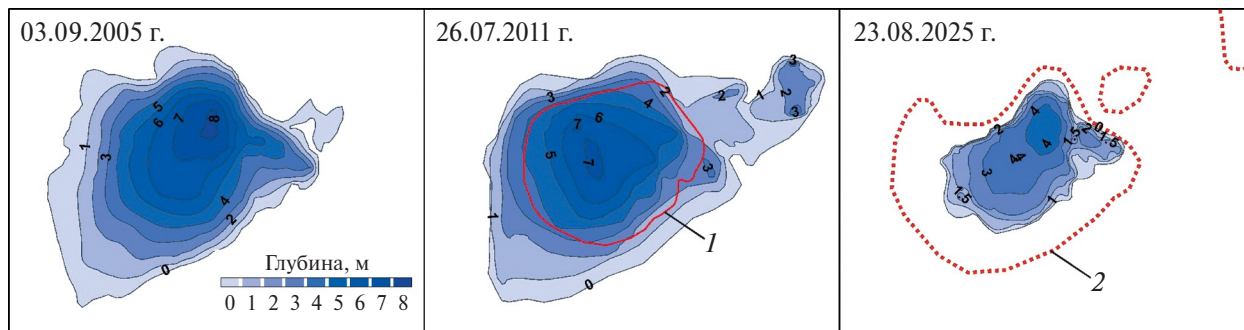


Рис. 5. Батиметрическая карта озера Азау в 2005, 2011 и 2025 годах: 1 – урез воды после прорыва 2011 года; 2 – урез воды до прорыва 2025 г.

Fig. 5. Bathymetric map of Azau Lake in 2005, 2011, and 2025: 1 – shoreline after the 2011 outburst; 2 – shoreline before the 2025 outburst

Таблица 2. Морфометрические характеристики озера Азау по данным повторных батиметрических съёмок
Table 2. Morphometric characteristics of Azau Lake according to repeated bathymetric surveys

Дата	Объём, тыс. м ³	Площадь, тыс. м ²	Глубина	
			средняя	максимальная
03.09.2005	63.4	19.5	3.25	8.3
26.07.2011	67.7	26	2.6	7.9
Сентябрь 2011 (после прорыва 2011)*	27.9	12.2	2.3	6
30.07.2025 (до прорыва 2025 г.)*	36.2	14.6	2.5	6
23.08.2025	16.5	6.9	2.4	4.5

*Восстановлено по батиметрическим кривым для объёма и космическим снимкам по площади.

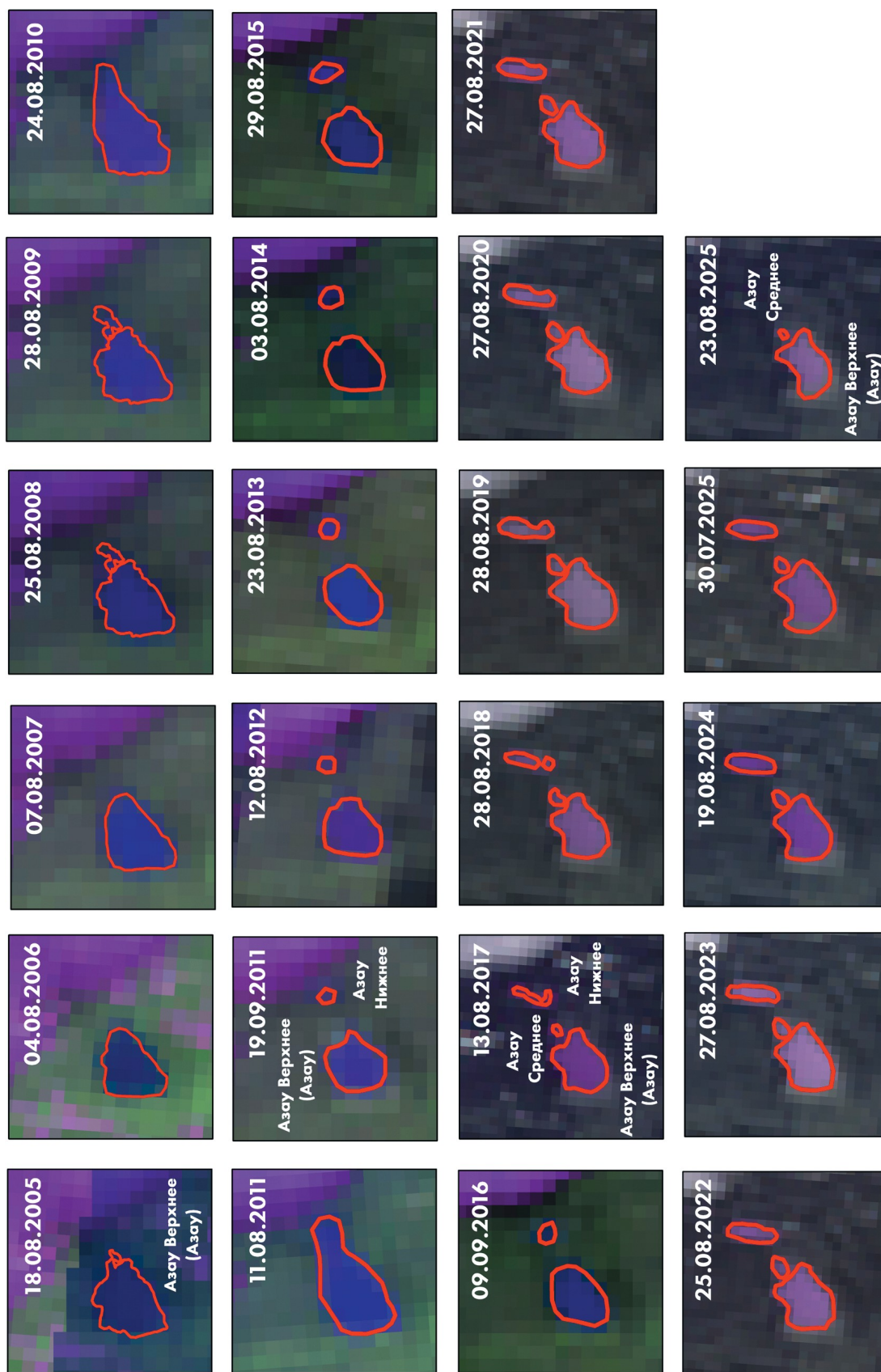


Рис. 6. Динамика озер у ледника Малый Азау с 2005 по 2025 г.
 Fig. 6. Dynamics of lakes near the Maly Azau Glacier from 2005 to 2025.

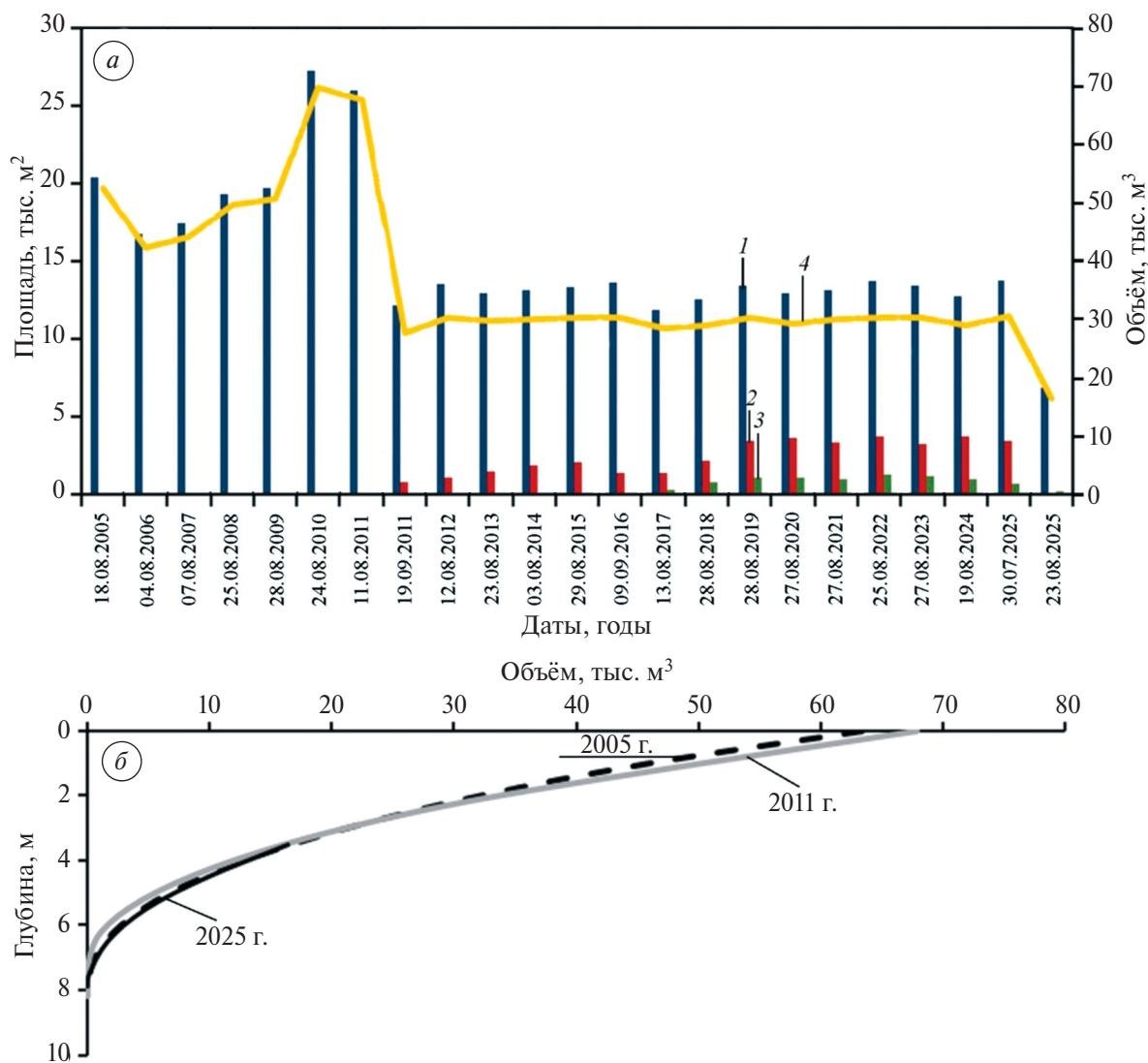


Рис. 7. Изменения площади и объёма озёр у ледника Малый Азау (а): 1 – площадь озера Азау Верхнее, 2 – площадь озера Азау Нижнее, 3 – площадь озера Азау Среднее, 4 – объём озера Азау Верхнее; кривая объёма озера Азау Верхнее (б)

Fig. 7. Changes in the area and volume of lakes near the Maly Azau Glacier (a): 1 – area of Azau Upper Lake, 2 – area of Azau Lower Lake, 3 – area of Azau Middle Lake, 4 – volume of Azau Upper Lake; Azau Upper Lake volume curve (b)

Причины прорыва озера у ледника Малый Азау в 2025 г. Перед прорывом приледникового озера Азау (Азау Верхнее) 6 августа сформировался комплекс метеорологических условий, обусловивших значительный рост притока воды в озеро. Ключевыми факторами стали высокие значения температуры воздуха и интенсивность абляции, усугублённые выпадением жидких осадков в течение двух недель (рис. 8).

Сезон абляции 2025 г. характеризовался поздним началом и исключительно высокой интенсивностью таяния. В районе метеостанции, расположенной на склоне Эльбруса вблизи языка

ледника Гарабаши, деградация сезонного снежного покрова мощностью около 2 м началась лишь в третьей декаде июня, однако к 10 августа его запасы полностью исчерпаны. Наиболее интенсивное таяние наблюдалось в течение двух недель, предшествовавших прорыву. По данным наблюдений на метеостанции, суммарная абляция за этот период превысила 600 мм в водном эквиваленте. По данным наблюдений за абляцией на опорном леднике Джанкуат также наблюдалась активная абляция в предпрорывной период. Так, для опорной рейки № 18, расположенной на языке ледника на высоте 2950 м, в период с 28 июля по 3 августа абляция составила

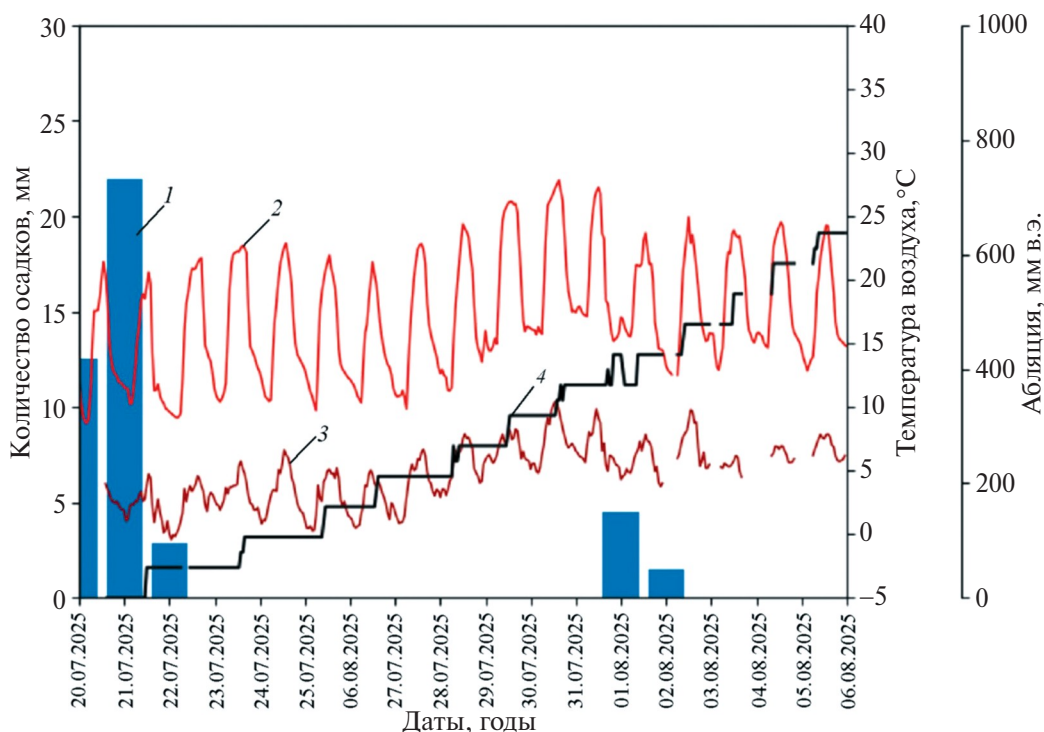


Рис. 8. Метеорологические условия перед прорывом озера Азау (Азау Верхнее) 6.08.2025: 1 – количество осадков, мм (м/ст Азау), 2 – температура воздуха, °С (м/ст Азау), 3 – температура воздуха, °С (м/ст Гарабаша), 4 – кумулятивная абляция, мм водного эквивалента (в.э.) (м/ст Гарабаша)

Fig. 8. Meteorological conditions prior to the outburst of Azau Lake (Azau Upper) on August 6, 2025: 1 – precipitation, mm (Azau), 2 – air temperature, °C (Azau), 3 – air temperature, °C (Garabashi), 4 – cumulative ablation, mm w.e. (Garabashi)

76 мм в.э./сут, тогда как с 3 по 7 августа она увеличилась до 105 мм в.э./сут. За последние 16 лет (2010–2025 гг.) средняя скорость абляции в августе составила 58 мм/сут, что в 2 раза меньше пика с 3 по 7 августа. После 7 августа темп абляции льда вернулся к 70 мм в.э./сут уже к 12 августа.

Непрерывный рост температуры воздуха, которая достигла пиковых значений за несколько дней до события, в сочетании с сохранением положительных температур в ночные часы, минимизировал периоды стабилизации таяния. Это привело к непрерывной и усиленной абляции ледниковой поверхности. Указанный процесс сопровождался осадками (сумма около 45 мм за две недели). Хотя данное количество осадков близко к средним многолетним значениям для данного периода, в сочетании с высокими темпами таяния поверхности ледника и погребённых льдов оно внесло дополнительный вклад в общее увлажнение моренного материала. Также в связи с высокими значениями температуры воздуха таял мёртвый лёд внутри моренной перемычки.

Совокупное воздействие этих факторов обусловило рост притока талых вод в озеро, что

привело к повышению его уровня, увеличению объёма и, как следствие, к росту давления воды на подпруживающую перемычку. Одновременно происходило снижение механической прочности и общее ослабление природной плотины, что в конечном итоге завершилось прорывом и формированием селевого потока.

Механизм прорыва озёр у ледника Малый Азау

в 2025 г. В период полевого обследования озера у ледника Малый Азау 23.08.2025, т.е. через 17 дней после прорыва озера, проран из основного озера по-прежнему имел чёткую прямоугольную форму в верхней части (рис. 9, а), боковые стенки его были увлажнены и сложены типичным моренным материалом. Ширина прорана составила 3.6 м, высота отвесной левой (более близкой к леднику) стенки – 1.5 м, суммарная глубина от верхней бровки вреза до тальвега – около 2 м. Высота вреза по правой стороне прорана около 1.3 м, далее моренная перемычка по правому борту полого повышается. Высота полосы осушки также составила 1.3 м (см. рис.9, б). По дну прорана в период обследования наблюдался сток из озера с чётко выраженным суточным ходом, связанным с ходом таяния ледни-

ка. Ниже прорана было расположено остаточное озеро, лежащее на месте старого залива (озеро Азау Среднее) (см. рис. 9, *в*), а озеро Азау Нижнее было полностью опорожнено (см. рис. 9, *г*).

Ниже котловины озера Азау Нижнее, на повороте русла с восточного на юго-восточное направление под правым бортом, на месте современного

русла р. Малый Азау, у языка ледника Малый Азау, сформировался свежий селевой врез (см. рис. 9, *д–е*) с глубиной отвесных стенок до 3.2 м и шириной до 3–3.5 м. Далее вниз по долине селевой поток двигался по руслу р. Малый Азау (рис. 10), в нижней части русла, в районе водопада, в период прохождения селевого потока очевидцы наблюдали “селевой водопад” (см. рис. 10, врезка).



Рис. 9. Фотографии по результатам маршрутного обследования оз. Азау после прорыва в 2025г.: проран (*а*), полоса осушки (*б*), вид от остатков озера Азау Среднее вверх на проран (*в*), дно полностью спустившегося озера Азау Нижнее (*г*), свежий селевой врез по ходу движения прорывного паводка у ледника Малый Азау (*д–е*)

Fig. 9. Photographs from the field survey of Azau Lake following its 2025 outburst: dam break (*a*), exposed dry shoreline (*b*), view from the drained Azau Middle Lake up towards the dam break (*в*), bed of completely drained Azau Lower Lake (*г*), fresh debris flow incision along the path of the outburst flood near the Maly Azau Glacier (*д–е*)



Рис. 10. Схема движения прорывного паводка, врезка – “селевой водопад” ниже по течению р. Малый Азау (подложка – снимок Google Earth)

Fig. 10. Scheme of the outburst flood moving, inset shows the “mudflow waterfall” downstream on the Malyy Azau River (background – Google Earth image)

Полученные данные полевых наблюдений хорошо согласуются с анализом метеообстановки в период до прорыва озера и позволяют описать предположительный механизм его прорыва. Наиболее вероятно, в период экстремально высоких температур внутри моренной перемычки мог активно таять мёртвый лёд (о его наличии свидетельствуют влажные стенки прорана и вертикальная форма вреза), при этом материал перемычки был переувлажнён. В это же время, вследствие высоких температур воздуха и активной абляции, был повышенный сток воды из основного озера в нижние, что могло привести к срыву отсыпки и интенсивным вертикальным размывам русла (глубинной эрозии) в пределах запруды (моренной перемычки). По мере нарастания расходов воды начался прорывной паводок и сформировался проран в запруде. Врезание прорана шло до базиса эрозии, определявшегося положением дна озера Азау Среднее. В процессе прорыва вместе с водами верхнего озера полностью вовлечены в поток и воды озера Азау Нижнее, днище которого характеризовалось значительным уклоном.

Объём прорыва из основного озера, полученный по оценкам на основе батиметрических кривых предшествующих лет, составил 14 тыс. м³. С учётом возможной погрешности при совмещении кривых объёмов ± 0.2 м погрешность оценки объёма прорывного паводка может составлять ± 2 тыс. м³. Из озера Азау Нижнее, с учётом его небольшой средней глубины (по визуальным оценкам не более 1–1.5 м) и площади 3.5 тыс. м², могло дополнительно излиться до 3.5–5 тыс. м³. Таким образом, суммарный максимальный объём прорывного паводка составил 17 ± 2 тыс. м³.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прорыв озера Малый Азау вызвал повышение уровня воды в р. Баксан и рост мутности воды, которые зафиксированы логгерами, установленными в створах пос. Нейтрино и на гидропостах города Тырныауз и села Заюково. Максимальные уровни воды в створе пос. Нейтрино зафиксированы в районе 17:00 (таким образом, время добега прорывного паводка до створа пос. Нейтрино составило около 1.5 часов). На участке

от пос. Терскол до пос. Нейтрино многочислен- ные фотографии и видеосъёмки местных жите- лей и данные установленной нами на сезон абля- ции фотолоушки для съёмки состояния русла р. Баксан в створе моста у пос. Нейтрино фикси- руют значительное повышение мутности воды. О генезисе наносов, включающих значительную долю пород вулканического характера из эрози- онных врезов на склонах Эльбруса, также свиде- тельствует нетипичный рыже-бурый цвет воды р. Баксан в момент прохождения волны прорывно- го паводка. В дальнейшем мы планируем более детальный анализ механизмов трансформации волны паводка и вклада различных факторов на основе комплексного моделирования с при- влечением модели формирования стока и гид- родинамической модели, что является важным шагом для совершенствования методов прогно- зирования подобных событий в будущем.

Анализ условий, предшествовавших собы- тию, позволяет идентифицировать в качестве главного триггера прорыва продолжительный период положительных температур воздуха, вызвавший интенсивную абляцию и таяние ледяного ядра моренной перемычки. Для ин- терпретации полученных данных в контексте прогнозирования применена методика краткосрочного селевого прогноза (Сейнова и др., 2018). Данная методика, основанная на анализе многолетних рядов наблюдений (1951–2017 гг.), позволяет выполнять фоновый прогноз гляци- альных селей на основе репрезентативных дан- ных метеостанции “Терскол” для выявления метеорологических факторов и установления корреляционных связей, необходимых для про- гнозирования. К числу ключевых параметров

для гляциальной зоны Центрального Кавказа ав- торы относят: сумму среднесуточных температур воздуха от даты устойчивого перехода через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до даты события (Q), сумму осадков за тот же период (W), сумму температур за шесть суток до события (ΣT), а также прогнозные значения суточных осадков (X) и температуры воздуха (T). В рамках исследования ретроспективный ана- лиз проводился по данным метеостанции “Азау” (2320 м), поскольку доступ к исходным данным метеостанции “Терскол” (2100 м), использован- ной в методике, был ограничен.

Сравнительный анализ (табл. 3) показал, что в период, предшествующий прорыву озера Малый Азау, практически все критические поро- говые значения метеопараметров, установлен- ные в методике, были превышены в 1.5–2 раза. Исключение составил параметр X (количество осадков), существенных осадков в день прорыва зафиксировано не было. По данным метеостан- ции “Терскол” рассчитаны критические мете- опараметры для предшествующих прорывных событий в 1978 и 2011 гг. Так как в 2011 г. дата прорыва озера осталась неизвестна в связи с огра- ниченным посещением Приэльбрусья в этот пе- риод, критические значения рассчитаны только для двух параметров по состоянию на 22.08.2011, когда озеро достигало максимальных размеров (Докукин, Хаткутов, 2016). В 1978 г. превышены только несколько пороговых значений (W , ΣT и T), осадков в день события опять же не наблю- далось. В 2011 г. превышены пороговые значе- ния суммы среднесуточных температур воздуха от даты устойчивого перехода через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до даты события и суммы осадков за тот же период. Ре- зультаты сравнения указывают на то, что в случае

Таблица 3. Количественные значения метеопараметров по данным метеостанции “Азау” перед прорывом озера Азау (Азау Верхнее) 6.08.2025 и по данным метеостанции “Терскол” для пороговых значений и значений перед прорывами 2011 и 1978 гг.

Table 3. Quantitative values of meteorological parameters from the “Azau” weather station before the Azau Lake (Azau Upper) outburst on August 6, 2025, and from the “Terskol” weather station before the outbursts in 2011 and 1978

Параметр	Q , $^{\circ}\text{C}$	W , мм	ΣT (6 сут.), $^{\circ}\text{C}$	X , мм	T , $^{\circ}\text{C}$
Критические значения согласно (Сейнова и др., 2018)	670	180	72	20	9
06.08.2025	1153	579	110	0	17.5
22.08.2011	1276	356	–	–	–
19.07.1978	634	181	86	0	11

Примечание: Q – сумма среднесуточных температур воздуха от даты устойчивого перехода через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до даты события, W – сумма осадков за тот же период, ΣT – сумма температур за 6 суток до события, X – суточные осадки, T – температура воздуха.

Note: Q – sum of mean daily air temperatures from the date of a stable transition above $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ to the event date; W – total precipitation for the same period; ΣT – sum of temperatures for 6 days preceding the event; X – daily precipitation; T – air temperature.

прорывов озера Азау основным триггером события преимущественно выступает не ливневый, а температурный фактор.

Озёра у ледника Малый Азау с момента их появления в XXI веке прошли как минимум три цикла развития (Черноморец, 2005) между зафиксированными прорывами в 1978, 2011 и 2025 гг. Время между повторными прорывами сократилось на фоне усиления таяния и отступления ледника Малый Азау. Вследствие разрушения ледяного ядра моренной плотины происходит ослабление её удерживающей способности, и возможны новые прорывы озёр у ледника Малый Азау после их наполнения. Однако последующие прорывы озера будут характеризоваться меньшими объёмами паводка в связи с невысокой высотой удерживающей перемычки. Не исключено формирование новых озёр у ледника Малый Азау в будущем, что требует комплексного мониторинга моренно-ледникового комплекса.

ВЫВОДЫ

За последние 25 лет ледниково-озёрный комплекс Малый Азау существенно трансформировался. Площадь ледника сократилась на 14% с 9.1 ± 0.4 км² в 2000 г. до 7.9 ± 0.1 км² в 2025 г., причём за последнюю пентаду 2020–2025 гг. сокращение составило –7.2% – столько же, сколько за предыдущие 20 лет. В результате продолжающейся деградации и отступления ледника площадь и объём озера росли вплоть до 2011 г. По состоянию на 26.07.2011 площадь озера составляла 26 тыс. м², объём озера – 67.7 тыс. м³. После прорыва озера в 2011 г. площадь озера уменьшилась до 12.2 тыс. м², объём – до 27.9 тыс. м³. В результате последующего прорыва озера в 2025 г. объём уменьшился до 16.5 тыс. м³, площадь – до 6.9 тыс. м². Относительно максимальных объёмов озера, наблюдавшихся в 2005–2011 гг., объём озера в настоящее время составляет всего 25%.

Основным триггером прорыва озера в 2025 г. выступила температура воздуха, вызвавшая интенсивную абляцию ледника, рост притока воды в озеро, таяние мёртвого льда в моренной плотине и снижение её механической прочности. Температура воздуха за несколько дней до прорыва составляла около 8 °С по данным метеостанции “Гарабаши” и 18 °С – по метеостанции “Азау”. По данным наблюдений суммарная абляция за две недели до прорыва превысила 600 мм в водном эквиваленте. По данным наблюдений, на опорном леднике Джанкуат в предпрорывной

период также наблюдалась активная абляция, составлявшая с 3 по 7 августа до 105 мм в.э./сут. Высокие значения температуры воздуха сопровождалась интенсивными осадками (сумма около 45 мм за две недели), которые усугубили состояние моренного массива, насытив его влагой. Объём прорыва из основного озера Азау Верхнее составил 14 тыс. м³, из озера Азау Нижнее могло дополнительно излиться до 3.5–5 тыс. м³. Таким образом, суммарный объём прорывного паводка составил 17 ± 2 тыс. м³.

Озёра у ледника Малый Азау, появившиеся в XX веке, прошли минимум три полных цикла между прорывами 1978, 2011 и 2025 гг. Ключевая тенденция – сокращение интервалов между этими событиями на фоне усиления таяния ледника и снижение объёмов прорывного паводка.

Полученные результаты демонстрируют необходимость дальнейшего мониторинга приледникового комплекса из-за возможного повторного прорыва после наполнения озера и продолжающегося отступления ледника Малый Азау.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 25-77-10049 (Анализ динамики ледниково-озерного комплекса Малый Азау за последние 20 лет и причин прорыва в 2025 г.). Обработка и анализ материалов батиметрических съёмок проводились в рамках темы Государственного задания Института водных проблем РАН № FMWZ-2025-0003. Оценка объёмов прорывного паводка и времени добегаания выполнена по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова “Эрозионно-русловые системы: гидрологический режим, природно-антропогенные трансформации и прогноз опасных проявлений”. Авторы выражают благодарность Дмитрию Александровичу Петракову за участие в полевых работах в 2011 г. и предоставление результатов батиметрических съёмок.

Acknowledgements. The research was supported by Russian Science Foundation, grant no. 25-77-10049 (analysis of the dynamics of the Maly Azau glacial lake complex over the last 20 years and the causes of the 2025 outburst). The processing and analysis of bathymetric survey data were carried out under the State Assignment of the Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, no. FMWZ-2025-0003. The outburst flood volume

and lag time were carried out according to the State Task of the Makkaveev Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes at Moscow State University “Erosion-channel systems: hydrological regime, natural and anthropogenic transformations, and forecast of hazardous processes”. The authors are grateful to Dmitry Aleksandrovich Petrakov for his participation in the 2011 fieldwork and for providing the results of bathymetric surveys.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Шагин С.И.* Динамика озер ледника Большой Азау на Эльбрусе // Криосфера Земли. 2023. Т. 27. № 1. С. 45–57.
<https://doi.org/10.15372/KZ20230105>
- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Шагин С.И., Акаев А.Р.* Механизмы прорывов озёр Эльбруса // Вестник Владикавказского научного центра. 2024. Т. 24. № 3. С. 73–84.
<https://doi.org/10.46698/VNC.2024.85.56.001>
- Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В.* О перестройке гидрографической сети северо-восточного подножия Эльбруса // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 23–30.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30>
- Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479>
- Докукин М.Д., Шагин С.И.* Особенности динамики ледниковых озер с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 47–56.
- Зимницкий А.В.* Современное состояние и динамика приледниковых озер бассейна р. Баксан // Материалы гляциологических исследований. 2007. № 102. С. 161–167.
- Запорожченко Э.В.* Селевые потоки по рр. Кара-Кая-Су и Бирджалы-Су в Кабардино-Балкарии: сравнительный анализ прошлой и новейшей истории // Вестник Владикавказского научного центра. 2008. Т. 8. № 2. С. 33–43.
- Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С.* Колебания уровня воды в горных ледниковых озерах Приэльбрусья // Геориск. 2013. Т. 20. № 3. С. 8–15.
- Ковалев П.В.* Современное оледенение бассейна р. Баксана // Материалы Кавказской экспедиции. 1961. Т. 2. С. 3–106.
- Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А.* Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 157–173.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>
- Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Курузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М.* Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>
- Мальнева И.В., Сейнова И.Б., Кононова Н.К., Берковченко С.А.* Прогноз гляциальных селей в центральной части Главного Кавказского хребта // Материалы гляциол. исследований. 1990. Вып. 69. С. 50–55.
- Познанин В.Л.* Особенности механизма формирования прорывных гляциальных селей (на примере бассейна реки Темир в Дагестане). Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1978. 145 с.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Курузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н.* Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 5–22.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22>
- Сейнова И.Б.* Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М., 1997. Деп. в ВИНТИ 1997, № 9763, В97. 295 с.
- Сейнова И.Б., Андреев Ю.Б., Крыленко И.Н., Богаченко Е.М., Феоктистова Е. Г.* Опыт прогнозирования селей в условиях деградации оледенения на Центральном Кавказе // Геориск. 2018. Т. 12. № 4. С. 26–37.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А.* Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 204 с.
- Торопов П.А., Лаврентьев И.И., Артамонов А.Ю., Дроздов Е.Д., Киселева Т.Д., Абрамов А.А., Сушинцев И.М., Дегтярев А.И., Хайрединова А.Г., Елагина Н.Э.* Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2024 г. // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 4. С. 480.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И.* Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 180 с.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М.* Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80.

- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Сейнова И.Б., Крыленко И.В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 г.: прогноз, событие и последствия // Материалы гляциологических исследований. 2007. Вып. 102. С. 211–215.
- Bazilova V., Kääh A. Mapping Area Changes of Glacial Lakes Using Stacks of Optical Satellite Images // Remote Sensing. 2022. V. 14. P. 5973. <https://doi.org/10.3390/rs14235973>
- Dussaillant I., Hugonnet R., Huss M., Berthier E., Bannwart J., Paul F., Zemp M. Annual mass-change estimates for the world's glaciers // Earth System Science Data. 2025. V. 17. № 5. P. 1977–2006. <https://doi.org/10.5194/essd-17-1977-2025>
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimesš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1195–1209. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018>
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nature Climate Change. 2018. V. 8. № 2. P. 135–140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
- Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I. V., Petrakov D.A. Modeling of Extreme Hydrological Events in the Baksan River Basin, the Central Caucasus, Russia // Hydrology. 2021. V. 8. № 1. <https://doi.org/10.3390/hydrology8010024>
- Lützwow N., Veh G., Korup O.A. Global database of historic glacier lake outburst floods // Earth Syst. Sci. Data. 2023. V. 15. P. 2983–3000. <https://doi.org/10.5194/essd-15-2983-2023>
- O’Gorman L. Subpixel precision of straight-edged shapes for registration and measurement // IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell. 1996. V. 18. P. 746–751. <http://dx.doi.org/10.1109/34.506796>
- Paul F., Bolch T., Frey H., Le Bris R., Mölg N., Rastner P., Barrant N.E., Baumann S., Berthier E., Casey K., Joshi S.P., Kononov V., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Raup B., Scharrer K., Steffen S., Winsvold S. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. № 63. P. 171–182. <http://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. 2017. V. 88. P. 1–37. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3>
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääh A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usabaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // Science of The Total Environment. 2016. V. 562. P. 364–378. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.162>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P. Recent Mass Balance Anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus // Atmosphere. 2024. V. 15. № 1. <https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H. Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century // Nature Communications. 2020. V. 11. № 1. P. 3209. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16818-0>
- Taylor C., Robinson T.R., Dunning S., Carr J.R., Westoby M. Glacial lake outburst floods threaten millions globally // National Community. 2023. V. 14. № 487. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36033-x>
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // The Cryosphere. 2022. V. 16. № 2. P. 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Veh G., Wang B.G., Zirzow A., Schmidt C., Lützwow N., Stepapat F., Zhang G., Vogel K., Geertsema M., Clague J.J., Korup O. Progressively smaller glacier lake outburst floods despite worldwide growth in lake area // Nat. Water. 2025. V. 3. P. 271–283. <https://doi.org/10.1038/s44221-025-00388-w>
- Yang L., Zhao G., Mu X., Liu Y., Tian P., Puqiong, Danzengbandian. Historical and projected evolutions of glaciers in response to climate change in High Mountain Asia // Environmental Research. 2023. V. 237. P. 117037. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2023.117037>
- Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M. Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). World Glacier Monitoring Service. Zurich, Switzerland, 2021. 278 p.
- Zhang G., Carrivick J.L., Emmer A., Shugar D.H., Veh G., Wang Xu., Labeledz C., Mergili M., Mölg N., Huss M., Allen S., Sugiyama S., Lützwow N. Characteristics and changes of glacial lakes and outburst floods // Nat. Rev. Earth Environ. 2024. V. 5. P. 447–462. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00554-w>
- Zhang G., Yao T., Xie H., Wang W., Yang W. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming // Global and Planetary Change. 2015. V. 131. P. 148–157. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.05.013>

Citation: Pavlyukevich E.D., Krylenko I.N., Kidyayeva V.M., Gubanov A.S., Yudina V.A., Krylenko I.V., Drozdov E.D. Dynamics of Lakes near the Maly Azau Glacier on Mt. Elbrus over the Last 20 Years and Its Outburst in 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 298–318. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020061

Dynamics of Lakes near the Maly Azau Glacier on Mt. Elbrus over the Last 20 Years and Its Outburst in 2025

© 2026 E. D. Pavlyukevich^{a,b*}, I. N. Krylenko^{a,c}, V. M. Kidyayeva^{a,c}, A. S. Gubanov^{a,c}, V. A. Yudina^{a,c}, I. V. Krylenko^c, E. D. Drozdov^{c,d}

^aWater Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bHSE University, Moscow, Russia

^cLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

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

*e-mail: ekaterina.kornilova.hydro@gmail.com

Received December 19, 2025; revised February 1, 2026; accepted March 23, 2026

This study examines the mechanisms and causes of the Azau Lake outburst on August 6, 2025. Based on remote sensing data and bathymetric surveys, the principal changes in the Maly Azau Glacier and the lakes forming within its moraine complex have been identified. The area of the Maly Azau Glacier decreased by 14% between 2000 and 2025 (from 9.1 ± 0.4 km² in 2000 to 7.9 ± 0.1 km² in 2025), with the reduction during the most recent five-year period (2020–2025) amounting to 7.2%, equivalent to the total reduction over the preceding 20 years. Glacier degradation has led to an increase in the number of proglacial lakes in the deglaciated area, changes in their extent and quantity, as well as significant outburst events in 2011 and 2025. As a result of the 2025 Azau Lake outburst, the lake's volume and area decreased by more than half, while the “lower” lake was completely drained. According to our estimates, the total volume of the outburst flood was 17 ± 2 thousand m³, and the current volume of Azau Lake is 16.5 thousand m³. Relative to the maximum lake volumes observed in 2005–2011, the current lake volume represents only 25%. The primary trigger for the 2025 lake outburst was intensive glacier ablation caused by elevated air temperatures, which resulted in increased water inflow to and outflow from the lake, oversaturation of the moraine dam – likely exacerbated by melting of buried dead ice within it – and its subsequent erosion at the site of the current drainage channel. The lakes near the Maly Azau Glacier, which formed in the 20th century, have undergone at least three complete cycles between the outbursts of 1978, 2011, and 2025. The key trend observed is the shortening of intervals between these events against the backdrop of intensified glacier melting. Nevertheless, a decrease in outburst flood volumes has been noted. The findings demonstrate the necessity of continued monitoring of the proglacial complex to provide early warning of future outburst events and to assess the potential formation of new lakes.

Keywords: mountain hydrology, glacier degradation, glacial lakes, glacial lake outburst flood (GLOF), Central Caucasus

REFERENCES

- Adzhiev A.Kh., Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R. Kh., Savernyuk E.A., Shagin S.I. Dynamics of lakes of the Bolshoy Azau Glacier on Elbrus. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2023, 27 (1): 45–57. <https://doi.org/10.15372/KZ20230105> [In Russian].
- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Shagin S.I., Akaev A.R. Mechanisms of Elbrus lakes outburst. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Tsentra. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center*. 2024, 24 (3): 73–84. <https://doi.org/10.46698/VNC.2024.85.56.001> [In Russian].
- Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V. On the restructuring of the drainage network of the base of Mount Elbrus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, (2) 118: 23–30. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30> [In Russian].
- Dokukin M.D., Khatkutov A.V. Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics and outbursts. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (4): 472–479. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479> [In Russian].
- Dokukin M.D., Shagin S.I. Features of dynamics of glacial lakes with underground drain channels (Analysis of multi-temporal aerospace information). *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2014, 18 (2): 47–56. [In Russian].
- Zimnitsky A.V. Current State and Dynamics of Proglacial Lakes in the Baksan River Basin. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2007, 102: 161–167. [In Russian].

- Zaporozhchenko E.V. Debris flows along the Kara-Kaya-Su and Birdzhali-Su rivers in Kabardino-Balkaria: comparative analysis of past and recent history. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Tsentra*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2008, 8 (2): 33–43. [In Russian].
- Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Krylenko I.V., Petrakov D.A., Chernomorets S.S. Water level fluctuations in mountain-glacier lakes in the Elbrus region. *Georisk*. 2013, 20 (3): 8–15. [In Russian].
- Kovalev P.V. Modern glaciation of the Baksan River basin. *Materialy Kavkazskoi Ekspeditsii*. Materials of the Caucasian Expedition. 1961, 2: 3–106. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Muravyev A.Ya., Nikitin S.A. Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 157–173.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423020114> [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (3): 343–360.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].
- Malneva I.V., Seinova I.B., Kononova N.K., Berkovchenko S.A. Forecast of glacial debris flows in the central part of the Main Caucasian Ridge. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1990, 69: 50–55. [In Russian].
- Poznanin V.L. *Osobennosti mekhanizma formirovaniya proryvnykh glyatsial'nykh selei (na primere basseyna reki Temir v Dagestane)*. Features of the mechanism of formation of outburst glacial debris flows (on the example of the Temir River basin in Dagestan). PhD. Moscow: Lomonosov Moscow State University. 1978: 145 p. [In Russian].
- Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Kerimov A.M., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Nikitin S.A., Kerimov A.A., Tarasova L.N. Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn of 20th and 21st centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 5–22.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22> [In Russian].
- Seinova I.B. *Selevye protsessy basseyna r. Baksan v poslednem tysyacheletii (Tsentral'nyy Kavkaz)*. Debris flow processes in the Baksan River basin in the last millennium (Central Caucasus). Moscow, 1997: 295 p. [In Russian].
- Seinova I.B., Andreev Yu.B., Krylenko I.N., Bogachenko E.M., Feoktistova E.G. Experience of the debris flows forecast in the conditions of glacier degradation in the Central Caucasus. *Georisk*. 2018, 12 (4): 26–37. [In Russian].
- Seinova I.B., Zolotarev E.A. *Ledniki i seli Priel'brus'ya (evolyutsiya oledeneniya i selevoy aktivnosti)*. Glaciers and debris flows of the Elbrus region (evolution of glaciation and debris flow activity). Moscow: Nauchny Mir, 2001: 204 p. [In Russian].
- Toropov P.A., Lavrentiev I.I., Artamonov A.Yu., Drozdov E.D., Kiseleva T.D., Abramov A.A., Sushintsev I.M., Degtyarev A.I., Khayredinova A.G., Elagina N.E. Glaciological studies of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences on Elbrus in 2024. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (4): 480. [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. A New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358.
- Chernomorets S.S. *Selevye ochagi do i posle katastrof*. Debris flow centers before and after catastrophes. Moscow: Nauchny Mir, 2005: 180 p. [In Russian].
- Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleinikov A.A., Bekkiyev M.Yu., Viskhadzhiyeva K.S., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Kidyayeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M. The outburst of Bashkara Glacier Lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, 22 (2): 70–80. [In Russian].
- Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Seinova I.B., Krylenko I.V. Breakthrough of a glacial lake on the northeastern slope of Elbrus August 11, 2006: Forecast, Event and Consequences. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 211–215. [In Russian].
- Bazilova V., Käb A. Mapping Area Changes of Glacial Lakes Using Stacks of Optical Satellite Images. *Remote Sensing*. 2022, 14: 5973.
<https://doi.org/10.3390/rs14235973>
- Dussaillant I., Hugonnet R., Huss M., Berthier E., Bannwart J., Paul F., Zemp M. Annual mass-change estimates for the world's glaciers. *Earth System Science Data*. 2025, 17 (5): 1977–2006.
<https://doi.org/10.5194/essd-17-1977-2025>
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1195–1209.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018>
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*. 2018, 8 (2): 135–140.
<https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
- Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Y.G., Bogachenko E.M., Krylenko I.V., Petrakov D.A. Modeling of Extreme Hydrological Events in the Baksan

- River Basin, the Central Caucasus, Russia. *Hydrology*. 2021, 8 (1): 24. <https://doi.org/10.3390/hydrology8010024>
- Lützow N., Veh G., Korup O.A. Global database of historic glacier lake outburst floods. *Earth System Science Data*. 2023, 15: 2983–3000. <https://doi.org/10.5194/essd-15-2983-2023>
- O’Gorman L. Subpixel precision of straight-edged shapes for registration and measurement. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. 1996, 18: 746–751. <http://dx.doi.org/10.1109/34.506796>
- Paul F., Bolch T., Frey H., Le Bris R., Mölg N., Rastner P., Barrand N.E., Baumann S., Berthier E., Casey K., Joshi S.P., Konovalov V., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Raup B., Scharrer K., Steffen S., Winsvold S. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*. 2013, 54 (63): 171–182. <http://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. *Natural Hazards*. 2017, 88: 1–37. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3>
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääh A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usubaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Science of The Total Environment*. 2016, 562: 364–378. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.162>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P. Recent Mass Balance Anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus. *Atmosphere*. 2024, 15 (1): 107. <https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H. Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. *Nature Communications*. 2020, 11 (1): 3209. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16818-0>
- Taylor C., Robinson T.R., Dunning S., Carr J.R., Westoby M. Glacial lake outburst floods threaten millions globally. *Nature Communications*. 2023, 14 (487). <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36033-x>
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020. *The Cryosphere*. 2022, 16 (2): 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Veh G., Wang B.G., Zirzow A., Schmidt C., Lützow N., Steppat F., Zhang G., Vogel K., Geertsema M., Clague J.J., Korup O. Progressively smaller glacier lake outburst floods despite worldwide growth in lake area. *Nature Water*. 2025, 3: 271–283. <https://doi.org/10.1038/s44221-025-00388-w>
- Yang L., Zhao G., Mu X., Liu Y., Tian P., Puqiong, Danzengbandian. Historical and projected evolutions of glaciers in response to climate change in High Mountain Asia. *Environmental Research*. 2023, 237:117037. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2023.117037>
- Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M. Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). World Glacier Monitoring Service. Zurich, Switzerland, 2021: 278 p.
- Zhang G., Carrivick J.L., Emmer A., Shugar D.H., Veh G., Wang X., Labeledz C., Mergili M., Mölg N., Huss M., Allen S., Sugiyama S., Lützow N. Characteristics and changes of glacial lakes and outburst floods. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2024, 5: 447–462. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00554-w>
- Zhang G., Yao T., Xie H., Wang W., Yang W. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming. *Global and Planetary Change*. 2015, 131: 148–157. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.05.013>

УДК 551.578.42;551.578.46

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СНЕЖНОСТИ ЗИМ НА САХАЛИНЕ, 1986–2024 гг.

© 2026 г. Е. Н. Казакова

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН,
лаборатория экзогенных геодинамических процессов и снежного покрова, Южно-Сахалинск, Россия
e-mail: kazakova-e-n@yandex.ru*

Поступила 24.09.2025 г.

После доработки 26.11.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

В работе рассматривается снежность зим на о. Сахалин за период 1986–2024 гг. по данным 11 метеостанций, расположенных в основном в прибрежных районах. Систематизированы и проанализированы многолетние данные о характеристиках снежного покрова (толщине, периоде устойчивого залегания, датах его образования и разрушения) и их изменчивости во времени и в пространстве. Проведена оценка снежности зим на основе данных о средней толщине снега за период залегания снежного покрова с целью определения закономерностей её изменчивости. К малоснежным и многоснежным отнесены зимы, в которые средnezимняя толщина снежного покрова отличается от средне многолетних значений на $\pm 30\%$, остальные зимы отнесены к среднеснежным. Установлены значительные различия в параметрах снежности зим северной и южной частей Сахалина. Больше всего многоснежных зим (более 25% от общего числа зим) отмечено в Поронайске и Углегорске, меньше всего – в Москальво. В рассматриваемом отрезке времени (1986–2024 гг.) по снежности зим на Сахалине можно выделить пять периодов: 1986/87–1992/93 – мало- и среднеснежный период, 1993/94–2008/09 – среднеснежный период, 2009/10–2011/12 – многоснежный период, 2012/13–2017/18 – среднеснежный период, 2018/19–2023/24 – мало- и среднеснежный период. Среднезимняя толщина снежного покрова колеблется на рассматриваемых метеостанциях в разные годы от 2 до 103 см, самые большие значения средне многолетней средnezимней толщины снежного покрова (более 45 см) отмечены в Москальво, Ногликах, Тымовском и Пограничном, самые низкие (менее 10 см) – в Углегорске и Ильинском. Полученные результаты имеют практическую значимость для оптимизации работы коммунальных служб, планирования транспортной инфраструктуры и развития туристической отрасли региона.

Ключевые слова: снежность, снег, снежный покров, Сахалин

DOI: 10.7868/S2412376526020072

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров ежегодно оказывает значимое влияние на функционирование урбанизированных территорий большей части России, в том числе о. Сахалин. Чаще всего негативные для социально-экономической сферы последствия выпадения твёрдых осадков заключаются в затруднении и прекращении движения транспорта, экономических издержках в связи с необходимостью расчистки от снега, подтоплении территорий из-за снеготаяния, сходе лавин с естественных и искусственных склонов. Кроме того, наличие и характеристики снежного покрова

влияют на сельское хозяйство и туристическую индустрию. При этом как многоснежные, так и малоснежные зимы приводят к негативным последствиям для экономики (так, в малоснежные годы возможны проблемы с заполнением водохранилищ, происходит промерзание грунтов и т.п.). Для прогноза ожидаемого в конкретном регионе уровня воздействия снега на население и хозяйство проводят оценку снежности зим.

Снежность – это характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова (Гляциологический словарь, 1984). Это комплексное понятие, включающее

в себя условия выпадения и отложения твёрдых осадков, возникновения, существования и схода снежного покрова, данные о количестве выпадающего из атмосферы льда и максимальных снегозапасах (Гляциологический словарь, 1984). В настоящей работе проведена оценка снежности зим Сахалина по данным 11 метеостанций за период 1986–2024 гг. с целью определения закономерностей её динамики во временном и пространственном распределении.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Снежность зим характеризуется достаточно сильной изменчивостью как во временном ряду, так и в пространстве. Этот параметр зависит от климатических и геоморфологических условий региона и может заметно отличаться даже в районах, удалённых друг от друга на несколько километров.

Обычно при оценке снежности зим выделяют три типа: малоснежные, среднеснежные и многоснежные зимы (Яшина, 1978; Олейников, 1982; Трошкина и др., 2005; Шмакин, 2010), в некоторых случаях добавляют неопределённо-снежные зимы (Галахов, 1961). Для оценки применяют разные характеристики или их комбинации: снегозапас к началу снеготаяния (Яшина, 1978), среднюю декадную толщину и динамику снежного покрова (Галахов, 1961), максимальную толщину снежного покрова (Трошкина и др., 2005), среднезимнюю толщину снежного покрова (Олейников, 1982), сумму осадков, выпавших при температуре ниже $+1^{\circ}\text{C}$ (Шмакин, 2010) и т.д. К мало- и многоснежным обычно относят зимы, в которые исследуемый параметр отличается от среднесезонных значений на 25–30% в меньшую и большую стороны соответственно. Примечательно, что при оценке снежности зим по разным методикам одна и та же зима может быть отнесена к разным типам снежности, в связи с чем проблема их выбора и обоснования их использования становится достаточно значимой (Казаква, 2024). По мнению автора, целесообразно подбирать методику оценки снежности зим в зависимости от поставленных задач и от наличия и достоверности исходных метеорологических данных для анализа.

Оценка снежности зим в большинстве регионов России затруднена в связи с недостаточным количеством точек наблюдений с длинными непрерывными рядами данных, а также из-за высокой степени пространственной неоднородно-

сти снежного покрова (Черноус, 2019; Казаква, Кондрашова, 2024). Существует ряд работ, касающихся снежности острова Сахалин (Лобкина, 2013; Музыченко, Лобкина, 2018; Коршунова, Давлетшин, Аржанова, 2021), однако они были опубликованы достаточно давно и опираются на данные наблюдений малого числа метеостанций либо затрагивают Сахалин в числе общих исследований снежности территории России.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При анализе снежности зим Сахалина были применены материалы измерений, проводившихся на метеостанциях острова, опубликованные на сайте ВНИИГМИ–МЦД (meteo..., 2025). Использованы данные 11 метеостанций Сахалина: Южно-Сахалинск, Москальво, Погиби, Ноглики, Александровск-Сахалинский, Тымовское, Пограничное, Поронайск, Углегорск, Ильинский, Невельск (табл. 1).

В работе применены ежедневные данные о толщине снежного покрова на метеостанции. К сожалению, метеорологические данные отличаются рядом неточностей и неоднородностью. Так, есть ряд пробелов в наблюдениях 1970-х и 1980-х годов. Кроме того, снежный покров характеризуется высокой степенью пространственной неоднородности, в связи с чем данные о его толщине могут сильно отличаться для точек, расположенных даже на небольшом удалении друг от друга. Тем не менее, поскольку в оценку снежности зим заложено отклонение среднезимних значений от среднесезонных, а не конкретные величины, в целом данные наблюдения за снегом на метеорологических станциях позволяют оценить снежность зим в достаточной степени. По разным метеостанциям доступны данные за разные периоды с 1940 по 2024 г. До 1986 г. наблюдения за снежным покровом на о. Сахалине носили разрозненный характер, поэтому для анализа снежности зим был взят период 1986–2024 гг. с наибольшим числом метеорологических станций.

Снежность зим оценивалась на основе данных о средней толщине снега за период залегания снежного покрова (Олейников, 2010), поскольку этот метод показывает очень близкие результаты по сравнению с оценкой снежности на основе средней наибольшей декадной толщины снежного покрова (Казаква, 2024), но при этом расширяет возможности статистической обработки информации и упрощает процесс подго-

Таблица 1. Среднемноголетние характеристики снежного покрова Сахалина по данным 11 метеостанций, 1986–2024 гг.
Table 1. Average long-term characteristics of snow cover on Sakhalin Island based on data from 11 weather stations, 1986–2024

Метеостанция	Абс. толщина метеостанции, м	Первая дата со снежным покровом	Последняя дата со снежным покровом	Дата появления устойчивого снежного покрова	Дата разрушения устойчивого снежного покрова	Число дней от появления до установления снежного покрова	Число дней от первого со снежным покровом до последнего дня со снежным покровом	Число дней со снежным покровом	Число дней с устойчивым снежным покровом	Устойчивость снежного покрова	Среднемноголетняя снежная толшина, см	Максимальная снежная толшина, см	Максимальная зафиксированная толшина снежного покрова, см	Среднеквадратичное отклонение толшины снежного покрова
Южно-Сахалинск	22.0	4.11	24.04	23.11	8.04	19	173	146	138	0.85	33	78	161 (2012/13)	23
Москальво	4.7	21.10	20.05	2.11	9.05	13	213	201	199	0.95	67	108	167 (2017/18)	34
Погиби	5.6	28.10	4.05	9.11	15.05	13	200	188	187	0.94	37	79	154 (2004/05)	23
Ноглики	29.0	25.10	3.05	11.11	14.05	16	202	187	184	0.93	46	95	100 (1990/91)	28
Александровск-Сахалинский	29.5	28.10	1.05	9.11	16.04	12	186	168	159	0.90	23	57	178 (1986/87)	16
Тымовское	93.8	17.10	5.05	2.11	22.04	15	201	181	172	0.90	52	113	171 (1993/94)	33
Пограничное	6.0	4.11	7.05	17.11	18.05	21	195	185	182	0.92	58	115	147 (1993/94)	31
Поронайск	6.8	30.10	4.05	12.11	12.04	13	187	156	141	0.84	39	92	38 (1999/00)	28
Углегорск	40.4	30.10	26.04	19.11	10.04	20	178	134	143	0.75	6	23	73 (2012/13)	5
Ильинский	16.6	5.11	29.04	22.11	11.04	16	177	138	141	0.79	10	33	132 (2013/14)	8
Невельск	165.7	6.11	21.04	23.11	4.04	17	167	141	132	0.85	24	59	113 (2005/06)	16

товки данных. К малоснежным и многоснежным отнесены зимы, в которые среднезимняя толщина снежного покрова отличается от среднемноголетних значений на $\pm 30\%$, остальные зимы отнесены к среднеснежным. Кроме того, ряд зим, когда среднезимняя толщина снежного покрова превышала среднемноголетнее значение более чем на 100%, был выделен в отдельную категорию и отнесен к аномально снежным (Олейников, 2010). В целом оценка снежности зим позволяет получить общие представления о параметрах зим в регионе, о возможных значениях толщины снежного покрова, продолжительности периода залегания снежного покрова, его устойчивости и т.п.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Остров Сахалин расположен у восточного побережья Азии и вытянут в меридианальном направлении на 948 км, что обуславливает различия в климате его северной и южной частей. В зимний период над территорией острова и прилегающими к нему акваториями Охотского и Японского морей создаются условия, благоприятные для развития циклонической деятельности, что приводит к выпадению большого количества твёрдых осадков (Генесина, 1975). Для Сахалина характерна большая продолжительность зимнего сезона: от 4–5 месяцев в прибрежных районах до 8 месяцев в горной части. За холодный период (ноябрь–март) количество осадков колеблется от 160–200 мм на севере до 200–300 мм на юге и до 400 мм в горах. В отдельные годы сумма зимних осадков может превышать норму, достигая в горах юга острова 800–1000 мм (Земцова, 1968).

Одна из важных характеристик снежности зим – это даты формирования и разрушения снежного покрова и его устойчивость. Устойчивым считается снежный покров, залегающий непрерывно не менее трёх декад подряд с перерывами не более 3 дней на каждые 30 дней, а устойчивость снежного покрова – это отношение числа дней с фактическим снежным покровом к общему числу дней от первого до последнего дня со снежным покровом (Гляциологический словарь, 1984). В ходе анализа данных о снежном покрове по данным 11 метеостанций Сахалина: Южно-Сахалинск, Москальво, Погиби, Ноглики, Александровск-Сахалинский, Тымовское, Пограничное, Поронайск, Углегорск, Ильинский, Невельск (табл. 1) за период с 1986 по 2024 г. определены параметры снежности зим: даты появления снежного покрова, его установ-

ления и разрушения, устойчивость снежного покрова, среднезимняя и максимальная за зиму толщина снежного покрова (рис. 1–2; табл. 2–3).

Снежный покров обычно появляется со второй–третьей декады октября на севере острова до первой–второй декады ноября на юге. Средние даты появления снежного покрова колеблются от 17 октября (Тымовское) до 6 ноября (Невельск), самая ранняя – 28 сентября (2011 г., Тымовское), самая поздняя – 24 ноября (2012 г., Ильинский). Среднее число дней со снежным покровом колеблется между 167 (Невельск) и 213 (Москальво), минимальное 122 дня (зима 1989/90 г., Южно-Сахалинск), максимальное – 231 день (2012/13 г., Москальво).

Устойчивый снежный покров образуется в первой–второй декадах ноября на севере острова и в третьей декаде ноября на юге, а разрушается во второй декаде апреля–первой декаде мая на севере и в первой декаде апреля на юге (см. табл. 1). Самая ранняя дата установления снежного покрова приходится на 8 октября (2011/12 г., Тымовское), самая поздняя – на 15 декабря (1990/91 г., Ильинский).

Самая ранняя дата разрушения устойчивого снежного покрова – 6 марта (2018/19 г., мыс Терпения), самая поздняя – 5 июня (2009/10 г., Пограничное). Среднее число дней с устойчивым снежным покровом колеблется от 125 на юге острова до 199 дней на севере (рис. 3, а), минимальное – 80 дней (2006/07 г., Поронайск), максимальное – 216 (2004/05 г., Ноглики). Средние даты разрушения устойчивого снежного покрова варьируют от 4 апреля (Невельск) до 18 мая (Пограничное).

Устойчивость снежного покрова (т.е. отношение числа дней с фактическим снежным покровом в данную зиму к общему числу дней от первого до последнего дня со снежным покровом (Гляциологический словарь, 1984)) колеблется в разные зимы от 46% (2006/07 г., Поронайск) до 100% и в среднем составляет 90–95% на севере острова и 75–85% на юге.

Для определения снежности зим использованы данные о среднезимней толщине снежного покрова, статистические характеристики которой приведены в табл. 3. Среднезимняя толщина снежного покрова колеблется на разных метеостанциях в разные годы от 2 до 103 см. Среднемноголетняя среднезимняя толщина снежного покрова колеблется от 6 см (Углегорск) до 67 см

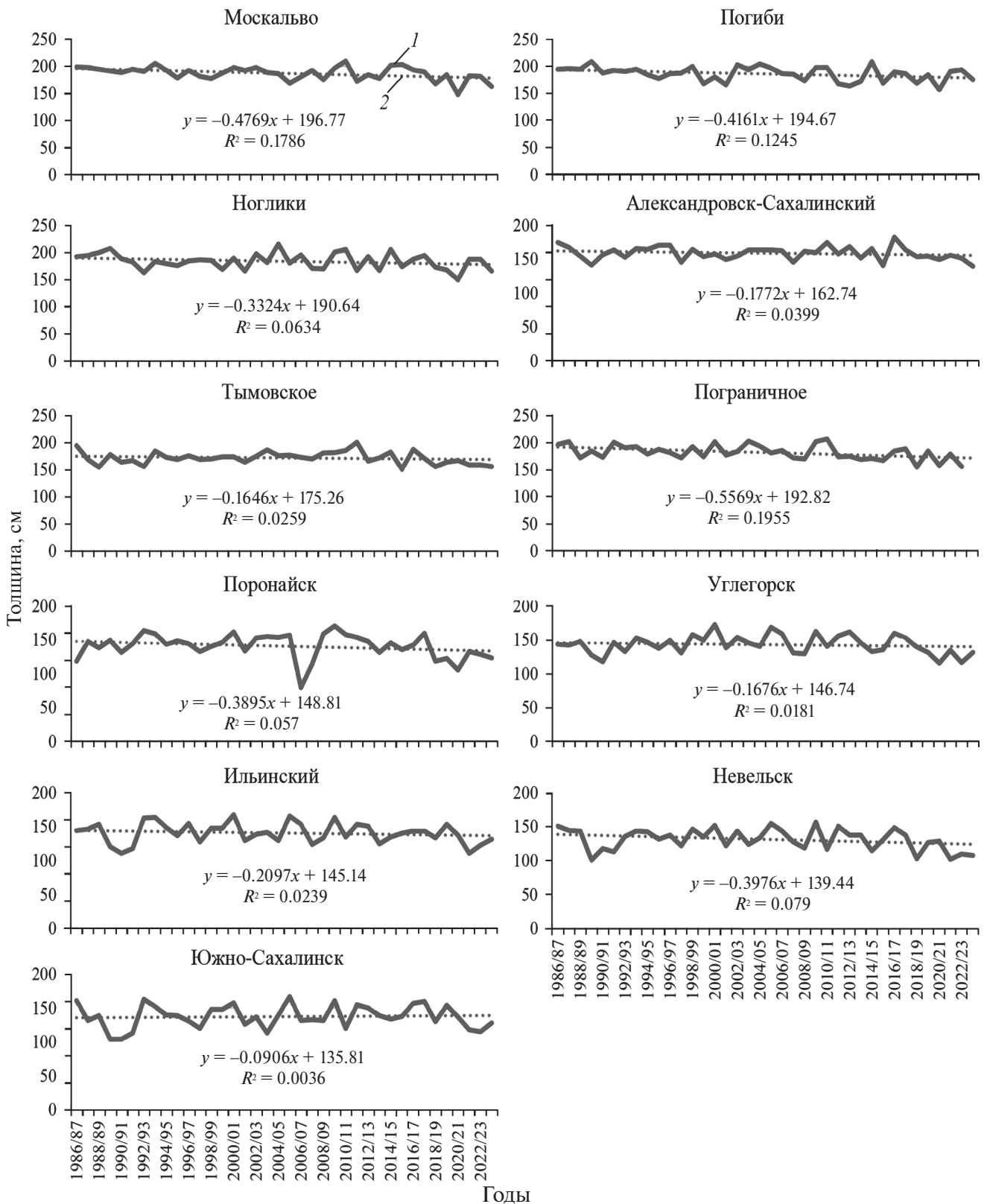


Рис. 1. Число дней с устойчивым снежным покровом. 1 – число дней, 2 – линейный тренд
 Fig. 1. Number of days with stable snow cover. 1 – number of days, 2 – linear trend

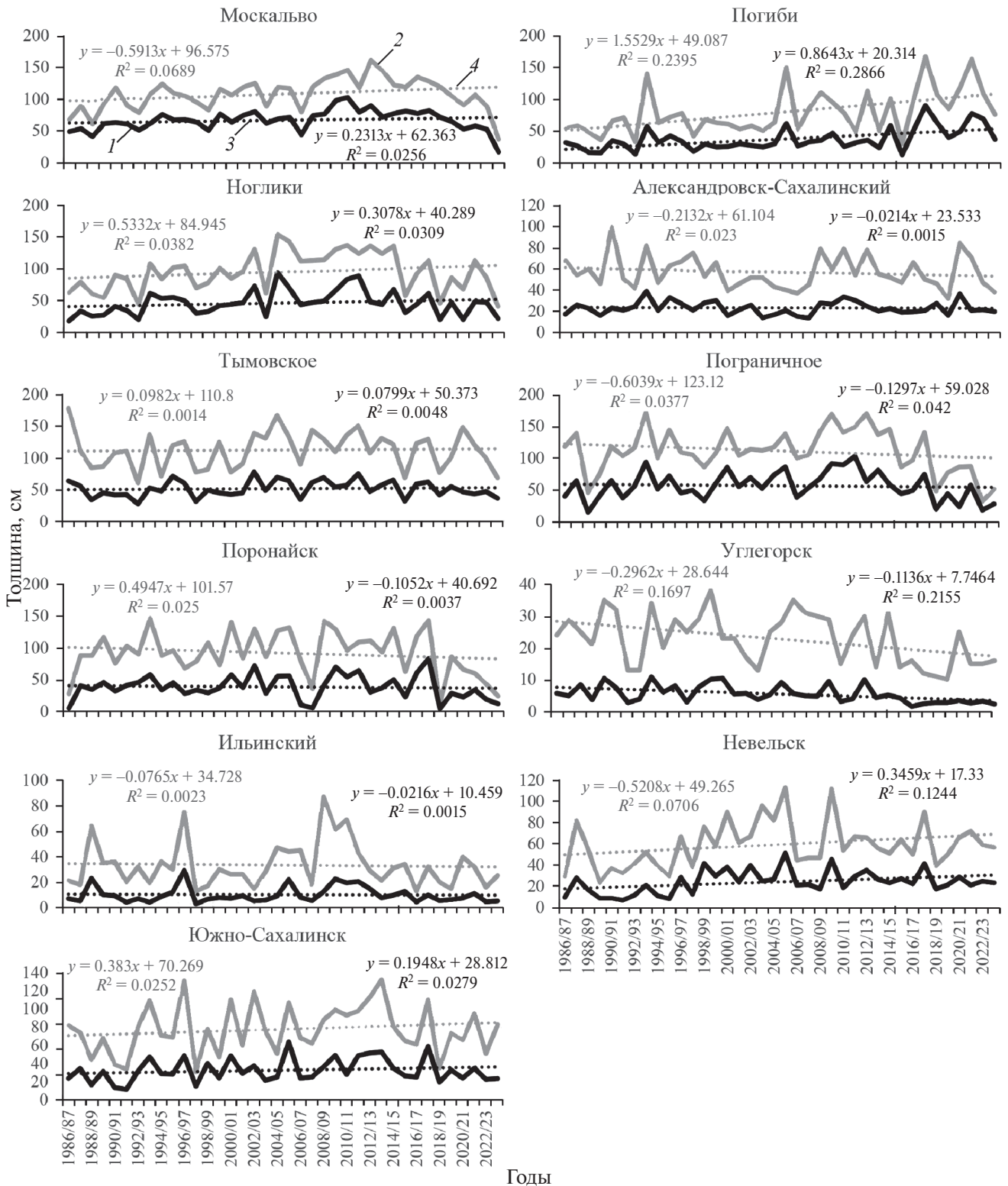


Рис. 2. Максимальная за зиму толщина снежного покрова, см.
 1 – среднезимняя толщина снежного покрова, 2 – максимальная за зиму толщина снежного покрова, 3 – линейный тренд среднезимней толщины снежного покрова, 4 – линейный тренд максимальной толщины снежного покрова
Fig. 2. Maximum winter snow depth, cm.
 1 – average winter snow depth, 2 – maximum winter snow depth, 3 – linear trend of average winter snow depth, 4 – linear trend of maximum snow depth

Таблица 2. Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова
Table 2. Dates of formation and destruction of stable snow cover

Метео- станция Зимний сезон	Москва	Пограничье	Ноглики	Александровск- Сахалинский	Тымовское	Пораничное	Поронайск	Углегорск	Ильинский	Южно- Сахалинск	Невельск
1986/87	21.10/8.05	5.11/19.05	5.11/17.05	28.10/21.04	16.10/29.04	11.11/27.05	11.11/10.03	14.11/7.04	15.11/9.04	5.11/14.04	15.11/15.04
1987/88	26.10/11.05	8.11/22.05	9.11/22.05	5.11/20.04	30.10/16.04	3.11/23.05	19.11/15.04	17.11/7.04	19.11/13.04	20.11/30.03	19.11/12.04
1988/89	4.11/18.05	10.11/24.05	4.11/23.05	4.11/7.04	3.11/7.04	28.11/19.05	13.11/1.04	3.11/30.03	7.11/9.04	12.11/30.03	7.11/31.03
1989/90	23.10/3.05	16.10/13.05	17.10/13.05	8.11/29.03	17.10/13.04	1.11/5.05	1.11/31.03	14.11/21.03	29.11/29.03	5.12/18.03	5.12/16.03
1990/91	10.11/18.05	11.11/18.05	15.11/23.05	21.11/26.04	10.11/23.04	2.12/24.05	25.11/6.04	10.12/6.04	15.12/4.04	11.12/24.03	11.12/8.04
1991/92	31.10/13.05	4.11/15.05	9.11/10.05	31.10/11.04	29.10/13.04	5.11/24.05	8.11/1.04	5.11/30.03	4.12/30.03	4.12/25.03	7.12/29.03
1992/93	4.11/14.05	4.11/14.05	21.11/3.05	12.11/13.04	12.11/17.04	16.11/26.05	16.11/29.04	20.11/1.04	20.11/1.05	17.11/28.04	16.11/1.04
1993/94	1.11/26.05	15.11/29.05	17.11/20.05	18.11/2.05	31.10/4.05	15.11/27.05	17.11/25.04	18.11/19.04	18.11/30.04	18.11/18.04	19.11/12.04
1994/95	1.11/13.05	7.11/11.05	10.11/9.05	4.11/17.04	7.11/29.04	12.11/10.05	21.11/14.04	12.11/7.04	2.12/29.04	21.11/9.04	20.11/12.04
1995/96	13.11/10.05	8.11/4.05	15.11/9.05	4.11/22.04	11.11/28.04	15.11/21.05	21.11/18.04	9.12/24.04	11.12/25.04	28.11/14.04	9.12/19.04
1996/97	27.10/8.05	4.11/10.05	30.10/3.05	30.10/18.04	31.10/25.04	6.11/7.05	4.11/29.03	6.11/4.04	12.11/15.04	28.11/7.04	11.11/29.03
1997/98	3.11/4.05	12.11/19.05	4.11/10.05	26.11/20.04	4.11/22.04	18.11/9.05	27.11/9.04	27.11/6.04	27.11/3.04	28.11/27.03	28.11/30.03
1998/99	10.11/7.05	2.11/21.05	9.11/14.05	4.11/17.04	2.11/21.04	18.11/30.05	21.11/11.04	12.11/18.04	21.11/17.04	16.11/12.04	16.11/12.04
1999/00	2.11/8.05	14.11/30.04	21.11/8.05	14.11/15.04	2.11/24.04	22.11/14.05	23.11/18.04	15.11/12.04	24.11/19.04	14.11/9.04	26.11/9.04
2000/01	26.10/12.05	5.11/5.05	4.11/13.05	2.11/8.04	3.11/26.04	2.11/23.05	15.11/26.04	8.11/29.04	8.11/24.04	10.11/16.04	9.11/10.04
2001/02	28.10/9.05	21.11/6.05	21.11/6.05	13.11/11.04	3.11/16.04	13.11/9.05	24.11/7.04	25.11/12.04	26.11/4.04	26.11/31.03	27.11/29.03
2002/03	27.10/13.05	30.10/21.05	29.10/15.05	1.11/4.04	29.10/22.04	8.11/11.05	7.11/9.04	9.11/11.04	8.11/26.03	19.11/4.04	10.11/3.04
2003/04	1.11/8.05	3.11/15.05	17.11/17.05	1.11/12.04	26.10/30.04	3.11/24.05	22.11/25.04	17.11/10.04	22.11/11.04	20.12/10.04	3.12/5.04
2004/05	11.11/17.05	25.10/18.05	25.10/29.05	13.11/25.04	9.11/4.05	13.11/26.05	16.11/19.04	25.11/14.04	27.11/5.04	25.11/13.04	28.11/11.04
2005/06	20.11/8.05	14.11/30.05	22.11/22.05	11.11/23.04	11.11/7.05	20.11/20.05	21.11/27.04	12.11/29.04	17.11/1.05	19.11/4.05	18.11/22.04
2006/07	10.11/10.05	8.11/14.05	10.11/25.05	8.11/19.04	29.10/20.04	12.11/17.05	27.01/17.04	11.11/18.04	11.11/13.04	27.11/7.04	12.11/5.04

Таблица 2. Окончание

Метео- станция Зимний сезон	Москва	Потчи	Ноглики	Александровск- Сахалинский	Тымовское	Пограничное	Поронайск	Углеторск	Ильинский	Южно- Сахалинск	Невельск
2007/08	2.11/13.05	22.11/26.05	21.11/10.05	15.11/8.04	2.11/20.04	21.11/11.05	18.11/12.03	18.11/27.03	18.11/20.03	17.11/28.03	16.11/23.03
2008/09	17.11/12.05	17.11/10.05	17.11/6.05	15.11/25.04	28.10/27.04	17.11/6.05	17.11/25.04	6.12/14.04	6.12/18.04	7.12/17.04	12.12/10.04
2009/10	29.10/14.05	8.11/25.05	9.11/29.05	16.11/24.04	31.10/1.05	15.11/5.06	15.11/5.05	16.11/27.04	15.11/27.04	14.11/23.04	16.11/22.04
2010/11	24.10/22.05	9.11/26.05	3.11/28.05	3.11/26.04	27.10/1.05	7.11/2.06	26.11/3.05	23.11/12.04	26.11/9.04	9.12/7.04	10.12/6.04
2011/12	4.11/25.04	13.11/29.04	12.11/27.04	13.11/18.04	8.10/26.04	14.11/6.05	20.11/22.04	14.11/17.04	14.11/15.04	19.11/21.04	15.11/14.04
2012/13	14.11/18.05	29.11/12.05	15.11/27.05	17.11/4.05	15.11/30.04	6.12/30.05	29.11/26.04	19.11/29.04	24.11/23.04	21.11/19.04	19.11/6.04
2013/14	7.11/4.05	6.11/28.04	24.11/10.05	23.11/23.04	7.11/28.04	26.11/14.05	6.12/17.04	24.11/18.04	28.11/1.04	27.11/14.04	27.11/14.04
2014/15	28.10/18.05	27.10/24.05	27.10/21.05	4.11/18.04	25.10/26.04	2.12/22.05	2.12/27.04	3.12/14.04	3.12/16.04	3.12/15.04	3.12/28.03
2015/16	21.10/12.05	20.11/7.05	19.11/11.05	19.11/7.04	18.11/17.04	29.11/14.05	27.11/11.04	22.11/5.04	21.11/9.04	21.11/6.04	21.11/31.03
2016/17	23.10/5.05	13.11/22.05	6.11/13.05	22.10/22.04	21.10/27.04	9.11/13.05	9.11/1.04	9.11/17.04	4.11/27.03	30.10/4.04	4.11/2.04
2017/18	30.10/8.05	15.11/21.05	3.11/17.05	3.11/15.04	3.11/23.04	9.11/17.05	9.11/18.04	4.11/5.04	11.11/3.04	9.11/17.04	15.11/2.04
2018/19	17.11/4.05	17.11/5.05	17.11/9.05	17.11/19.04	13.11/18.04	10.12/14.05	5.12/3.04	23.11/11.04	29.11/11.04	29.11/7.04	5.12/18.03
2019/20	7.11/10.05	7.11/10.05	18.11/4.05	3.11/5.04	3.11/15.04	14.11/17.05	3.12/4.04	28.11/7.04	15.11/16.04	15.11/16.04	25.11/31.03
2020/21	4.11/1.04	5.12/11.05	15.12/14.05	22.11/20.04	3.11/19.04	19.12/26.05	19.12/4.04	12.12/6.04	17.11/3.04	17.11/2.04	20.11/29.03
2021/22	7.11/9.05	12.11/22.05	19.11/26.05	12.11/16.04	13.11/21.04	19.11/17.05	23.11/5.04	21.11/4.04	13.12/2.04	13.12/9.04	13.12/25.03
2022/23	4.11/5.05	4.11/17.05	4.11/11.05	3.11/3.04	3.11/11.04	26.11/1.05	26.11/4.04	26.11/22.03	26.11/28.03	1.12/25.03	1.12/21.03
2023/24	4.11/15.04	-	8.11/21.04	20.11/7.04	8.11/12.04	-	24.11/27.03	24.11/3.04	24.11/3.04	26.11/1.04	11.12/28.03

Таблица 3. Статистические характеристики среднезимней толщины снежного покрова Сахалина по данным 11 метеостанций, 1986–2024 гг.
Table 3. Statistical characteristics of the average winter snow depth on Sakhalin Island based on data from 11 weather stations, 1986–2024.

Метеостанция	Статистические характеристики среднезимней толщины снежного покрова										
	Среднемноголетнее	Минимум	Максимум	Медиана	Среднеквадратичное отклонение	Коэффициент вариации	Линейный тренд	Уравнение тренда	Коэффициент детерминации	Величина 30%-ного отклонения от среднего многолетнего	Нижний и верхний пределы 30%-ного отклонения от среднего многолетнего
Южно-Сахалинск	33	12	64	29	13	40	0.19	$y = 0.1948x + 28.812$	0.03	10	23–42
Москвадьво	67	17	103	68	16	24	0.23	$y = 0.2313x + 62.363$	0.03	20	47–87
Потиби	37	13	90	32	18	49	0.94	$y = 0.9371x + 19.368$	0.31	11	26–48
Ногики	46	18	94	46	19	42	0.31	$y = 0.3078x + 40.289$	0.03	14	32–60
Александровск-Сахалинский	23	14	39	21	6	27	-0.02	$y = -0.0214x + 23.533$	0.00	7	16–30
Тымовское	52	28	78	49	13	25	0.08	$y = 0.0799x + 50.373$	0.00	16	36–68
Пограничное	58	15	103	57	21	36	0.17	$y = 0.1738x + 55.145$	0.01	18	41–76
Поронайск	39	4	83	37	19	49	-0.11	$y = -0.1052x + 40.692$	0.00	12	27–50
Углегорск	6	2	11	5	3	49	-0.11	$y = -0.1136x + 7.7464$	0.22	2	4–7
Ильинский	10	3	29	8	6	63	-0.02	$y = -0.0216x + 10.459$	0.00	3	7–13
Невельск	24	7	51	23	11	45	0.35	$y = 0.3459x + 17.33$	0.12	7	17–31



Рис. 3. Среднеголетние значения параметров снежности зим на Сахалине: средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова, сутки (а); среднеголетняя среднезимняя толщина снежного покрова, см (б)

Fig. 3. Average long-term values of winter snowiness parameters on Sakhalin: average duration of stable snow cover, days (a); average long-term average winter snow depth, cm (b)

(Москальво), а средняя максимальная — от 23 см (Углегорск) до 115 см (Пограничное). Самые большие значения среднезимней толщины снежного покрова (более 45 см) отмечены в Москальво, Ногликах, Тымовском и Пограничном, а самые низкие (менее 10 см) — в Углегорске и Ильинском (см. рис. 3, б). Максимальная за зиму толщина снежного покрова по данным рассматриваемых метеостанций за исследуемый период колебалась от 10 см (Углегорск, 2019/20 г.) до 178 см (Тымовское, 1986/87 г.).

В целом параметры, характеризующие снежность зим на о. Сахалине, достигают больших значений в Северо-Сахалинской низменной климатической области, а также в центральной и восточной частях Средне-Сахалинской горной климатической области (в климатических районах восточного побережья и Восточно-Сахалинских гор, Тымовской и Поронайской долин). Однако картина распределения этих характеристик по территории острова остаётся неполной из-за отсутствия данных для горных районов острова.

Тем не менее, поскольку оценка снежности зим важна для заселённых районов, а основная инфраструктура и населённые пункты на Сахалине сосредоточены вдоль береговой линии, в Сусунайской и Тымь-Поронайской низменностях, то даже такие неполные данные полезны.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Типы снежности зим определены за последние 38 лет (1986–2024 гг.) по средnezимней толщине снежного покрова (Олейников, 1982; см. табл. 3). Количество мало-, средне- и многоснежных зим за исследуемый период различается в разных районах острова. Так, больше всего многоснежных зим (более 25% от общего числа зим) отмечено в Поронайске и Углегорске, меньше всего – в Москальво (рис. 4; табл. 4). Необходимо уточнить, что небольшое количество многоснежных зим не означает небольшой толщины снежного покрова, поскольку снежность зим оценивается в зависимости отклонения значений толщины снежного покрова в конкретную зиму от среднегоголетних значений, а не от конкретного значения толщины снежного покрова. Преобладание мало- и среднеснежных зим в Москальво объясняется небольшой дисперсией значений средnezимней толщины снежного покрова, характерной для многоснежных территорий. В целом по всем метеостанциям за исследуемый период преобладали среднеснежные зимы.

Зимы 1993/94, 2005/06, 2009/10, 2010/11, 2011/12 годов более чем на половине рассматриваемых метеостанций были многоснежными. В период 1986/87–1992/93 гг. на большинстве метеостанций, кроме Углегорска, преобладали мало- и среднеснежные зимы. С зимы 2018/19 г. на большинстве метеостанций, за исключением Погиби и одной зимы в Александровске-Сахалинском, начался период мало- и среднеснежных зим.

Зимы 1987/88, 1989/90, 1997/98, 2001/02, 2006/07, 2007/08, 2015/16, 2019/20, 2023/24 гг. были мало- или среднеснежными по всем рассматриваемым метеостанциям. Зимы 1988/89, 1997/98, 2003/04, 2018/19, 2022/23 и 2023/24 гг. были малоснежными более чем на половине метеостанций.

10 зим по данным пяти метеостанций можно отнести к аномально снежным, когда средnezимняя толщина снежного покрова превышает среднегоголетнее значение более чем на 100% (Олейников, 2010): 1988/89, 1996/97 гг. – Ильинский; 2004/05 г. – Ноглики; 2005/06 г. – Ильинский, Невельск; 2009/10, 2011/12 гг. – Ильинский; 2017/18 г. – Погиби, Поронайск; 2021/22 г. – Погиби.

Если рассматривать снежность зим сразу по трём показателям – средnezимней толщине

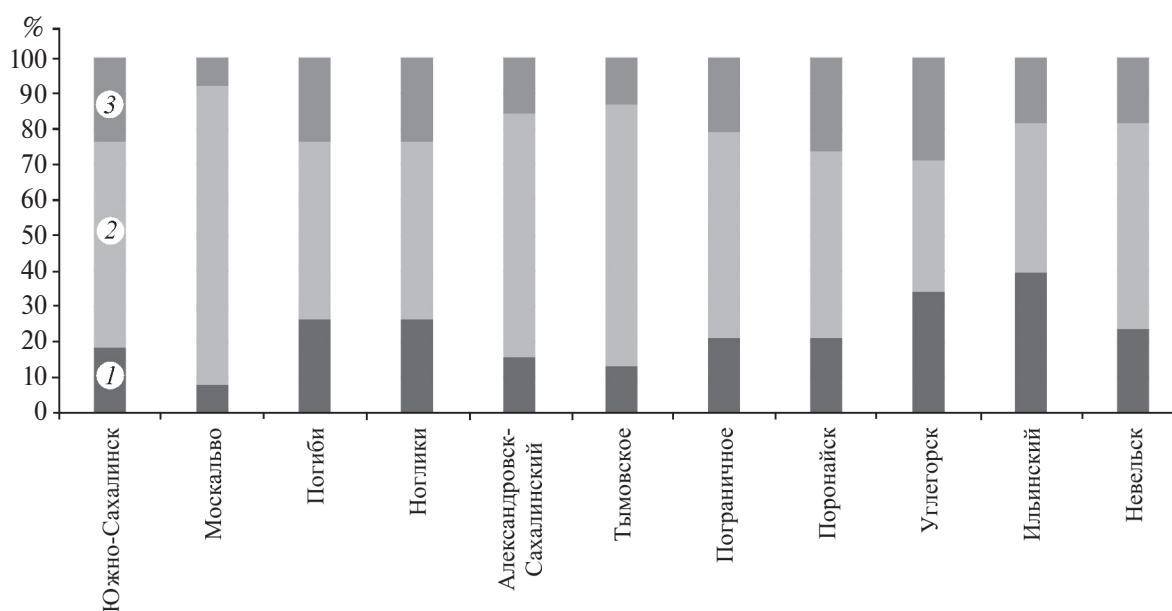


Рис. 4. Соотношение количества мало-, средне- и многоснежных зим на Сахалине (1986–2024 гг.).

Fig. 4. The ratio of low-, medium- and high-snow winters on Sakhalin (1986–2024).
 1 – low-snow winters, 2 – medium-snow winters, 3 – high-snow winters

Таблица 4. Типизация зим по снежности*
 Table 4. Typification of winters by snowiness*

Зимний сезон	Метеостанция										
	Южно-Сахалинск	Москальво	Погиби	Ноглики	Александровск-Сахалинский	Тымовское	Пограничное	Поронайск	Углегорск	Ильинский	Невельск
1986/87	2	2	2	1	2	2	1	1	2	1	1
1987/88	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2
1988/89	1	1	1	1	2	1	1	2	3	3	1
1989/90	2	2	1	1	1	2	2	2	1	2	1
1990/91	1	2	2	2	2	2	2	3	2	2	1
1991/92	1	2	2	2	2	2	1	3	3	1	1
1992/93	2	2	1	1	2	1	2	1	1	1	1
1993/94	3	2	3	3	3	2	3	2	1	2	2
1994/95	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	1
1995/96	2	2	2	2	3	3	2	2	2	2	1
1996/97	3	2	2	2	2	2	2	3	3	3	2
1997/98	1	2	1	1	2	1	2	1	1	1	1
1998/99	2	2	2	2	2	2	1	3	1	3	3
1999/00	2	2	1	2	3	2	2	3	2	2	2
2000/01	3	2	1	2	1	2	3	3	2	3	3
2001/02	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
2002/03	2	2	2	3	2	3	2	2	1	3	3
2003/04	1	2	1	1	1	2	2	1	1	2	2
2004/05	2	2	2	3	2	3	2	2	2	2	2
2005/06	3	2	3	3	2	2	3	3	3	3	3
2006/07	2	1	2	2	1	1	1	2	2	2	2

Таблица 3. Окончание

Зимний сезон	Метеостанция												
	Южно-Сахалинск	Москальво	Погиби	Ноглики	Александровск-Сахалинский	Тымовское	Пограничное	Поронайск	Углегорск	Ильинский	Невельск		
2007/08	2	2	2	2	1	2	2	1	2	1	2		
2008/09	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2		
2009/10	3	3	2	3	2	2	3	3	3	3	3		
2010/11	2	3	1	3	3	2	3	3	1	3	2		
2011/12	3	2	2	3	3	3	3	3	2	3	2		
2012/13	3	3	2	2	2	2	2	2	3	3	3		
2013/14	3	2	1	2	2	2	3	2	2	2	2		
2014/15	2	2	3	3	2	2	2	2	2	2	2		
2015/16	2	2	1	1	2	1	2	1	2	2	2		
2016/17	2	2	3	2	2	2	2	3	1	1	2		
2017/18	3	2	3	3	2	2	2	3	1	2	3		
2018/19	1	2	3	1	2	2	1	1	1	1	2		
2019/20	2	2	2	2	1	2	2	2	1	1	2		
2020/21	2	2	3	1	3	2	1	1	1	2	2		
2021/22	2	2	3	2	2	2	2	2	1	2	2		
2022/23	1	2	3	2	2	2	1	1	1	1	2		
2023/24	2	1	1	1	2	2	1	1	1	1	2		

*Цифрами обозначены типы снежности: 1 – малоснежная, 2 – среднеснежная, 3 – многоснежная.

*The numbers indicate the types of snowiness: 1 – low snow, 2 – medium snow, 3 – high snow.

снежного покрова, максимальной за зиму толщине снежного покрова и продолжительности устойчивого залегания снежного покрова, — то за рассматриваемый период необходимо выделить шесть зимних сезонов, когда эти характеристики достигали наибольших значений по большинству рассматриваемых метеостанций: 1993/94, 2000/01, 2005/06 и три зимы подряд — 2009/10, 2010/11, 2011/12 гг.

Если рассматривать снежность зим на территории всего острова в целом, в рассматриваемом отрезке времени (1986–2024 гг.) можно выделить пять периодов (см. табл. 4): 1) 1986/87–1992/93 гг. — малоснежный и среднеснежный период, почти на всех метеостанциях преобладали малоснежные (38%) и среднеснежные (57%) зимы; 2) 1993/94–2008/09 гг. — среднеснежный период, в целом преобладали среднеснежные зимы (62%), а количество малоснежных и среднеснежных зим составляло 17 и 21% соответственно; 3) 2009/10–2011/12 гг. — многоснежный период, более чем на половине метеостанций преобладали многоснежные зимы (64%), количество малоснежных и среднеснежных зим составляло 6 и 30% соответственно; 4) 2012/13–2017/18 гг. — среднеснежный период, преобладали среднеснежные зимы (62%), а количество малоснежных и среднеснежных зим составляло 12 и 26% соответственно; 5) 2018/19–2023/24 гг. — мало- и среднеснежный период, почти на всех метеостанциях (кроме Погиби) преобладали малоснежные (38%) и среднеснежные (55%) зимы.

В зимы 1986/87, 2000/01, 2009/10, 2010/11, 2016/17 гг. как минимум на половине рассматриваемых метеостанций продолжительность залегания устойчивого снежного покрова превышала среднемноголетнюю на 30% и более, а превышение максимальной за зиму толщины снежного покрова — в 1993/94, 2004/05, 2005/06, 2008/09, 2009/10, 2012/13 гг. Если рассматривать зимы по трём показателям (среднезимняя толщина снежного покрова, продолжительность устойчивого залегания снежного покрова и максимальная за зиму толщина снежного покрова), то самой многоснежной будет зима 2009/10 г., когда все эти три показателя превышали среднемноголетние значения на 30% и более по крайней мере на половине рассматриваемых метеостанций.

По всем метеостанциям, за исключением Южно-Сахалинска, за исследуемый период наблюдается незначительное уменьшение продол-

жительности залегания устойчивого снежного покрова (см. рис. 1). С 2018 по 2024 г. в среднем по всем рассматриваемым метеостанциям отмечен период с более низкими значениями этой характеристики, чем за предыдущие десятилетия.

В связи с большим разнообразием физико-географических условий снежность зим сильно различается в разных районах острова. Так, одна и та же зима может быть малоснежной в одних районах, среднеснежной в других и многоснежной в третьих, причём различия наблюдаются даже на метеостанциях, расположенных относительно недалеко друг от друга и на одном побережье (например, Погиби и Александровск-Сахалинский, Ильинский и Невельск).

ВЫВОДЫ

1. За рассматриваемый период не отмечено ни одной зимы, снежность которой совпала бы на всех рассматриваемых метеостанциях, совпадение составляет 46–92%, в среднем — 62%. Больше всего многоснежных зим (более 25% от общего числа зим) отмечено в Поронайске и Углегорске, меньше всего — в Москальво. За рассматриваемый отрезок времени (1986–2024 гг.) по снежности зим на Сахалине можно выделить пять периодов: 1986/87–1992/93 гг. — мало-/среднеснежный период, 1993/94–2008/09 гг. — среднеснежный период, 2009/10–2011/12 гг. — многоснежный период, 2012/13–2017/18 гг. — среднеснежный период, 2018/19–2023/24 гг. — мало- и среднеснежный период.

2. Зимы 1993/94, 2005/06, 2009/10–2011/12 годов были многоснежными более чем на половине рассматриваемых метеостанций, что свидетельствует о масштабных гидрометеорологических аномалиях, охватывающих значительную часть территории острова.

3. Ряд зим можно отнести к аномально снежным, когда среднезимняя толщина снежного покрова превышает среднемноголетнее значение более чем на 100%: 1988/89 и 1996/97 гг. — Ильинский; 2004/05 г. — Ноглики; 2005/06 г. — Ильинский, Невельск; 2009/10 и 2011/12 гг. — Ильинский; 2017/18 г. — Погиби, Поронайск; 2021/22 г. — Погиби.

4. Среднезимняя толщина снежного покрова колеблется на рассматриваемых метеостанциях в разные годы от 2 до 103 см, самые большие

значения среднемноголетней средnezимней толщины снежного покрова (более 45 см) отмечены в Москальво, Ногликах, Тымовском и Пограничном, самые низкие (менее 10 см) – в Углегорске и Ильинском.

Благодарности. Представленные результаты получены при финансовой поддержке государственного задания FWWW-2025-0001.

Acknowledgements. The presented results were obtained with the financial support of the state assignment FWWW-2025-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галахов Н.Н.* Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 11–26.
- Генесина А.С.* Основные синоптические процессы в зимний период над Сахалинской областью // Снег и лавины Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 5–12.
- Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Земцова А.И.* Климат Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 100 с.
- Казакова Е.Н.* Оценка снежности зим различными методами на примере города Южно-Сахалинска // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 2. С. 252–261. <https://doi.org/10.31857/S2076673424020087>
- Казакова Е.Н., Кондрашова Е.С.* Пространственная и временная неоднородность снежного покрова в смешанном и темнохвойном лесу и в поле // Экологические системы и приборы. 2024. № 8. С. 36–42.
- Коришунова Н.Н., Давлетишин С.Г., Аржанова Н.М.* Изменчивость характеристик снежного покрова на территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2021. Т. 7. № 1. С. 80–100.
- Лобкина В.А.* Циклы снежности на острове Сахалин // Инженерные изыскания. 2013. № 3. С. 60–66.
- Музыченко А.А., Лобкина В.А.* Оценка снежности зим на юге острова Сахалин по данным контрольной площадки наблюдения // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2018. № 6 (202). С. 115–121.
- Олейников А.Д.* Применение существующих методов типизации зим для целей лавиноведения (на примере Западного Кавказа) // Материалы гляциологических исследований. 1982. Вып. 45. С. 70–74.
- Олейников А.Д.* Снежность зим в районе Красной Поляны (Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2010. № 2. С. 39–45.
- Трошкина Е.С., Сапунов В.Н., Селиверстов Ю.Г., Черноус П.А.* Динамика снежного покрова в Хибинах (1936–2002 гг.) // Материалы гляциологических исследований, 2005. Вып. 99. С. 112–115.
- Черноус П.А.* О рационализации измерений характеристик снега для оценки его устойчивости на склоне // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. № 1. С. 114–142.
- Шмакин А.Б.* Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 43–57.
- Яшина А.В.* Основные принципы типизации зим центральной европейской лесостепи по факторам формирования снежного покрова // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5. С. 92–101.
- meteo // Электронный ресурс. URL: <http://meteo.ru> (Дата обращения: 24.09.2025).

Citation: *Kazakova E.N. Variability of Winter Snowiness on Sakhalin Island, 1986–2024. Led i Sneg. Ice and Snow. 2026, 66 (2): 319–334. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020072*

Variability of Winter Snowiness on Sakhalin Island, 1986–2024

© 2026 E. N. Kazakova

*The Special Research Bureau for Automation of Marine Research FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
e-mail: kazakova-e-n@yandex.ru*

Received September 24, 2025; revised November 26, 2025; accepted March 23, 2026

This study examines the snowiness of winters on Sakhalin Island for the period 1986–2024, based on data from 11 weather stations located primarily in coastal areas. Long-term data on snow cover characteristics (height, period of stable occurrence, dates of its formation and destruction) and their variability in time and space are systematized and analyzed. The snowiness of winters is assessed based on data on the average winter snow depth during the period with snow cover in order to determine the patterns of its variability.

Winters in which the average winter snow depth differs from the average long-term values by 30% or more in the smaller and larger directions, respectively, are classified as low-snow and high-snow winters, the remaining winters are classified as medium-snow. Significant differences in the snowiness parameters of winters in the northern and southern parts of Sakhalin are established. The largest number of snowy winters (more than 25% of the total number of winters) is noted in Poronaysk and Ulegorsk, the least – in Moskalvo. In the considered period of time (1986–2024), 5 periods can be distinguished according to winter snowiness on Sakhalin: 1986/87–1992/93 – low/medium snow period, 1993/94–2008/09 – medium snow period, 2009/10–2011/12 – high snow period, 2012/13–2017/18 – medium snow period, 2018/19–2023/24 – low/medium snow period. The average winter snow depth fluctuates at the weather stations in different years from 1 to 103 cm, the highest values of the average long-term average winter snow depth (more than 45 cm) are in Moskalvo, Nogliki, Tymovsky and Pogranichny, the lowest (less than 10 cm) are in Ulegorsk, Ilyinsky.

Keywords: snowiness, snow, snow cover, Sakhalin Island

REFERENCES

- Galakhov N.N.* Identification of winter types based on the depth and dynamics of snow cover over most of the territory of the USSR. *Rol' snezhnogo pokrova v prirodnyh processah*. The role of snow cover in natural processes. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1961: 11–26 (In Russian).
- Genesina A.S.* Main synoptic processes in the winter over the Sakhalin Region. *Sneg i laviny Sahalina*. Snow and avalanches of Sakhalin: collection of articles. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 5–12 (In Russian).
- Gljaciologicheskij slovar*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: GIMIZ, 1984: 528 p. (In Russian).
- Zemtsova A.I.* *Klimat Sakhalina*. Climate of Sakhalin. Leningrad: GIMIZ, 1968: 100 p. (In Russian).
- Kazakova E.N.* Assessment of winter snowiness using various methods using the city of Yuzhno-Sakhalinsk as an example. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (2): 252–261 (In Russian).
<https://doi.org/10.31857/S2076673424020087>
- Kazakova E.N., Kondrashova E.S.* Spatial and temporal heterogeneity of snow cover in mixed and dark coniferous forests and in the field. *Ekologicheskie sistemy i pribory*. Ecological systems and devices. 2024, 8: 36–42. (In Russian).
- Korshunova N.N., Davletshin S.G., Arzhanova N.M.* Variability of snow cover characteristics on the territory of Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2021, 7 (1): 80–100. (In Russian).
- Lobkina V.A.* Snowiness cycles on Sakhalin Island. *Inzhenerye izyskaniya*. Engineering surveys. 2013, 3: 60–66. (In Russian).
- Muzychenko A.A., Lobkina V.A.* Assessment of winter snowiness in the south of Sakhalin Island based on data from a control observation site. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2018, 6 (202): 115–121. (In Russian).
- Oleynikov A.D.* Application of existing methods of winter typification for avalanche research purposes (using the example of the Western Caucasus). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 45: 70–74. (In Russian).
- Oleynikov A.D.* Snowiness of winters in the Krasnaya Pol'yana region (Western Caucasus). *Vestnik Moskovskogo universiteta*. Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2010, 2: 39–45. (In Russian).
- Troshkina E.S., Sapunov V.N., Seliverstov Yu.G., Chernous P.A.* Dynamics of snow cover in the Khibiny Mountains (1936–2002). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 112–115. (In Russian).
- Chernous P.A.* On the rationalization of measurements of snow characteristics to assess its stability on a slope. *Gidrosfera. Opasnye processy i javleniya*. Hydrosphere. Dangerous processes and phenomena. 2019, 1 (1): 114–142. (In Russian).
- Shmakina A.B.* Climatic characteristics of snow cover in Northern Eurasia and their changes in recent decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1: 43–57. (In Russian).
- Yashina A.V.* Basic principles for typing winters in the Central European forest-steppe according to the factors of snow cover formation. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 1978, 5: 92–101. (In Russian).
- meteo: official site. Retrieved from: URL: <http://meteo.ru> (Last access: September 24, 2025).

УДК 551.467.3:551.326.1

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ И АДВЕКЦИИ ТЕПЛА В ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЕ НА ДЕГРАДАЦИЮ СТАРЫХ ЛЬДОВ

© 2026 г. Н. А. Лис^{1,*}, Е. А. Чернявская¹, Н. В. Лебедев¹, Е. С. Егорова²,
А. А. Соколов¹, Л. А. Тимохов¹

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

²Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: nalis@aari.ru

Поступила 15.10.2025 г.

После доработки 25.11.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

В исследовании анализируется влияние теплосодержания верхнего 300-метрового слоя воды и адвекции тепла в этом слое на сокращение площади старых припайных льдов в Гренландском море — важном регионе взаимодействия арктических и атлантических водных масс. На основе комплексного анализа данных наблюдений и реанализов ERA5, ORAS5 и CMEMS Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis за период 1996–2023 гг. установлена тесная связь между термическим состоянием Северо-Европейского бассейна и сокращением площади старых припайных льдов Гренландского моря. Результаты демонстрируют, что основной фактор деградации льда — прогрев атлантических вод. Ключевую роль играет адвекция тепла через пролив Фрама. Выявлены два доминирующих механизма воздействия: прямое термическое влияние атлантических вод с короткими временными лагами (1–6 месяцев), реализуемое через поток тепла от морской воды к нижней границе морского льда снизу, и опосредованный процесс, связанный с трансформацией водных масс в Норвежском море, эффект от которого проявляется в более длительные сроки (12–48 месяцев). Применение метода PLSR-регрессии позволило выявить выраженную сезонную изменчивость этих процессов. Такой сдвиг режима характеризуется ослаблением океанической стратификации, увеличением глубины перемешанного слоя и интенсификацией вертикального теплообмена, что в совокупности усиливает деградацию старых льдов. Исследование даёт количественную оценку относительно-го вклада теплосодержания и интегральных потоков тепла в деградацию старых припайных льдов Гренландского моря, что имеет важное значение для совершенствования моделей прогнозирования площади ледяного покрова в условиях меняющегося климата Арктики.

Ключевые слова: Северо-Европейский бассейн, теплосодержание, толщина льда, возраст льда, припай, потоки тепла, атлантификация

DOI: 10.7868/S2412376526020089

ВВЕДЕНИЕ

Современные климатические изменения в Арктике характеризуются уменьшением площади ледяного покрова, усилением адвекции тёплых атлантических вод (АВ) и перестройкой термохалинной структуры океана. Гренландское море — один из ключевых регионов взаимодействия арктических и атлантических водных масс — демонстрирует прямую зависимость динамики старых припайных (неподвижных) льдов от теплового состояния морей Северо-Европей-

ского бассейна (СЕБ). Наблюдаемый прогрев АВ, например, в Западно-Шпицбергенском течении со скоростью до $+0.06$ °C/год, и интенсификация взаимодействия океана с криосферой приводят к особой уязвимости старых припайных льдов (Beszczynska-Möller et al., 2012; Ingvaldsen et al., 2021). Площадь этих льдов служит индикатором устойчивости морской ледовой системы СЕБ, что подтверждается влиянием теплосодержания верхних слоёв океана на субсезонную изменчивость льда и переходом в Гренландском море от формирования глубинных вод к промежуточ-

ным в условиях потепления (Bianco et al., 2024; Strehl et al., 2024). Несмотря на отсутствие значимого долгосрочного тренда в дрейфе льда через пролив Фрама, интегральный объём морского льда в Гренландском море сокращается, особенно в зимний сезон, что указывает на преобладание термодинамических процессов таяния внутри акватории (Karam et al., 2024; Karpouzoglou et al., 2024). Это подтверждается недавними исследованиями, которые показывают резкое увеличение вклада локальных процессов в сокращение объёма льда в Гренландском море в начале XXI века (Luo et al., 2025). Зимняя изменчивость теснее коррелирует с адвекцией льда, тогда как летом изменчивость льда в значительной степени определяется локальными процессами, включая взаимодействие с океаном, что проявляется в сильной корреляции между теплосодержанием и площадью льда с коротким временным лагом (Bianco et al., 2024).

Исследование сосредоточено на анализе влияния локальных термических процессов, таких как теплосодержание и океаническая адвекция тепла, на уменьшение площади старых припайных льдов Гренландского моря. Дрейфующие льды, поступающие в акваторию преимущественно через пролив Фрама с Восточно-Гренландским течением, в настоящей работе не рассматривались. Это обусловлено тем, что их пространственно-временная изменчивость в исследуемом районе преимущественно контролируется крупномасштабным дрейфом льда из Центральной Арктики и влиянием ветра (Smedsrud et al., 2017).

Феномен “атлантификации”, характеризующийся увеличением температуры и солёности, ослаблением стратификации (Polyakov et al., 2020), активно проявляется в центральной части Гренландского моря (Strehl et al., 2024). Ключевым драйвером этих изменений, способствующих ускоренной потере льда, выступает трансформация термического состояния океана, которое оказывает более сильное непосредственное влияние на объём льда, чем приповерхностная температура воздуха (ПТВ) (Bianco et al., 2024). Пространственно наибольший рост температуры воды отмечается вдоль побережья Шпицбергена под влиянием ветви Западно-Шпицбергенского течения (Luo et al., 2025). Эти процессы кардинально меняют структуру водных масс: происходит подъём верхней границы АВ, а температура их ядра в среднем на 0.2 °C превышает значения 1990-х годов, достигая в от-

дельные годы превышения в 1 °C. Параллельно наблюдается осолонение поверхностного слоя, что в сочетании с потеплением ослабляет стратификацию и приводит к утончению слоя полярных вод (Ingvaldsen et al., 2021). Адвекция тепла АВ признана основным источником роста теплосодержания, при этом температура АВ в Западно-Шпицбергенском течении растёт со скоростью до +0.06 °C/год (Beszczynska-Möller et al., 2012). Усиление адвекции атлантических вод после 2015 г. (Polyakov et al., 2020) привело к дальнейшему ослаблению стратификации в Гренландском море, что в полной мере оправдывает применение термина “атлантификация” для описания текущих изменений (Strehl et al., 2024).

Глубина верхнего квазиоднородного слоя — критический параметр доступности тепла для таяния — значительно увеличилась зимой в зоне кромки льда, что способствует подъёму большего количества тепла АВ к поверхности и усиливает таяние (Strehl et al., 2024). Тепловой баланс поверхности претерпел изменения вследствие адвекции тепла океаном, увеличения поглощения солнечной радиации из-за уменьшения альбедо и турбулентных потоков, обусловленных полярными циклонами (Bianco et al., 2024; Gutjahr, Mehlmann, 2024; Oldenburg et al., 2024). Прямое термическое воздействие тёплых АВ на шельфе, ослабление стратификации из-за уменьшения толщины слоя полярных вод ведут к резкому сокращению площади припайных льдов (Ingvaldsen et al., 2021; Bianco et al., 2024). При этом влияние теплосодержания и адвективных потоков тепла на изменение площади старых припайных льдов Гренландского моря до настоящего времени не рассматривалось.

Цель исследования — на основе уникального массива данных о возрасте старых припайных льдов Гренландского моря выполнить комплексный количественный анализ влияния теплосодержания и адвективных потоков тепла в СЕБ на площадь этих льдов, установить причинно-следственные связи и оценить вклад этих факторов в условиях современного изменения климата.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

По международной номенклатуре (WMO—JCOMM, 2014) к старым относятся многолетние и двухлетние льды толщиной более 250 см. Площадь припая такой толщины в Гренландском

море рассчитана по данным региональных ледовых карт ААНИИ (стандарт SIGRID-3) за период 1999–2023 гг. (Миронов и Егорова, 2024). Электронный архив включает значения ледовитости и площади припая в процентах от площади Гренландского моря. Анализ площади старых льдов проводился для зимних месяцев (январь–апрель), так как в этот период ледяной покров достигает своей максимальной протяжённости и мощности в данном районе (Миронов, Егорова, 2024), что позволяет наиболее репрезентативно оценивать состояние многолетних льдов.

Для оценки влияния теплосодержания северных морей на площадь старых льдов Гренландского моря использованы данные реанализа ORAS5 (Ocean Reanalysis System 5) (Zuo et al., 2019), который предоставляет информацию о теплосодержании в слое 0–300 м со среднемесячной дискретностью. В работе рассматривается период с 1996 по 2023 гг. Данные представлены в узлах сетки размером $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Данные по приповерхностной температуре воздуха (ПТВ) используются из реанализа ERA5 за период 1997–2023 гг. в узлах сетки $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Hersbach et al., 2024).

Для оценки интегрального потока тепла через пролив Фрама использовались среднемесячные данные реанализа (CMEMS..., 2025) за период с января 1993 по декабрь 2020 г. Этот глобальный массив данных с пространственным разрешением 0.25° интегрирует три основных океанических реанализа: GLORYS2V4, ORAS5 (ECMWF, EC) и C-GLORSv7. Расчёт тепломассопереноса проводился относительно пороговой температуры -1.8°C (температура замерзания) в соответствии с подходом, изложенным в работе (Schauer et al., 2008). Выбор различных временных периодов для разных наборов данных обусловлен доступностью соответствующих массивов реанализа на момент проведения исследования.

Для каждого узла сетки на акватории Гренландского и Норвежского морей с данными по теплосодержанию в слое 0–300 м был рассчитан коэффициент корреляции с различными лагами (временными сдвигами) с площадью старых льдов в Гренландском море и проверен на значимость по критерию Стьюдента на уровне значимости 0.05.

Количественная оценка вклада основных факторов выполнена с помощью регрессионной модели методом проекции на латентные струк-

туры (PLSR), применяемым для анализа влияния сильно скоррелированных предикторов при ограниченной длине выборки (Abdi, 2010). Для обеспечения надёжности модели выполнена кросс-валидация. Для оценки значимости предикторов использовались VIP-оценки ($VIP > 1$ указывает на значимый вклад).

Для исключения влияния климатической сезонности и выделения межгодовой изменчивости исходные временные ряды были преобразованы в ряды стандартизированных аномалий. Процедура включала два этапа. 1. Для каждого календарного месяца рассчитана климатическая норма – среднемноголетнее значение за весь рассматриваемый период. Затем из фактического значения каждого месяца вычиталась соответствующая климатическая норма, что позволило получить ряды аномалий, отражающие отклонения от среднего состояния. 2. На втором этапе полученные аномалии для каждого месяца нормировались путём деления на стандартное отклонение, также рассчитанное для этого же календарного месяца за весь период наблюдений.

ОБСУЖДЕНИЕ

Связь теплосодержания и площади старых припайных льдов. Корреляционный анализ выявил пространственно-временные закономерности влияния аномалий теплосодержания в слое 0–300 м на площадь старых льдов в Гренландском море за период 1999–2023 гг. (табл. 1).

В табл. 1 представлено расчётное время распространения теплового отклика атлантических вод от указанных районов до северной части Гренландского моря. Эти оценки получены на основе известных диапазонов скоростей течений и аппроксимированных расстояний вдоль их основных траекторий. Отмечено, что данный расчёт – ориентировочный, поскольку реальная динамика морских течений нелинейна, характеризуется переменными скоростями на различных участках пути и подвержена влиянию мезомасштабных процессов, таких как вихри, способные существенно задерживать перенос водных масс на сроки от нескольких месяцев до нескольких лет (Schauer et al., 2008; Asbjørnsen et al., 2021). Обобщённая схема корреляционных связей с учётом временных задержек представлена на рис. 1.

Самые сильные отрицательные корреляции ($R \leq -0.70$) наблюдаются между теплосодер-

Таблица 1. Корреляционные связи площади старых льдов Гренландского моря с теплосодержанием в слое 0–300 м морей Северо-Европейского бассейна за период 1999–2023 гг.

Table 1. Correlations of the old ice extent of the Greenland Sea with heat content in the 0–300 m layer in the seas of the North European basin for the period 1999–2023

Месяц площади льда		Район		Южная часть Норвежского моря	Норвежское фронтальное течение	Западно- Шпицбергенское течение	Пролив Фрама	Восточно- Гренландское течение
Январь	<i>R</i>			–0.49	–0.47	–0.71	–0.66	–0.51
	Лаг, месяцы			34	12	5	4	1
Февраль	<i>R</i>			–0.5	–0.48	–0.68	–0.73	–0.62
	Лаг, месяцы			24	12	6	5	2
Март	<i>R</i>			–0.53	–0.47	–0.7	–0.74	–0.70
	Лаг, месяцы			31	12	5	6	1
Апрель	<i>R</i>			–0.54	–0.55	–0.55	–0.66	–0.70
	Лаг, месяцы			48	14	5	8	3
Скорость течений, см/с				~25–30 (Orvik, Niiler, 2002)	~10–15 (Hansen et al., 2011)	~10–12 (Morozov, Frey, 2024)	~6–11 (de Steur et al., 2014)	~7–8 (Karpouzoglou et al., 2024)
Время до Гренланд- ского моря, месяцы				~4–30 (Koszalka et al., 2013)	~7–15	~4–6	~5–10	~1–4

R – коэффициент корреляции

R – correlation coefficient

жанием в Западно-Шпицбергенском течении, проливе Фрама, Восточно-Гренландском течении и площадью старых припайных льдов (см. табл. 1), что подтверждает ключевую роль адвекции АВ. Эти связи характеризуются короткими временными лагами (1–6 месяцев), соответствующими скорости распространения тепловых аномалий вдоль основных путей переноса АВ (Hattermann et al., 2016; de Steur et al., 2023). Прямое термическое влияние Западно-Шпицбергенского течения ($R = -0.71$ в январе, лаг 5 мес.) и рециркуляция в проливе Фрама ($R = -0.74$ в марте, лаг 6 мес.) приводят к подтаиванию льда снизу. Минимальный лаг воздействия через Восточно-Гренландское течение ($R = -0.70$ в марте и $R = -0.51$ в январе, лаг 1 мес.) объясняется прямым контактом возвратных атлантических вод со льдами (Mauritzen et al., 2013; de Steur et al., 2023). Согласно исследованиям (Karpouzoglou et al., 2024; Strehl et al., 2024), процесс усилился из-за учащения появле-

ния АВ в восточной части пролива Фрама и ослабления Восточно-Гренландского течения, что способствовало более эффективному переносу тепла к ледяному покрову.

Корреляции с теплосодержанием в южной части Норвежского моря и в Норвежском фронтальном течении слабее ($R \approx -0.55$) и характеризуются большими лагами (14–48 мес.), что согласуется с временем трансформации водных масс в Норвежском море (Mauritzen et al., 2013). Механизм включает адвекцию тепла через Фареро-Шетландский пролив, его последующую потерю (более 80%) и включение трансформированных вод в Восточно-Гренландское течение через 1–2 года (Rudels et al., 2012; Walczowski, 2014).

Сокращение площади старых льдов на 50% контролируется двумя процессами: прямым воздействием АВ (лаги 4–6 месяцев) и опосре-

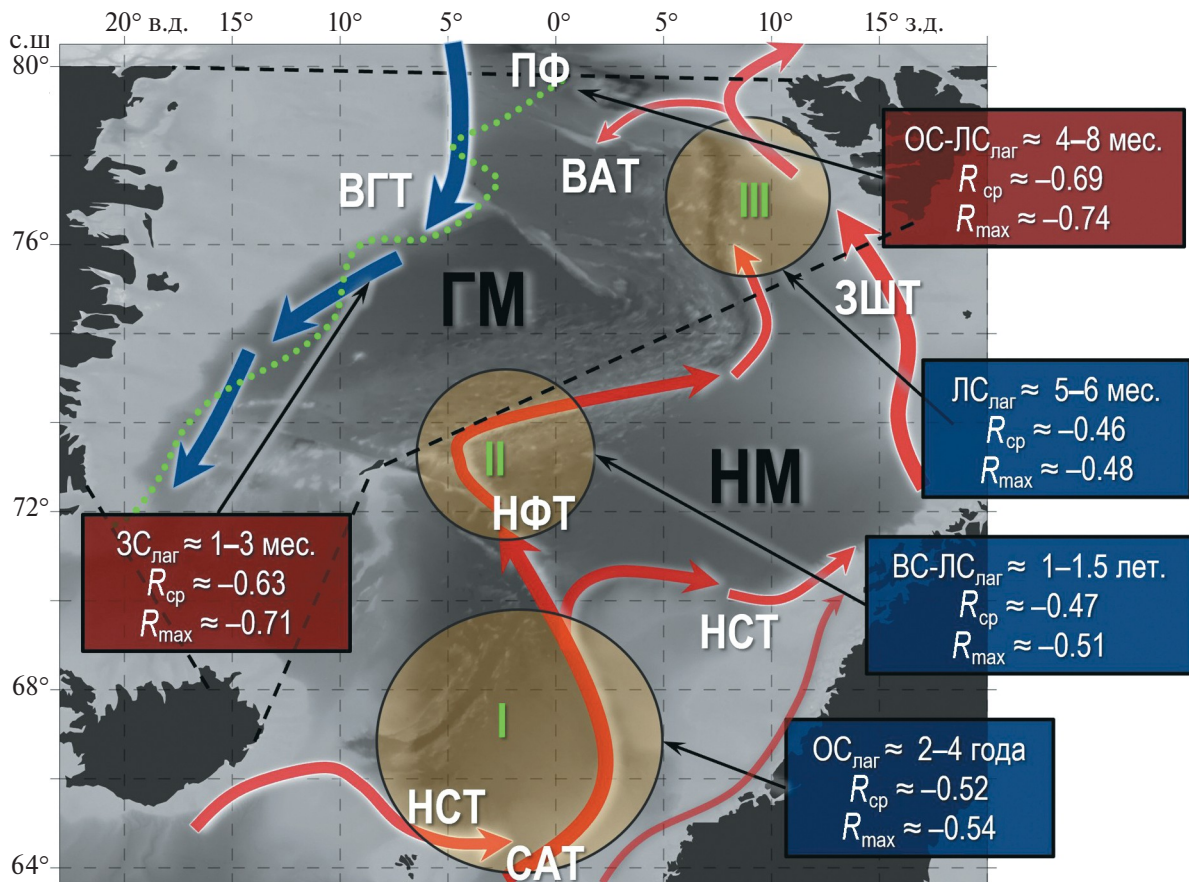


Рис. 1. Обобщенная схема переноса тепла и корреляционных связей между теплосодержанием в слое 0–300 м и площадью старых льдов Гренландского моря с учётом временных задержек

Красными стрелками обозначены тёплые течения, синими – холодные. Пунктирными чёрными линиями обозначены границы Гренландского моря; зелёной – средняя граница распространения старых льдов в Гренландском море в апреле за период 1997–2022 гг. (Миронов и Егорова, 2024). ГМ – Гренландское море; НМ – Норвежское море; ПФ – пролив Фрама; ВГТ – Восточно-Гренландское течение; ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; ВАТ – возвратное Атлантическое течение; НСТ – Норвежское склоновое течение; НФТ – Норвежское фронтальное течение. Сезоны: ЛС – летний, ОС – осенний, ЗС – зимний, ВС – весенний. Коэффициенты корреляции: R_{max} – максимальный, R_{cp} – средний

Fig. 1. A generalized schematic of the heat transfer and correlation links between the heat content in the 0–300 m layer and the old ice cover in the Greenland Sea, accounting for time lags
Warm and cold currents are indicated by red and blue arrows, respectively. The dotted black lines denote the sea boundaries; the green line shows the mean extent of old ice in the Greenland Sea for April over the 1997–2022 period (Mironov, Egorova, 2024). GS – Greenland Sea; NS – Norwegian sea; FS – Fram strait; EGC – East Greenland current; WSC – West Spitsbergen current; RAC – Atlantic Return current; NSC – Norwegian Slope current; NFC – Norwegian Frontal current. Seasons: SS – summer, AS – autumn, WS – winter, SpS – spring. Correlation coefficients: R_{max} – maximum, R_m – mean

дованным влиянием через трансформацию вод в Норвежском море (лаги 12–48 месяцев). Доминирование коротких связей отражает сдвиг режима в сторону “атлантификации”, при котором локальное потепление океана стало ключевым фактором уменьшения площади льда (Luo et al., 2025). Выявленные закономерности подтверждают причинно-следственную связь между теплосодержанием и сокращением площади старых припайных льдов.

Связь адвекции тепла и площади старых припайных льдов. При сопоставлении нормиро-

ванных аномалий площади старых припайных льдов Гренландского моря (зимний сезон) и интегральных потоков тепла через западную часть пролива Фрама (летне-осенний сезон) за период 1996–2020 гг. (рис. 2) выявлена асинхронная связь.

Аномалии потоков тепла демонстрируют резкие колебания, в то время как аномалии площади льда характеризуются более инерционными многолетними фазами (см. рис. 2). Наблюдается устойчивая временная задержка, при которой аномалии потоков тепла предшествуют

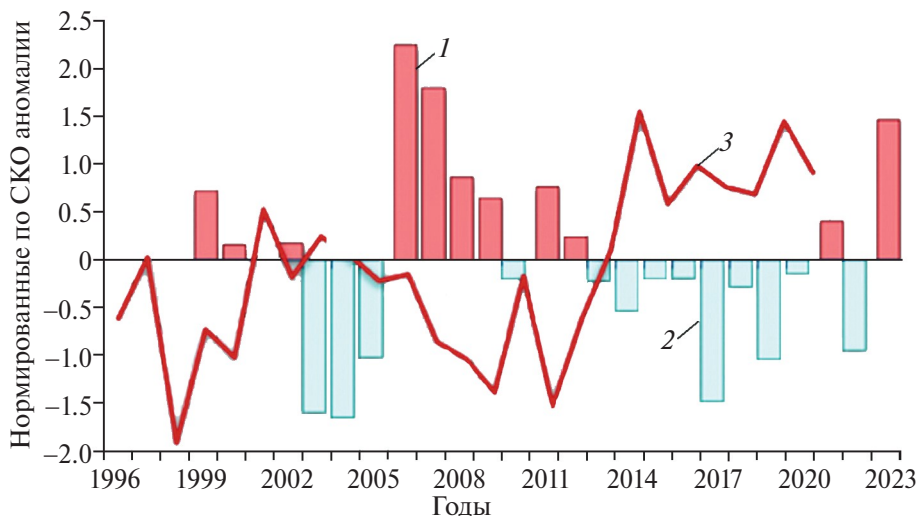


Рис. 2. Аномалии площади старых припайных льдов Гренландского моря и интегральных потоков тепла в проливе Фрама. 1 – положительные и 2 – отрицательные аномалии площади льдов за период 1999–2023 гг.; 3 – аномалии потоков тепла за период 1996–2020 гг.

Fig. 2. Anomalies of the area of the old ice of the Greenland Sea and integral heat fluxes in the Fram Strait. 1 – positive anomalies and 2 – negative anomalies of ice extend for the period 1999–2023; 3 – heat fluxes anomalies for the period 1996–2020

аномалиям площади льда на 1–3 года. Это особенно заметно в случаях резкого увеличения тепла в 2014 г., которому соответствовал минимум льда в 2017 г., и положительных аномалий тепла в 2005–2006 гг., предвещающих пик площади льда в 2006–2007 гг.

Механизм воздействия реализуется через два взаимосвязанных процесса. Тепло атлантических вод передаётся к поверхности через осенне-зимнее турбулентное перемешивание, увеличивая подлёдное таяние, а усиление притока АВ сокращает образование молодого льда (Polyakov et al., 2020). Наблюдаемая задержка в 2–3 года объясняется кумулятивным эффектом: адвективное тепло накапливается в подповерхностном слое, постепенно разрушая сезонный термоклин. Это инициирует положительную обратную связь – сокращение площади льда увеличивает поглощение солнечной радиации и дополнительно прогревает верхний слой океана.

Таким образом, усиление летне-осеннего поступления АВ через пролив Фрама увеличивает теплосодержание подповерхностного слоя, а через вертикальный теплообмен, усилившийся в середине 2010-х годов из-за ослабления стратификации (Polyakov et al., 2020), вызывает аномальное таяние многолетних льдов в течение последующих 2–3 лет. Пролив Фрама демонстрирует доминирующую роль в изменении площади морского льда Гренландского моря, дей-

ствуя через два основных режима теплопереноса с характерной сезонностью (табл. 2).

Наиболее значимые корреляции наблюдаются для августовских потоков тепла, демонстрирующих сильную отрицательную связь ($R = -0.59... -0.65$) с площадью льда в феврале–апреле с лагом 6–8 месяцев (см. табл. 2). Эта запаздывающая реакция соответствует механизму рециркуляции АВ в проливе и последующему переносу тепла в Восточно-Гренландское течение (Hattermann et al., 2016; de Steur et al., 2023), что подтверждается высокими корреляциями между теплосодержанием в Западно-Шпицбергенском течении и проливе Фрама и площадью льда при лагах 4–6 месяцев. Параллельно действует механизм с минимальным временным лагом (0–3 месяца), проявляющийся в зимние месяцы и указывающий на прямое влияние зимней адвекции тепла.

Чётко выраженная сезонность воздействия отражает два режима: летние потоки тепла влияют на зимний лёд через механизм рециркуляции (лаги 6–10 месяцев), тогда как зимние потоки оказывают непосредственное воздействие (лаги 0–3 месяца). Согласованность данных о потоках тепла и теплосодержании подчёркивает последовательность “адвекция–накопление тепла–воздействие на лёд”.

Оценка вклада теплосодержания и адвекции тепла. На основе проведённого анализа

Таблица 2. Корреляционные связи площади старых льдов Гренландского моря с интегральными потоками тепла за период 1999–2020 гг.**Table 2.** Correlations of the old ice extent of the Greenland Sea with integral heat fluxes for the period 1999–2020

Район	Месяц	Коэффициент корреляции с площадью старых льдов в зимние месяцы							
		Январь		Февраль		Март		Апрель	
		<i>R</i>	Лаг, мес.	<i>R</i>	Лаг, мес.	<i>R</i>	Лаг, мес.	<i>R</i>	Лаг, мес.
Пролив Фрама (возвратный поток)	Август	–0.49	5	–0.65	6	–0.55	7	–0.59	8
	Сентябрь	–0.52	6	–0.50	7	–0.49	8	–0.42	9
	Июль	–0.44	7	–	–	–	–	–0.41	10
Пролив Фрама (суммарный поток)	Январь	–0.50	0	–0.56	1	–0.56	2	–0.46	3
	Февраль	–	–	–0.44	0	–0.41	1	–0.40	2
	Март	–	–	–	–	–0.44	0	–0.44	1
	Апрель	–	–	–	–	–	–	–0.56	0
	Октябрь	–	–	–0.43	4	–0.43	5	–0.40	6
	Декабрь	–	–	–0.42	2	–0.41	3		
Возвратное Атлантическое течение	Сентябрь	–0.44	4	–	–	–	–	–	–

“–” данные отсутствуют

“–” no data available

корреляционных связей и физических представлений о переносе тепла АВ, для построения PLSR-модели были выбраны следующие факторы: аномалии интегральных потоков тепла через пролив Фрама (возвратная ветвь АВ); аномалии теплосодержания верхнего 300 м слоя северной части Гренландского моря; аномалии ледовитости Гренландского моря за сентябрь предшествующего года. Результаты демонстрируют высокую согласованность в оценке влияния ключевых факторов на изменение площади старых льдов. Для наглядности представлена сводная таблица (табл. 3).

PLSR-регрессия выявила одну главную латентную переменную, объясняющую основную часть взаимосвязей, что свидетельствует о высокой устойчивости модели. Все предикторы имеют VIP-оценки >1, подтверждая их значимый вклад. Наибольший вклад ПТВ наблюдается в январе (коэффициент –0.53; вклад 30.7%), что отражает прямое атмосферное воздействие на ледообразование.

Выявлена сезонная смена механизмов воздействия, проявляющаяся в изменении зна-

ка коэффициента влияния теплосодержания (Q) со слабopоложительного в январе (+0.07) на устойчиво-отрицательный с февраля по апрель (–0.24... –0.26). В январе доминирует прямое воздействие ПТВ и потоков тепла (Fh , вклад ~20.3%), в то время как океан выступает как термический буфер. Вместе с тем с февраля по апрель ключевую роль начинает играть накопленное в океане тепло, вклад которого возрастает до 24.8–26.5%. Этот сдвиг обусловлен ослаблением стратификации и усилением вертикального теплообмена, что направляет тепло АВ к нижней границе льда, вызывая его таяние. А превышение вклада теплосодержания с февраля по апрель (на ~5–10%) над прямой адвекцией подчёркивает ключевую роль океана как термического буфера. Выявленный сдвиг в механизмах воздействия на ледяной покров может быть связан с процессами мезомасштабного вихревого переноса. Согласно оценкам (Bashmachnikov et al., 2023), мезомасштабные вихри в Норвежском море извлекают значительное количество тепла (70 ± 23 ТВт) из Норвежского атлантического склонового течения и перераспределяют его в центральные части бассейна, способствуя

Таблица 3. Сравнительный анализ вклада факторов в изменчивость площади старых льдов по данным PLSR за период 1999–2020 гг.

Table 3. Comparative analysis of factor contributions to old ice extent variability from PLSR for the period 1999–2020

Фактор	Месяц	PLSR-коэффициент	VIP-оценки	Стабильность (по PLSR, %)	Вклад, %
Инерционность, L		+0.14	1.80	70	11.9
		+0.26	2.04	100	25.0
		+0.23	1.85	100	22.3
		+0.23	1.84	100	22.6
Теплосодержание, Q		+0.07	1.89	50	6.2
		-0.25	1.98	100	25.3
		-0.26	2.07	100	26.5
		-0.24	1.90	100	24.8
Поток тепла, Fh	Январь	-0.32	1.69	100	24.9
	Февраль	-0.23	1.78	100	20.3
	Март	-0.19	1.62	100	16.9
	Апрель	-0.20	1.68	100	18.0
Приповерхностная температура воздуха, ПТВ		-0.53	2.30	50	30.7
		-0.24	1.84	100	15.8
		-0.23	1.87	100	15.2
		-0.26	2.09	100	17.5
Сумма факторов ($L + Q + Fh + ПТВ$)		-	-	-	73.7
					86.3
					80.8
					82.9

L – ледовитость в сентябре прошлого года в Гренландском море; Q – теплосодержание в сентябре прошлого года верхнего 300 м слоя в северной части Гренландского моря; Fh – интегральный поток тепла через пролив Фрама (возвратная ветвь Атлантических вод); ПТВ – приповерхностная температура воздуха в Северо-Европейском бассейне за период от 1 до 4 лет

L – ice extent in September last year in the Greenland Sea; Q – heat content in september last year of the upper 300-meter layer in the northern part of the Greenland Sea; Fh – an integral heat fluxes through the Fram Strait (recirculation Atlantic water); PTV – air-surface temperature in the North European basin period from 1 to 4 years

формированию теплового резервуара. В результате формируется слой накопленного тепла, который оказывает основное воздействие на ледяной покров в конце зимнего сезона.

По итогам анализа, уменьшение площади старых льдов обусловлено комбинацией четырёх процессов: атмосферное влияние (~15–30%); накопленное тепло океана (~6–27%); инерция ле-

дяного покрова (~11–25%); прямое термическое воздействие АВ (~17–25%). Суммарный вклад факторов в январе составляет 73.7%, а в остальные месяцы – более 80%. Это указывает на наличие дополнительных факторов, влияющих на изменчивость площади старых льдов, особенно в январе. Нелинейные эффекты взаимодействия предикторов между собой требуют дополнительного исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый анализ выявил пространственно-временную структуру влияния термического состояния океана на уменьшение площади старых льдов Гренландского моря. Корреляционный анализ продемонстрировал, что наиболее сильные отрицательные связи ($R \leq -0.70$) наблюдаются между теплосодержанием верхнего 300-метрового слоя в зоне влияния Западно-Шпицбергенского течения, пролива Фрама, Восточно-Гренландского течения и площадью старых льдов. Эти связи характеризуются короткими временными лагами (1–6 месяцев), что соответствует скорости распространения тепловых аномалий вдоль основных путей переноса АВ. Особенно выражено прямое термическое воздействие Западно-Шпицбергенского течения, где тепловые аномалии достигают границы льдов за 5–8 месяцев, вызывая таяние льда снизу.

Параллельно выявлен опосредованный механизм влияния с большими временными лагами (12–48 месяцев), связанный с трансформацией водных масс в Норвежском море. Корреляции с теплосодержанием в южной части Норвежского моря и Норвежского фронтального течения оказались слабее ($R \approx -0.55$), что объясняется длительным временем переноса тепловых аномалий и значительными теплотермиями (более 80%) при охлаждении вод на пути в Арктику. Данный механизм отражает включение трансформированных вод в Восточно-Гренландское течение через 1–2 года после их поступления через Фареро-Шетландский пролив, преимущественно в фазе положительного Северо-Атлантического колебания.

Исследование адвективных процессов выявило двойственную роль пролива Фрама как важного канала теплопереноса. Летне-осенние потоки тепла (особенно в августе) демонстрируют сильную отрицательную связь ($R = -0.59 \dots -0.65$) с площадью старых припайных льдов в феврале–апреле с лагом 6–8 месяцев. Эта запаздывающая реакция объясняется механизмом рециркуляции, при котором большая часть вод Западно-Шпицбергенского течения вовлекается в Восточно-Гренландское течение. Одновременно обнаружен механизм воздействия зимних потоков тепла через пролив Фрама (лаг 0–3 месяца), реализуемый через прямое таяние льда снизу.

Количественная оценка методом PLSR-регрессии и линейной регрессии выявила сезонную

изменчивость вклада ключевых факторов. В январе доминирующее влияние оказывает ПТВ (коэффициент -0.53), что подчёркивает роль зимнего атмосферного тепла в изменении площади ледяного покрова. С февраля по апрель возрастает значимость теплосодержания в Восточно-Гренландском течении (коэффициент до -0.26) и потоков тепла через пролив Фрама (коэффициент до -0.32). Положительный вклад предшествующей ледовитости (коэффициент до $+0.26$) подтверждает инерционность ледяного покрова.

Обобщая результаты, можно констатировать, что уменьшение площади старых припайных льдов Гренландского моря контролируется комбинацией четырёх основных процессов: прямого термического воздействия АВ (~17–25%), накопленного тепла в верхнем слое океана (~6–27%), атмосферного влияния (~15–30%) и инерции ледяного покрова (~11–25%).

Учёт выявленных временных лагов (1–6 месяцев для прямого воздействия тепла и 12–48 месяцев для трансформированных атлантических вод) и сезонной специфики вклада факторов позволяет повысить точность прогнозов ледовых условий. Особое внимание следует уделять мониторингу летне-осенних потоков тепла через пролив Фрама, которые служат надёжным предиктором зимней площади старых припайных льдов с заблаговременностью 6–8 месяцев. Дальнейшие исследования должны быть сосредоточены на изучении нелинейных взаимодействий между выявленными факторами, особенно в контексте усиливающейся положительной обратной связи. Полученные количественные оценки вклада различных компонент системы создают основу для разработки более точных сценариев изменений ледяного покрова в условиях продолжающегося изменения климата.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

Acknowledgements. The study was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Миронов Е.У., Егорова Е.С. Сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря в зимний период // Метео-

- рология и гидрология. 2024. Т. 49. № 3. С. 221–229. <https://doi.org/10.3103/S1068373924030051>
- Abdi H.* Partial least squares regression and projection on latent structure regression (PLS Regression) // Wiley interdisciplinary reviews: computational statistics. 2010. V. 2. № 1. P. 97–106. <https://doi.org/10.1002/wics.51>
- Bashmachnikov I.L., Raj R.P., Golubkin P., Kozlov I.E.* Heat transport by mesoscale eddies in the Norwegian and Greenland seas // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023. V. 128. № 2. <https://doi.org/10.1029/2022JC018987>
- Beszczynska-Möller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E.* Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // ICES Journal of Marine Science. 2012. V. 69. № 5. P. 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss077>
- Bianco E., Aulicino G., Fusco G., Zambianchi E., Budillon G.* The role of upper-ocean heat content in the regional variability of Arctic sea ice at sub-seasonal timescales // The Cryosphere. 2024. V. 18. № 5. P. 2357–2379. <https://doi.org/10.5194/tc-18-2357-2024>
- CMEMS Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.48670/moi-00024> (Дата обращения: 11.02.2025).
- de Steur L., Hansen E., Mauritzen C., Beszczynska-Möller A., Fahrbach E.* Impact of recirculation on the East Greenland Current in Fram Strait: Results from moored current meter measurements between 1997 and 2009 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2014. V. 92. P. 26–40. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.05.018>
- de Steur L., Sumata H., Divine D.V., Granskog M.A., Pavlova O.* Upper Ocean warming and sea ice reduction in the East Greenland Current from 2003 to 2019 // Communications Earth & Environment. 2023. V. 4. № 1. P. 261. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00913-3>
- Gutjahr O., Mehlmann C.* Polar lows and their effects on sea ice and the upper ocean in the Iceland, Greenland, and Labrador Seas // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2024. V. 129. № 7. Pe2023JC020258. <https://doi.org/10.1029/2023JC020258>
- Hansen M. W., Johannessen J.A., Dagestad K.F., Collard F., Chapron B.* Monitoring the surface inflow of Atlantic Water to the Norwegian Sea using Envisat ASAR // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. V. 116. № C12. <https://doi.org/10.1029/2011JC007375>
- Hattermann T., Isachsen P.E., von Appen W.J., Albretsen J., Sundfjord A.* Eddy-driven recirculation of Atlantic water in Fram Strait // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. № 7. P. 3406–3414. <https://doi.org/10.1002/2016GL068323>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N.* The ERA5 global reanalysis from 1940 to 2022 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2024. V. 150. № 764. P. 4014–4048. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Ingvaldsen R.B., Assmann K.M., Primicerio R., Fosheim M., Polyakov I.V., Dolgov A.V.* Physical manifestations and ecological implications of Arctic Atlantification // Nature Reviews Earth & Environment. 2021. V. 2. № 12. P. 874–889. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00228-x>
- JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: Snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland, WMO-JCOMM, 2014. 121 p.
- Karam S., de Steur L., Hansen E., Koszalka I.M., Lavergne T., Sandven S.* Continued warming of deep waters in the Fram Strait // Ocean Science. 2024. V. 20. № 4. P. 917–930. <https://doi.org/10.5194/os-20-917-2024>
- Karpouzoglou T., de Steur L., Hansen E., Lundesgaard Ø., Lind S., Moholdt V.H.* Three forcing mechanisms of freshwater transport in Fram Strait // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2024. V. 129. № 8. e2024JC020930 p. <https://doi.org/10.1029/2024JC020930>
- Koszalka I., LaCasce J.H., Mauritzen C.* In pursuit of anomalies – Analyzing the poleward transport of Atlantic Water with surface drifters // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2013. V. 85. P. 96–108. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.035>
- Luo M., Zhou C., Li M.* Sea ice volume variability and its influencing factors in the Greenland Sea during 1979–2022 // Acta Oceanologica Sinica. 2025. V. 44. P. 65–79. <https://doi.org/10.1007/s13131-024-2389-5>
- Mauritzen C., Rudels B., Toole J.* The Arctic and Subarctic oceans/seas // International Geophysics. Academic Press, 2013. V. 103. P. 443–470. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00018-6>
- Morozov E.G., Frey D.I.* Currents and Tides in the Fram Strait and Greenland Sea // Oceanology. 2024. V. 64. № 5. P. 658–669. <https://doi.org/10.1134/S0001437024700160>
- Oldenburg D., Armour K.C., Thompson L., Bitz C.M.* The respective roles of ocean heat transport and surface heat fluxes in driving Arctic Ocean warming and sea ice decline // Journal of Climate. 2024. V. 37. № 4. P. 1431–1448. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0399.1>
- Orvik K.A., Niiler P.* Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29. № 19. P. 2-1–2-4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>

- Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Baumann T.M., Carmack E.C., Ivanov V.V., Janout M., Padman L., Pnyushkov A.V., Rember R.* Intensification of near-surface currents and shear in the Eastern Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 16. e2020GL089469 p. <https://doi.org/10.1029/2020GL089469>
- Rudels B., Korhonen M., Budéus G., Beszczynska-Möller A., Schauer U., Nummelin A., Quadfasel D., Valdimarsson H.* The East Greenland Current and its impacts on the Nordic Seas: observed trends in the past decade // *ICES Journal of Marine Science*. 2012. V. 69. № 5. P. 841–851. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss077>
- Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E.* Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 // *Arctic–subarctic ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2008. P. 65–85. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6774-7_4
- 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>
- Strehl A.M., Latarius K., Kanzow T.* A 70-year perspective on water-mass transformation in the Greenland Sea: From thermobaric to thermal convection // *Progress in Oceanography*. 2024. V. 227. 103304 p. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2024.103304>
- Walczowski W.* Atlantic water in the Nordic Seas. Properties, Variability, Climatic Importance, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Berlin: Springer International Publishing, 2014. V. 174. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01279-7>
- Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M.* The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean Science*. 2019. V. 15. № 3. P. 779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

Citation: Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Lebedev N.V., Egorova E.S., Sokolov A.A., Timokhov L.A. Effect of Heat Content and Heat Advection in the Greenland Sea on the Degradation of Old Ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 335–347. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020089

Effect of Heat Content and Heat Advection in the Greenland Sea on the Degradation of Old Ice

© 2026 N. A. Lis^{a,*}, E. A. Cherniavskaia^a, N. V. Lebedev^a, E. S. Egorova^b,
A. A. Sokolov^a, L. A. Timokhov^a

^aState Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Marine Research Center, Moscow, Russia

*e-mail: nalis@aari.ru

Received October 15, 2025; revised November 25, 2025; accepted March 23, 2026

This study analyzes the impact of upper-ocean heat content (0–300 m) and heat advection on the decline of old fast ice extent in the Greenland Sea, a key region for Arctic-Atlantic water mass interaction. Based on a comprehensive analysis of observational data and the ERA5, ORAS5, and CMEMS Global Ocean Ensemble Physics reanalyses for the period 1996–2023, a strong link is established between the thermal state of the Nordic Seas and the reduction of old fast ice. The results identify the warming of Atlantic Water as the primary driver of ice degradation, with heat advection through the Fram Strait playing a critical role. Two dominant mechanisms are identified: a direct thermal influence from Atlantic Water with short time lags (1–6 months), realized through basal ice melt, and an indirect process involving water mass transformation in the Norwegian Sea, whose effects manifest over longer time scales (12–48 months). The application of PLSR regression revealed pronounced seasonal variability in these processes. This regime shift is characterized by weakened ocean stratification, an increased mixed layer depth, and intensified vertical heat exchange, which together amplify the degradation of old ice. The study provides a quantitative assessment of the relative contributions of heat content and integral heat fluxes to the degradation of old fast ice in the Greenland Sea, which is crucial for improving predictive models of ice cover extent under the changing Arctic climate.

Keywords: North European basin, heat content, ice thickness, age ice, fast ice, heat flows, atlantification

REFERENCES

- Mironov E.U., Egorova E.S.* Seasonal and interannual variations in the Greenland Sea ice age composition in the winter period. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2024, 49 (3): 221–229. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-3-54-65> [In Russian].
- Abdi H.* Partial least squares regression and projection on latent structure regression (PLS Regression). *Wiley interdisciplinary reviews: computational statistics*. 2010, 2 (1): 97–106. <https://doi.org/10.1002/wics.51>
- Bashmachnikov I.L., Raj R.P., Golubkin P., Kozlov I.E.* Heat transport by mesoscale eddies in the Norwegian and Greenland seas. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2023, 128 (2). <https://doi.org/10.1029/2022JC018987>
- Beszczynska-Möller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E.* Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010. *ICES Journ. of Marine Science*. 2012, 69 (5): 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss077>
- Bianco E., Aulicino G., Fusco G., Zambianchi E., Budillon G.* The role of upper-ocean heat content in the regional variability of Arctic sea ice at sub-seasonal timescales. *The Cryosphere*. 2024, 18 (5): 2357–2379. <https://doi.org/10.5194/tc-18-2357-2024>
- CMEMS Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis: official site. Retrieved from: URL: <https://doi.org/10.48670/moi-00024> (Last access: November 11, 2025)
- de Steur L., Hansen E., Mauritzen C., Beszczynska-Möller A., Fahrbach E.* Impact of recirculation on the East Greenland Current in Fram Strait: Results from moored current meter measurements between 1997 and 2009. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2014, 92: 26–40. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.05.018>
- de Steur L., Sumata H., Divine D.V., Granskog M.A., Pavlova O.* Upper Ocean warming and sea ice reduction in the East Greenland Current from 2003 to 2019. *Communications Earth & Environment*. 2023, 4 (1): 261. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00913-3>
- Gutjahr O., Mehlmann C.* Polar lows and their effects on sea ice and the upper ocean in the Iceland, Greenland, and Labrador Seas. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2024, 129 (7): e2023JC020258. <https://doi.org/10.1029/2023JC020258>
- Hansen M.W., Johannessen J.A., Dagestad K.F., Collard F., Chapron B.* Monitoring the surface inflow of Atlantic Water to the Norwegian Sea using Envisat ASAR. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2011, 116 (C12). <https://doi.org/10.1029/2011JC007375>
- Hattermann T., Isachsen P.E., von Appen W.J., Albretsen J., Sundfjord A.* Eddy-driven recirculation of Atlantic water in Fram Strait. *Geophysical Research Letters*. 2016, 43 (7): 3406–3414. <https://doi.org/10.1002/2016GL068323>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N.* The ERA5 global reanalysis from 1940 to 2022. *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2024, 150 (764): 4014–4048. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Ingvaldsen R.B., Assmann K.M., Primicerio R., Fosshem M., Polyakov I.V., Dolgov A.V.* Physical manifestations and ecological implications of Arctic Atlantification. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2021, 2 (12): 874–889. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00228-x>
- JCOMM Expert Team on Sea Ice.* Sea-Ice Nomenclature: Snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland, WMO-JCOMM, 2014: 121 p.
- Karam S., de Steur L., Hansen E., Koszalka I.M., Lavergne T., Sandven S.* Continued warming of deep waters in the Fram Strait. *Ocean Science*. 2024, 20 (4): 917–930. <https://doi.org/10.5194/os-20-917-2024>
- Karpouzoglou T., de Steur L., Hansen E., Lundsgaard Ø., Lind S., Moholdt V.H.* Three forcing mechanisms of freshwater transport in Fram Strait. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2024, 129 (8): e2024JC020930 p. <https://doi.org/10.1029/2024JC020930>
- Koszalka I., LaCasce J.H., Mauritzen C.* In pursuit of anomalies – Analyzing the poleward transport of Atlantic Water with surface drifters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2013, 85: 96–108. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.035>
- Luo M., Zhou C., Li M.* Sea ice volume variability and its influencing factors in the Greenland Sea during 1979–2022. *Acta Oceanologica Sinica*. 2025, 44: 65–79. <https://doi.org/10.1007/s13131-024-2389-5>
- Mauritzen C., Rudels B., Toole J.* The Arctic and Subarctic oceans/seas. *International Geophysics*. Academic Press, 2013, 103: 443–470. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00018-6>
- Morozov E.G., Frey D.I.* Currents and Tides in the Fram Strait and Greenland Sea. *Oceanology*. 2024, 64 (5): 658–669. <https://doi.org/10.1134/S0001437024700160>
- Oldenburg D., Armour K.C., Thompson L., Bitz C.M.* The respective roles of ocean heat transport and surface heat fluxes in driving Arctic Ocean warming and sea ice decline. *Journ. of Climate*. 2024, 37 (4): 1431–1448. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0399.1>

- Orvik K.A., Niiler P.* Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2002, 29 (19): 2-1-2-4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>
- Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Baumann T.M., Carmack E.C., Ivanov V.V., Janout M., Padman L., Pnyushkov A.V., Rember R.* Intensification of near-surface currents and shear in the Eastern Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2020, 47 (16): e2020GL089469. <https://doi.org/10.1029/2020GL089469>
- Rudels B., Korhonen M., Budéus G., Beszczynska-Möller A., Schauer U., Nummelin A., Quadfasel D., Valdimarsson H.* The East Greenland Current and its impacts on the Nordic Seas: observed trends in the past decade. *ICES Journ. of Marine Science*. 2012, 69 (5): 841–851. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss077>
- Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E.* Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006. *Arctic–subarctic ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2008: 65–85. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6774-7_4
- 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>
- Strehl A.M., Latarius K., Kanzow T.* A 70-year perspective on water-mass transformation in the Greenland Sea: From thermobaric to thermal convection. *Progress in Oceanography*. 2024, 227: 103304. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2024.103304>
- Walczowski W.* Atlantic water in the Nordic Seas. Properties, Variability, Climatic Importance, *GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences*. Berlin: Springer International Publishing. 2014: 174. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01279-7>
- Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M.* The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Science*. 2019, 15 (3): 779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

УДК 550.34

ВЛИЯНИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ПАРАМЕТРЫ МИКРОИМПУЛЬСОВ, РЕГИСТРИРУЕМЫХ ПРИБРЕЖНОЙ АРКТИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИЕЙ, И ИХ СВЯЗЬ С ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКОЙ

© 2026 г. Г. Н. Антоновская^{1*}, Я. В. Конечная¹, Н. К. Капустян^{1,2},
Е. В. Шахова¹, Е. Р. Морозова¹

¹Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова Уральского отделения РАН, Архангельск, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*e-mail: antonovskaya@fciarctic.ru

Поступила 29.09.2025 г.

После доработки 05.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Представлены результаты многолетнего (2017–2023) мониторинга микроимпульсов, регистрируемых сейсмической станцией Северная Земля (SVZ), установленной на берегу о. Большевик одноимённого архипелага. Микроимпульсы представляют собой колебания низкой энергии длительностью от 1 до 10–15 с и частотами от нескольких Гц до первых десятков Гц. На сейсмической записи они проявляются как в виде отдельных событий, так и их цугов, в количестве до тысяч штук в день. Цель исследования – выявление происхождения микроимпульсов, регистрируемых сейсмической станцией, путём анализа влияния экзогенных факторов на их параметры и оценка связи с ледовой обстановкой. Для выделения микроимпульсов на сейсмической записи и их классификации разработан специальный алгоритм автоматической обработки данных, позволяющий сформировать список событий, содержащий времена вступления, тип волны, азимут на источник и основную частоту. С использованием этой информации анализируется связь экзогенных факторов (вариации температуры воздуха, атмосферного давления, скорости и силы ветра, и ледовая обстановка) с параметрами микроимпульсов. Показано, что их природа обусловлена динамикой процессов в системе атмосфера–гидросфера–литосфера, в том числе связанных с состоянием припая и источниками вблизи береговой линии. На основе данных о микроимпульсах из пролива Шокальского, произошедших на расстояниях до 5 км от станции SVZ, проведена оценка состояния морского льда в зимний период. Показано, что максимальное количество микроимпульсов наблюдается в период установившегося льда при низких отрицательных температурах воздуха – ниже -25°C . Информация о микроимпульсах совместно с метеоданными и картами ледовой обстановки может быть применена для оценки состояния льда, которая в свою очередь – важная составляющая для проводки судов, размещения грузов и пр.

Ключевые слова: архипелаг Северная Земля, припай, одиночная сейсмическая станция, микроимпульсы, сейсмическая активность, мониторинг, метеоусловия

DOI: 10.7868/S2412376526020094

ВВЕДЕНИЕ

Изучение свойств и состояния ледового покрова акваторий всегда было важной задачей как фундаментальной науки, так и востребованно на практике, прежде всего для судоходства.

В прикладных задачах наибольшее внимание уделялось припаю (неподвижному ледяному покрову, связанному с берегом), который рассматривался не только с точки зрения судоходства (Smirnov et al., 1999), но и перспектив строительства ледостойких гидротехнических сооружений

(Козлов, Соломатин, 2023). Оценка деформационных процессов, происходящих в припае, – актуальная задача, связанная как с возрастанием объёма ледокольных проводок, так и с производимыми операциями выгрузки транспортных судов через припай на необорудованный берег (Степанюк, Смирнов, 2001). Кроме этого, при прогнозе основных линий взлома припая в весенне-летний период важна информация о трещинах, особенно в зонах функционирования разведочных буровых установок на шельфе. Качественные и своевременные результаты способствуют обеспечению безаварийности работ.

В работе (Степанюк, Смирнов, 2001) распределение напряжений в припайных льдах в большинстве случаев обуславливается неоднородностями ледового покрова, создающими зоны концентрации напряжений. Такими неоднородностями могут быть: границы пресноводного и морского льдов; границы льдов разной толщины; поля и пояса торосов; застамушенные торосы (когда торос касается дна, закорив таким образом дрейфующую льдину, на которой он находится) и др.

Среди геофизических методов исследования ледовых покровов мы будем применять сейсмические методы исследования свойств морского льда в локальном масштабе, обеспечивающие высокую точность и пространственное разрешение. Первые сейсмические эксперименты на морском льду относятся к концу 1950-х годов, когда упругие константы и толщина морского льда оценивались по скоростям распространяющихся в ледяном покрове сейсмических волн от источников (Crary, 1954; Anderson, 1958; Hunkins, 1960). С появлением цифровой обработки сигналов стали возможны методы, основанные на анализе Фурье, что позволяет получить более точные оценки толщины льда и его упругих свойств (Yang, Giellis, 1994; Stein et al., 1998). Поэтому не удивительно, что в последнее время вновь во всём мире возрос интерес к сейсмическим методам как к дополнительному средству мониторинга толщины, плотности и упругих свойств морского льда (Marsan et al., 2012; Moreau et al., 2020 а, б; Romeyn et al., 2021; Serripierri et al., 2022; Преснов и др., 2023).

Существенно, что обычно для решения задач выявления геометрии (преимущественно толщины) ледового покрова применяют сейсмические методы, основанные на регистрации сигналов группой датчиков (профильные, площадные расстановки) с использованием корре-

кции записей от источников (сейсморазведка) или микросейсм. Такие работы относительно кратковременные, выполняются не на труднодоступных участках, они технологически сложны, что практически исключает длительный мониторинг ледовой ситуации.

В работе рассмотрен достаточно необычный подход – мониторинг свойств припайного льда по данным единичной широкополосной трёхкомпонентной стационарной сейсмической станции, установленной на островном архипелаге в Арктике. Идея работы состоит в том, чтобы максимально полно применять непрерывно регистрируемые данные – не только сейсмические события, но и микросейсм.

Отмечено, что по записям одиночной сейсмической станции оценить “напрямую” параметры напряжённо-деформированного состояния ледяного покрова без привлечения специальных источников сигналов не представляется возможным. Тем не менее, с учётом метеорологических данных, а также спутниковых наблюдений за ледовой обстановкой можно получить дополнительную оперативную информацию о состоянии ледяного покрова и его изменениях, прежде всего степени консолидации льда в районе расположения станции. Замечено, что такая информация о локальном состоянии ледяного покрова может быть полезна в первую очередь для проводки судов в припайных льдах.

Кроме того, изучение свойств сейсмического шума, и в том числе микроимпульсов, важно для исследования литосферной сейсмичности, так как позволяет разделять сигналы, связанные с эндогенными и экзогенными процессами. Здесь важно максимально полно выявить глубинные сейсмические импульсы, учитывая, что они могут отображать иные процессы, отличные от ледовых.

Цель работы – выявление происхождения микроимпульсов, регистрируемых одиночной арктической островной сейсмической станцией, путём анализа влияния экзогенных факторов на их параметры и оценка связи с ледовой обстановкой.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ноябре 2016 г. совместными усилиями Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаврова Уральского отделения РАН (ФИЦКИА

УрО РАН) и Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) на архипелаге Северная Земля (о. Большевик) на территории научно-исследовательского стационара “Ледовая база “Мыс Баранова” открыта сейсмическая станция “Северная Земля” с кодом SVZ (рис. 1; Антоновская и др., 2018). Ледовая база размещена на пологом берегу пролива Шокальского, шириной до 40 км и глубиной до 350 м, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции. В целом береговая линия острова Большевик сильно изрезана, крутая (до 60°), иногда скалистая, склоны в некоторых местах покрыты сплошными каменными осыпями (Егизаров, Воскресенский, 1951).

Станция вошла в состав Архангельской сейсмической сети ФИЦКИА УрО РАН (Antonovskaya et al., 2024). В качестве оборудования установлен широкополосный трёхкомпонентный сейсмический датчик CMG-6TD с встроенным регистратором фирмы Guralp (Турова, Морозова, 2019). Данная станция включена в систему непрерывного сейсмологического мониторинга и, помимо регистрации далеких и региональных землетрясений, является единственным источником информации о круглогодичной сейсмичности архипелага. Вблизи станции (до 5 км) нет массивных ледовых куполов, но присутствует широкий набор проявлений природного льда: морского, дрейфующего и припайного, озёрного и речного (см. рис. 1, б).

Установить сейсмическую сеть для локализации местных землетрясений и льдотрясений, как это обычно делается на освоенных территориях (Deichmann et al., 2000; O’Neel, Pfeffer, 2007), пока не представляется возможным. С этим связана основная проблема в локации сейсмических событий – в сейсмологии принято проводить обработку минимум по трём сейсмическим станциям. Тем не менее, на заре сейсмологии и в ряде случаев проводится обработка по данным единичной станции (Kohler et al., 2019).

Обработка сейсмических записей велась двумя способами: сначала вручную в программе WSG (Акимов, Красилов, 2020) – просматривалась запись и выделялись микроимпульсы, превышающие уровень фона, а затем была создана программа для автоматической обработки, позволяющая не только их обнаруживать, но и определять такие параметры микроимпульсов, как центральная частота, длительность и азимут на источник. В основе данной программы лежит алгоритм обнаружения импульсов STA/LTA (Trnkoczy, 2012) и поляризационный анализ. Программный код был написан на языке Python с применением библиотек, предназначенных для обработки сейсмических записей (ObsPy и NumPy).

Для настройки программы были применены результаты визуального анализа сейсмических данных, которые показали, что на сейсмической

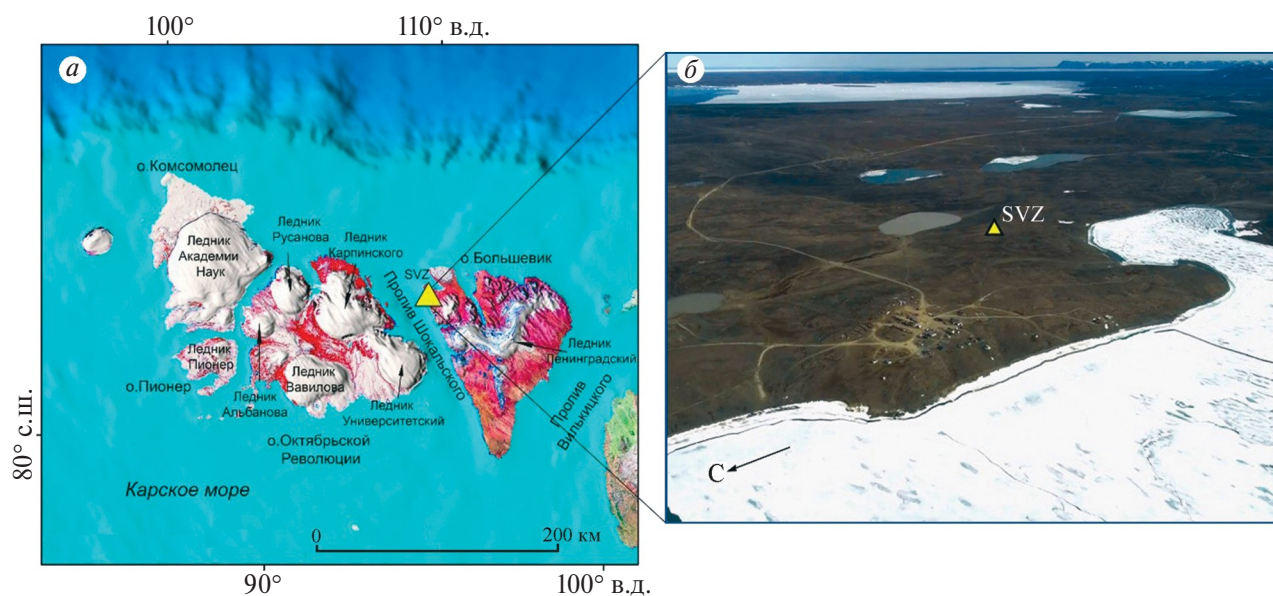


Рис. 1. Физическая карта рельефа архипелага Северная Земля (а) и фотография мыса Баранова (Ветер Свободы..., 2025). Треугольник – сейсмическая станция “Северная Земля” (SVZ)

Fig. 1. A topography map of the Severnaya Zemlya archipelago (a) and photo of Cape Baranov (The Wind of Freedom..., 2025). Triangle – “Severnaya Zemlya” seismic station (SVZ)

записи микроимпульсы объединены в огромные по продолжительности цуги часто повторяющихся микрособытий низкой энергии с очень простой волновой формой. Длительность отдельного события изменяется от 1 до 10–15 секунд. События в цуге обычно имеют схожий частотный состав. Отмечено, что частоты (до 12 Гц) и короткие по длительности волновые формы микроимпульсов характерны для близко расположенных источников от приёмника (в данном случае – стационарной сейсмической станции; Antonovskaya et al., 2024). Для выбора оптимальных параметров детектирования микроимпульсов применён список ледниковых сейсмических событий, выделенных вручную. Путём варьирования значения порога обнаружения был сформирован список событий, который сравнивался с “ручным” списком выявленных на той же самой записи продолжительностью один месяц (декабрь 2021). Оптимальные параметры выбраны из условия максимального соответствия “автоматического” и “ручного” списков событий. В нашем случае получены длины окон: для STA = 1.7 с, для LTA = 11.5 с с полосой частот предварительной фильтрации 5–20 Гц.

Второй этап автоматической обработки включает в себя расчёт характеристик обнару-

женных микроимпульсов: типа волны и азимута на источник. Для расчёта применён алгоритм, основанный на поляризационном анализе трёхкомпонентной сейсмической записи (Flinn, 1965; Jurkevics, 1988). Для классификации сейсмических событий рассчитана центральная частота спектра (Galuzzo et al., 2020; Kramer, 2024). Спектр мощности рассчитывался для временного окна длительностью, равной длительности события (в большинстве случаев 3–10 секунд), содержащего максимальную амплитуду обнаруженного события. Статистические моменты рассчитаны в полосе частот 2–40 Гц.

Таким образом, программа формирует список микроимпульсов, который содержит времена вступления, тип волны, азимут на источник и центральную частоту. Из полученного списка отобраны события, представленные объёмными волнами и имеющие центральные частоты до 14 Гц. Отмечено, что по техническим причинам станция практически не функционировала в 2021/22 г.

На рис. 2, составленном из карт ААНИИ (Арктический и антарктический..., 2025), на примере ситуации 2017/18 г. приведена характерная



Рис. 2. Ледовая обстановка в районе стационарной сейсмической станции “Северная Земля” за 2017/18 г. по данным (Арктический и антарктический..., 2025). Период: начало февраля (а); середина июля (б); начало сентября (в). Ледовая обстановка: 1 – открытая вода, 2 – нилас, 3 – молодой лёд, 4 – однолетний лёд. Сплочённость льда: 5 – 1–6 баллов, 6 – 7–10 баллов, 7 – припай. Треугольник – местоположение сейсмической станции

Fig. 2. Sea ice conditions near the permanent seismic station “Severnaya Zemlya” for 2017/18 according to (Arctic and Antarctic ..., 2025). Period: early February (a); mid-July (b); early September (v). Ice conditions: 1 – open water, 2 – nilas, 3 – young ice, 4 – first-year ice. Ice concentration: 5 – 1/10–6/10, 6 – 7/10–10/10, 7 – fast ice. Triangle – seismic station location

подборка для ледовой обстановки и трёх ключевых моментов динамики морского льда – середины зимы, середины лета и осени (переходный период). Сравнение карт показывает, что в феврале и сентябре ледовая ситуация в проливе сравнительно стабильная, но она существенно различается в феврале, когда пролив скован льдом, и в сентябре, когда здесь чистая вода. В июле состав и сплочённость льдов в разные годы меняются (Арктический и антарктический..., 2025). Таким образом, для понимания закономерностей связи микроимпульсов с ледовой обстановкой основной акцент будет сделан на анализ данных февраля и сентября, т.е. для периода сплошного ледяного покрова и периода чистой воды перед началом становления льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На основании оценки поляризации количество микроимпульсов, представленных объёмными волнами, N (шт./сутки) для всего интервала наблюдений (около 7 лет) сравнивалось с различными параметрами, характеризующими экзогенные воздействия: вариациями температуры воздуха, атмосферного давления, скорости и силы ветра (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт..., 2025). Наиболее яркую картину корреляции параметров экзогенного воздействия и микроимпульсов даёт сравнение с ходом температуры воздуха (рис. 3), выполнено сглаживание скользящим средним по 10 дням. Практически для всех годов наблюдается резкий всплеск количества микроимпульсов через 1.5–2 месяца непрерывной фиксации положительного значения температуры воздуха.

Анализ годового хода количества импульсов N показывает, что в летне-осенний период (с середины июля до середины сентября) их существенно больше, чем в зимний, причём N увеличивается с уменьшением температуры (см. рис. 3). Во временном ходе параметров видна цикличность, поэтому каждый год, исходя из значений температуры, был условно разделён на четыре сезона. Для весеннего периода температурный диапазон был взят от -5 до -1 °С, для осеннего – от 1 до -5 °С, для зимнего и летнего периодов – интервалы температур между весной и осенью. Отмечено, что эти сезоны, которые будут использоваться ниже, не совпадают с обычными календарными временами года.

Отмеченная цикличность позволяет применять приём наложения эпох для полноценных лет наблюдений за выделенные условные сезоны (рис. 4), который показывает удивительное подобие двух групп: 2017, 2020 и 2023 гг. и 2018/19 г. В 2018/19 г. количество микроимпульсов в день в летний период меньше, чем в другие годы, но оно восполняется повышенным значением осенью. Полученный результат согласуется с ледовой ситуацией на акватории, см. обзорные ледовые карты (Арктический и антарктический..., 2025), и позволяет предположить, что происхождение большинства регистрируемых микроимпульсов связано с ледовыми процессами на акваториях, а не на ледниках. Сравнение полученных закономерностей (см. рис. 3) с картами ледовой обстановки (см. рис. 2), а также с другими обзорными ледовыми картами согласно (Арктический и антарктический..., 2025), показывает следующее: в зимний сезон, когда пролив Шокальского и озёра скованы льдом, количество микроим-

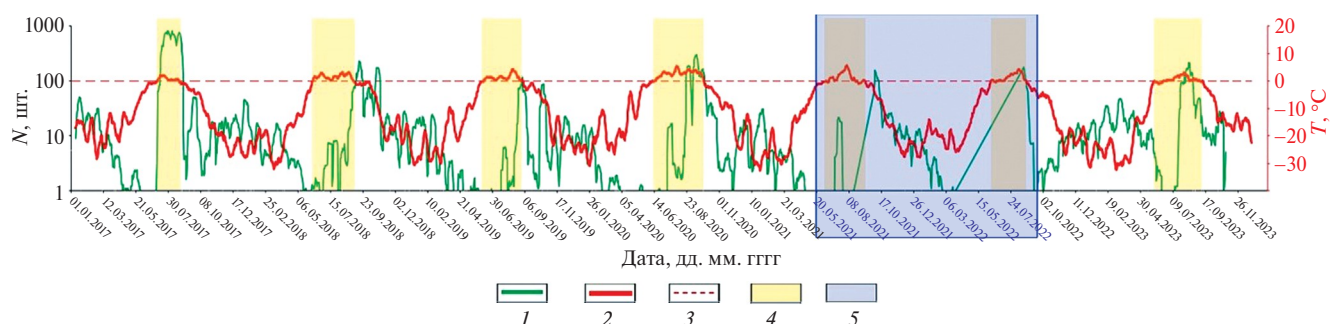


Рис. 3. Временные изменения количества импульсов (N) и температуры (T), произведено сглаживание 10-дневным скользящим средним: 1 – количество импульсов; 2 – температура; 3 – отметка нулевой температуры; 4 – промежутки, когда температура имела положительные значения $T > 0$; 5 – промежуток, когда станция практически не функционировала

Fig. 3. Time variations in the number of pulses (N) and temperature (T) were smoothed using a 10-day moving average: 1 – the number of pulses; 2 – temperature; 3 – zero temperature mark; 4 – intervals when the temperature had positive values $T > 0$; 5 – the interval when the station was practically not functioning

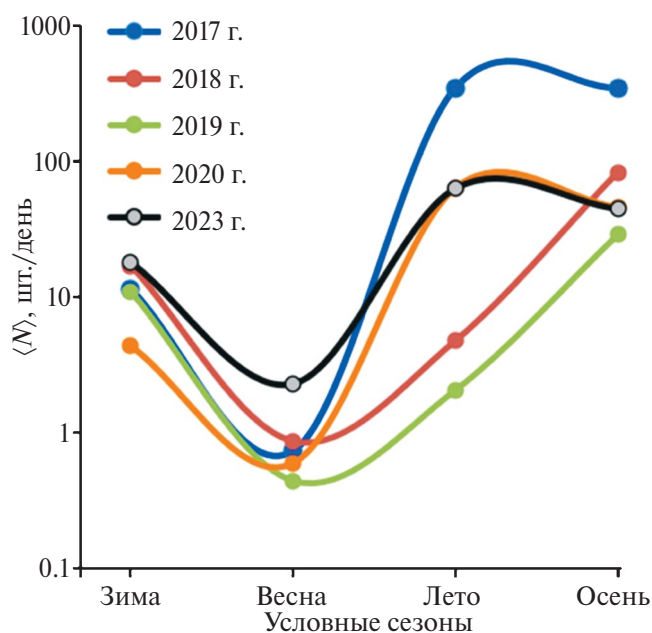


Рис. 4. Средние за условно разделенные сезоны значения количества импульсов в день для пяти полноценных лет наблюдений

Fig. 4. The number of pulses per day average values for five full-fledged years of observations over conditionally divided seasons

пульсов практически постоянное из года в год; в кратковременный весенний сезон количество микроимпульсов минимально из года в год. Малое число импульсов, скорее всего, объясняется переходными процессами, протекающими во льду, изменением свойств льда и незначи-

тельным перепадом температур; в летний сезон разнообразие форм взаимодействия льда, воды и берега суммарно даёт большее количество микроимпульсов; в осенний сезон начинаются процессы становления льда, что напрямую связано с такими экзогенными факторами, как температура и ветер.

Для проработки вопроса происхождения микроимпульсов проанализированы диаграммы азимутального распределения их количества, используя вычисленные значения азимутов на источник. На рис. 5 приведены диаграммы азимутов на источники микроимпульсов для февраля и сентября – наиболее показательных месяцев для всех лет мониторинга за исключением периодов, когда станция по техническим причинам не работала. Величина лепестка диаграммы пропорциональна количеству микроимпульсов в день, обнаруженных программой, и указывает на источник, но не соответствует расстоянию до него. Напомним, что по одной станции и при отсутствии локального годографа определить точное местоположение источника не представляется возможным, можно только определить направление, откуда приходит волна. Тем не менее в зимний сезон источниками микроимпульсов служат не только изменения свойств припайного (морского) льда, но и озёрного – лепестки диаграммы достаточно чётко указывают на близлежащие озёра (см. карту на рис. 5). Возможно также, что имеет место

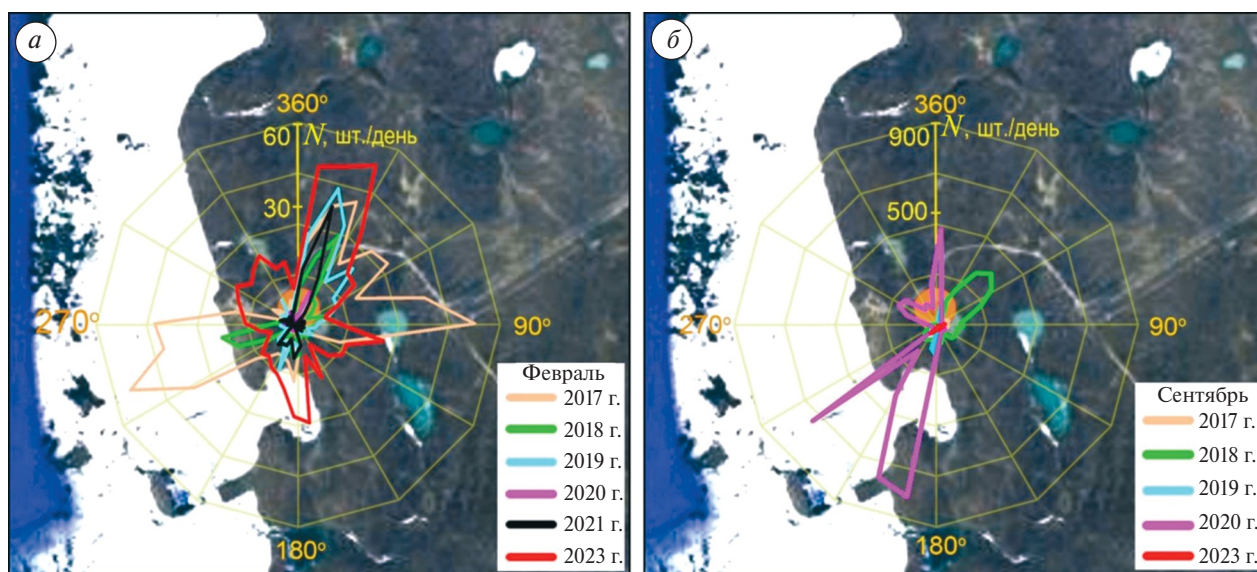


Рис. 5. Диаграммы азимутов на источники микроимпульсов для февраля (а) и сентября (б) для всех лет мониторинга, нанесенные на космоснимок из Google Earth Pro

Fig. 5. Azimuth diagrams for micro-pulse sources for February (a) and September (b) for all monitoring years, plotted on a satellite image from Google Earth Pro

проявление эндогенных процессов (в виде микроимпульсов), связанных с активностью зон трещиноватости (локальными разрывными нарушениями). В данном предположении, в связи с отсутствием детальной геолого-тектонической информации, авторы опираются на свой опыт, например (Юдахин и др., 2008; Karustian et al., 2022).

В сентябре (период чистой воды) практически за все годы мониторинга наблюдается сокращение количества микроимпульсов, связанных с береговыми и озёрными локациями, и лепестки диаграмм указывают на сушу. Возможно, что источником этих микроимпульсов служат локальные разрывные нарушения, зоны трещиноватости, которые в отсутствие снежного покрова больше реагируют на экзогенные факторы (Юдахин и др., 2008; Karustian et al., 2022). Исключение составляет ситуация в 2020 г., что требует отдельной детальной проработки и не анализируется в данной работе.

Рассмотрен такой метеопараметр, как направление ветра и его связь с преобладающим направлением на источники микроимпульсов на основе данных 2017 г. На рис. 6 приведены диаграммы среднего значения направления ветра (WD_{cp}) в сравнении с распределением количества микроимпульсов за разные месяцы 2017 г. В зимние календарные месяцы преобладает ветер с акватории, при этом наблюдается хорошая корреляция с преобладающим количеством микроимпульсов, источником которых служат процессы, происходящие в припае. Отмечено, что азимут таких микроимпульсов несколько смещён влево от направления ветра (см. рис. 6, б), возможно, это связано с ландшафтными особенностями — изгибом береговой линии, высотой берега (в среднем 30 м) и его блочной структурой (см. рис. 1, б).

Согласно рис. 6в, в июле и августе происходят активные процессы вскрытия ледяного покрова, наблюдается уменьшение сплочённости льда и полностью свободная от снега береговая линия. В июле 2017 г. преобладающее количество микроимпульсов происходит в небольшой бухте (см. рис. 1, б; рис. 6, а), что из-за её формы и узкого горла, а также направления ветра, не позволяет акватории быстро освободиться ото льда. В августе ветер меняет направление, воздействию льдин подвергается другой участок береговой линии, и наблюдается достаточно резкая смена преобладающего количества микро-

импульсов (см. рис. 6, в). Мы предполагаем, что, помимо ледовой природы, экзогенные процессы (большей частью направление и сила ветра) активизируют микроимпульсы, связанные с трещиноватостью пород побережья.

В сентябре—ноябре чаще дуют восточные, юго-восточные и южные ветры. Количество микроимпульсов в этот период сокращается. Азимут начинает варьировать в диапазоне от 10° до 60° и указывает на источник, находящийся на суше (см. рис. 6, г). Согласно карте (см. рис. 6, а), в этом секторе присутствует изгиб реки. Реки, как известно, текут по вытянутым понижениям рельефа, обычно частично или полностью совпадающим с тектоническими разломами. Гипотеза присутствия здесь разрывных нарушений требует подтверждения путём проведения инструментальных работ, например, с применением комплекса пассивных сейсмических методов (Danilov et al., 2025).

По литературным данным, океанические приливы оказывают влияние на уровень микросейсм и сейсмичность в целом (Богомолов, 2011; Shebalin, Baranov, 2020), а также на напряжённо-деформированное состояние припая (Степанюк, Смирнов, 2001). С таким видом деформаций в основном связаны приливные трещины, формирующиеся на границе между собственно припаем и подошвой припая. Из-за отсутствия у нас информации о фазах приливов для района работ предпринята попытка проанализировать влияние данного параметра на временной ход количества микроимпульсов следующим образом. Оценка роли приливов проводилась по вариациям количества микроимпульсов в течение суток, происходящих в диапазоне азимутов от 140° до 360° , т.е. максимально связанных с акваторией. Известно, что между полным и малым приливом (или отливом) проходит примерно 6 часов. Мы взяли эту длительность за временной шаг и для четырёх временных интервалов в течение суток (0–6, 6–12, 12–18 и 18–24 час.) был проведён подсчёт количества микроимпульсов в течение 2017 г. (рис. 7). Результат представлен для календарных месяцев, так как выделенные сезоны изменяются из года в год. Это оценочный результат, тем не менее он важен для понимания общей природы наблюдаемых микроимпульсов.

Распределение по временным интервалам выполнено следующим образом: зимние месяцы — декабрь—март, весенние — апрель—май, летние — июнь—август, осенние — сентябрь—ноябрь.

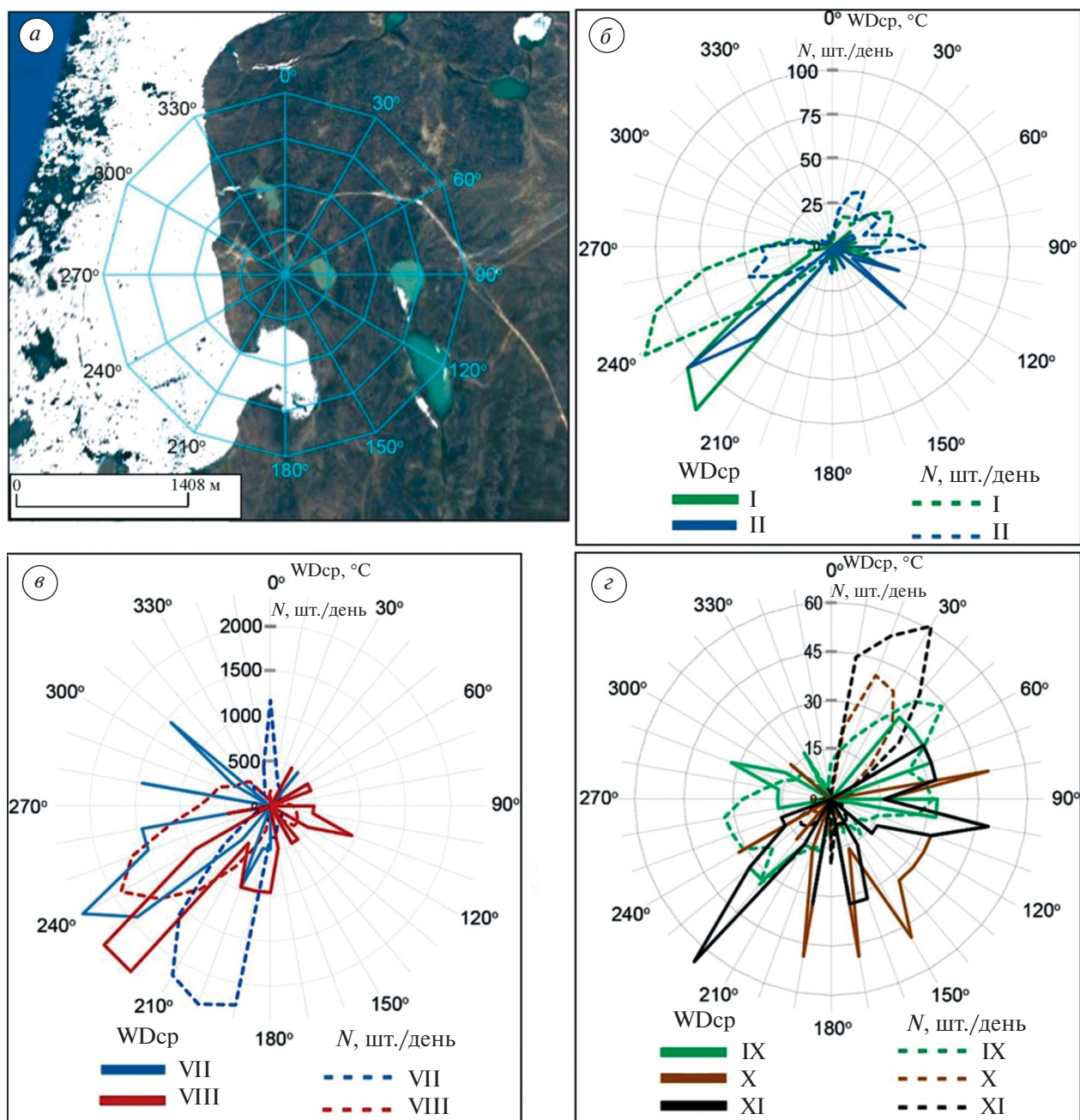


Рис. 6. Сопоставление преобладающего среднего значения направления ветра ($WD_{ср}$, сплошная линия) с распределением количества импульсов (пунктирная линия) в различные месяцы 2017 г.: карта района исследования с нанесённой градусной сеткой (а); сравнение месяцев: январь и февраль (б); июль и август (в); сентябрь, октябрь и ноябрь (г). На оси диаграммы показано количество импульсов в день

Fig. 6. Comparison of the prevailing average wind direction (WD_{sr} , solid line) with the distribution of the number of pulses (dotted line) in various months of 2017: a study area map with a degree grid (a); comparison of months: January and February (б); July and August (в); September, October and November (г). The axis shows the number of pulses per day

Сравнение суточных вариаций суммарного количества импульсов по интервалам показывает, что полусуточные вариации от минимальных значений до максимальных, т.е. действие приливов, отчётливо проявляются летом и осенью при открытой воде. Припайный лёд

в зимне-весенний период, когда пролив полностью скован льдом, практически “не отзывается” на приливы, т.е. приливные деформации 10^{-8} – 10^{-9} (Капустян, Юдахин, 2007) не влияют на напряжённо-деформированное состояние льда.

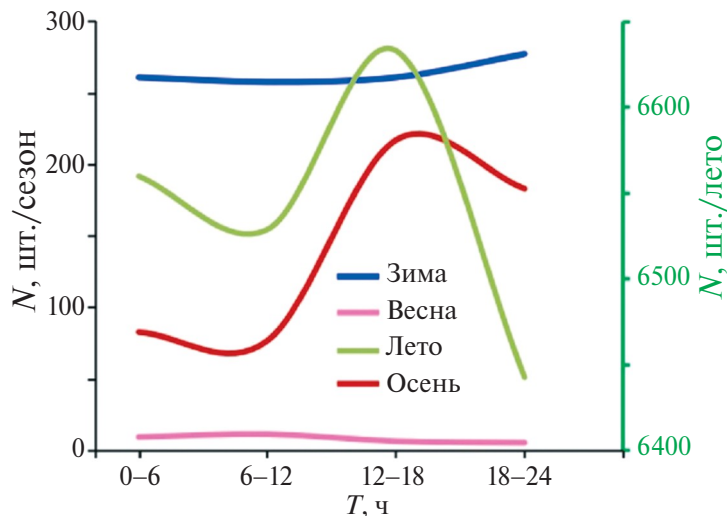


Рис. 7. Распределение количества импульсов, произошедших в диапазоне азимутов от 140° до 360° за 2017 г.
Fig. 7. Distribution of the number of pulses occurring in the azimuth range from 140° to 360° for 2017

ОБСУЖДЕНИЕ

Параметры сейсмических микроимпульсов сопоставлялись с экзогенными факторами: ледовой обстановкой, изменениями во времени температуры воздуха и направления ветра, действием приливов. В результате выявлено, что основные экзогенные факторы, влияющие на возникновение цугов микроимпульсов, регистрируемых станцией “Северная Земля” (SVZ), установленной на побережье пролива Шокальского, — это вариации температуры и направление ветра. По существу, во временном ходе параметров микроимпульсов наблюдается годовая цикличность, при этом можно выделить два условных сезона относительно устойчивого проявления микроимпульсов — зима и лето, и переходные сезоны — весна и осень. Отмеченная сезонность не совпадает с общепринятыми календарными интервалами, так как определяется устойчивыми значениями температуры воздуха. Для весны температурный диапазон от -5 до -1 °С, для осени — от 1 до -5 °С, для зимы и лета — временные интервалы между весной и осенью. Наиболее стабильным по состоянию ледяного покрова по картам ААНИИ (Арктический и антарктический..., 2025) — февраль и сентябрь, для февраля присущ припайный лёд, для сентября — открытая вода. Анализ сейсмических данных для сезонов зима и лето—осень отображает основные типы ледовой ситуации и является обучающим массивом данных для автоматизированной методики слежения за ледовой обстановкой.

Результаты применения автоматизированного алгоритма таковы:

1) разделение микроимпульсов по типам волн (объёмные, поверхностные) с использованием оценки поляризации позволяет отсеять основную часть приповерхностных шумов и принять объёмные волны как основу интерпретации;

2) параметр N (количество сейсмических микроимпульсов в день) не всегда однозначно соответствует состоянию ледяного покрова. Этот параметр меняется в зависимости от времени года и экзогенных факторов и отличается в разные годы. Всё это свидетельствует о чувствительности параметра к ряду факторов, что даёт возможность подобрать ситуацию, когда можно его использовать для характеристики состояния ледяного покрова. Наименьшие вариации N за анализируемые годы наблюдаются в весенний период, наибольшие — в летне-осенний;

3) влияние морских приливов отображается в суточных вариациях N в выделенных условных сезонах лето и осень, но практически не прослеживается в зимний и весенний периоды, т.е. при ледяном покрове. Это указывает на то, что импульсы генерируются при действии прибоя у берега, а не в толще льда;

4) отмеченная вариативность параметра N определяется суперпозицией причин генерации импульсов, что показывает построение поляризационных диаграмм направленности, которые имеют не только основные, но и боковые лепестки;

5) сравнение диаграмм (поляризационных для N и направления ветра) показывает, что при достаточно однородных свойствах морской акватории (открытая вода или установившийся припай) эти диаграммы достаточно хорошо совпадают. Основные лепестки диаграмм направленности указывают на пролив Шокальского, где на формирование сейсмических микроимпульсов также могут оказывать влияние микроподвижки в горных породах, вызванные экзогенными воздействиями. При смене сезонов диаграммы имеют много лепестков, причём для сейсмических микроимпульсов источники могут находиться как в проливе, так и на суше. В межсезонье одной из причин проявления микроимпульсов служит раздробленность льда (морского и озёрного).

На основании полученных данных можно охарактеризовать процесс генерации сейсмических микроимпульсов следующим образом. В зимний сезон при температуре ниже -15°C регистрируются достаточно интенсивные отдельные импульсы с чёткими вступлениями. В весенний сезон наблюдается наименьшее количество микроимпульсов, слабая зависимость от температуры и ветровых вариаций. В летний сезон количество микроимпульсов за сезон в разные годы может существенно различаться, что следует объяснить ледовой обстановкой, которая тоже изменчива от года к году. В осенний сезон при понижении температуры наблюдается “затухание” количества событий со временем. Связи со сменой температуры не наблюдается, что объясняется в том числе относительно “чистой водой” в проливе. В микросейсмах доминируют воздействия прибойных явлений.

Анализ диаграмм направленности за разные месяцы показывает существенную приуроченность микроимпульсов к акваториям и береговой линии. Учитывая относительно высокий частотный состав микроимпульсов, отсутствие вблизи станции ледовых куполов, выявленные сезонные особенности и формы рельефа берега, можно предположить, что основные вариации параметров микроимпульсов связаны с морскими льдами (припайными процессами), и в меньшей степени с озёрными льдами. Связь источников колебаний с особенностями рельефа берегов отмечалась в литературе и ранее при изучении ледяного покрова акваторий (Moreau et al., 2023).


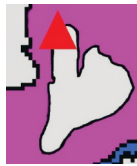


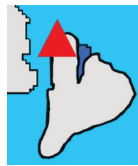
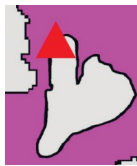




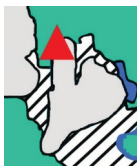






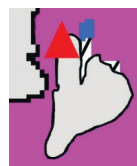


Высокая производительность автоматического обнаружения, классификация на сейсми-

ческих записях микроимпульсов по типам волн (использование поляризации) и непрерывные сейсмологические наблюдения в совокупности с полученными выше результатами связи с экзогенными факторами позволили предложить новую возможность для криосейсмологического мониторинга. Задача таких работ – получить дополнительные данные о механических свойствах, характеризующих состояние ледяного морского покрова в радиусе до 5 км на основании обработки сейсмологических данных, выполняемых в фоновом режиме при стандартных сейсмологических наблюдениях на арктических островах.

Объект такого криосейсмологического мониторинга – свойства ледяного покрова при его становлении (обозначим как процесс А), при образовании припая (процесс В) и его устойчивом состоянии до весенней деградации (процесс С). Выбраны эти три стадии по ряду причин: во-первых, они наиболее чётко отслеживаются по картам ледовой обстановки (Арктический и антарктический..., 2025) и, во-вторых, на практике эти интервалы важны для проводки судов или использования припая для размещения грузов.

В табл. 1 приведены карты и основные параметры для выбранных временных интервалов. Рассмотрены четыре зимних периода (I–IV) полноценных наблюдений за 2017/18, 2018/19, 2019/20 и 2020/21 гг., по которым оценивалась статистика количества микроимпульсов для каждого временного интервала. Разделение данных по времени проводилось на основании карт, которые в среднем составляют раз в неделю (Арктический и антарктический..., 2025). Для оценки чувствительности методики подобраны моменты времени, между которыми ситуация может кардинально меняться, например, интервал IV-A (становление льда в зимний период 2020 г., начиная с появления отдельных льдин) соответствует процессам между ситуациями на картах 27.10.2020 и 15.12.2020, а интервал IV-AA (становление льда, начиная с чистой воды) – 6.10.2020 и 15.12.2020. Для построения гистограмм количества событий и связи с температурой воздуха подбирался интервал для подсчёта количества импульсов при изменении температур, для чего рассчитывалась гистограмма температур (рис. 8). Согласно распределению, интервал температур в 3°C (медианное значение \pm стандартное отклонение) даст информативную оценку количества импульсов, зарегистрированных при этом интервале температур.

Таблица 1. Зависимость количества импульсов от состояния ледяного покрова**Table 1.** Dependence of the number of pulses on the ice cover state

Интервал, годы	Процесс/параметр	Начало процесса – чистая вода	Становление – молодой лед	Формирование припая	Стабильное состояние припая
2017/18	Карты/дата	26.09.2017 	17.10.2017 	5.12.2017 	29.05.2018 
	Обозначение интервала	I-A		I-B	I-C
	Длительность процесса, дни		22	50	175
	Среднее кол-во импульсов в день		0.83	1.36	0.76
2018/19	Карты/дата	23.10.2018 	6.11.2018 	22.01.2019 	30.04.19 
	Обозначение интервала	II-A		II-B	II-C
	Длительность, дни		14	76	99
	Среднее кол-во импульсов в день		4.54	1.57	0.67
2019/20	Карты/дата	01.10.2019 	05.11.2019 	03.12.2019 	25.02.2020 
	Обозначение интервала	III-A		III-B	III-C
	Длительность процесса, дни		35	28	84
	Среднее кол-во импульсов в день		3.38	1.42	0.67
2020/21	Карты/дата	27.10.2020 	15.12.2020 	30.03.2021 	04.05.2021 
	Обозначение интервала	IV-A		IV-B	IV-C
	Длительность процесса, дни		50	105	35
	Среднее кол-во импульсов в день		0.52	0.79	0.26
2020/21	Карты/дата	06.10.2020 	15.12.2020 	30.03.2021 	04.05.2021 
	Обозначение интервала	IV-AA		IV-B	IV-C
	Длительность процесса, дни		71	105	35

Примечание: Легенду для карт см. на рис. 2.

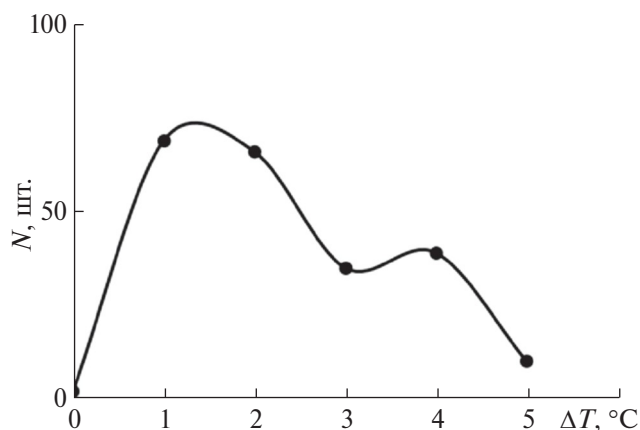


Рис. 8. Распределение величин изменений температуры воздуха за сутки
Fig. 8. Distribution of the values of air temperature changes per day

С учётом хорошо известного в механике деформируемых сред факта связи количества микроимпульсов с параметрами напряжённо-деформированного состояния, мы попытались связать количество микроимпульсов с механическими свойствами ледяного покрова, который, как известно, зависит от температуры (Доронин, Хейсин, 1975). На рис. 9 приведены для каждого временного интервала распределения количества импульсов в день в зависимости от температуры. Нормировка графиков при интервале в один день необходима для их сопоставления, так как длительности периодов различны (см. табл. 1).

Сравнение кривых на рис. 9 показывает следующее. При становлении льда (процесс А) максимальное количество импульсов приходится на малые значения отрицательных температур (единицы градусов, до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$), причём при незначительных отрицательных температурах импульсов может быть существенно больше, чем в другие периоды. Согласно диаграммам направленности, это может быть связано со столкновением кусков молодого льда между собой и с берегом (см. рис. 5–6). Образование припая (процесс В) приводит к уменьшению количества импульсов, они происходят в основном в диапазоне от -20 до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, иногда от $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (сезон I). Согласно диаграммам направленности N , это может указывать на взаимодействие льда как с морским берегом, так и на более раннее по времени становление льда на озёрах. Состояние устойчивого припая (процесс С) даёт максимум импульсов в интервале температур от -25 до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, и это может характеризовать крепкую спаянность льда. Этот вывод, конечно, требует лабораторных подтверждений.

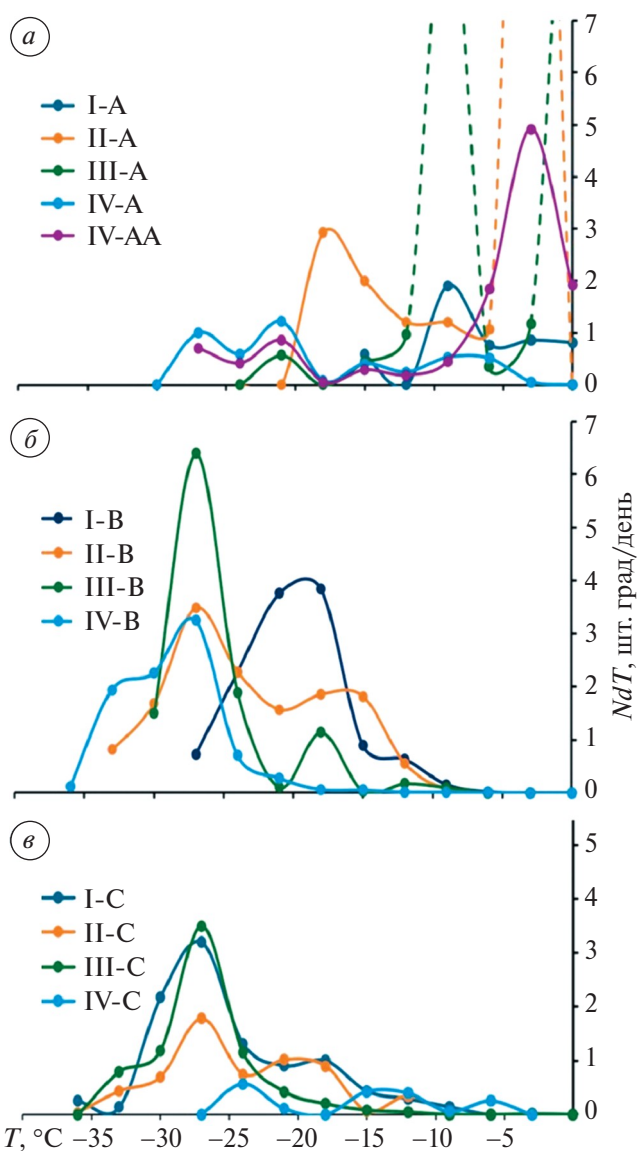


Рис. 9. Зависимость количества импульсов в сутки, наблюдаемых при изменении температуры на $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, от температуры воздуха для трёх процессов А (а), В (б), С (в) и четырёх сезонов наблюдения (I–IV) за 2017–2021 гг. в соответствии с табл. 1

Fig. 9. The dependence of the number of pulses per day observed with a temperature change of $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ on the air temperature for three processes A (a), B (б), C (в) and four observation seasons (I–IV) for 2017–2021 in accordance with Table 1

Сопоставление графиков для интервалов образования припая, начиная с чистой воды (см. табл. 1, IV-AA) и возникновения отдельных льдин (см. табл. 1, IV-A), показывает чувствительность рассмотренного выше подхода. При образовании льдин на соответствующей кривой IV-AA (см. рис. 9, а) появляется чёткий максимум на низких температурах.

Анализ совокупности данных и отмеченные выше особенности допускают следующее объяснение природы микроимпульсов. В соответствии с результатами детального изучения ледяного покрова (Доронин, Хейсин, 1975), для морского льда характерно образование термических трещин вследствие изменения его физических свойств, образующихся при понижении температуры либо при исчезновении снежного покрова в условиях низких температур. Возникновение трещин в кристаллической решётке льда происходит в процессе его пластической деформации и определяется дислокационным механизмом. Для пресного льда это явление очень подробно исследовалось Л.У. Голдом (Gold, 1963). Согласно (Доронин, Хейсин, 1975), основные закономерности – общие и для морских, и для пресных льдов, однако у морского льда процессы образования и распространения трещин более чувствительны к температуре. Это связано с наличием жидкой фазы и возможностью фазовых переходов внутри структуры льда. При неизменной температуре чувствительность морского льда к трещинам определяется его солёностью.

Возникновение наиболее опасных открытых трещин, проходящих сквозь всю толщу льда, в основном связано с воздействием ветра и приливных течений (Доронин, Хейсин, 1975). Приливные трещины характерны для берегового припая и проходят примерно параллельно берегу (см. рис. 1, б). Ветер и волнение вызывают трещины в дрейфующих ледяных полях и у границы припайных льдов. Локальные нарушения сплошности припая (трещины и торосы) вызваны локальными подвижками либо термическим расширением или сжатием ледяных полей (Доронин, Хейсин, 1975).

Тем не менее, согласно полученным азимутальным распределениям (см. рис. 5–6), ряд лепестков диаграмм направленности указывают не на расположенные вблизи станции озёра, а направлены между ними. Чаще подобный эффект наблюдается в выделенные летние и осенние сезоны. С учётом погрешности оценки азимутального направления (примерно 10°) и опыта (Капустян, Юдахин, 2007; Юдахин и др., 2008, Kapustian et al., 2022) предположено, что природа микроимпульсов может быть связана с активизацией зон трещиноватости в многометровой толще мёрзлых пород. Для детализации природы микроимпульсов необходимо большее количество сейсмических станций, а также проведение детальных геофизических исследований по изу-

чению строения района размещения сейсмической станции, как, например, это было сделано в (Danilov et al., 2025).

ВЫВОДЫ

Выявлена связь экзогенных факторов с количеством регистрируемых микроимпульсов одиночной сейсмической станцией “Северная Земля” (SVZ), установленной на побережье пролива Шокальского на территории научно-исследовательского стационара “Ледовая база “Мыс Баранова”. Показано, что их природа в большей степени обусловлена динамикой процессов взаимодействия в системе атмосфера–гидросфера–литосфера, в том числе связанных с припаем преимущественно вблизи побережья в радиусе до 5 км.

Информация о трещинах при прогнозе основных линий взлома припая в летний период, особенно в зонах функционирования разведочных буровых установок на шельфе, является не только актуальным, но и недостаточно изученным вопросом. Исследования показали, что даже по данным одиночной сейсмической станции имеется возможность вести мониторинг нарушения сплошности ледяного покрова. При этом процесс можно автоматизировать и осуществлять передачу обработанных данных онлайн. Такая информация может служить дополнительным и независимым параметром при мониторинге ледовой обстановки.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования Российской Федерации для Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаврова Уральского отделения Российской академии наук (№ 125021702395-9) и для Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (FMWU-2025-0047).

Выражаем глубокую благодарность Н.Ю. Афонину за помощь в реализации алгоритма автоматической обработки данных.

Acknowledgement. The studies were carried out under state assignments from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 125021702395-9) and for Schmidt

Institute of the Physics of the Earth Russian Academy of Sciences (FMWU-2025-0047).

We would like to express our deep gratitude to N.Yu. Afonin for his help in implementing the automatic data processing algorithm.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов А.П., Красилов С.А.* Программный комплекс WSG “Система обработки сейсмических данных”. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020664678 от 16.11.2020.
- Антоновская Г.Н., Ковалев С.М., Конечная Я.В., Смирнов В.Н., Данилов А.В.* Новые сведения о сейсмичности российской Арктики по данным пункта сейсмических наблюдений “Северная Земля” // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2 (116). С. 170–181.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-2-170-181>
- Арктический и антарктический научно-исследовательский институт // Электронный ресурс. URL: <https://aari.ru/>; <https://www.aari.ru/data/climate> (Дата обращения 05.07.2025).
- Богомолов Л.М.* От исследований штормовых микросейсм к анализу сейсмо-ионосферных эффектов // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2011. № 6. С. 27–33.
- Ветер Свободы // Электронный ресурс. URL: <https://veter-s.ru/product/hatanga-severnaja-zemlja/> (Дата обращения 05.07.2025).
- Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е.* Морской лёд. Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. 320 с.
- Егизаров Б.Х., Воскресенский С.В.* Геологическое строение острова Большевик (Северная Земля) // Труды НИИ геологии Арктики Главсевморпути при Совете министров СССР. Т. XXV. Л.–М.: Изд-во Главсевморпуть, 1951. 80 с.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 416 с.
- Козлов Д.В., Соломатин С.В.* Развитие методов расчета ледовой нагрузки на морские гидротехнические сооружения в условиях устойчивого припая // Природообустройство. 2023. № 3. С. 72–84.
<https://doi.org/10.26897/1997-6011-2023-3-72-84>
- Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С.* Определение параметров ледового покрова с помощью сейсмоакустического шума // Акустический журнал. 2023. Т. 69. № 5. С. 637–651.
<https://doi.org/10.31857/S0320791923600385>
- Степанюк И.А., Смирнов В.Н.* Методы измерений характеристик динамики ледяного покрова. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. 136 с.
- Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В.* Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 129 с.
- Anderson D.* Preliminary results and review of sea ice elasticity and related studies // Transactions of the Engineering Institute of Canada. 1958. № 2. P. 2–8.
- Antonovskaya G.N., Kapustian N.K., Konechnaya Y.V., Morozova E.R.* Glacial and seismic events investigation from a single-station record at Severnaya Zemlya archipelago (Arctic region) // Journal of Seismology. 2024. № 28. P. 615–633.
<https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2931088/v1>
- Crary A.P.* Seismic studies on Fletcher’s Ice Island // V. 3. Eos, Transactions American Geophysical Union. 1954. № 35. P. 293–300.
<https://doi.org/10.1029/TR035i002p00293>
- Danilov K.B., Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Shakhova E.V., Kapustian N.K.* Passive Seismic Investigation of Intraplate Earthquakes Epicentral Zones in the North of Russia as One of the Ways to Understand Their Source Mechanics // Journ. of Earth Science. 2025. № 36 (2). P. 764–780.
<https://doi.org/10.1007/s12583-024-0053-9>
- Deichmann N., Ansorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F., Gudmundsson G.H.* Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier // Annals of Glaciology. 2000. V. 31. № 1. P. 85–90.
<https://doi.org/10.3189/172756400781820462>
- Flinn E.A.* Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // Proc. of the IEEE. 1965. № 53 (12). P. 1874–1876.
- Galluzzo D., Nardone L., La Rocca M., Esposito A.M., Manzo R., Di Maio R.* Statistical moments of power spectrum: A fast tool for the classification of seismic events recorded on volcanoes // Advances in Geosciences. 2020. № 52. P. 67–74.
- Gold L.W.* Deformation mechanisms in ice // Research paper № 193 of the Division of Building Research. 1963.
<https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/ft/?id=692848af-721c-4537-82a5-710659a82e40>
- Hunkins K.* Seismic studies of sea ice // Journ. Geophys. Res. 1960. № 65. P. 3459–3472.
- Jurkevics A.* Polarization analysis of three-component array data // Bulletin of the seismological society of America. 1988. № 78 (5). P. 1725–1743.
- Kapustian N.K., Shakhova E.V., Antonovskaya G.N.* New Opportunities for Epicentral Seismic Observations // Seismic Instruments. 2022. № 58 (6). P. 732–742.
<https://doi.org/10.3103/S0747923922060068>
- Köhler A., Maupin V., Nuth C., Van Pelt W.* Characterization of seasonal glacial seismicity from a single-station on-ice record at Høltedahlfonna, Svalbard // Annals of Glaciology. 2019. № 60 (79).
<https://doi.org/10.1017/aog.2019.15>
- Kramer S.L., Stewart J.P.* Geotechnical earthquake engineering. 2nd Edition. CRC Press. 2024.
<https://doi.org/10.1201/9781003512011>

- Marsan D., Weiss J., Larose E., Métaixian J.-P. Sea-ice thickness measurement based on the dispersion of ice swell // *Journ. of the Acoustic Society of America*. 2012. № 131. P. 80–91.
- Moreau L., Boué P., Serripierri A., Weiss J., Hollis D., Pondaven I., Vial B., Garambois S., Larose É., Helmstetter A., Stehly L., Hillers G., Gilbert O. Sea ice thickness and elastic properties from the analysis of multimodal guided wave propagation measured with a passive seismic array // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 2020a. № 125. e2019JC015709. <https://doi.org/10.1029/2019JC015709>
- Moreau L., Weiss J., Marsan D. Accurate estimations of sea-ice thickness and elastic properties from seismic noise recorded with a minimal number of geophones: from thin landfast ice to thick pack ice // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 2020b. № 125. e2020JC016492. <https://doi.org/10.1029/2020JC016492>
- Moreau L., Seydoux L., Weiss J., Campillo M. Analysis of microseismicity in sea ice with deep learning and Bayesian inference: application to high-resolution thickness monitoring // *The Cryosphere*. 2023. № 17. P. 1327–1341. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1327-2023>
- O’Neil S., Pfeffer W.T. Source mechanics for monochromatic icequakes produced during iceberg calving at Columbia Glacier, AK // *Geophys. Research Letters*. 2007. № 34. L22502/. <https://doi.org/10.1029/2007GL031370>
- Romeyn R., Hanssen A., Ruud B.O., Johansen T.A. Sea ice thickness from air-coupled flexural waves // *The Cryosphere*. 2021. № 15. P. 2939–2955. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2939-2021>
- Serripierri A., Moreau L., Boué P., Weiss J., Roux P. Recovering and monitoring the thickness, density, and elastic properties of sea ice from seismic noise recorded in Svalbard // *The Cryosphere*. 2022. № 16. P. 2527–2543. <https://doi.org/10.5194/tc-16-2527-2022>
- Shebalin P.N., Baranov A.A. Aftershock Rate Changes at Different Ocean Tide Heights // *Front. Earth Sci.* 2020. № 8. 559624 p. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.559624>
- Smirnov V.G., Bychenkov Ju.D., Priamikov S.M., Shcherbakov Ju.A. The use of satellite information for ice navigation support // *Proc.15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC’99)*, Helsinki, August 23–27, 1999. V. 1. P. 154–165.
- Stein P.J., Euerle S.E., Parinella J.C. Inversion of pack ice elastic wave data to obtain ice physical properties // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 1998. № 103. P. 21783–21793.
- Trnkoczy A. Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*. Edited by P. Bormann. Deutsches Geo Forschungs Zentrum GFZ, Potsdam. 2012. № 1–20. https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_8.1
- Turova A.P., Morozova E.R. The contribution of the seismic station “Severnaya Zemlya” to the study of arctic seismicity // *Arctic Environmental Research*. 2019. № 19 (4). P. 139–145. <https://doi.org/10.3897/issn2541-8416.2019.19.4.139>
- Yang T., Giellis G. Experimental characterization of elastic waves in a floating ice sheet // *Journ. of Acoustic Society of America*. 1994. № 96. P. 2993–3009.

Citation: Antonovskaya G.N., Konechnaya Ya.V., Kapustian N.K., Shakhova E.V., Morozova E.R. Influence of Exogenous Factors on Micro-Pulse Parameters at Arctic Coastal Seismic Station and Their Relation to Ice Conditions. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 348–364. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020094

Influence of Exogenous Factors on Micro-Pulse Parameters at Arctic Coastal Seismic Station and Their Relation to Ice Conditions

© 2026 G. N. Antonovskaya^{a,*}, Ya. V. Konechnaya^a, N. K. Kapustian^{a,b}, E. V. Shakhova^a, E. R. Morozova^a

^a*Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: antonovskaya@fciarctic.ru

Received September 29, 2025; revised December 5, 2025; accepted March 23, 2026

The results of the long-term (2017–2023) monitoring of micro-pulses recorded by the Severnaya Zemlya seismic station (SVZ), installed near the coastline in the archipelago of the same name, Bolshevik Island, are presented. Micro-pulses are recordings of low-energy microseismic events and are characterized by a duration from 1 to 10–15 seconds with frequencies from several Hz to the first tens of Hz and the presence of only one arrival. In seismic recordings, they usually appear as clusters, the individual elements of which have

such common characteristics as frequency composition, duration, and polarization. To detect the signals from these events on the seismic record and classify them, an algorithm for automatic data processing has been developed that makes it possible to generate a representative list of events containing the arrival time, wave type, azimuth to the source and the central frequency. Based on this information, the relationship of exogenous factors (variations in air temperature, atmospheric pressure, wind speed and strength, and ice conditions) with the number of micro-pulses is analyzed. It is shown that their nature is largely determined by the dynamics of interaction processes in the atmosphere-hydrosphere-lithosphere system, including those related to coast ice and mainly near the coastline. Based on data on micro-pulses from the Shokalsky Strait, which occurred at distances of up to 5 km from the SVZ station, an assessment of the state of sea ice in winter was carried out. It was shown that the maximum number of micro-pulses is observed during the period of stable ice at low negative air temperatures – below -25°C . Information about micro-pulses, together with meteorological data and ice condition maps, can be used to assess the condition of the ice, which in turn is an important factor for ship navigation, cargo placement, etc.

Keywords: Severnaya Zemlya archipelago, coast ice, single seismic station, micro-pulses, seismic activity, monitoring, weather activity

REFERENCES

- Akimov A.P., Krasilov S.A.* The WSG software package “Seismic Data processing System”. Certificate of state registration of the computer program No. 2020664678 dated 11/16/2020. [In Russian].
- Antonovskaya G.N., Kovalev S.M., Konechnaya Ya.V., Smirnov V.N., Danilov A.V.* New information on the seismicity of the Russian Arctic according to the data of the Severnaya Zemlya seismic observation point. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2018, 64 (2 (116)): 170–181. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-2-170-181> [In Russian].
- Arctic and Antarctic Research Institute: official site. Retrieved from: URL: <https://aari.ru/>; <https://www.aari.ru/data/climate> (Last access: July 5, 2025). [In Russian].
- Bogomolov L.M.* From studies of storm microseisms to the analysis of seismic-ionospheric effects. *Vestnik DVO RAN*. Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2011, (6): 27–33. [In Russian].
- The Wind of Freedom: official site. Retrieved from: URL: <https://veter-s.ru/product/arhipelag-severna-ja-zemlja> (Last access: July 5, 2025). [In Russian].
- Doronin Yu.P., Heisin D.E.* *Morskoy lyod*. Sea ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 320 p. (In Russian).
- Egizarov B.Kh., Voskresensky S.V.* The geological structure of Bolshevik Island (Severnaya Zemlya). *Trudy NII geologii Arktiki Glavsevmorputi pri Sovete ministrov SSSR*. Proceedings of the Research Institute of Arctic Geology of the Glavsevmorput under the Council of Ministers of the USSR. Vol. XXV. Leningrad–Moscow: Glavsevmorput, 1951: 80 p. [In Russian].
- Kapustyan N.K., Yudakhin F.N.* *Seismicheskie issledovaniya tekhnogennykh vozdeystvij na zemnyuyu koru i ih posledstvij*. Seismic studies of anthropogenic impacts on the Earth’s crust and their consequences. Yekaterinburg: Ural Branch of the RAS, 2007: 416 p. [In Russian].
- Kozlov D.V., Solomatina S.V.* Development of methods for calculating the ice load on marine hydraulic structures in conditions of coast ice stable. *Prirodoobustrojstvo*. Environmental management. 2023, 3: 72–84. <https://doi.org/10.26897/1997-6011-2023-3-72-84> [In Russian].
- Presnov D.A., Sobisevich A.L., Shurup A.S.* Determination of ice cover parameters using seismoacoustic noise. *Akusticheskij zhurnal*. Journ. of the Acoustic. 2023, 69 (5): 637–651. <https://doi.org/10.31857/S0320791923600385> [In Russian].
- Stepanyuk I.A., Smirnov V.N.* *Metody izmerenij harakteristik dinamiki ledyanogo pokrova*. Methods of measuring characteristics of ice cover dynamics. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 136 p. [In Russian].
- Yudakhin F.N., Kapustyan N.K., Shakhova E.V.* *Issledovaniya aktivnosti platformnykh territorij s ispol'zovaniem mikrosejsm*. Studies of the activity of platform territories using microseisms. Yekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2008: 129 p. [In Russian].
- Anderson D.* Preliminary results and review of sea ice elasticity and related studies. Transactions of the Engineering Institute of Canada. 1958, 2: 2–8.
- Antonovskaya G.N., Kapustyan N.K., Konechnaya Y.V., Morozova E.R.* Glacial and seismic events investigation from a single-station record at Severnaya Zemlya archipelago (Arctic region). *Journ. of Seismology*. 2024, 28: 615–633. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2931088/v1>
- Crary A.P.* Seismic studies on Fletcher’s Ice Island. V. 3. Eos, Transactions American Geophysical Union. 1954, 35: 293–300. <https://doi.org/10.1029/TR035i002p00293>
- Danilov K.B., Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Shakhova E.V., Kapustyan N.K.* Passive Seismic Investigation of Intraplate Earthquakes Epicentral Zones in the North of Russia as One of the Ways to Under-

- stand Their Source Mechanics. *Journ. of Earth Science*. 2025, 36 (2): 764–780.
<https://doi.org/10.1007/s12583-024-0053-9>
- Deichmann N., Ansoorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F., Gudmundsson G.H. Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier. *Annals of Glaciology*. 2000, 31 (1): 85–90.
<https://doi.org/10.3189/172756400781820462>
- Flinn E.A. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proc. of the IEEE*. 1965, 53 (12): 1874–1876.
- Galluzzo D., Nardone L., La Rocca M., Esposito A.M., Manzo R., Di Maio R. Statistical moments of power spectrum: A fast tool for the classification of seismic events recorded on volcanoes. *Advances in Geosciences*. 2020, 52: 67–74.
- Gold L.W. Deformation mechanisms in ice. Research paper № 193 of the Division of Building Research, 1963.
<https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/ft/?id=692848af-721c-4537-82a5-710659a82e40>
- Hunkins K. Seismic studies of sea ice. *Journ. Geophys. Res.* 1960, 65: 3459–3472.
- Jurkevics A. Polarization analysis of three-component array data. *Bulletin of the seismological society of America*. 1988, 78 (5): 1725–1743.
- Kapustian N.K., Shakhova E.V., Antonovskaya G.N. New Opportunities for Epicentral Seismic Observations. *Seismic Instruments*. 2022, 58 (6): 732–742.
<https://doi.org/10.3103/S0747923922060068>
- Köhler A., Maupin V., Nuth C., Van Pelt W. Characterization of seasonal glacial seismicity from a single-station on-ice record at Holtedahlfonna, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 2019: 60 (79).
<https://doi.org/10.1017/aog.2019.15>
- Kramer S.L., Stewart J.P. *Geotechnical earthquake engineering*. 2nd Edition. CRC Press. 2024.
<https://doi.org/10.1201/9781003512011>
- Marsan D., Weiss J., Larose E., Métaixian J.-P. Sea-ice thickness measurement based on the dispersion of ice swell. *Journ. of Acoustic Society of America*. 2012, 131: 80–91.
- Moreau L., Boué P., Serripierri A., Weiss J., Hollis D., Pondaven I., Vial B., Garambois S., Larose É., Helmstetter A., Stehly L., Hillers G., Gilbert O. Sea ice thickness and elastic properties from the analysis of multimodal guided wave propagation measured with a passive seismic array. *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 2020a, 125: e2019JC015709.
<https://doi.org/10.1029/2019JC015709>
- Moreau L., Seydoux L., Weiss J., Campillo M. Analysis of microseismicity in sea ice with deep learning and Bayesian inference: application to high-resolution thickness monitoring. *The Cryosphere*. 2023, 17: 1327–1341. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1327-2023>
- Moreau L., Weiss J., Marsan D. Accurate estimations of sea-ice thickness and elastic properties from seismic noise recorded with a minimal number of geophones: from thin landfast ice to thick pack ice. *Journ. Geophys. Res.-Oceans*. 2020b, 125: e2020JC016492.
<https://doi.org/10.1029/2020JC016492>
- O’Neel S., Pfeffer W.T. Source mechanics for monochromatic icequakes produced during iceberg calving at Columbia Glacier, AK. *Geophysical Research Letters*. 2007, 34: L22502. <https://doi.org/10.1029/2007GL031370>
- Romeyn R., Hanssen A., Ruud B.O., Johansen T.A. Sea ice thickness from air-coupled flexural waves. *The Cryosphere*. 2021, 15: 2939–2955.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-2939-2021>
- Serripierri A., Moreau L., Boué P., Weiss J., Roux P. Recovering and monitoring the thickness, density, and elastic properties of sea ice from seismic noise recorded in Svalbard. *The Cryosphere*. 2022, 16: 2527–2543.
<https://doi.org/10.5194/tc-16-2527-2022>
- Shebalin P.N., Baranov A.A. Aftershock Rate Changes at Different Ocean Tide Heights. *Front. Earth Sciences*. 2020, 8: 559624.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.559624>
- Smirnov V.G., Bychenkov Ju.D., Priamikov S.M., Shcherbakov Ju.A. The use of satellite information for ice navigation support. *Proc. 15th Intern. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC’99)*, Helsinki, August 23–27, 1999, 1: 154–165.
- Stein P.J., Euerle S.E., Parinella J.C. Inversion of pack ice elastic wave data to obtain ice physical properties. *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 1998, 103: 21783–21793.
- Trnkoczy A. Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. *In New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*. Edited by P. Bormann. Deutsches Geoforschungs Zentrum GFZ, Potsdam, 2012: 1–20.
https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_8.1
- Turova A.P., Morozova E.R. The contribution of the seismic station “Severnaya Zemlya” to the study of arctic seismicity. *Arctic Environmental Research*. 2019, 19 (4): 139–145.
<https://doi.org/10.3897/issn2541-8416.2019.19.4.139>
- Yang T., Giellis G. Experimental characterization of elastic waves in a floating ice sheet. *Journ. Acoustic Society of America*. 1994, 96: 2993–3009.

УДК 551.321.8:551.326.7

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТОРОСООБРАЗОВАНИЯ

© 2026 г. В. В. Харитонов^{1,*}, Р. И. Май^{1,2}, В. А. Бородкин¹

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

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: kharitonov@aari.ru

Поступила 21.10.2025 г.

После доработки 03.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Процесс формирования тороса под давлением моделировался с помощью двумерного стенда. Цель работы – наблюдение за движением полипропиленовых пластинок, имитирующих ледяные блоки, относительно друг друга в процессе моделирования формирования тороса. Основная идея стенда заключается в том, чтобы ограничить перемещение блоков-имитаторов льда только в вертикальной плоскости. Эта плоскость создаёт иллюзию поперечного сечения тороса. Рассмотрены конструкция стенда и методика моделирования. Процесс фиксировался видеокамерой. С помощью технологии компьютерного зрения проводился анализ каждого кадра на основе операций с векторными полигонами. В результате обработки изображений зафиксировано 20 морфометрических параметров строения тороса, среди которых: ширина паруса, ширина кия, координаты верхней точки паруса, координаты нижней точки кия, парус, киль, площадь блоков, распределение пористости по горизонтали и по вертикали, положение барицентров и т.д. Полученные модельные профили поперечного сечения были сравнены с реальными поперечными сечениями торосов. Результаты вполне удовлетворительные; это говорит о том, что моделирование адекватно отражает формирование реальных торосов. Увеличение осадки модельного тороса пропорционально корню квадратному из общей площади блоков, задействованных в эксперименте, с коэффициентом 0.8. Внедрение блоков в формирующийся торос происходит как сверху в виде наслоения, так и внутрь кия в виде “струй”. В дальнейшем блоки под действием силы тяжести смещаются вниз, образуя некое подобие завихрения, тем самым определяя преимущественный сценарий торошения. Согласно второму сценарию, который можно назвать сценарием “примыкания”, накопление новых блоков происходит на краю сформировавшегося кия, наслоения и последующих завихрений не происходит. Торошение по второму сценарию происходит гораздо реже, примерно в 20% экспериментов. На данный момент нет ясности в причинах торошения по тому или другому сценарию.

Ключевые слова: торошение, стенд для моделирования, модельный торос, видеоизображение, осадка кия, морфометрический параметр, сценарий

DOI: 10.7868/S2412376526020107

ВВЕДЕНИЕ

Торос представляет собой хаотическое холмообразное нагромождение обломков морского льда со сложным внутренним строением, образовавшееся в результате сжатия, находящееся на плаву и частично или полностью смёрзшееся. Первая компьютерная модель процесса торошения была разработана Р. Пармертером и М. Куном (Parmerter, Coon, 1972). М. Хопкинс предложил другую динамическую модель фор-

мирования тороса, в которой тонкий лёд замёрзшего разводья сталкивается с толстым многолетним льдом (Hopkins, 1994, 1998).

Физическое моделирование торосов начинал ещё В.П. Афанасьев (1971), который использовал парафиновые пластинки, свободно насыпанные на горизонтальную поверхность. Известен способ образования искусственных торосов (Vershinin et al., 1980). Его суть в том, что в ледяном поле делают прорезы в виде лотка, по боковым сторо-

нам которого устанавливаются ограждения, а затем сдавливают в продольном направлении внутреннюю часть лотка до образования тороса. Недостаток данного способа – высокая трудоёмкость и из-за этого невозможность многократного повторения опытов. Эксперименты по определению прочностных свойств моделей торосов описаны в (Alekseyev et al., 2001). Напиленные или наломанные обломки льда, соотношение сторон которых соответствует натурным обломкам в торосах, засыпаются в сдвиговый прибор. Нагрузка на сдвиговый прибор передаётся домкратами. Во время экспериментов фиксируются давление в гидросистеме и перемещение домкратов, скорость перемещения. Однако они моделируют прочностные свойства торосов без их морфометрических параметров. Моделирование торошения проводилось в лабораторных условиях в теплоизолированном бассейне размерами 3×1 и 1×0.6 м (Tyshko, 2009). Намороженное ледяное поле распиливалось поперёк на три части, одна из крайних частей служила препятствием для создания ледяных нагромождений при сжатии двух других с помощью домкрата. Это один из эффективных способов моделирования торосов, но для неоднократного повторения опытов требуется длительное время для намораживания льда.

Широкую известность получили ледовые опытовые бассейны, предназначенные для экспериментальных исследований механики деформации и разрушения морского льда (AARI..., 2025; Krylov-Centre..., 2025). В них проводятся исследования процессов и сценариев разрушения ледяного покрова при взаимодействии с судами и инженерными сооружениями. Моделирование в ледовых бассейнах также очень трудо- и энергоёмко, т.к. изготовление лабораторного льда в ледовом бассейне требует чрезмерно больших затрат времени и ресурсов, в первую очередь энергетических.

Оригинальное моделирование торошения и образования заторов описано в (Buzin, 2016). Используемый в этих экспериментах стенд в виде модели рельефа русла и поймы участка реки Лена протяжённостью 68 м выполнен из уплотнённого песка с последующим цементированием поверхностного слоя толщиной 2–3 см. В качестве модельного материала-имитатора льда применён полиэтилен. В экспериментах льдины представлены в виде квадратных пластин с длиной стороны 5, 10 и 20 см и толщиной 0.5 и 0.6 см, что соответствует натурным размерам льдин. Размеры льдин выбирались таким образом, чтобы в целом

на модели воспроизводилась картина, соответствующая натурному ледоходу. Методика проведения экспериментов заключалась в следующем. На чистую воду подавался имитатор льда в один слой. После этого он освобождался от удерживающего устройства, и начиналось свободное движение массива имитатора льда по чистой воде вниз по течению. Процесс движения имитатора льдин и формирования заторов снимался на фото- и видеокамеры. Неизвестно, как производилась обработка изображений, к тому же в этих экспериментах нет возможности наблюдения перемещения блоков внутри затора.

Фактически до сих пор нет чёткого представления, как же перемещаются блоки взломанного льда при торошении, и стоит задача – найти подходы к разрешению этой проблемы. Об актуальности этой проблемы говорит большое количество публикаций о ледовых нагрузках на гидротехнические сооружения, создаваемых торосами. Моделирование торошения, о котором говорится в данной статье, изначально было призвано прояснить картину, как распределяются блоки льда на поперечном сечении тороса, какова динамика процесса торошения. Достаточно вспомнить картинку в ряде публикаций, изображающие киль тороса и не имеющие ничего общего с реальностью. Результаты моделирования имеют научную значимость с точки зрения систематизации знаний о торосах вообще, и в частности о процессах их формирования.

КОНСТРУКЦИЯ СТЕНДА ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ТОРОШЕНИЯ

Основная идея стенда заключается в ограничении движения блоков-имитаторов льда в одной вертикальной плоскости. Эта плоскость позволяет рассматривать имитацию поперечного среза тороса сбоку, перпендикулярно его гребню. В качестве имитатора льда выбран полипропилен – материал, плотность которого соответствует плотности морского льда. Все блоки представляют собой параллелепипеды разного размера, но одинаковой толщины 8 мм. Длинная сторона блоков соответствует натурной ширине, а ширина – толщине ледяных обломков в “парусах” реальных торосов (Guzenko et al., 2022). За основу стенда взят бытовой аквариум размером $1500 \times 600 \times 300$ мм. Длина стенда в сто, а высота – в пятьдесят раз превышают минимальный размер блока-имитатора льда. Внутри аквариума, параллельно лицевой стенке, на расстоянии 9–12 мм установлена перегородка черного цвета. Между перегородкой

и боковыми стенками аквариума оставлены зазоры шириной 100 мм. Внутри стенда залита вода на глубину примерно $\frac{3}{4}$ высоты аквариума.

Согласно гистограмме, приведённой в (Guzenko et al., 2022), отношение ширины блоков к толщине имеет максимум при значении 2. Причём гистограмма показывает максимальную частоту случаев в диапазоне от 1 до 3 для этого отношения. Поэтому в наших экспериментах применяется отношение ширины и длины блоков от 1.5×1.5 до 4.5×1.5 см.

Моделирование торошения на стенде реализуется следующим образом. Через боковые зазоры блоки-имитаторы льда последовательно, друг за другом, помещаются с обеих сторон между перегородкой и лицевой стенкой в горизонтальном, плавающем положении. Под действием внешних горизонтальных усилий с одной или двух сторон обе последовательности блоков, имитирующие ровный лёд или сморозь, перемещаются в сторону центральной части стенда. В центре происходит столкновение выстроившихся в линию блоков. За счёт неидеальной формы блоков в некоторых местах возникают поперечные усилия, и происходит смещение отдельных блоков в поперечном направлении. Продолжение процесса приводит к нагромождению блоков, имитирующему торос. Варьирование размеров блоков и последовательности их употребления в экс-

перименте приводит к различным ситуациям с имитацией торошения. Светлые блоки на фоне чёрной перегородки создают контрастное изображение. На рис. 1 приведён снимок стенда, иллюстрирующий моделирование торошения. На лицевую сторону стенда нанесены вертикальная и горизонтальная шкалы. Для имитации торошения у стенки (у борта судна или гидротехнического сооружения) с одной стороны в зазоре между лицевой стенкой и перегородкой может быть установлена и закреплена под нужным углом ограничивающая консоль.

Отмечены следующие недостатки стенда: блоки имитируют уже взломанный лёд; смоченные блоки, скользя по стеклянным поверхностям в зоне выше уровня воды, удерживаются силами поверхностного натяжения и иногда зависают. Особенно это происходит с небольшими блоками из-за их малого веса; из-за прямоугольной формы блоков они иногда выстраиваются в линию и упираются в стенку. В этих случаях приходится искусственно создавать поперечное изгибающее усилие, чтобы нарушить это состояние и продолжить торошение. Наиболее лёгкий путь – создать усилие сверху вниз. В природе такие изгибы ровного ледяного поля наблюдаются при продольных нагрузках перед непосредственно разрушением. Чтобы избежать искусственного вмешательства при моделировании, иногда в месте контакта “ледяных полей” помещался толстый блок со скосом.

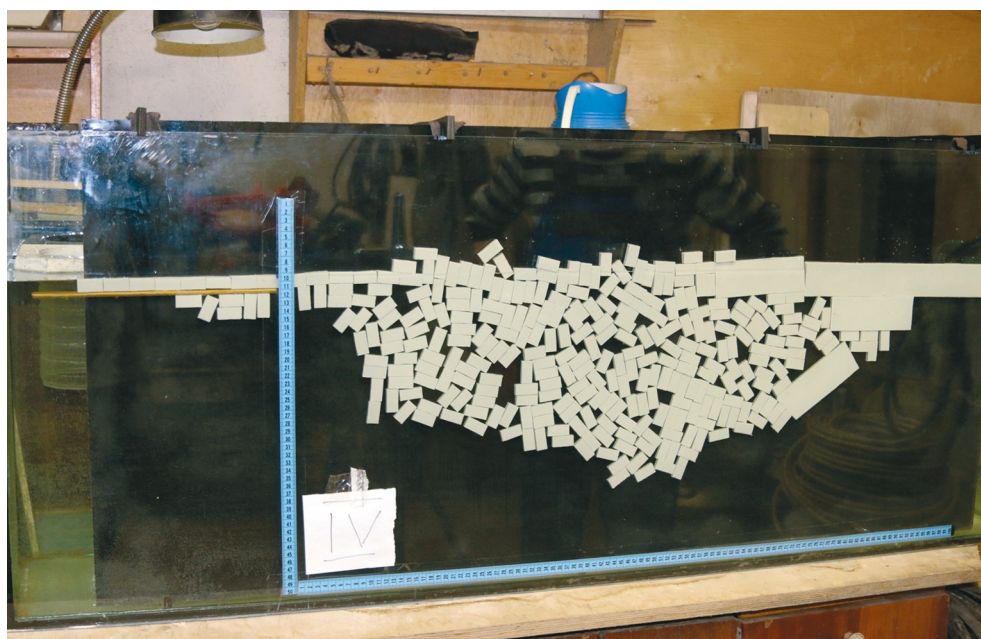


Рис. 1. Общий вид стенда для моделирования торошения
Fig. 1. General view of the bedstead simulator

лигонов позволяет найти значение пористости с дискретностью, равной ширине узких полигонов. В зависимости от ориентации узких полигонов оценивалось распределение пористости по горизонтали или вертикали.

Полученные характеристики могут рассчитываться на каждый кадр видеосъёмки, но для оптимизации расчёта и для отслеживания непрерывной динамики параметров тороса на каждом новом кадре сопоставлялась площадь изменения положения блоков тороса. Если площадь изменений превышала заданное пороговое значение, то новый кадр видео использовался для анализа, а последовательные ряды измерений характеристик дополнялись новыми характеристиками.

В результате обработки изображения каждого кадра фиксируются 20 морфометрических параметров строения тороса, среди них: ширина паруса, ширина киля, координаты верхней точки паруса, координаты нижней точки киля, площадь паруса,

киля, блоков, распределение пористости по горизонтали и по вертикали, положение барицентра и пр. На основе этих параметров рассчитываются соотношение килей и парусов, углы ската и др.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Всего выполнено более сотни экспериментов по моделированию торосения. Во всех экспериментах моделировалось столкновение тонкого и толстого ледяных полей. Применялись две комбинации соотношения их толщины (1 : 4 и 1 : 2), а также соотношения длины и ширины пластин, имитирующих обломки льда (1×1, 2×1, 3×1). В нескольких экспериментах толстый лёд был заменён пластиной, имитирующей миделево сечение научно-экспедиционного судна “Северный полюс”.

Первоочередной интерес представляет сравнение модельных торосов с другими моделями и с профилями поперечного сечения реальных торосов. На рис. 3–5 приведены такие сравнения.

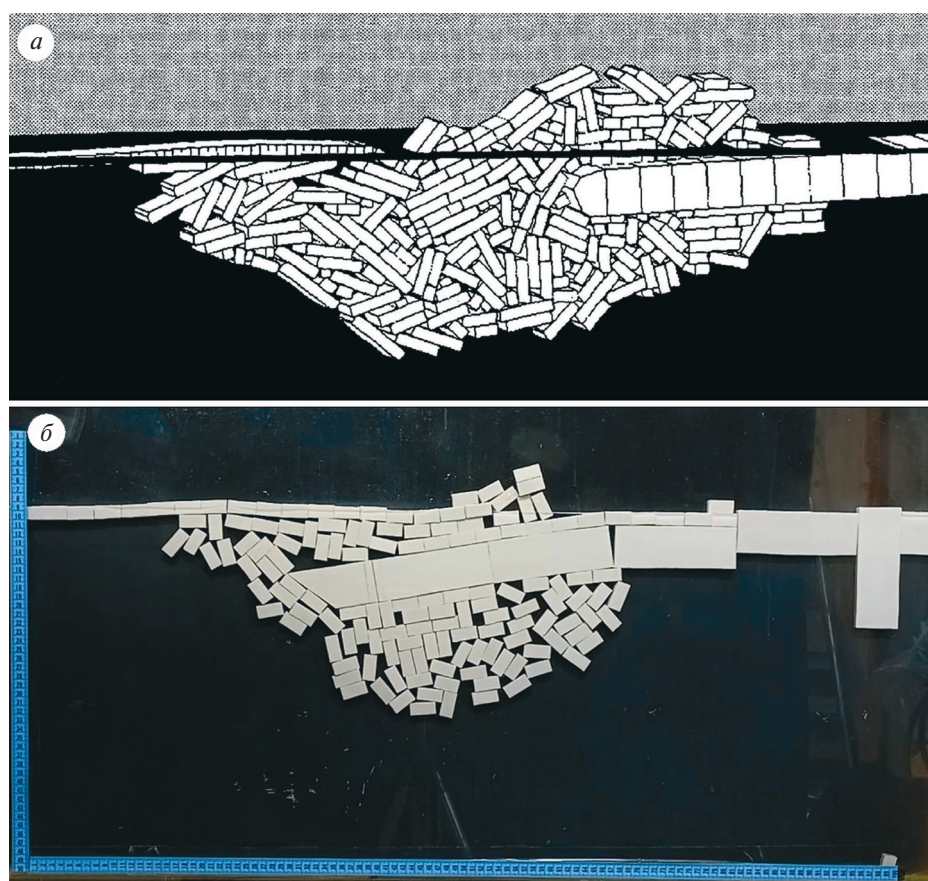


Рис. 3. Рисунок из статьи (Hopkins, 1998), иллюстрирующий картину, когда 150 м ледяного поля толщиной 500 мм нагромождено в виде тороса на двухметровый толстый лёд (а); похожая конфигурация блоков-имитаторов (б)
Fig. 3. Snapshot from a ridging simulation at a point when a 150 m extent of 500 mm thick lead ice has been pushed into a 2 m thick floe (Hopkins, 1998) (a); a similar configuration of ice simulator blocks (b)

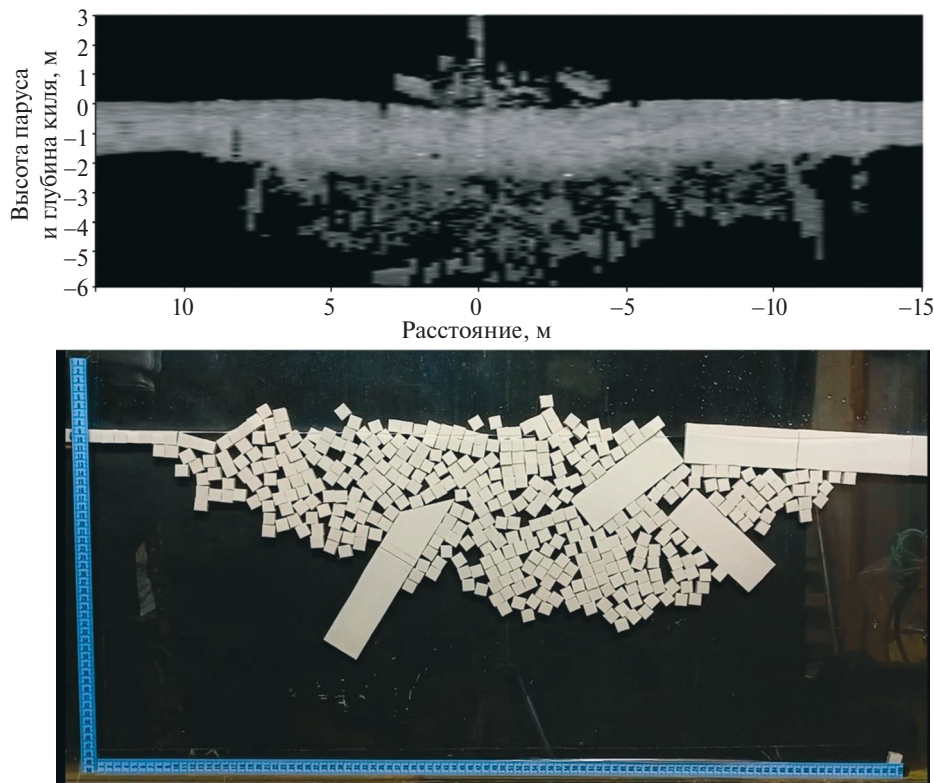


Рис. 4. Профиль тороса, исследованного в 2016 г. в проливе Шокальского (а), и похожая конфигурация блоков-имитаторов (б)
Fig. 4. Ice ridge profile studied investigated in 2016 in the Shokalsky Strait (Severnaya Zemlya Archipelago) (a); a similar configuration of ice simulator blocks (b)

Казалось маловероятным, что внутри тороса могут быть горизонтальные протяжённые полости. Однако результаты экспериментов, показанные на рис. 6, опровергают это утверждение. В центральной части килля можно наблюдать протяжённые субгоризонтальные полости.

Увеличение осадки модельного тороса по мере нарастания общей площади блоков, задействованных в эксперименте, для трёх типоразмеров блоков практически одинаково. Зависимости одинаково хорошо аппроксимируются как логарифмом, так и степенной функцией (рис. 7). Для логарифмической функции коэффициент детерминации $R^2 = 0.87-0.90$, для степенной функции $R^2 = 0.90-0.91$. Логарифмическая аппроксимация больше подходит для левой части облака точек, а степенная — для правой. Удлиненность блоков очень слабо влияет на величину осадки килля. С увеличением этого параметра наблюдается незначительное увеличение осадки килля (см. рис. 7). Практически, эти зависимости можно описать простой формулой:

$$K = 0.8\sqrt{S_b},$$

где K — осадка килля, см, S_b — общая площадь блоков, см². По этой формуле можно рассчитать и оценить возможную осадку килля. Например, в результате взаимодействия ледяного поля толщиной 0.4 м и длиной 800 м (площадь поперечного сечения составит $800 \times 0.4 = 320 \text{ м}^2$) с толстым льдом осадка килля достигнет 14 м.

Согласно полученной зависимости в виде квадратного корня, на первом этапе (задействовано 25% мелких блоков) осадка килля достигает 52–61% от максимального значения, на втором (задействовано 50% мелких блоков) — 75–78%. То есть основная осадка килля формируется на I и II этапах. Изначально киль тороса интенсивно растёт вниз, а затем начинают заполняться боковые части килля. Формирование паруса также происходит на первых двух этапах.

Ширина тороса также не зависит от соотношения длина/ширина блока, а изменяется пропорционально суммарной площади блоков. Согласно 62 экспериментам, среднее отношение ширина/осадка килля w_k/H_k равняется 3.09, СКО = 0.44.

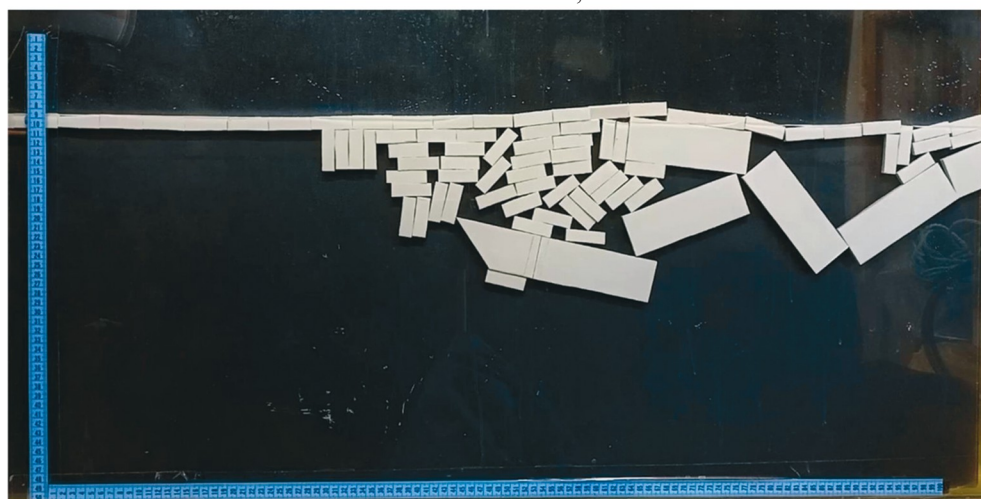
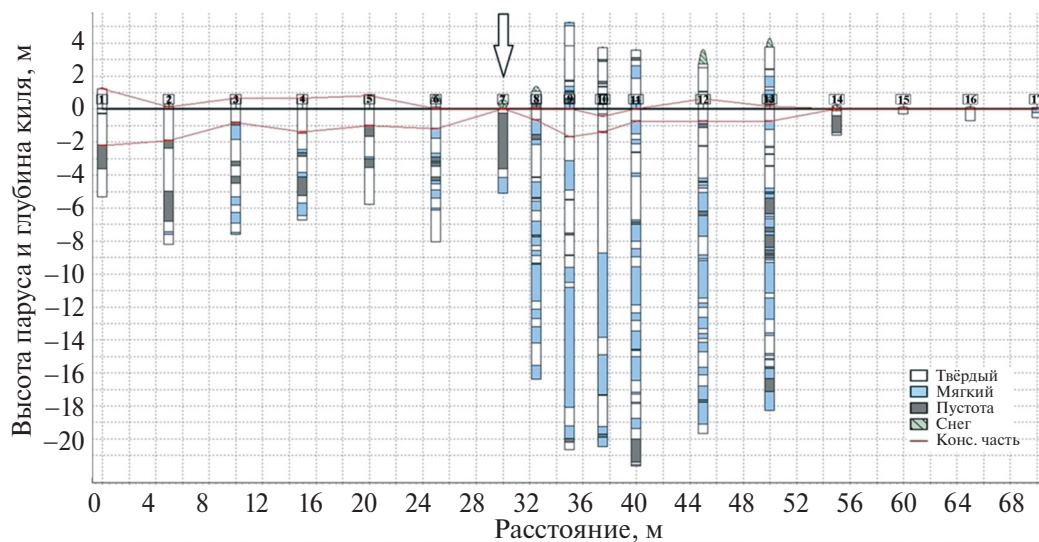


Рис. 5. Профиль тороса, на котором в центре в точке 7 (обозначена стрелкой) наблюдается провал с вертикальным размером около 3.5 м (а), и конфигурация блоков-имитаторов с крупной полостью (б)

Fig. 5. The profile of the hummock, on which a void with a vertical size of about 3.5 m is observed in the center at point 7 (highlighted by an arrow) (a), and configuration of ice simulator blocks with a large cavity (b)



Рис. 6. Модельный профиль тороса, показывающий наличие протяжённых субгоризонтальных полостей в центральной части кия

Fig. 6. A model profile of a hummock showing the presence of extended horizontal cavities in the central part of the keel

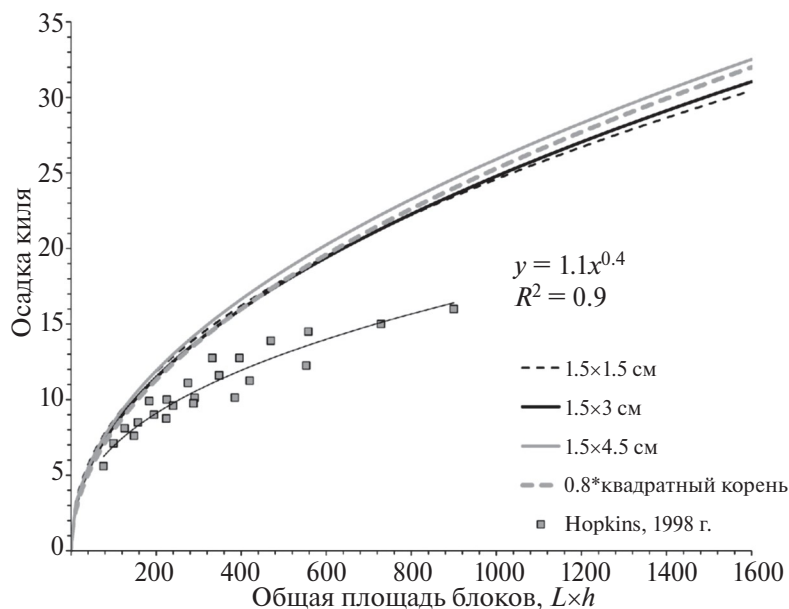


Рис. 7. Степенная аппроксимация осадки киля для трёх типоразмеров блоков-имитаторов и расчётные значения осадки киля из работы (Hopkins, 1998). L – протяжённость ледяного поля, м; h – толщина льда, м (там же). Пунктирной линией показана обобщённая квадратичная зависимость $y = 0.8\sqrt{x}$

Fig. 7. A power approximation of the keel draft for three standard sizes of ice simulator blocks and calculated values of the keel draft from (Hopkins, 1998). L is the ice extent, m; h , lead ice thickness, m (ibid). Dotted line shows the generalized squared relationship $y = 0.8\sqrt{x}$

Интересно, что в одном из экспериментов “отколовшийся” блок толстого льда за весь период торошения повернулся вокруг своей оси пять с половиной раз.

СЦЕНАРИИ ТОРОШЕНИЯ

В статье под сценарием понимается качественное описание процесса, при котором происходит последовательное развитие торошения во времени от начала до завершения, при этом идентифицированы ключевые события, которые характеризуют конкретный процесс и отличают его от других.

В ряде экспериментов одновременно применялись блоки двух типоразмеров, причём суммарные площади блоков и одного и другого размера были одинаковы. Сначала шли блоки одного размера, затем второго. Появилась возможность проследить, как блоки внедряются в уже сформированный киль. На рис. 8 показаны результаты одного из экспериментов. В данном случае на первом этапе блоки тонкого льда размером 3×1.5 см сформировали торос на краю толстого льда. Затем продолжилось торошение тонкого льда, но уже с размерами блоков 1.5×1.5 см. В финале получилась представленная

конфигурация блоков. Для лучшего восприятия более удлинённые блоки раскрашены синим цветом (за исключением части блоков, отделённых от общей массы толстыми блоками).

При сжатии надвигающийся тонкий лёд либо уходит вверх, образуя наслоение и впоследствии разрушаясь, либо, подобно струе, внедряется в киль. В обоих случаях “новые” блоки, нагромождаясь, под собственным весом смещаются вниз. Синие блоки оказываются вытесненными к нижней поверхности киля, и оказавшиеся на краю киля блоки начинают скатываться с киля влево, увлекая за собой белые блоки. Видно (см. рис. 8), что зоны белого льда в нижней части смещены влево. Этот процесс подобен завихрениям.

В последующих экспериментах одновременно применялись блоки одного размера, но двух цветов, причём суммарные площади блоков и одного и другого цвета были одинаковы. Сначала шли блоки одного цвета, затем второго. В этом случае можно проследить, как блоки уже одного типоразмера внедряются в сформированный неконсолидированный киль. Мгновенные снимки процесса завихрения представлены на рис. 9. В данном эксперименте применялись блоки с соотношением сторон 4.5×1.5 см.



Рис. 8. Зоны внедрения блоков с размером 1.5×1.5 см в торос, сформированный блоками 3×1.5 см на краю толстого льда
Fig. 8. Zones of embedding blocks with a size of 1.5×1.5 cm into a hummock formed by blocks of 3×1.5 cm on the edge of thick ice

Голубые блоки наслаиваются на сформированный киль и на некотором участке начинают группироваться, опускаться и образовывать зону “нового” льда. Затем развитие этой зоны прекращается, и начинает формироваться новая зона. А старая зона постепенно погружается в киль тороса. Процесс завихрения начинает формироваться в новом месте.

Однако в некоторых случаях, происходящих довольно редко (примерно в 20% экспериментов), накопление новых блоков происходит на краю сформировавшегося кия, наслаения и последующих завихрений не происходит. Пример такого сценария торшения показан на рис. 10. На данный момент нет ясности в причинах торшения по этому сценарию, который можно назвать сценарием “примыкания”, требуется продолжение экспериментов.

Эксперименты также показывают, что возможна смена сценариев непосредственно во время торшения, когда сценарий завихрения постепенно сменяется сценарием “примыкания”. Замечено, что понятие сценария торшения довольно условно. Эксперименты на стенде показали, что нет торшения, которое соответствовало бы сценарию в чистом виде. Каждое торшение индивидуально, и отнести его к тому или иному сценарию можно только условно. Также пока не удалось выявить причин, почему торшение идёт по тому или иному сценарию. Не выявлено также явных различий в процессе торшения с использованием блоков с различным соотношением сторон. Возможно, на модельное торшение оказывает влияние тот факт, что блоки имитируют уже взломанный лёд.

АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поскольку модель — это упрощённое представление реального объекта, поэтому сравнение результатов моделирования объекта или процесса, выполненных разными способами, является вполне обоснованным. Физическое моделирование и компьютерное моделирование различны по своей сути, но моделируют один и тот же процесс. М. Хопкинс в своей модели применил скошенный край тонкого поля для облегчения торшения тонкой льдины на толстое ледяное поле (Hopkins 1998). В наших экспериментах все блоки имеют перпендикулярную форму. Крайний левый блок толстого льда имеет небольшой скос. Этот блок можно рассмотреть (см. рис. 8) (нижний толстый блок). В некоторых экспериментах применялся блок с 45-градусным скосом для того, чтобы сравнить ход торшения со случаями, когда использовался прямоугольный край блока. Очевидно, что 45-градусный скос — это явно искусственный случай. Как уже говорилось, в случаях, когда блоки выстраиваются в линию и упираются в стенку, приходится создавать искусственное давление, направленное вертикально вниз, чтобы нарушить прямоугольную горизонтальную линию блоков, и процесс торшения продолжался. К сожалению, усилие направлено всегда сверху вниз, как наиболее лёгкий путь решить эту проблему. К тому же место приложения усилия выбиралось произвольно. Влияние таких манипуляций на ход торшения специально не исследовалось.

Сравнение модельных торосов с другими моделями и с профилями поперечного сечения реальных торосов показало неплохое совпадение.

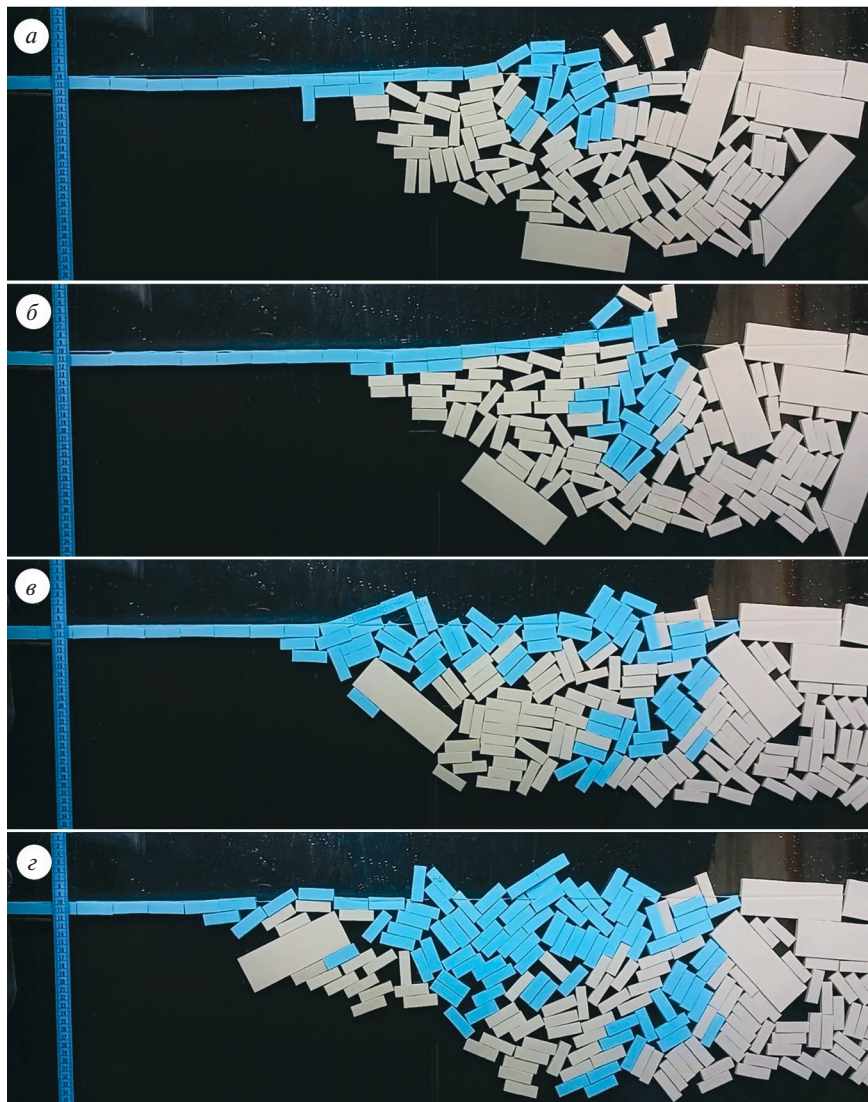


Рис. 9. Мгновенные снимки процесса завихрения при формировании тороса
Fig. 9. Snapshots of eddying during the hummock formation



Рис. 10. Формирование кия согласно второму сценарию, когда наслонения и последующих завихрений не происходит, а новые блоки концентрируются у края кия тороса
Fig. 10. Formation of the ice ridge keel according to the second scenario when the rafting and following eddying do not happen but new ice blocks are accumulated at the edge of hummock keel

Например, (см. рис. 3) в модельном торосе можно наблюдать все признаки расчётного тороса Хопкинса (Hopkins, 1998). Это и рафтинг тонкого льда, и “Ramp Up” (термин, который можно перевести как сооружение трапа) на парус, и прогиб вниз толстого льда, и вздыбливание тонкого льда под давлением блоков килья, некомпенсированным сверху. Даже линия левого склона килья не совсем прямолинейная, так же как и у расчётного тороса. Торосы (см. рис. 5) абсолютно разные, но схожи тем, что у обоих торосов в центральной части килья есть крупная полость. То есть модельный торос подтверждает возможность существования такого феномена.

М. Хопкинс приводит расчётные значения осадки килья моделированного тороса по мере “расходования на торошение” тонкого ледяного поля для различной толщины льда (Hopkins 1998). Эти значения показаны на рис. 7, где по оси абсцисс отложено произведение длины ледяного поля на его толщину, т.е. площадь поперечного сечения. Сравнение с результатами нашего моделирования проводилось по трём взаимосвязанным критериям: форма облака точек и их разброс, вид наиболее подходящей аппроксимирующей кривой, степень различия параметров этой кривой. Анализ выявил, что форма облака точек (на рис. 7 не показаны) осадки килья нашего модельного тороса по мере нарастания общей площади блоков, задействованных в эксперименте, и расчётного тороса М. Хопкинса сходны, хотя у него разброс точек меньше, возможно, из-за значительной разницы в общем количестве точек. Обе зависимости хорошо аппроксимируются степенной функцией. Однако показатель степени (0.39) отличается от 0.5, соответствующего квадратному корню. По-видимому, это связано с тем, что в модели М. Хопкинса осадка килья достигает максимального значения и при дальнейшем торошении не увеличивается.

Зависимость осадки килья в виде корня квадратного из площади килья вытекает из геометрических соображений. Площадь треугольника, каким обычно изображают киль тороса, пропорциональна квадрату высоты, т.е. осадки килья. Коэффициент пропорциональности зависит от угла склона килья. В нашем случае площадь килья пропорциональна площади блоков, задействованных в эксперименте, считая пористость килья постоянной в первом приближении. Анализ распределения пористости модельного тороса будут посвящены дальнейшие исследования.

В природе разрушение неконсолидированного килья торосов может происходить по разным механизмам из-за сложной внутренней структуры. Основными способами разрушения являются сдвиг и уплотнение. В работе (Patil et al., 2012) определены по крайней мере три различных физических механизма, которые могут иметь место при деформировании неконсолидированного килья: разрушение ледяных перемычек между ледяными блоками; вращение и перестановка блоков; разрушение ледяных блоков.

Goldstein et al. (2013) выполнили 2D-моделирование механизмов и сценариев нагромождения льда на наклонную стенку. Их результаты показали, что наиболее вероятный сценарий — это изгибное смещение ледяной пластины перед уже сформировавшимся нагромождением или толстым ледяным полем, сопровождаемое в некоторых случаях эмиссией большого количества ледяных блоков в тело паруса в форме струй. Подобная картина наблюдалась и в наших опытах. Отличие было в том, что струи распространялись в верхнюю часть килья. И нагромождение блоков сверху, и струи внутрь килья приводили к тому, что новая порция блоков под действием силы тяжести смещалась вниз, а затем влево, к краю килья. В результате получалось как бы закручивающие движения блоков в виде вихря.

Этапы формирования модельных торосов в целом соответствуют схеме формирования тороса на краю поля толстого льда, предложенной О. Коваксом и С. Соди (Kovaks and Sodhi, 1979). Тем не менее, нельзя не заметить некоторые отличия. Так, парус модельных торосов не так явно выражен, как в предложенной схеме. Хотя схема Ковакса и Соди подтверждается натурными измерениями. В работе (Kharitonov, 2013) соотношение толщин тонкого и толстого льда составило 1 : 12.5, в то время как в схеме Ковакса и Соди оно составило по визуальной оценке 1 : 5–6 (1979). В наших модельных торосах соотношение толщин 1 : 4. У М. Хопкинса соотношение толщин варьирует от 1 : 2.5 до 1 : 5, и так же в его торосах формируется выраженный парус (1998). Предположено, что при большой разности толщин льда, участвующего в торошении, в первую очередь активно будет формироваться парус тороса.

В схеме, предложенной О. Коваксом и С. Соди (1979), акцентировано внимание на наложение сверху пластины тонкого льда и на внедрение внутрь груды обломков льда, образующей парус. В смоделированных торосах происходит формиро-

вание преимущественно кия из обломков тонкого льда. Возможно, на такой характер формирования тороса влияет тот факт, что блоки-имитаторы представляют уже разломанную пластину.

Нагрузка, создаваемая экспериментатором на горизонтальную стопку блоков во время эксперимента, была достаточна для движения блоков и нагромождения их на моделированный торос. Оценка этой нагрузки не проводилась. Авторы, не являясь специалистами в области ледовых нагрузок, проблему пропорциональности (в рамках подобия) нагрузки силам, действующим на торосащийся лёд в природе, также не рассматривали.

Очевидным выигрышным решением имитатора льда было бы, если бы выбранный материал мог разламываться под действием нагрузок. В этом случае торцы блоков имели бы естественную случайную форму, а не прямоугольную, как в нашем эксперименте. Но тогда пришлось бы делать блоки с квадратным сечением и существенно ограничить перемещение блоков в поперечном направлении, чтобы разломы происходили только в вертикальной плоскости. Это приведёт к изменению всей конфигурации стенда. Также необходимо подобрать материал с плотностью, близкой к плотности льда, который мог бы достаточно легко ломаться, иначе придётся прикладывать большое усилие для перемещения блоков. На данном этапе не стояло такой задачи.

Дробление блоков и уплотнение кия под действием силы Архимеда, происходящее во время торошения, в наших экспериментах не моделируется, поэтому осадка кия значительна, и отношение ширина/осадка кия существенно меньше, чем приводится в тематических обзорах: $w_k = 3.91H_k$, $n = 65$ (Timco, Burden, 1997), $w_k/H_k = 4.85$, стандартное отклонение 2.65, $n = 149$ (Strub-Klein, Sudom, 2012).

Моделирование торошения на стенде даёт сценарий преимущественно для тонкого льда при взаимодействии с толстым льдом. Однако при сжатии толстых льдов картина несколько другая. Как показывают наблюдения, торошение толстого льда сопровождается крошением льда, расслоением и происходит нагромождение преимущественно бесформенных обломков льда. Эти обломки льда обычно имеют характерный размер в два-три раза меньше толщины исходного льда. Исследование механизма торошения, сопровождаемого крошением льда, является задачей будущего.

ВЫВОДЫ

Моделирование — это метод исследования объектов через их упрощенные представления. Если в результате эксперимента получен ожидаемый результат, можно считать эксперимент полноценным (при принятой степени упрощения). Выполненное моделирование торошения на стенде даёт возможность лучше понять процессы формирования торосов.

Полученные модельные профили поперечного сечения были сравнены с профилями поперечного сечения реальных торосов, полученными с помощью термобурения. Результаты вполне удовлетворительны, что говорит о том, что моделирование адекватно отражает формирование реальных торосов. Увеличение осадки модельного тороса пропорционально корню квадратному из общей площади блоков, задействованных в эксперименте, с коэффициентом 0.8. На начальном этапе торошения киль тороса интенсивно растёт вниз, а затем начинают заполняться боковые части кия. Внедрение блоков в формирующийся торос происходит как сверху в виде наслоения, так и внутрь кия в виде струй. В дальнейшем блоки под действием силы тяжести смещаются вниз, образуя некоторое подобие завихрения, тем самым определяя преимущественный сценарий торошения.

Согласно второму сценарию, который можно назвать сценарием “примыкания”, накопление новых блоков происходит на краю сформировавшегося кия, наслоения и последующих завихрений не происходит. Торошение по второму сценарию случается гораздо реже, примерно в 20% экспериментов. На данный момент нет ясности в причинах торошения по тому или другому сценарию. Моделирование на стенде в представленном виде отражает преимущественно торошение тонких льдов, так как торошение толстых льдов обычно сопровождается разрушением и расслоением торосающегося льда. Стенд может быть рекомендован для моделирования поведения ледяной каши в ледяных каналах и акваториях, заполненных тертым льдом.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 25-27-00389.

Acknowledgments. This study was supported by the Russian Science Foundation, project No. 25-27-00389.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Панов В.В., Трусков П.А.* Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа / Под ред. О.Е. Литонова и В.В. Панова. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 360 с.
- Афанасьев В.П.* Ледовые нагрузки на вертикальные опоры морских платформ. Автореферат дисс. на соискание учёной степени канд. технич. наук. М.: Московский инженерно-строительный институт им. В.В. Куйбышева, 1971. 98 с.
- Бужин В.А.* Зажоры и заторы льда на реках России. СПб: Госуд. гидрологич. институт, 2016. 240 с.
- Вершинин С.А., Черушев А.Г., Копайгородский Е.М.* Способ формирования искусственных торосов. Патент на изобретение № 763508. Приоритет изобретения 15.03.1979.
- Тышко К.П.* Формирование и консолидация торосов в однолетнем ледяном покрове арктических морей как результат лабораторных и натурных исследований // Метеорология и гидрология. 2009. № 8. С. 71–79.
- Goldstein R., Onishchenko D., Osipenko N., Shushpannikov P., Naumov M.* Grounded ice pile-up. 2D DEM simulation // Proc. of the 22nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–13, 2013. Espoo, Finland.
- Guzenko R.B., Mironov Ye.U., May R.I., Porubaev V.S., Kornishin K.A., Efimov Ya.O.* Morphometry of first-year ice ridges with greatest thickness of the consolidated layer and other statistical patterns // Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering. 2022. V. 32. № 2. P. 160–167.
- Hopkins M.A.* On the ridging of intact lead ice // Journal of Geophys. Research. 1994. V. 99. № C8. P. 16351–16360.
- Hopkins M.A.* Four stages of pressure ridging // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № C10. P. 21883–21891.
- Kharitonov V.V.* On the results of research of the internal structure of ice ridges in the “North Pole – 2010” expedition at Barneo ice camp in April 2010 // Proc. of the 22nd Intern. Confer. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–13, 2013. Espoo, Finland.
- Kovaks A., Sodhi S.D.* Ice pile-up and ride-up on Arctic and subarctic beaches // Proc. of POAC’79. 1979. V. 1. P. 127–146.
- Parmeter R.R., Coon M.D.* Model of pressure ridge formation in sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1972. V. 77. № 33. P. 6565–6575.
- Patil A., Sand B., Fransson L., Daiyan H.* Constitutive Models for Sea Ice Rubble in First Year Ridges: a Literature Review // Proc. of the 21st IAHR Intern. Symposium on Ice “Ice Research for a Sustainable Environment”. Li and Lu (ed.). Dalian, China. June 11 to 15, 2012. Dalian University of Technology Press. Dalian.
- Strub-Klein L., Sudom D.* A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges // Cold Region Science and Technology. 2012. V. 82. P. 94–109.
- Timco G.W., Burden R.P.* An analysis of the shape of sea ice ridges // Cold Region Science and Technology. 1997. № 25. P. 65–77.
- AARI// Электронный ресурс. URL: <https://www.aari.ru> (Дата обращения: 21.10.2025).
- Krylov-Centre // Электронный ресурс. URL: <https://krylov-centre.ru> (Дата обращения: 21.10.2025).

Citation: Kharitonov V.V., May R.I., Borodkin V.A. Physical Modelling of Hummock Formation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 365–378. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020107

Physical Modeling of Hummock Formation

© 2026 V. V. Kharitonov^{a,*}, R. I. May^{a,b}, V. A. Borodkin^a

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bSaint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia.

*e-mail: kharitonov@aari.ru

Received October 21, 2025; revised December 3, 2025; accepted March 23, 2026

The process of ice hummock formation under pressure was simulated using a two-dimensional stand. The purpose of the work was to observe the movement of polypropylene plates, which simulate ice blocks, relative to each other during the simulation of an ice hummock formation. The main idea of the stand is to limit the movement of the ice simulating blocks only in the vertical plane. This plane creates the illusion of a cross-section of a hummock. The design of the stand and the modeling methodology are discussed. The process of physical modeling was recorded on video. Using computer vision technology, each frame was analyzed

based on operations with vector polygons. As a result of image processing, 20 morphometric parameters of the hummock structure were recorded, including: sail width, keel width, coordinates of the upper point of the sail, coordinates of the lower point of the keel, sail, keel, area of blocks, distribution of porosity horizontally and vertically, position of barycenters, etc. Keel draft of the model intensifies as the total area of the blocks involved into the experiment increases. The increase in the model is proportional to the square root of the total area of the blocks with a coefficient of 0.8. The obtained model cross-section profiles were compared with the real cross-sections of the ice hummocks. The results are quite satisfactory, indicating that the modeling adequately reflects the formation of real ice hummocks. In a number of experiments, blocks of two colors were used consistently, and the total areas of blocks of both colors were the same. When compressed, the impending thin ice goes up, rafting and subsequently collapsing. The introduction of blocks into the forming hummock occurs both from above in the form of a layering, and inside the keel in the form of “jets”. Further, the blocks under the influence of gravity move downwards, forming a kind of whirlwind, thereby determining the predominant scenario of hummocking. According to the second scenario, which can be called the “adjoining” scenario, the accumulation of new blocks occurs at the edge of the formed keel, and no layering or subsequent swirls take place. The second scenario of hummocking occurs much less frequently, in approximately 20% of the experiments. At the moment, the reasons for hummocking in either scenario remain unclear.

Keywords: ridging, bedstead simulator, model hummock, video image, keel draft, morphometric parameter, scenario

REFERENCES

- Alekseyev Y., Afanas'ev V.P., Litonov O.E., Mansurov M.N., Panov V.V., Truskov P.A. Ledotekhnicheskie aspekty osvoeniia morskikh mestorozhdenii nefiti i gaza. Ice Engineering Aspects of Development of Marine Oil and Gas Fields. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 360 p. [In Russian].*
- Afanas'ev V.P. Ledovye nagruzki na vertikal'nye opory morskikh platform. Ice loads on the vertical bearings of offshore structures PhD-thesis. Moscow: Moscow Engineering-builds. V. V. Kuibyshev Institute, 1971: 98 p. [In Russian].*
- Buzin V.A. Zazhory i zatory l'da na rekah Rossii. Ice jams and hanging dams on the rivers of Russia. Saint Petersburg: State Hydrological Institute, 2016: 240 p. [In Russian].*
- Vershini S.A., Cherushev A.G., Kopaygorodsky E.M. Sposob formirovaniya iskusstvennykh torosov. Method of formation of artificial ice ridges. Patent for invention No. 763508. Priority of the invention is 15.03.1979. [In Russian].*
- Tyshko K.P. Formation and consolidation of hummocks on the Arctic seas (laboratory experiments and natural investigations). *Meteorologiya i gidrologiya. Russian Meteorology and Hydrology.* 2009, 8: 71–79. [In Russian].*
- Goldstein R., Onishchenko D., Osipenko N., Shushpannikov P., Naumov M. Grounded ice pile-up. 2D DEM simulation. Proc. of the 22nd Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–13, 2013. Espoo, Finland.*
- Guzenko R.B., Mironov Ye.U., May R.I., Porubaev V.S., Kornishin K.A., Efimov Ya.O. Morphometry of First-Year Ice Ridges with Greatest Thickness of the Consolidated Layer and Other Statistical Patterns. Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering. 2022, 32 (2): 160–167.*
- Hopkins M.A. On the ridging of intact lead ice. Journ. of Geophys. Research. 1994, 99 (C8): 16351–16360.*
- Hopkins M.A. Four stages of pressure ridging. Journ. of Geophys. Research. 1998, 103 (C10): 21883–21891.*
- Kharitonov V.V. On the results of research of the internal structure of ice ridges in the “North Pole-2010” expedition at Barneo ice camp in April 2010. Proc. of the 22nd Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–13, 2013 Espoo, Finland.*
- Kovaks A., Sodhi S.D. Ice pile-up and ride-up on Arctic and subarctic beaches. Proc. of POA'79. 1979, 1: 127–146.*
- Parmarter R.R., Coon M.D. Model of pressure ridge formation in sea ice. Journ. of Geophys. Research. 1972, 77 (33): 6565–6575.*
- Patil A., Sand B., Fransson L., Daiyan H. Constitutive Models for Sea Ice Rubble in First Year Ridges: a Literature Review. Proc. of the 21st IAHR Int. Symp. on Ice “Ice Research for a Sustainable Environment”, Li and Lu (ed.), Dalian, China, June 11 to 15, 2012. Dalian University of Technology Press, Dalian.*
- Strub-Klein L., Sodom D. A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges. Cold Regions Science and Technology. 2012, 82: 94–109.*
- Timco G.W., Burden R.P. An analysis of the shape of sea ice ridges. Cold Regions Science and Technology. 1997, 25: 65–77.*
- AARI: official site. Retrieved from: URL: <https://www.aari.ru> (Last access: October 21, 2025).
- Krylov-Centre: official site. Retrieved from: URL: <https://krylov-centre.ru> (Last access: October 21, 2025).

УДК 551.581.1

ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ В ЯМАЛО-НЕНЕЦКОМ АВТНОМНОМ ОКРУГЕ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ERA5 И МОДЕЛЕЙ CMIP6

© 2026 г. Е. Ю. Штоль^{1,*}, Д. Д. Бокучава¹, Г. Н. Краев²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Высшая школа экономики, Москва, Россия

*e-mail: e.u.shtol@gmail.com

Поступила 01.12.2025 г.

После доработки 18.12.2025 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

Актуальность работы обусловлена современными темпами изменения климата Арктического региона и угрозами, связанными с деградацией многолетнемёрзлых пород (ММП). Проведён анализ изменений приземной температуры воздуха (ПТВ) и температуры ММП на территории Ямало-Ненецкого автономного округа в период 1980–2020 гг. с применением станционных данных, термометрических скважин, реанализа ERA5 и климатических моделей CMIP6. Оценка ансамбля моделей CMIP6 проводилась на основе сравнения ПТВ с данными реанализа ERA5 по трём критериям: ошибка среднего значения, ошибка среднеквадратического отклонения и доля точек, в которых знак линейного тренда ПТВ совпадает с трендом, полученным по данным ERA5. По выбранным моделям анализировалось воспроизведение среднемесячной температуры ММП по горизонтам от поверхности до глубины 3 м с использованием в качестве метрик среднеквадратической ошибки (MSE) и индекса соответствия (AI) данных наблюдений и моделей. Показано, что ERA5 качественно воспроизводит в исследуемом регионе характеристику ПТВ (корреляция до 0.95), но имеет ограничения при оценке температуры почвы, где качество воспроизведения снижается по мере увеличения глубины. Реанализ занижает инструментальные значения значений ММП на 1.5–2.5 °С, а также не воспроизводит отдельные экстремумы. Модели CMIP6 демонстрируют значительные колебания качества воспроизведения температурного режима почвы в зависимости от местоположения и почвенного горизонта. Модель GFDL-CM4 выделяется как наиболее надёжная для оценки температуры почвенного профиля в регионе со значениями MSE 1–13, AI 84–98% и значимой корреляцией годового хода температуры ММП от 0.87 до 0.97 на различных почвенных горизонтах по сравнению с данными наблюдений с двух скважин. Работа подчёркивает необходимость комплексного использования данных наблюдений и данных моделей с тщательной оценкой их качества для прогноза влияния климатических изменений на криолитозону и связанные риски для экосистем и инфраструктуры ЯНАО.

Ключевые слова: климатические модели, ЯНАО, воспроизведение данных, многолетнемёрзлые породы, температура поверхности, ERA5, CMIP6

DOI: 10.7868/S2412376526020113

ВВЕДЕНИЕ

В 2024 г. глобальная средняя приземная температура воздуха (ПТВ) достигла самого высокого значения за всю историю инструментальных наблюдений, выйдя на рубеж в 1.5 °С, установленный Парижским соглашением (Bevacqua et al., 2025), при этом потепление в Арктическом регионе идет в 3–4 раза быстрее среднеглобаль-

ного (Rantanen M. et al., 2021). Одно из основных последствий роста температур — деградация многолетнемёрзлых пород (ММП) в полярных регионах, проявляющаяся в сокращении их площади и увеличении глубины залегания (Oppenheimer et al., 2019; Fox-Kemper et al., 2021; van Soest M.A.J. et al., 2025). Эти изменения приводят к опасным экзогенным процессам, связанным с таянием подземных льдов, таким как эрозия, оседание по-

верхности, отступление берегов водоёмов и водотоков, что может иметь разрушительные последствия для инфраструктуры населённых пунктов и промышленных объектов, включая разрушение дорог, нефтепроводов и газопроводов (Баранов, 2023; Местников, 2023). Деграция ММП может также привести к высвобождению запасов углекислого газа (CO_2) и метана (CH_4), что особенно актуально для торфяников вечной мерзлоты, представляющих большой и уязвимый резерв земель, которые могут подвергнуться быстрому оттаиванию в результате роста температур в современный период (Елисеев, 2018; Аржанов и др., 2018; Miner et al., 2022).

В Арктическом регионе один из потенциально значимых источников эмиссии парниковых газов в атмосферу – термокарстовые озёра, образующиеся в результате деграции вечной мерзлоты, способные вызывать резкие и локализованные всплески эмиссии CH_4 , особенно на начальных стадиях их формирования (Краев et al., 2019; Адушкин и др., 2024).

Согласно данным наблюдений, среднегодовая температура в Ямало-Ненецком автономном округе (ЯНАО) имеет устойчивую тенденцию к росту (Доклад НИУ Росгидромета, 2025), что отражает общую тенденцию потепления в Арктике (Семёнов, 2015). Многолетний мониторинг на мерзлотных стационарах свидетельствует о продолжающейся деграции ММП в ЯНАО (Malkova et al., 2022). Недавние исследования показали, что климатические условия на полуострове Ямал уже достигли или превзошли уровень голоценового оптимума, что сказывается на динамике ММП (Мохов и др., 2022).

Кроме этого, для региона характерны мелководные прибрежные зоны и шельф, где возможна миграция CH_4 из подмерзлотных источников и гидратных залежей в водную толщу и далее в атмосферу (Малахова, 2025). Прогнозы указывают на возможное смещение к северу южной границы криолитозоны до широт посёлка Новый Порт (67° с.ш.) на территории ЯНАО к концу XXI в. (Karjalainen et al., 2019).

Исследование изменений климатических характеристик Арктического региона, в том числе в ЯНАО, осложняется недостаточным количеством и качеством данных наблюдений, что приводит к необходимости использования модельных данных и данных реанализов. Современные реанализы обеспечивают полное пространствен-

ное покрытие и качественное воспроизведение глобальных климатических характеристик для второй половины XX века (Hersbach et al., 2020). Тем не менее, в реанализах также могут наблюдаться значительные отклонения из-за неравномерного покрытия данными наблюдений, в частности в Арктике, что требует оценки качества используемых сеточных данных (Bokuchava, Semenov, 2021) с помощью доступных материалов наблюдений, особенно на узко-региональном уровне. В свою очередь, сравнение моделей из ансамбля CMIP6 с реанализами и эмпирическими данными позволяет оценить качество воспроизведения климатических условий за исторический период (Eyring et al., 2016; Sidorova et al., 2023), что служит основанием для использования данных долгосрочных прогнозов для оценки будущих изменений климата.

Анализ изменения среднегодовой температуры воздуха на территории ЯНАО за период 1980–2024 гг. по данным отдельных метеостанций, расположенных на территории ЯНАО, и данным реанализа ERA5, осреднённым для территории в целом, указывает на наличие тенденции к росту ПТВ с 1980-х годов (рис. 1). Температурные ряды данных метеостанций для Салехарда и Надыма демонстрируют аналогичную друг другу динамику, изменяясь от -8°C в 1980-х годах до -2°C в 2020-х годах. ПТВ на станции Тарко-Сале колеблется от -7 до -3°C в тот же временной период. Эти данные подтверждают региональный тренд потепления. В то же время станции Новый Порт и Морресале, расположенные на севере региона, демонстрируют более выраженное потепление, с изменением ПТВ с -12°C в 1980-х годах до -4°C в 2020-х годах, что указывает на значительные климатические изменения на исследуемой территории и подтверждает концепцию усиления потепления при движении на север. Так, тренды для Салехарда, Надыма и Тарко-Сале для исследуемого периода составляют $0.05^\circ\text{C}/\text{год}$, в то время как для Морресале и Новый Порт $-0.07^\circ\text{C}/\text{год}$; эти тренды вполне значимы ($p < 0.05$). Данные ERA5, осреднённые для территории ЯНАО, соответствуют тенденциям изменения ПТВ по данным станционных наблюдений и составляют $0.08^\circ\text{C}/\text{год}$.

В рамках исследования проводится комплексная оценка данных наблюдений, продуктов реанализа и климатических моделей, включающих основные климатические характеристики для района исследований – ПТВ и температуру ММП. Оценка точности моделей общей цирку-

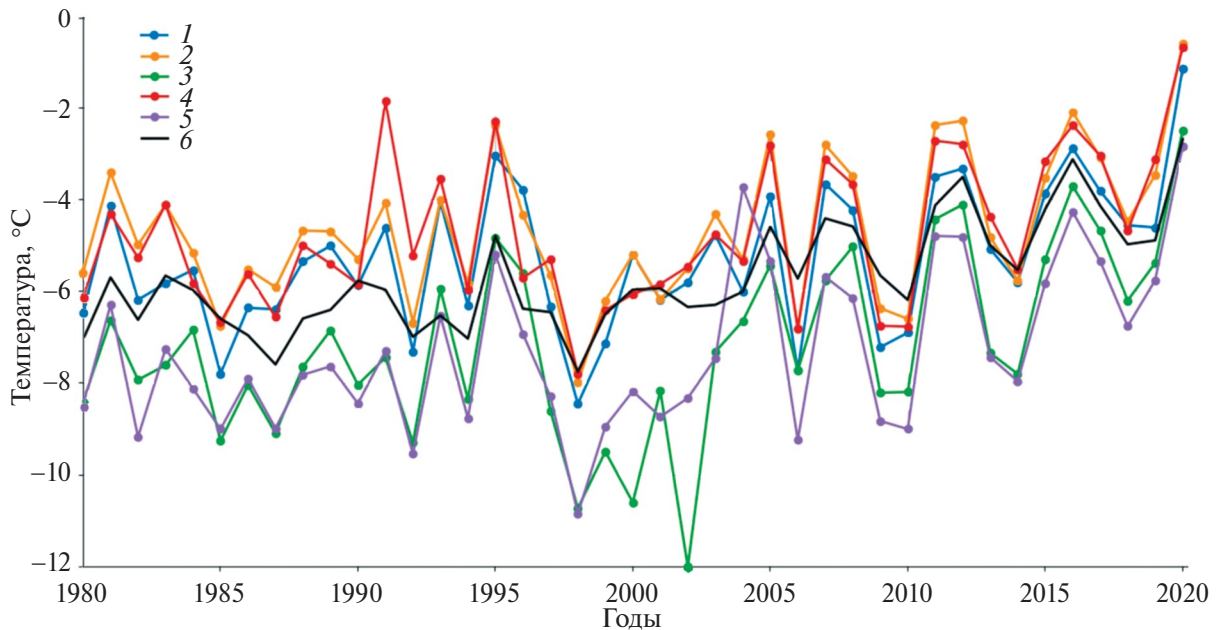


Рис. 1. Изменение среднегодовых значений приземной температуры воздуха по стационарным данным и данным реанализа ERA5, осреднённой для ЯНАО (63° – 75° с.ш., 63° – 85° в.д.) за период 1980–2020 гг. 1 – станция Салехард; 2 – станция Надым; 3 – станция Морресале; 4 – станция Тарко-Сале; 5 – станция Новый Порт; 6 – ERA5

Fig. 1. Mean annual surface air temperature change based on weather station data and ERA5 reanalysis data, averaged for the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug (63° – 75° N, 63° – 85° E) for the period 1980–2020.

1 – Salekhard station; 2 – Nadym station; 3 – Morre-Sale station; 4 – Tarko-Sale station; 5 – Novy Port station; 6 – ERA5

ляции атмосферы и океана (МОЦАО), способных качественно воспроизводить ПТВ на исследуемой территории, выполнялась на основе сопоставления с данными реанализа ERA5. Основная цель исследования – отбор моделей общей циркуляции атмосферы и океана из состава проекта CMIP6, способных качественно воспроизводить ПТВ и температуру ММП на поверхности и различных глубинах с использованием данных термометрических скважин, отражающих изменения температурного режима ММП в регионе.

Во введении представлен аналитический обзор, описывающий проблематику и актуальность исследования, в разделе Данные и методы описаны используемые данные и методика статистической оценки качества модельных данных в сравнении с данными реанализа и данными наблюдений. В результатах представлен анализ изменения климатических характеристик по стационарным данным и реанализу ERA5, проводится оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) из ансамбля климатических моделей проекта CMIP6 (Eyring et al., 2016) состояния ММП, которое определяется температурным режимом поверхности и разных почвенных горизонтов.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные наблюдений. В рамках исследования применены данные метеорологических станций, включая среднемесячные значения ПТВ и температуры ММП на глубинах до 320 см, полученные с сайта Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) (Булыгина и др., 2018).

На территории ЯНАО действуют девять метеорологических станций сети Росгидромета, данные которых есть в открытом доступе. На восьми ведётся запись среднемесячных значений температуры воздуха, на девятой станции Халесовая (23656 ; $63^{\circ}23'$ с.ш., $78^{\circ}19'$ в.д.) запись метеорологических данных завершена в 1993 г. Данные о температуре ММП на различных горизонтах для исследуемой территории есть только на станции Тарко-сале (23552 ; $64^{\circ}54'41''$ с.ш., $77^{\circ}46'14''$ в.д.).

Для анализа температур ММП были использованы ежедневные стационарные данные станций Тарко-Сале и Когалым (23748 ; $62^{\circ}11'25''$ с.ш., $74^{\circ}32'12''$ в.д.) на глубине 80 см, которые впослед-

ствии были приведены к среднемесячным значениям ввиду частых пропусков. Станция Когалым находится вблизи границы с ЯНАО, так как в пределах исследуемого региона отсутствуют данные о температуре ММП на глубине 320 см в архиве станций “ВНИИГМИ-МЦД”. Для анализа ПТВ на территории ЯНАО и последующего сравнения с данными реанализа использованы среднемесячные станционные данные – станции Марресале (23032; 69°42'51" с.ш., 66°48'51" в.д.) и Тарко-Сале как наиболее северной и южной точек на территории, где доступны прямые измерения. Также обрабатывались данные наблюдений о температуре ММП со скважин в районе населённых пунктов Надым и Марресале на территории ЯНАО: НАД-11/75 (65°32' с.ш., 72°86' в.д.) и МРС-1/78 (66°81' с.ш., 69°71' в.д.) для периодов 2009–2010 и 2008–2014 гг. соответственно (по данным мониторинга температуры МПП ГИС “Ямал-Арктика”; Malkova et al., 2022). Данные имеют суточное разрешение, множественные пропуски, в связи с чем были представлены среднемесячные значения для каждой из скважин.

Реанализ. Для анализа ПТВ и температуры ММП на территории ЯНАО применён реанализ ERA5 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2022). ERA5 предоставляет глобальный набор данных атмосферных и океанических переменных с максимальным временным разрешением 1 час и полным пространственным покрытием, имеет сетку с шагом $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, доступен для периода с 1950 г. по настоящее время (Hersbach et al., 2020). В ERA5 температура ММП на различных горизонтах рассчитывается для середины каждого слоя. Более ранние исследования показали, что ERA5 является реанализом, наиболее качественно воспроизводящим температуру ММП среди нескольких доступных продуктов (Li et al., 2020).

В рамках исследования проведён сравнительный анализ климатических характеристик (ПТВ, температура ММП) по данным реанализа ERA5 с данными наблюдений метеостанций Марресале, Тарко-Сале, Когалым. Для исследования выбраны такие уровни почв, которые доступны как в данных реанализа, так и в станционных данных. В исследовании температуры ММП по данным реанализа использованы данные двух уровней – st13 и st14, которые равны значениям глубин 21–100 и 100–289 см соответственно. Для станционных данных были выбраны глубины 80 и 320 см.

На карте (рис. 2) представлено расположение доступных метеостанций и скважин с наложением сетки реанализа ERA5 и данных о среднегодовом значении температуры воздуха на высоте 2 м за 1980–2020 гг. Отмеченные на карте пункты наблюдений демонстрируют пространственное распределение доступных метеостанций и скважин, расположение которых не даёт полного пространственного покрытия. Метеостанции сосредоточены преимущественно в центральной и южной частях ЯНАО. Станция Когалым находится на территории Республики Коми – это ближайшая метеостанция с доступными данными о температуре ММП на глубине 320 см.

Модели CMIP6. Модели из проекта CMIP6, разработанные ведущими мировыми вычислительными институтами, одобренные Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК), представляют собой актуальный инструмент для оценки будущих климатических изменений (Eyring et al., 2016) с учётом мер адаптации и сокращения воздействия на климат. Основная проблема, связанная с воспроизведением характеристик мерзлоты в МОЦАО и реанализах, заключается в точности учёта ландшафтных факторов, таких как снежный покров и почвенно-грунтовые свойства, а также в параметризации уравнений теплообмена на поверхности (Nicolsky et al., 2016). В работе рассматривается ансамбль из 28 моделей, которые имеют одновременно данные о ПТВ и температуре ММП на разных глубинах за исторический период 1980–2014 гг. Воспроизведение температуры ММП возможно только в тех моделях МОЦАО, которые включают блок, описывающий земную поверхность как пространственную сетку, и физические процессы, такие как изменения в толщине слоя снега, который может влиять на температуру почвы (Kirtman et al., 2014).

Методы исследования и оценки качества моделей. Оценка ансамбля каждой из 28 моделей CMIP6 проводилась на основе сравнения ПТВ с данными реанализа ERA5 за период 1980–2014 гг. для территории ЯНАО по трём критериям: ошибка среднего значения ПТВ, ошибка среднеквадратического отклонения и доля точек, в которых знак линейного тренда ПТВ совпадает с трендом, полученным по данным ERA5, по аналогии с исследованием (Sidorova et al., 2023). Температура воздуха – базовый индикатор общего состояния климата, наиболее чувствительный к радиационным воздействиям и влияющий на другие компоненты климатической

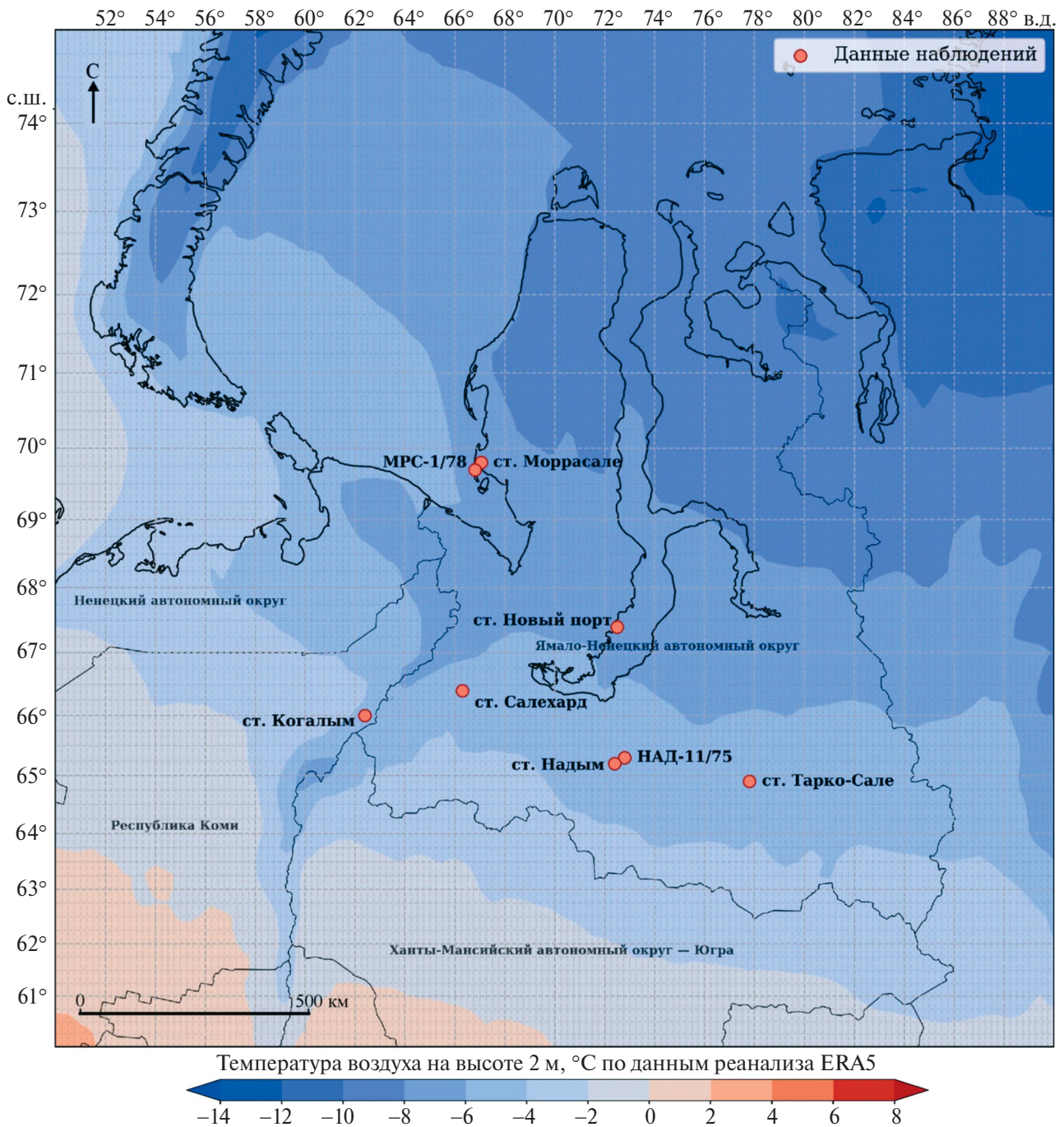


Рис. 2. Среднегодовая температура воздуха на высоте 2 м по данным реанализа ERA5 (1980–2020 гг.) с нанесёнными пунктами инструментальных наблюдений
Fig. 2. Mean annual air temperature at a height of 2 m according to ERA5 reanalysis data (1980–2020) with instrumental observation points marked

системы (Семенов и др., 2012). На основе оценки качества воспроизведения ПТВ по данным моделей производится оценка менее чувствительных или более специфических параметров, в том числе таких как температура почвенных горизонтов.

Пороговые значения для ошибок среднего и среднеквадратического отклонения определялись согласно среднему значению каждого из показателей для всего ряда анализируемых моделей. В результате установлены следующие пороги, отобранные по медианному значению для всего

диапазона среди моделей: ошибка среднего значения ПТВ $\leq 72\%$, ошибка среднеквадратического отклонения $\leq 61\%$. Для критерия совпадения знаков трендов применялся принцип максимального соответствия направления изменений ПТВ, поскольку правильное воспроизведение тенденций играет ключевую роль для оценки пригодности модели. На основании этого пороговое значение доли точек совпадения знака тренда было установлено не ниже 99%. Модели, не удовлетворяющие хотя бы одному из трёх критериев, исключались из дальнейшего анализа. В результате анализа были отобраны пять моделей (TaiESM1, GFDL-CM4, FGOALS-g3, GISS-E2-1-G-CC, BCC-ESM1), которые удовлетворяют перечисленным критериям, а также имеют данные по температуре ММП на всех исследуемых горизонтах.

Далее по выбранным моделям анализировалось воспроизведение среднемесячной температуры ММП по горизонтам от поверхности до глубины 3 м с использованием среднеквадратической ошибки и индекса соответствия в сравнении с данными наблюдений на термометрических скважинах:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Sim_i - Obs_i)^2, \quad (1)$$

где MSE – среднеквадратическая ошибка, Sim_i – значение температуры ММП на заданной глубине по данным МОЦАО, \tilde{y}_i – значение температуры ММП на заданной глубине по данным наблюдений.

Индекс соответствия – это показатель качества модели, который говорит о том, насколько модельные данные отклоняются от среднего значения данных наблюдений. Чем ближе индекс к 100%, тем модель лучше. В данном исследовании критерием качественного соответствия данных принято значение $\geq 85\%$.

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Obs_i - Sim_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Sim_i - Obs_i| + |Obs_i - Obs_i|)^2}, \quad (2)$$

где IA – индекс соответствия, Obs – среднее значение из измеренных.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнение реанализа и данных наблюдений. Тенденции по данным реанализа аналогичны значениям стационарных наблюдений и составляют

около 0.05 и 0.07 °C/год для координат станций Морресале и Тарко-Сале соответственно.

Температура воздуха. Сравнение ПТВ по стационарным данным в населённых пунктах Тарко-Сале и Морресале с реанализом ERA5 по координатам данных метеостанций показывает согласованный временной ход (рис. 3). Однако на станции Морресале реанализ не отражает отрицательные экстремумы в начале 2000-х годов, завышая значения до 4 °C. В 1991–1992 гг. реанализ также не отражает положительные экстремумы ПТВ, наблюдаемые на станции Тарко-Сале. Тем не менее значимая ($p < 0.05$) корреляция между стационарными данными и реанализом составляет 0.95 для станции Тарко-Сале и 0.78 для станции Морресале, что указывает на высокую согласованность динамики ПТВ между данными наблюдений и реанализом.

Анализ временного хода ПТВ демонстрирует высокую согласованность между данными реанализа и наблюдениями. Однако выявлены отдельные расхождения, когда реанализ не отражает наиболее выраженные экстремумы, зарегистрированные на станциях в отдельные периоды, что свидетельствует о необходимости проводить оценку качества данных в полярных регионах в зависимости от поставленной задачи. Тем не менее высокая статистически значимая корреляция (до 0.95) между ERA5 и наблюдениями подтверждает надёжность применения данных реанализа для исследований в данном регионе.

Температура ММП. Анализ временных рядов температуры ММП по стационарным данным ВНИИГМИ-МДЦ Когалым и Тарко-але на глубине 80 см и данных реанализа ERA5 на глубине 21–100 см по координатам метеостанций демонстрирует наличие множественных пропусков для станции Когалым на всех глубинах (рис. 4, а–б). В 2010 г. наблюдается резкий рост температуры ММП на станции Когалым, что не воспроизводится данными реанализа, в то время как данные станции Тарко-але и данные реанализа хорошо согласуются друг с другом для всего исследуемого периода (см. рис. 4, а–б). Реанализ ERA5 для всех точек занижает инструментальные значения на 1.5–2.5 °C. Корреляция между данными наблюдений и реанализом для станции Тарко-Сале на глубине 80 см составляет 0.72 и является значимой (см. рис. 4, а). Однако значимые тренды выявлены только для стационарных данных, в то время как данные реанализа для соответствующих станциям координат статистической значимости трендов не демонстрируют (табл. 1).

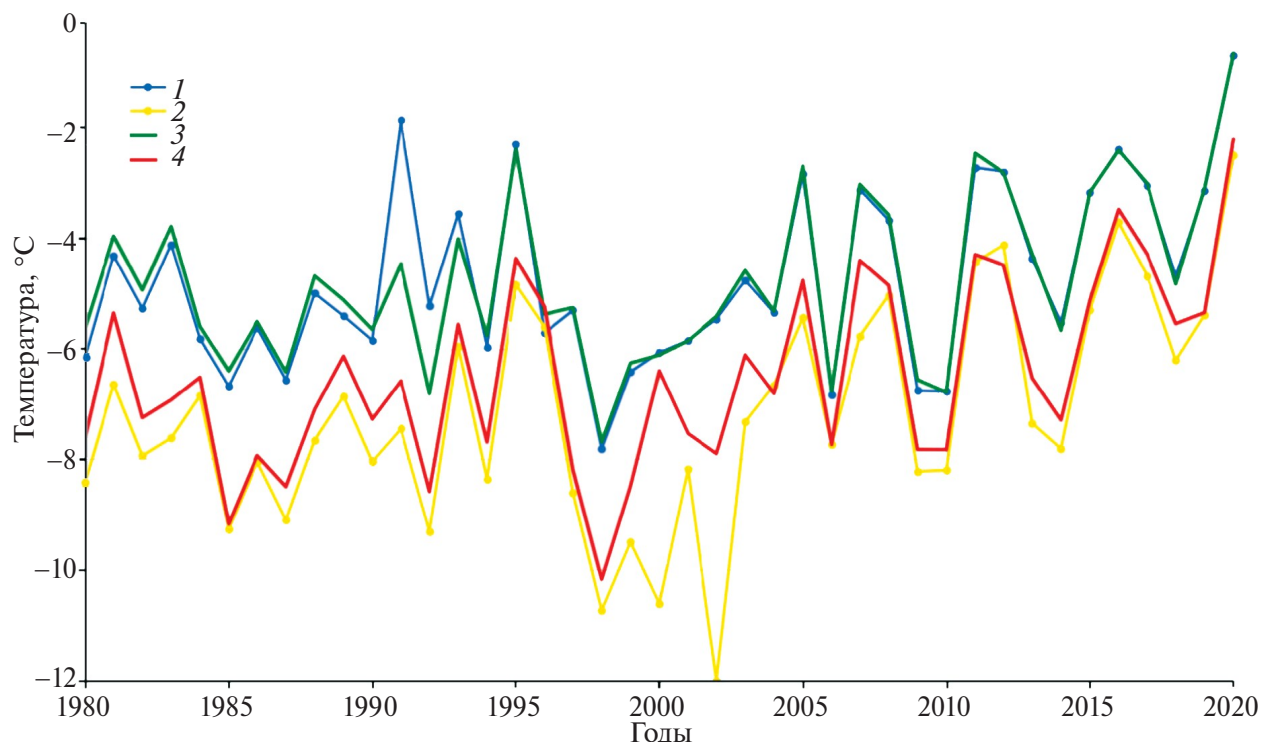


Рис. 3. Изменение ПТВ на метеостанциях и реанализа ERA5 для периода 1980–2020 гг. 1 – ст. Тарко-Сале; 2 – ст. Моррасале; 3 – ERA5 (ст. Тарко-Сале); 4 – ERA5 (ст. Моррасале).
Fig. 3. SAT change at weather stations and according to ERA5 reanalysis data for the period 1980–2020. 1 – station Tarko-Sale; 2 – station Marrasale; 3 – ERA5 (Tarko-Sale station); 4 – ERA5 (Marrasale station).

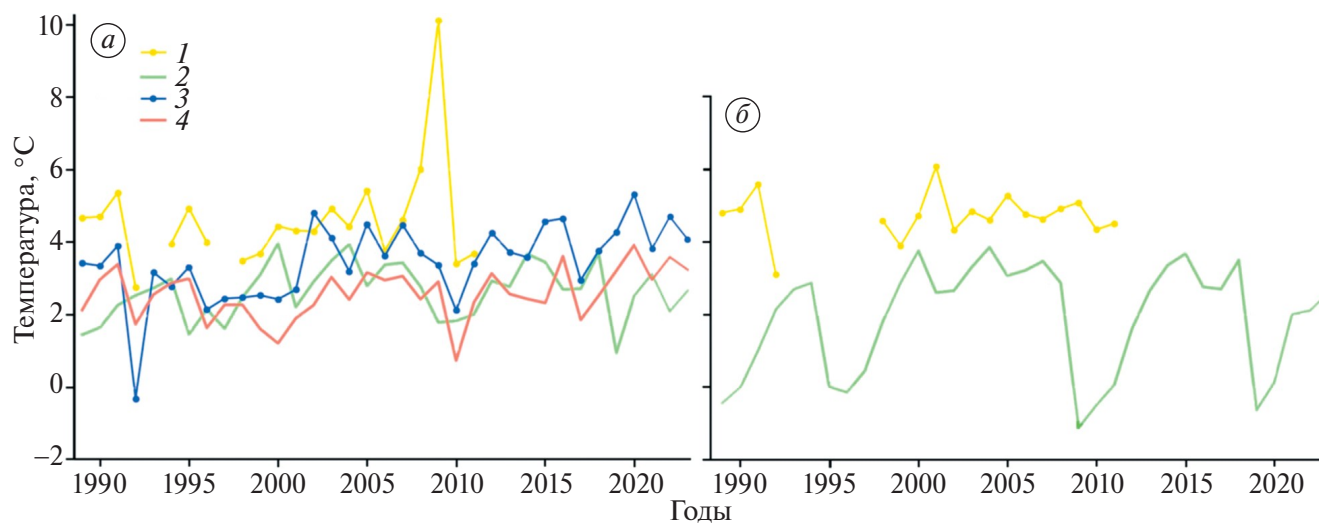


Рис. 4. Сравнение станционных данных температуры ММП на глубине 80 см и данных реанализа ERA5 на глубине 21–100 см на ст. Тарко-Сале (23552; 64°54'41" с.ш., 77°46'14" в.д.) и ст. Когалым (23748; 62°11'25" с.ш., 74°32'12" в.д.) (а) на глубине 320 см и данных реанализа ERA5 на глубине 100–289 см на ст. Когалым за период 1989–2024 гг. (б). 1 – ст. Когалым; 2 – ERA5 (Когалым); 3 – ст. Тарко-Сале; 4 – ERA5 (ст. Тарко-Сале).
Fig. 4. Comparison of station data on soil temperature at a depth of 80 cm and ERA5 reanalysis data at a depth of 21–100 cm at Tarko-Sale station (23552; 64°54'41" N, 77°46'14" E) (a) and Kogalym station (23748; 62°11'25" N, 74°32'12" E) at a depth of 320 cm and ERA5 reanalysis data at a depth of 100–289 cm at Kogalym station for the period 1989–2024 (b). 1 – station Kogalym; 2 – ERA5 (Kogalym station); 3 – station Tarko-Sale; 4 – ERA5 (Tarko-Sale station).

Таблица 1. Значения трендов (°C/год) для периода 1980–2020 гг., на станциях Тарко-Сале и Когалым на глубине 80 см и станции Когалым на глубине 320 см по станционным данным, а также данным реанализа ERA5, рассчитанные для координат станций на глубине 21–100 и 100–289 см соответственно

*Значимые тренды выделены жирным шрифтом

Table 1. Trend values (°C/year) for the period 1980–2020 at Tarko-Sale and Kogalym stations at a depth of 80 cm and Kogalym station at a depth of 320 cm based on station data and ERA5 reanalysis data, calculated for station coordinates at depths of 21–100 cm and 100–289 cm, respectively

*Significant trends are highlighted in bold

	Когалым	Тарко-Сале	ERA5_Когалым	ERA5_Тарко-Сале
80/21–100 см	–0.135 °C/год	0.055 °C/год	0.014 °C/год	0.022 °C/год
320/100–289 см	–0.108 °C/год		0.023 °C/год	

На рис. 4, б показано сравнение температуры ММП по станционным данным ВНИИГМИ-МДЦ и данных реанализа ERA5 в населённом пункте Когалым на глубине 320 см для станции и 100–289 см для реанализа. Зафиксированы пропуски в данных наблюдений в промежутке между 1993–1999 гг. и после 2011 г., что не позволяет провести качественный анализ соответствия данных. Для доступного периода заметно общее согласование тенденций между данными наблюдений и реанализом, однако реанализ не воспроизводит экстремумы, а также занижает инструментальные значения. Анализ данных на станции Когалым на глубине 320 см не показывает значимой корреляции с данными реанализа, тенденции данных реанализа для станции Когалым также не являются значимыми. Такой результат – следствие временной неоднородности эмпирических данных. Кроме этого, данные реанализа – усреднённые по слою (21–100 и 100–289 см), а данные наблюдений зафиксированы на глубинах 80 и 320 см, что также может отражаться на согласованности данных.

Анализ временных рядов температуры ММП для периода 1989–2020 гг. по станционным данным Когалым и Тарко-Сале по сравнению с реанализом ERA5 выявил ряд расхождений, особенно для станции Когалым из-за множественных пропусков в данных наблюдений. Реанализ систематически занижает температуры ММП, не воспроизводит отдельные экстремумы. Значимая корреляция между реанализом и станциями наблюдается только для Тарко-Сале на глубине 80 см, а значимых трендов в данных реанализа нет ни для одной из станций. На глубине 320 см для станции Когалым временные пропуски в данных наблюдений не позволяют провести качественный анализ – имеющегося ряда данных недостаточно для выявления тен-

денций, а статистически значимая корреляция с реанализом отсутствует. Это может объясняться не только временной неоднородностью наблюдений, но и разницей в глубинах измерений для разных типов данных.

ОЦЕНКА МОДЕЛЬНЫХ ДАННЫХ

Согласно проведённому выше анализу, продемонстрировано, что данные ПТВ реанализа ERA5 показывают качественное согласование со станционными данными наблюдений, что делает возможным применение реанализа для дальнейшей оценки модельных данных. Для анализа климатических характеристик произведена оценка качества характеристики ПТВ 28 климатических моделей CMIP6 в сравнении с реанализом ERA5 для ЯНАО. Применялись показатели среднеквадратической ошибки с индексом соответствия (табл. 2) и данные ПТВ за доступный исторический период 1980–2014 гг., где были отобраны пять моделей CMIP6 (TaiESM1, GFDL-CM4, FGOALS-g3, GISS-E2-1-G-CC, BCC-ESM1).

Представленные результаты (см. табл. 2) оценки соответствия пяти климатических моделей показывают, что ошибки воспроизведения средних значений находятся в диапазоне 51–68%, ошибки среднеквадратического отклонения – 49–65%, это ниже средних значений показателей количественной оценки модельных данных. При этом все модели показывают 100%-ное совпадение знака тренда с данными ERA5, что свидетельствует о корректном соответствии тренда изменений ПТВ. Остальные модели из ансамбля, не вошедшие в таблицу, имели более высокие ошибки относительно среднего значения показателей ошибок среднего и среднеквадратического отклонения и мень-

Таблица 2. Показатели количественной оценки климатических моделей CMIP6 по сравнению с данными ПТВ реанализа ERA5 для периода 1980–2014 гг., осреднённых для территории ЯНАО

Table 2. Indicators of quantitative assessment of CMIP6 climate models compared with ERA5 reanalysis STV data for the period 1980–2014, averaged for the territory of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug

Модели CMIP6	Ошибка среднего, %	Ошибка среднеквадратического отклонения, %	Совпадение знака тренда, %
FGOALS-g3	51	65	100
BCC-ESM1	61	51	100
GISS-E2-1-G-CC	62	60	100
GFDL-CM4	68	49	100
TaiESM1	68	50	100

шую долю совпадения трендов, что не позволило удовлетворить установленным критериям отбора и включить их в последующий анализ с использованием характеристики температуры ММП.

Воспроизводимость хода температуры многолетнемерзлых пород по глубинам в отобранных моделях CMIP6. Ввиду того, что данные реанализа ERA5 по температуре ММП на глубинах показали низкую согласованность с данными метеостанций, а данные станционных наблюдений имеют очень ограниченный охват и множественные пропуски – в рамках анализа, оценка данных МОЦАО произведена по данным наблюдений со скважин MPC-1/78 и НАД-11/7 (рис. 5) по среднемесячной температуре ММП по горизонтам на поверхности (0 м) и на глубинах 2 и 3 м по критериям: среднеквадратическая ошибка и индекс соответствия (табл. 3–4) для периода 2008–2014 гг. для MPC-1/78 и 2009–2010 гг. для НАД-11/7.

Данные температуры ММП на глубинах от 0 до 10 м по данным двух скважин: НАД-11/75 (65°32' с.ш., 72°86' в.д.), MPC-1/78 (66°81' с.ш., 69°71' в.д.) имеют существенные различия (см. рис. 5). На всех почвенных горизонтах у скважины MPC-1/78 все сезоны температура на несколько градусов ниже, по сравнению с данными НАД-11/75. Среднегодовая температура за 7 лет на MPC-1/78 почти не изменяется с глубиной (4–4.5 °С), в то время как на скважине НАД-11/75 температура изменяется от +1 до –1 °С с 1 до 10 м. Такие ожидаемые различия связаны с географическим положением. Скважина MPC-1/78 находится значительно севернее, в более холодной климатической зоне, где

среднегодовая температура ММП ниже и практически выравнивается с глубиной, что соответствует более стабильному холодному климату.

Анализ сравнения данных по температуре ММП выбранных МОЦАО с данными со скважины MPC-1/78 для периода 2008–2014 гг. показал, что все пять моделей, включая среднее по ансамблю моделей (см. табл. 3), показывают лучшие результаты в значениях индекса согласованности с данными наблюдений (84–98%) на поверхности (0 м), в отличие от данных на глубине до 2 м (49–95%). Наиболее качественное согласование данных температуры ММП на поверхности показывают модели FGOALS-g3 и GFDL-CM4 со значениями MSE 8.5 и 13.1, а также значениями AI 97 и 95% соответственно. На глубине 2 м наилучшие результаты дают модели FGOALS-g3, BCC-ESM1, GFDL-CM4 со значениями MSE < 3.5 и AI > 87%.

Анализ годового хода температуры ММП на поверхности (рис. 6, а; см. табл. 3) показал, что все модели, а также реанализ ERA5, имеют значимую ($p < 0.05$) корреляцию (от 0.87 до 0.97) с данными измерений на скважине MPC-1/78, с наиболее высокими значениями корреляции 0.95, 0.97 и 0.98 для FGOALS-g3, GFDL-CM4 и среднего по ансамблю моделей соответственно (см. табл. 4). Аналогичный анализ на глубине 2 м (см. рис. 6, б) демонстрирует высокую значимую корреляцию для моделей FGOALS-g3, GFDL-CM4 и BCC-ESM1. Согласно проведённому анализу, модели FGOALS-g3 и GFDL-CM4 качественно согласуются по амплитуде годового хода температуры ММП с данными из скважины MPC-1/78 на поверхности и на глубине 2 м

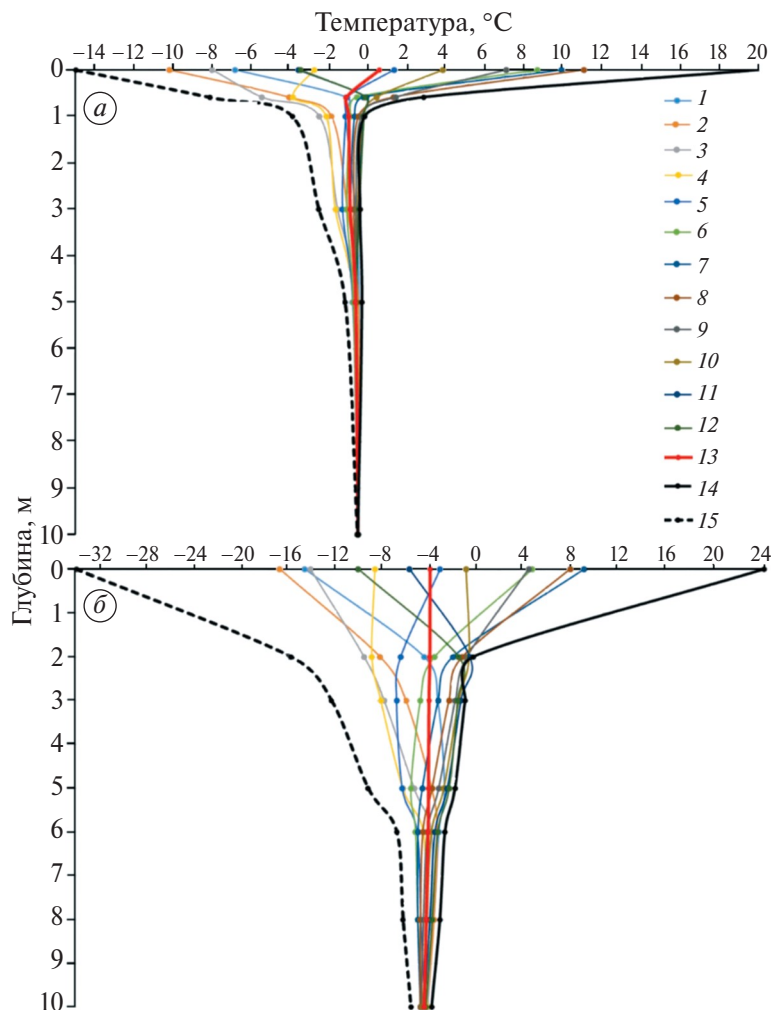


Рис. 5. Распределение температуры ММП по глубине от 0 до 10 м по данным скважин: НАД-11/75 (65°32' с.ш., 72°86' в.д.) за период 2009–2010 (а) и МРС-1/78 (66°81' с.ш., 69°71' в.д.) за период 2008–2014 гг. (б) (Malkova et al., 2022).

1–12 – для всех месяцев в году; 13 – среднегодовые значения; 14 – максимальное значение; 15 – минимальное значение

Fig. 5. Distribution of soil temperature with depth from 0 to 10 m based on boreholes data: NAD-11/75 (65°32' N, 72°86' E) for the period 2009–2010 (a) and MRC-1/78 (66°81' N, 69°71' E) for the period 2008–2014. (b) (Malkova et al., 2022).

1–12 – for all months of the year; 13 – average annual values; 14 – maximum value; 15 – minimum value

в 2008–2014 гг., при этом заметно падение качества оценок модельных данных по сравнению с данными наблюдений с глубиной. Статистические оценки для реанализа ERA5 также показывают качественный результат на поверхности, но низкий на глубине 2 м (см. рис. 6, а; табл. 3).

Анализ сравнения данных выбранных МОЦАО с данными со скважины НАД-11/7 для периода 2009–2010 гг. показал, что АІ по данным температуры ММП МОЦАО по температуре ММП снижается от поверхности к глубине (см. табл. 4), и это согласуется с более ранними исследованиями (Zhou et al., 2024). Модели TaiESM1 и GFDL-CM4 дают качественный результат с наиболее низкими значениями MSE

на всех глубинах (0, 1 и 3 м), но высокими значениями АІ (95–96%) только на поверхности, в то время как на глубинах 1 и 3 м для данных моделей характерны значения АІ от 44 до 50%, что тем не менее представляет лучший результат по сравнению с другими моделями.

Анализ изменения годового хода температуры ММП на поверхности по данным моделей по сравнению с данными со скважины НАД-11/7 для периода 2009–2010 гг. (рис. 7, а) показывает, что единственные модели, имеющие значимую корреляцию, – GISS-E2-1-G-CC и FGOALS-G3 со значениями 0.80 и 0.60 соответственно. Остальные модели и реанализ демонстрируют либо отсутствие значимой корреляции, либо

Таблица 3. Результаты расчётов среднеквадратической ошибки (MSE) и расчёта индекса согласованности (AI) по данным средних многолетних значений температуры ММП, а также корреляции годового хода (ГХ) температуры ММП по данным моделей СМIP6 относительно данных наблюдений в скважине МРС-1/78 на поверхности и на глубине 2 м за период 2008–2014 гг.

*Жирным шрифтом выделены значения MSE и AI: ниже заданного порога в 14.0 для MSE, выше заданного порога в 85% для AI, а также значимая корреляция

Table 3. Results of calculating the mean square error (MSE) and the results of calculating the consistency index (AI) based on the mean long-term soil temperature, as well as the correlation of the annual variation of soil temperature using the CMIP6 models relative to the observation data in the MRC-1/78 borehole at the surface and at a depth of 2 m for the period 2008–2014

*The MSE and AI values are shown in bold: below the specified threshold of 14.0 for MSE, above the specified threshold of 85% for AI, and also significant correlation

скв. МРС-1/78, м	ERA5	GISS-e2-1-G-CC, %	GFDL-CM4, %	FGOALS-g3, %	BCC-ESM1, %	TAIESM1, %	Ср. по ансамблю, %
MSE 0	5.90	22.82	13.13	8.46	58.49	46.04	29.79
MSE 2	43.04	24.88	3.33	1.67	2.94	26.56	11.88
AI 0	98	90	95	97	76	84	88
AI 2	65	57	87%	95	92	49	76
Корр. ГХ 0	0.96	0.91	0.97	0.95	0.87	0.92	0.92
Корр. ГХ 2	0.67	0.60	0.90	0.93	0.92	0.54	0.78

Таблица 4. Результаты расчётов среднеквадратической ошибки (MSE) и результаты расчёта индекса согласованности (AI) по данным средних многолетних значений температуры ММП, а также корреляции годового хода (ГХ) температуры ММП по данным моделей СМIP6 относительно данных наблюдений на скважине скважины НАД-11/7 на поверхности и на глубине 2 м за период 2009–2010 гг.

*Жирным шрифтом выделены значения MSE и AI: ниже заданного порога в 14.0 для MSE, выше заданного порога в 85% для AI, а также значимая корреляция

Table 4. Results of calculating the mean square error (MSE) and the results of calculating the consistency index (AI) based on the average long-term soil temperature, as well as the correlation of the annual variation of soil temperature according to the CMIP6 models relative to the observation data in the NAD-11/7 borehole at the surface and at a depth of 2 m for the period 2009–2010

*The MSE and AI values are shown in bold: below the specified threshold of 14.0 for MSE, above the specified threshold of 85% for AI, as well as significant correlation

скв. НАД-11/7, м	ERA5, %	GISS-e2-1-G-CC, %	GFDL-CM4, %	FGOALS-G3, %	BCC-ESM1, %	TAIESM1, %	Ср. по ансамблю, %
MSE 0	3.30	23.68	8.19	21.77	14.28	11.95	15.97
MSE 1	48.47	17.13	1.32	23.76	16.53	0.68	11.88
MSE 3	45.90	14.69	1.75	16.86	9.41	1.38	8.82
AI 0	98	87	96	91	90	95	92
AI 1	7	25	46	20	13	50	31
AI 3 м	16	40	44	31	37	46	40
Корр. ГХ 0	0.48	0.80	0.37	0.60	0.40	0.35	0.50
Корр. ГХ 1	–0.31	0.08	0.20	0.39	0.16	0.37	0.24
Корр. ГХ 3	0.37	0.81	0.88	0.86	0.73	0.66	0.79

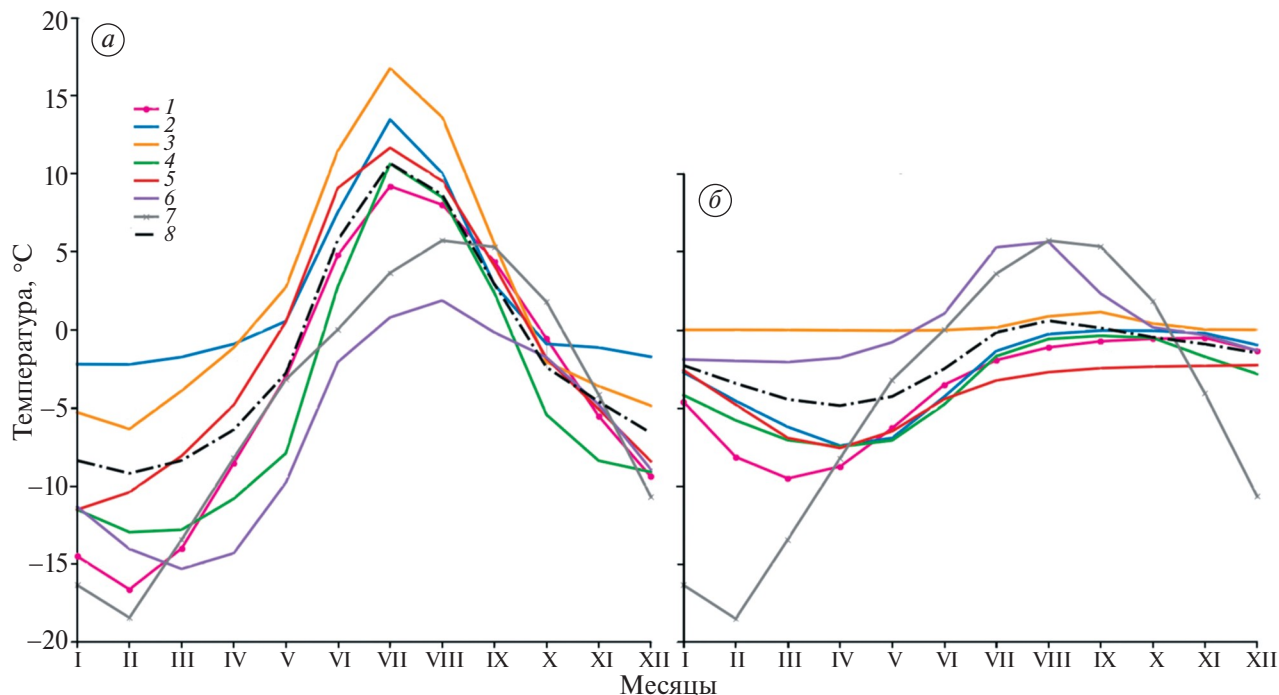


Рис. 6. Средние многолетние значения месячной температуры ММП за период 2008–2014 гг. на поверхности (а) и на глубине 2 метра (б) по данным моделей СМIP6, реанализа ERA5 относительно скважины MPC-1/78 (66°81' с.ш., 69°71' в.д.)

1 – скв. MPC-1/78; 2 – BCC-ESM1; 3 – TaiESM1, 4 – FGOALS-g3; 5 – GFDL-CM4; 6 – GISS-E2-1-G-CC; 7 – ERA5; 8 – ансамбль из 5-ти моделей

Fig. 6. Mean monthly soil temperature for the period 2008–2014 on the surface (a) and at a depth of 2 meters (b) according to CMIP6 models, ERA5 reanalysis relative to borehole MRC-1/78 (66°81' N, 69°71' E)

1 – well MRC-1/78; 2 – BCC-ESM1; 3 – TaiESM1, 4 – FGOALS-g3; 5 – GFDL-CM4; 6 – GISS-E2-1-G-CC; 7 – ERA5; 8 – ensemble of 5 models

её низкие значения (см. табл. 4). Аналогичный анализ на глубине 1 м (см. рис. 7, б) показывает, что все модели на данной глубине имеют незначимую корреляцию с данными наблюдений (см. табл. 4). На глубине 3 м (см. рис. 7, в) все модели показывают значимую корреляцию с данными скважины с максимальными значениями 0.88 и 0.86 для моделей GFDL-CM4 и FGOALS-G3 соответственно (см. табл. 4). Реанализ ERA5 в сравнении с данными наблюдений со скважины НАД-11/7 не показывает надёжных статистических оценок, за исключением поверхностного горизонта.

Неопределённость в модельных оценках значений по температуре ММП на различных горизонтах в том числе зависит от возможностей учёта различных процессов в данных моделях. Разные модели СМIP6 – разные физические схемы и параметризации, которые различаются по чувствительности к обратным связям, например, к толщине, плотности и отражательной

способности (альбедо) снега (Zhou et al., 2024; Luo et al., 2025). Поскольку в северных регионах мало наземных станций измерений, а спутниковые данные имеют высокую неопределённость, это также затрудняет оценку качества модельных данных (Davy, Outten, 2020).

Статистический анализ с использованием данных двух скважин MPC-1/78 и НАД-11/7 показал, что качество воспроизведения температуры ММП моделями СМIP6 существенно различается в зависимости от местоположения, а также горизонтов наблюдений (см. рис. 6–7). В случае скважины MPC-1/78 практически все модели демонстрируют высокую согласованность с данными наблюдений на поверхности: AI составляет 84–98%, а корреляция годового хода достигает 0.87–0.97 для скважины MPC-1/78.

По данным скважины MPC-1/78, наиболее качественный результат выявлен для моделей FGOALS-g3 и GFDL-CM4, которые демонстри-

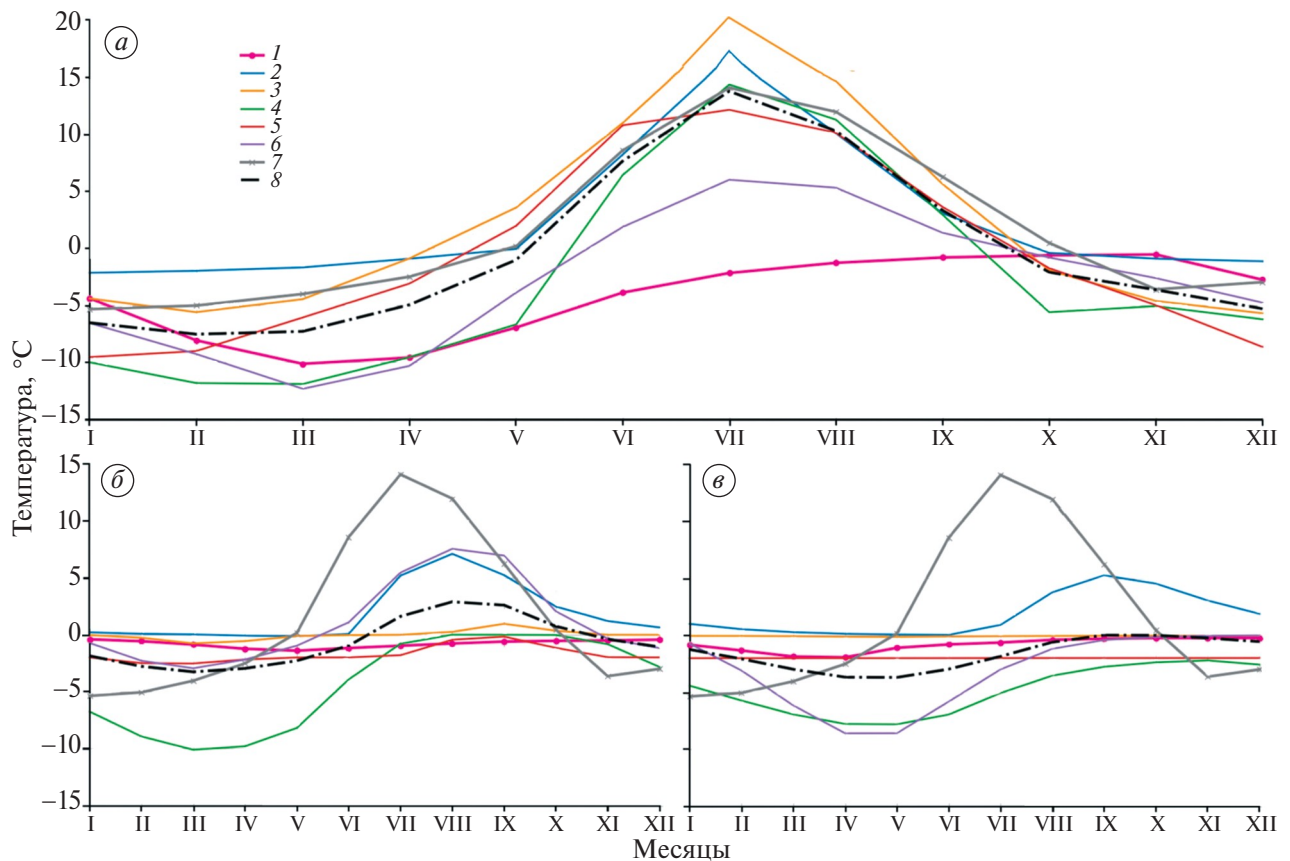


Рис. 7. Средние многолетние значения месячной температуры ММП за период 2009–2010 гг. на поверхности (а), на глубине 1 м (б), и на глубине 3 м (в) по данным моделей CMIP6, реанализа ERA5 относительно скважины НАД-11/7 (65°32' с.ш., 72°86' в.д.)

1 – скв. НАД-11/7; 2 – BCC-ESM1; 3 – TaiESM1, 4 – FGOALS-g3; 5 – GFDL-CM4; 6 – GISS-E2-1-G-CC; 7 – ERA5; 8 – ансамбль из 5-ти моделей

Fig. 7. Mean monthly soil temperature for the period 2009–2010 on the surface (a), at a depth of 1 m (b), at a depth of 3 m (v) according to CMIP6 models, ERA5 reanalysis relative to the borehole NAD-11/7 (65°32' N, 72°86' E)

1 – borehole NAD-11/7; 2 – BCC-ESM1; 3 – TaiESM1, 4 – FGOALS-g3; 5 – GFDL-CM4; 6 – GISS-E2-1-G-CC; 7 – ERA5; 8 – ensemble of 5 models

руют наиболее низкие значения MSE (1–13) и высокие значения AI (до 87–97%) на всех почвенных горизонтах. Эти модели также корректно воспроизводят годовой ход температуры со значимой корреляцией (0.90–0.97) на поверхности и на глубине 2 м. (см. табл. 3; рис. 6, б).

В то же время, по данным скважины НАД-11/7, расположенной южнее скважины MPC-1/7, качество воспроизведения температуры ММП моделями на разных почвенных горизонтах хуже по сравнению со скважиной MPC-1/78. На поверхности лучшая согласованность наблюдается у моделей TaiESM1 и GFDL-CM4 с наименьшими значениями MSE и высокими значениями AI. Однако статистически значимая корреляция годового хода между данными моделей и наблюдениями отмечается для моделей GISS-E2-1-G-

CC и FGOALS-g3 на поверхности и на горизонте 3 м. На глубине 1 м все модели характеризуются незначимыми статистическими оценками, что указывает на недостаточную точность воспроизведения температурного режима в зоне активного талого слоя. Тем не менее, на глубине 3 м все модели демонстрируют значимую корреляцию (0.73–0.88) и умеренные значения MSE (1.38–16), что говорит о более корректной воспроизводимости температуры ММП на данном горизонте (см. табл. 4; рис. 7, в).

Сравнительный анализ между данными наблюдений и моделями CMIP6 температуры ММП на территории ЯНАО показывает лучшую согласованность в районе скважины MPC-1/78, которая находится севернее скважины НАД-11/7, что может быть связано с несколькими факторами.

Скважина MPC-1/78 находится в зоне с более устойчивыми и однородными климатическими и почвенными условиями, что может лучше соответствовать пространственному разрешению моделей CMIP6. В районе скважины НАД-11/7 на почвенные условия могут влиять больше локальных факторов, в том числе топография и микроклимат. Более короткий период наблюдений в НАД-11/7 (два года) по сравнению с MPC-1/78 (семь лет) также может ограничивать статистическую надёжность сравнения, увеличивая вероятность несогласованности данных. Точность моделей падает при переходе от поверхности к глубинам 1–3 м, что может быть связано как с особенностями параметризации снежного покрова и теплообмена в моделях, так и с высокой локальной изменчивостью температуры почв в реальных условиях.

С учётом результатов анализа данных для обеих скважин можно сделать вывод, что наиболее качественные результаты по воспроизведению температуры ММП на разных глубинах дают модели GFDL-CM4 и FGOALS-g3 для станции MPC-1/78 и GFDL-CM4 и TaiESM1 для станции НАД-11/7, они демонстрируют наиболее высокие показатели соответствия и значимой корреляции на почвенных горизонтах.

В целом, полученные результаты позволяют утверждать, что среди анализируемых моделей наиболее качественной для прогноза температурного режима ММП на территории ЯНАО является модель GFDL-CM4, демонстрирующая значимые статистические оценки на всех глубинах для обеих скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Актуальность исследования обусловлена возрастающим воздействием климатических изменений на ключевые компоненты природной среды, в частности на криосферу, которая играет ключевую роль в функционировании экосистем арктического региона. Повышение температуры в арктической криолитозоне вызывает деградацию ММП, что приводит к трансформации ландшафта, создаёт угрозы для инженерной инфраструктуры и экономической деятельности, а также усиливает парниковый эффект в результате высвобождения парниковых газов из ММП. Для качественного прогноза динамики состояния ММП необходимы высокоточные и непрерывные эмпирические данные, однако их дефицит в арктических районах, включая ЯНАО,

обуславливает актуальность разработки и внедрения новых методов мониторинга и прогнозирования.

В настоящем исследовании проводится анализ ПТВ и температуры ММП на горизонтах на территории ЯНАО в 1980–2020 гг. с помощью различных наборов данных: стационарных, реанализов и климатических моделей.

Выполненный анализ показал, что реанализ ERA5 может быть применён для оценки региональных изменений ПТВ, о чём свидетельствует высокая степень согласованности температурных рядов ПТВ за период 1980–2020 гг. между ERA5 и данными наблюдений. Несмотря на отдельные расхождения в воспроизведении экстремальных значений, данный реанализ обеспечивает значимые статистические оценки корреляции до 0.95, что подтверждает возможность использования ERA5 для оценки качества воспроизведения ПТВ в данных климатических моделей в исследуемом регионе. Согласно статистическому анализу с использованием характеристики ПТВ из ансамбля 28 моделей CMIP6 для ЯНАО отобрано пять моделей, а именно – TaiESM1, GFDL-CM4, FGOALS-g3, GISS-E2-1-G-CC, BCC-ESM1.

В то же время применение ERA5 для анализа температуры ММП на территории ЯНАО не представляется целесообразным ввиду значительных расхождений с наземными данными и систематического занижения значений. Однако реанализ ERA5 характеризуется высокой согласованностью с данными наблюдений в скважинах для периода 2008–2014 гг., при этом качество соответствия заметно снижается по мере увеличения глубины. Такие различия подчёркивают необходимость осторожности в применении ERA5 для оценки климатических параметров ММП в исследуемом регионе.

Применение данных скважин MPC-1/78 и НАД-11/7 показало существенные расхождения в качестве воспроизведения температуры ММП моделями CMIP6 в зависимости от места и глубины измерений. Наиболее качественный результат по воспроизведению температурного режима почвенных горизонтов для северной скважины MPC-1/78 продемонстрировали модели GFDL-CM4 и FGOALS-g3. Эти модели показали наиболее высокие показатели соответствия наблюдениям, включая значения коэффициента согласованности ($AI > 87\%$)

и значимой корреляции годового хода (>90%) на всех анализируемых горизонтах. При этом качество воспроизведения показателя температуры ММП снижается с глубиной. Для южной скважины НАД-11/7 затруднительно выделить модель, качественно воспроизводящую показатель температуры ММП на всех глубинах. Выделены модели GFDL-CM4 и TaiESM1 по наиболее низким показателям MSE (<12), а также GISS-E2-1-G-CC и FGOALS-g3 с высокой значимой корреляцией годового хода на поверхности и на горизонте 3 м. Для скважины НАД-11/7, находящейся в южной зоне с более сложными локальными факторами, качество моделей было ниже, особенно на глубинах около 1 м, что может указывать на затруднения в корректном моделировании активного слоя почвы. Расхождения в качестве моделей могут быть связаны как с пространственным разрешением и параметризацией процессов в моделях (например, снежного покрова и теплообмена), так и с локальными климатическими и почвенными особенностями, что требует учёта в будущих модельных оценках (Zhou et al., 2024; Luo et al., 2025).

Модель GFDL-CM4 выделяется как наиболее универсальная и надёжная для прогнозирования температурного режима на разных глубинах в регионе ЯНАО и может быть применена для оценки прогнозов температуры на поверхности и на глубинах для территорий ЯНАО южнее 69° с.ш., что будет выполнено в последующих исследованиях.

Финансирование. Исследование спонсировано Российским научным фондом (Соглашение No. 25-27-00327 от 26.12.2024).

Acknowledgements. Research was supported by Russian Science Foundation (Agreement No. 25-27-00327).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Кудрявцев В.П., Лосева Т.В.* Эмиссия метана в арктическом регионе и ее влияние на региональное потепление // *Динамические процессы в геосферах*. 2024. № 1. С. 220–229.
- Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И.* Условия формирования и диссоциации метангидратов в течение последних 130 тысяч лет по модельным расчётам // *Доклады Академии наук*. 2018. Т. 480. № 6. С. 725–729.
- Баранов В.И.* Разработка комплекса мероприятий по строительству газопровода в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов. *Бакалаврская работа. Томский национальный исследовательский политехнический университет*, 2023. <https://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/75461/1/TPU1461036.pdf>
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В.* Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2014. № 2014621485.
- Елисеев А.В.* Глобальный цикл метана: обзор // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 1. С. 52–70.
- Красулина О.Ю.* Арктическая зона Российской Федерации: особенности природно-экономических и демографических ресурсов // *Региональная экономика и управление*. 2016. № 4 (48). С. 51–58.
- Малахова В.В.* Эмиссия метана из донных отложений арктического шельфа при нарушении условий стабильности гидратов // *Оптика атмосферы и океана*. 2025. Т. 38. № 6. С. 467–473.
- Местников Ф.М.* Организация ремонтных работ магистральных газопроводов в условиях низких температур Крайнего Севера. *Выпускная квалификационная работа магистра. Томский национальный исследовательский политехнический ун-т*, 2023. <https://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/76396/1/TPU1470931.pdf>
- Мохов И.И., Малахова В.В., Аржанов М.М.* Модельные оценки внутри-и межвековой деградации “вечной мерзлоты” в регионе полуострова Ямал при потеплении // *Доклады Академии наук. Науки о Земле*. 2022. Т. 506. № 2. С. 219–226.
- Семенов В.А.* Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера-арктические льды-океан // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. Т. 1. С. 232–248.
- Семенов С.М.* Парниковый эффект и его антропогенное усиление // *Солнечно-земная физика*. 2012. № 21. С. 10–17.
- Bevacqua E., Schleussner C.F., Zscheischler J.* A year above 1.5° C signals that Earth is most probably within the 20-year period that will reach the Paris Agreement limit // *Nature Climate Change*. 2025. V. 15. № 3. P. 262–265.
- Bokuchava D.D., Semenov V.A.* Mechanisms of the early 20th century warming in the Arctic // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 222. P. 103820.
- Davy R., Outten S.* The Arctic surface climate in CMIP6: Status and developments since CMIP5 // *Journal of Climate*. 2020. V. 33. № 18. P. 8047–8068.
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R. J., Taylor K.E.* Overview of the Coupled

- Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. P. 1937–1958.
- Fox-Kemper B. Ocean, Cryosphere and Sea Level Change // In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. IPCC Sixth Assessment Report. Cambridge University Press, 2021. P. 1211–1362.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Thépaut J.N. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
- Karjalainen O., Luoto M., Aalto J., Hjort J. New insights into the environmental factors controlling the ground thermal regime across the Northern Hemisphere: a comparison between permafrost and non-permafrost areas // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 2. P. 693–707.
- Kirtman B.P., Min D., Infanti J.M., Kinter III J.L., Paolino D.A., Zhang Q., Wood E.F. The North American Multi-Model Ensemble (NMME): Phase-1 seasonal to interannual prediction, Phase-2 toward developing intra-seasonal prediction // Bulletin of the American Meteorological Society. 2014.
- Kraev G., Rivkina E., Vishnivetskaya T., Belonosov A., Huissteden J., Kholodov A., Zamolodchikov D. Methane in gas shows from boreholes in epigenetic permafrost of Siberian Arctic // Geosciences. 2019. V. 9. № 2. C. 67.
- Li M., Wu P., Ma Zh. A comprehensive evaluation of soil moisture and soil temperature from third-generation atmospheric and land reanalysis data sets // International Journal of Climatology. 2020. V. 40. № 13. P. 5744–5766.
- Luo Z., Ji D., Ahrens B. Assessing Climate Modeling Uncertainties in the Siberian Frozen Soil Regions by Contrasting CMIP6 and LS3MIP // EGUsphere. 2025. V. 2025. P. 1–34.
- Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Tsarev A. Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic // Energies. 2022. V. 15. P. 2311.
- Miner K.R., Turetsky M.R., Malina E., Bartsch A., Tamminen J., McGuire A.D., Miller C.E. Permafrost carbon emissions in a changing Arctic // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. № 1. P. 55–67.
- Nicolosky D.J., Romanovsky V.E., Panda S.K., Marchenko S.S., Muskett R.R. Applicability of the ecosystem type approach to model permafrost dynamics across the Alaska North Slope // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2016. V. 122. P. 50–75.
- Oppenheimer M., Glavovic B., Hinkel J., Van de Wal R.S.W., Magnan A., Abd-Elgawad A., Sebesvari Z. The ocean and cryosphere in a changing climate. 2019.
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A. The Arctic Has Warmed Nearly Four Times Faster than the Globe Since 1979 // Communications Earth & Environment. 2022. V. 3. № 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- Sidorova M., Alieva M., Shtol E., Oderkova A., Yasinsky S. Selection of an Ensemble of Atmospheric and Oceanic General Circulation Models of the CMIP-6 Project for estimating possible runoff changes in the Volga and Kama basins // E3S Web of Conferences. 2023. V. 407. P. 02011.
- van Soest M. A.J., Anderson N.J., Bullard J.E. Arctic soil development under changing climate conditions // Catena. 2025. V. 254. P. 108938.
- Zhou J., Zhang J., Huang Y. Evaluation of soil temperature in CMIP6 multimodel simulations // Agricultural and Forest Meteorology. 2024. V. 352. P. 110039.

Citation: Shtol E.Y., Bokuchava D.D., Kraev G.N. Soil Temperature in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug Based on ERA5 Reanalysis Data and CMIP6 Models. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (2): 379–396. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020113

Soil Temperature in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug Based on ERA5 Reanalysis Data and CMIP6 Models

© 2026 E. Yu. Shtol^{a,*}, D. D. Bokuchava^a, G. N. Kraev^b

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

^b*Higher School of Economics, Moscow, Russia*

*e-mail: e.u.shtol@gmail.com

Received December 1, 2025; revised December 18, 2025; accepted March 23, 2026

The relevance of this study is determined by the current pace of climate change in the Arctic region and the threats associated with the degradation of permafrost (PF), which results in the landscape transformation, infrastructure damage and the release of greenhouse gases. The analysis of changes of the surface air temperatures (SAT) and permafrost (PFT) in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug

during the period 1980–2020 was carried out using data of weather stations, measurements in thermometric boreholes, the ERA5 reanalysis, and CMIP6 climate models. The CMIP6 model ensemble was evaluated by comparing the SAT values with the ERA5 reanalysis data using three criteria: the error in the mean SAT, the standard deviation errors, and a fraction of points where the sign of the linear SAT trend corresponded to the trend obtained from ERA5 data. The selected models were used to analyze the simulation of average monthly PFT with depth from the surface to 3 meters, using the root-mean-square error (MSE) and the index of agreement (AI) between observational data and models. It is shown that ERA5 qualitatively reproduces the SAT in the study region (correlation up to 0.95), but with limitations in assessing the PRT values, especially at greater depths. The reanalysis underestimates instrumental PFT values by 1.5–2.5°C and also fails to reproduce certain extremes. The CMIP6 models demonstrate significant variations in the quality of simulation of the PRT regimes depending on the location and depth. The GFDL-CM4 model stands out as the most reliable for estimating the PR temperature profile in the region, with MSE values of 1–13, AI values of 84–98%, and a significant correlation (0.87–0.97) between the annual temperature trend of the mean monthly temperature (MMT) across various soil horizons and observational data from two boreholes. This study emphasizes the need for a comprehensive use of observational and model data, with careful evaluation of their quality, to predict the influence of climate change on the permafrost zone and the associated risks for ecosystems and infrastructure in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug.

Keywords: climate models, Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, data outliers, permafrost, surface temperature, ERA5, CMIP6

REFERENCES

- Adushkin V.V., Kudryavtsev V.P., Loseva T.V.* Methane emission in the Arctic region and its impact on regional warming. *Dinamicheskie processy v geosferah*. Dynamic Processes in Geospheres. 2024, 1: 220–229. [In Russian].
- Arzhanov M. M., Malakhova V.V., Mokhov I.I.* Simulation of the Conditions for the Formation and Dissociation of Methane Hydrate over the Last 130 000 Years. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2018, 480 (2): 826–830.
- Baranov V.I.* Development of a set of measures for the construction of a gas pipeline under permafrost conditions. Bachelor's thesis. Tomsk: TGU, 2023. <https://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/75461/1/TPU1461036.pdf> [In Russian].
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., and Shvets N.V.* Opisaniye massiva dannykh srednemesyachnoy temperatury vozduha na stancyah Rossii. *Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registracii bazy dannykh*. Description of the dataset of monthly mean air temperature at Russian weather stations. Certificate of State Registration of Database. Obninsk: All-Russian Research Institute for Hydrometeorological Information – World Data Center, 2014: 2014621485. [In Russian].
- Eliseev A.V.* Global methane cycle: a review. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 52–70. [In Russian].
- Krasulina O.Yu.* Arctic zone of the Russian Federation: features of natural-economic and demographic resources. *Regionalnaya ekonomika i upravlenie: elektronnyy nauchnyy zhurnal*. Regional Economics and Management. 2016, 4 (48): 51–58. [In Russian].
- Malakhova V.V.* Methane emission from bottom sediments of the Arctic shelf under disturbed hydrate stability conditions. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2025, 38 (6): 467–473. [In Russian].
- Mokhov I.I., Malakhova V.V., Arzhanov M.M.* Model estimates of intra- and intercentennial degradation of permafrost on the Yamal peninsula under warming. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk. Nauki o Zemle*. Reports of the Academy of Sciences. Earth Sciences. 2022, 506 (2): 782–789.
- Mestnikov F.M.* Organization of maintenance work on main gas pipelines under low-temperature conditions of the Far North. Master's Degree thesis. Tomsk: TGU, 2023. <https://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/76396/1/TPU1470931.pdf> [In Russian].
- Semenov V.A.* Variability of the modern climate caused by feedbacks in the atmosphere–Arctic sea ice–ocean system. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1: 232–248. [In Russian].
- Semenov S.M.* Greenhouse effect and its anthropogenic enhancement. *Solnechno-zemnaya fizika*. Solar-Terrestrial Physics. 2012, 21: 10–17. [In Russian].
- Bevacqua E., Schleussner C.F., Zscheischler J.* A year above 1.5°C signals that Earth is most probably within the 20-year period that will reach the Paris Agreement limit. *Nature Climate Change*. 2025, 15 (3): 262–265.
- Bokuchava D.D., Semenov V.A.* Mechanisms of the early 20th century warming in the Arctic. *Earth-Science Reviews*. 2021, 222: 103820.
- Davy R., Outten S.* The Arctic surface climate in CMIP6: Status and developments since CMIP5. *Journal of Climate*. 2020, 33 (18): 8047–8068.

- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*. 2016, 9: 1937–1958.
- Fox-Kemper B.* Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. IPCC Sixth Assessment Report*. Cambridge University Press. 2021: 1211–1362.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Thépaut J.N.* The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020, 146 (730): 1999–2049.
- Karjalainen O., Luoto M., Aalto J., Hjort J.* New insights into the environmental factors controlling the ground thermal regime across the Northern Hemisphere: a comparison between permafrost and non-permafrost areas. *The Cryosphere*. 2019, 13 (2): 693–707.
- Kirtman B.P., Min D., Infanti J.M., Kinter III J.L., Paolino D.A., Zhang Q., Wood E.F.* The North American Multi-Model Ensemble (NMME): Phase-1 seasonal to interannual prediction, Phase-2 toward developing intra-seasonal prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2014.
- Kraev G., Rivkina E., Vishnivetskaya T., Belonosov A., van Huissteden J., Kholodov A., Zamolodchikov D.* Methane in gas shows from boreholes in epigenetic permafrost of Siberian Arctic. *Geosciences*. 2019, 9 (2): 67.
- Li M., Wu P., Ma Zh.* A comprehensive evaluation of soil moisture and soil temperature from third-generation atmospheric and land reanalysis data sets. *International Journal of Climatology*. 2020, 40 (13): 5744–5766.
- Luo Z., Ji D., Ahrens B.* Assessing Climate Modeling Uncertainties in the Siberian Frozen Soil Regions by Contrasting CMIP6 and LS3MIP. *EGUsphere*. 2025, 2025: 1–34.
- Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Tsarev A.* Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic. *Energies*, 2022, 15: 2311.
- Miner K.R., Turetsky M.R., Malina E., Bartsch A., Tamminen J., McGuire A.D., Miller C.E.* Permafrost carbon emissions in a changing Arctic. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022, 3 (1): 55–67.
- Nicolisky D.J., Romanovsky V.E., Panda S.K., Marchenko S.S., Muskett R.R.* Applicability of the ecosystem type approach to model permafrost dynamics across the Alaska North Slope. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2016, 122: 50–75.
- Oppenheimer M., Glavovic B., Hinkel J., Van de Wal R.S.W., Magnan A., Abd-Elgawad A., Sebesvari Z.* The ocean and cryosphere in a changing climate. 2019.
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A.* The Arctic Has Warmed Nearly Four Times Faster than the Globe Since 1979 // *Communications Earth & Environment*. 2022, 3 (168). <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- Sidorova M., Alieva M., Shtol E., Oderkova A., Yasinsky S.* Selection of an Ensemble of Atmospheric and Oceanic General Circulation Models of the CMIP-6 Project for estimating possible runoff changes in the Volga and Kama basins. *E3S Web of Conferences*. 2023, 407: 02011.
- van Soest M.A.J., Anderson N.J., Bullard J.E.* Arctic soil development under changing climate conditions. *Catena*. 2025, 254: 108938.
- Zhou J., Zhang J., Huang Y.* Evaluation of soil temperature in CMIP6 multimodel simulations. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2024, 352: 110039.

УДК 528.94+912.44

АТЛАСЫ, ГЕОПОРТАЛЫ, БАЗЫ ГЕОДАННЫХ И ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА АНТАРКТИКИ

© 2026 г. И. В. Флоринский

*Институт математических проблем биологии РАН – филиал Института прикладной математики
им. М. В. Келдыша РАН, Пущино, Московская область, Россия*

e-mail: iflor@mail.ru

Поступила 15.01.2026 г.

После доработки 19.03.2026 г.

Принята к печати 23.03.2026 г.

В 2026 г. отмечаются три взаимосвязанных юбилея: 70 лет со дня начала работы в Антарктиде первой советской антарктической экспедиции, 70 лет начала советских геодезических и картографических работ в Антарктиде и 60 лет выхода в свет фундаментального картографического произведения – I тома советского комплексного Атласа Антарктики. В статье дана краткая характеристика первого десятилетия отечественных антарктических исследований, рассмотрена история создания Атласа Антарктики, его авторский коллектив, структура и содержание, особенности использованных масштабов и проекций, специфика его общегеографических и топографических карт, а также реакция отечественного и международного научного сообщества на его издание. Авторы Атласа задали высокий стандарт картографирования южной полярной области, а его создание на десятилетия вперёд во многом определило основные направления атласного картографирования и геоинформационного моделирования этого региона планеты. В этой связи в статье проведён обзор других комплексных и тематических атласов, геопорталов, баз геоданных, цифровых каталогов и коллекций карт, а также цифровых моделей рельефа Антарктики, имеющих субконтинентальное, континентальное и панантарктическое покрытие. Рассмотрено 27 атласов и 29 геоинформационных продуктов. Их тематика и содержание охватывают широкий круг антарктических исследований в области гляциологии, климатологии, метеорологии, геофизики, геологии, мерзлотоведения, океанографии, биогеографии, геоморфологии и др. Атласы, геопорталы, базы геоданных, цифровые модели рельефа и цифровые коллекции карт Антарктики, концентрируя результаты работ нескольких поколений исследователей, являются незаменимыми и взаимодополняющими источниками информации. Их необходимо знать и уметь применять при изучении отдалённых, суровых и труднодоступных районов Антарктиды.

Ключевые слова: атлас, геопортал, база геоданных, цифровая модель рельефа, Антарктика

DOI: 10.7868/S2412376526020124

*К 70-летию начала советских исследований Антарктиды
и к 60-летию выхода в свет I тома Атласа Антарктики*

ВВЕДЕНИЕ

После Русской южнополярной экспедиции 1819–1821 гг., открывшей Антарктиду и выполнившей картографическую съёмку ряда субантарктических островов, в русских исследованиях южной полярной области наступила долгая пауза. Российская Империя не принимала участия в экспедициях героической эпохи освоения Антарктиды конца XIX–начала XX веков, а Совет-

ский Союз – в экспедициях межвоенного периода и первого послевоенного десятилетия, когда на геополитической арене определились основные антарктические игроки – Великобритания, Норвегия, Австралия, Германия, Франция, США и Аргентина (Алейнер, 1950; Лукин, 2020). В первые послевоенные годы СССР проводил лишь ограниченные научные исследования в антарктических водах с борта базы китобойной флотилии “Слава” (Лебедев, 1957).

Но уже в 1955 году, в рамках проведения Международного геофизического года (МГГ) 1957–1958, Советский Союз начал подготовку к многолетним крупномасштабным систематическим исследованиям Антарктики. 13 июля 1955 г. Совет Министров СССР принял Постановление № 1262-708 “О Комплексной антарктической экспедиции Академии наук СССР”, а 18 ноября 1955 г. Президиум АН СССР принял Постановление № 600 “О подготовке и плане проведения Комплексной антарктической экспедиции АН СССР”. 70 лет назад, 5 января 1956 г., дизель-электроход “Обь” пришвартовался к припаю в бухте Фарр, где произошла первая высадка на антарктический берег участников Первой Комплексной антарктической экспедиции (КАЭ)¹, а 13 февраля 1956 г. была открыта первая советская антарктическая научная станция – обсерватория Мирный (Саватюгин, 2004).

Первый десятилетний этап советских исследований в Антарктиде (1956–1965) иногда называют героическо-романтическим периодом. Многие работы в этот период имели рекогносцировочный характер (Саватюгин, 2004). Но именно в это время была заложена основа, которая позволила Советскому Союзу стать к началу 1980-х годов великой антарктической державой. За 1956–1965 гг. были организованы и проведены десять советских антарктических экспедиций, в ходе которых была создана сеть из девяти прибрежных и внутриконтинентальных круглогодичных научных станций и сезонных баз; в экстремальных условиях был получен бесценный опыт внутриконтинентальных походов санно-гусеничных поездов; был проведён большой комплекс работ в области географии, гляциологии, геоморфологии, геологии, метеорологии, аэрологии, климатологии, геофизики, океанологии, геодезии, картографии, океанографии, медицины и биологии; на основе полученных материалов было опубликовано более 2200 статей в журналах и 125 монографий (Толстиков..., 1966; Саватюгин..., 2004).

Головной организацией в области картографических исследований Антарктиды в тот период был Государственный проектно-конструкторский и научно-исследовательский институт морского транспорта Союзморниипроект Министерства морского флота СССР. Его сотрудники выполняли аэрофотосъёмочные и топографо-

геодезические работы в Антарктиде. Здесь была разработана методика её картографирования, проходил сбор и обработка материалов, составлялись и готовились к изданию карты (Дубовской, 1966).

За первые 10 лет советских исследований в Антарктиде был проведён большой объём топографо-геодезических и картографических работ, в результате которых Восточная Антарктида перестала быть белым пятном, а для ряда её регионов были созданы подробные общегеографические и топографические карты². К ним относятся (Дубовской, 1966): карта Антарктиды на 9 листах масштаба 1 : 3 000 000, 8 карт масштаба 1 : 1 000 000 прибрежных районов Антарктиды, 42 карты масштаба 1 : 200 000 прибрежных районов Восточной Антарктиды, 37 карт масштаба 1 : 100 000 и 8 карт масштаба 1 : 50 000 важных участков района деятельности САЭ. Кроме того, за первые 10 лет Советским Союзом присвоено 483 названия географическим объектам Антарктиды (Дубовской, 1966) – треть от 1510 названий, присвоенных отечественными исследователями за 70 лет работ в южной полярной области (Реестр..., 2025).

Одним из фундаментальных научных результатов первого советского десятилетия в Антарктиде стало создание капитального картографического произведения – комплексного Атласа Антарктики, I том которого вышел в свет 60 лет назад, в 1966 г. (рис. 1). В статье описаны история его создания, структура, содержание и особенности. Кроме того, проведён обзор других атласов, геопорталов, баз геоданных, цифровых каталогов и коллекций карт, а также цифровых моделей рельефа (ЦМР) Антарктики, имеющих субконтинентальное, континентальное и панантарктическое покрытие.

СОВЕТСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ АТЛАС АНТАРКТИКИ

По окончании МГГ несколько стран заявили о намерении начать работы по созданию атласов Антарктики. 16 декабря 1960 г. Президиум АН СССР принял Постановление № 1067 “Об издании советского Атласа Антарктики”. На протяжении следующих шести лет ход работ по проекту широко освещался в стране и за рубежом (Короткевич, 1962; Кельнер, Ефименко, 1963; Марков, 1964; Короткевич, Кельнер, 1965).

¹ С 1958 г. – Советская антарктическая экспедиция (САЭ), с 1992 г. – Российская антарктическая экспедиция (РАЭ).

² Картографирование Антарктиды иностранными государствами в этот период рассмотрено в обзоре (Кобленц, 1964).

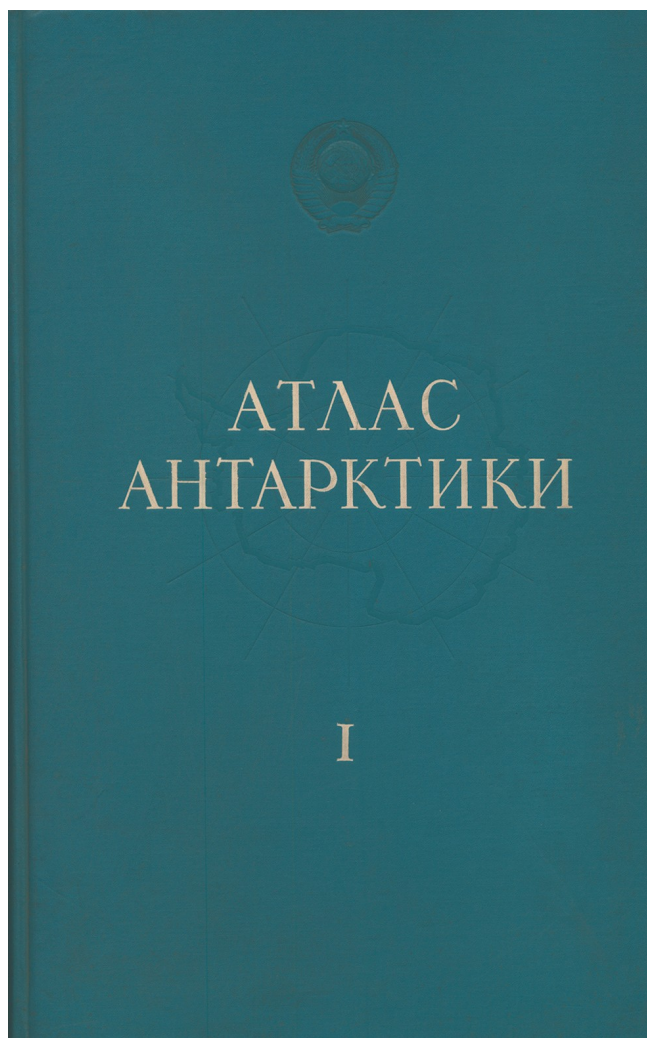


Рис. 1. Обложка I тома Атласа Антарктики (Атлас Антарктики, 1966)

Fig. 1. Cover of the Atlas of Antarctica, Volume I (Atlas Antarktiki, 1966)

Авторский коллектив и организации-исполнители. Авторский коллектив Атласа Антарктики (1966) включал 265 специалистов, в том числе 35 членов редакционной коллегии, 51 научного редактора и 171 автора карт. Общее научно-редакционное руководство подготовкой и изданием Атласа выполняла редакционная коллегия, в которую входили известные учёные, в большинстве своём — участники КАЭ и САЭ: Г.А. Авсюк, Е.С. Короткевич, К.К. Марков, М.Г. Равич, П.А. Шумский, М.М. Сомов, А.Ф. Трёшников и др. Главным редактором Атласа был заместитель начальника Главного управления Гидрометслужбы СССР Е.И. Толстикова, а ответственным редактором — министр морского флота СССР В.Г. Бакаев.

Программа Атласа и авторские оригиналы карт были подготовлены в 18 институтах и организациях, в числе которых: Институт географии, Институт физики Земли, Институт океанологии и Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ) и Главная геофизическая обсерватория Главного управления Гидрометслужбы СССР, Союзморниипроект Министерства морского флота СССР, Научно-исследовательский институт геологии Арктики и Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэрофотосъёмки и картографии (ЦНИИГАиК) Главного управления геодезии и картографии (ГУГК) Министерства геологии СССР. Проект Атласа подготовили ЦНИИГАиК, ААНИИ и Союзморниипроект. Редактирование, составление карт по авторским оригиналам, их штриховое и красочное оформление, изготовление печатных форм и красочных проб, печать и переплёт Атласа выполнила фабрика № 2 ГУГК в Минске (Гулюк и др., 1966). Координацию и оперативное руководство работами выполнял созданный в ААНИИ сектор Атласа Антарктики.

Структура и содержание. I том Атласа Антарктики (1966) — комплексный физико-географический научно-справочный атлас. На 225 листах размещены 470 карт, 182 графика, 76 диаграмм, 147 разрезов, 19 профилей, 9 таблиц и 19 аэрофотоснимков. 75 листов занимают пояснительные тексты и схемы. Атлас разделён на три части.

Вводная часть включает три раздела, которые содержат 44 карты, 9 графиков и 5 таблиц. Во **Введении** помещены карта расположения Антарктики в Южном полушарии масштаба 1 : 50 000 000 и карта звёздного неба Южного полушария. Раздел **История исследования** включает серию карт, посвящённых различным периодам исследования Антарктики (масштабы 1 : 20 000 000 и 1 : 40 000 000). В разделе **Картографическая изученность** представлены 3 карты (масштабы 1 : 15 000 000 и 1 : 80 000 000) со сводкой изданных карт и характеристикой картографической изученности Антарктики на 1963 г.

Общая часть Атласа включает 8 разделов и объединяет, в основном, тематические карты преимущественно континентального охвата, сгруппированные по областям знаний.

Раздел *Общегеографические карты* содержит 2 обзорные карты Антарктики и Антарктиды (масштабы 1 : 20 000 000 и 1 : 10 000 000), а также 5 перекрывающихся листов карт прибрежных регионов (масштаб 1 : 5 000 000).

В раздел *Аэрономия и физика Земли* включены 65 карт (масштабы от 1 : 5 000 000 до 1 : 120 000 000), 109 графиков, 16 полярных диаграмм и 3 таблицы. Он отражает результаты исследований в области физики атмосферы, земного магнетизма и др. В частности, ионосферные измерения описывает серия разновременных карт критических частот для слоя F2. Приведены серии карт частоты полярных сияний и постоянного геомагнитного поля. Гравиметрические исследования отражены на серии карт аномалий силы тяжести. Каталог и карта эпицентров землетрясений характеризуют сейсмичность.

Раздел *Геология и рельеф* содержит 21 карту (масштабы от 1 : 10 000 000 до 1 : 40 000 000). Знания о строении, составе и развитии земной коры представлены на геологических картах Антарктиды и Антарктики, а также структурно-тектонической и неотектонической картах. Морфология, генезис, возраст и история развития рельефа отражены, в частности, на гипсометрической и геоморфологической картах Антарктики, карте подледного рельефа Антарктиды и карте донных осадков Южного океана.

Раздел *Климат* включает 57 карт (масштабы от 1 : 40 000 000 до 1 : 120 000 000), 51 график и 60 роз-диаграмм. Для Антарктики и Южного полушария представлены серии разносезонных карт метеорологических характеристик: солнечной радиации, температуры воздуха, атмосферного давления и осадков, а также повторяемости центров циклонов и антициклонов, путей их перемещения и характерных синоптических ситуаций.

Раздел *Оледенение* содержит 11 карт (масштабы 1 : 20 000 000 и 1 : 40 000 000), 20 разрезов и 3 графика. В частности, представлены карты мощности ледникового покрова, его питания атмосферными осадками, а также температуры снежно-фирновой толщи.

Раздел *Воды Южного океана* объединяет 49 карт (масштабы от 1 : 20 000 000 до 1 : 80 000 000), 53 гидрологических разреза, 3 графика и 1 таблицу. Сведения о динамике вод представлены в виде карт параметров волнения, течений на по-

верхности и разных глубинах, а также конвекции. На картах физико-химических свойств вод отражены затраты тепла на испарение, турбулентный теплообмен с атмосферой, распределение температуры, солёности, плотности и других характеристик на различных горизонтах. Сведения о морских льдах и айсбергах представлены в виде карт их сплочённости в навигационный период и среднего положения кромки льда в летний и зимний периоды.

Раздел *Биология* включает 26 карт (масштабы 1 : 40 000 000 и 1 : 60 000 000) и 7 графиков. Сведения о биоте Южного океана представлены в виде карт распределения биомассы фито- и зоопланктона, а также фито- и зоогеографического районирования океана. Приведены карты распространения китов (и их промысла), тюленей и птиц. Кроме того, представлены карты районирования суши: геоботаническое и зоогеографическое.

Раздел *Физико-географическое районирование* содержит 2 карты ландшафтов Антарктиды и физико-географического районирования Антарктики (масштабы 1 : 10 000 000 и 1 : 40 000 000), а также ландшафтно-климатический профиль материка.

Третья часть Атласа — *Районы Антарктики* — содержит общегеографические, топографические и тематические региональные карты и состоит из двух разделов.

В разделе *Материк и острова* помещены 102 карты, 21 разрез и 19 перспективных и плановых аэрофотоснимков. В их числе 9 общегеографических карт отдельных районов Антарктиды и островов Субантарктики (масштаб 1 : 1 000 000), 31 общегеографическая и топографическая карта прибрежных районов и отдельных островов (масштабы от 1 : 750 000 до 1 : 15 000), а также 13 планов научных станций (масштабы от 1 : 20 000 до 1 : 3 000). Для наиболее изученных на тот момент районов приведено 49 геологических, гляциологических и геофизических карт (масштабы от 1 : 7 000 000 до 1 : 50 000).

Раздел *Южный океан* включает 87 карт (масштабы от 1 : 2 500 000 до 1 : 40 000 000), 18 профилей дна и 53 гидрологических разреза. Для атлантического, индийского и тихоокеанского секторов и морей Южного океана приведены батиметрические и геоморфологические карты, а также карты донных осадков. На гидрологиче-

ских картах и разрезах показаны физико-химические свойства вод. Для моря Дейвиса, на берегу которого расположена станция Мирный (ключевая советская станция того времени), даны навигационные карты, а также карты распределения льдов в летний и зимний периоды.

Указатель географических названий Атласа содержит около 4800 названий. За составление списка и транскрибирование отвечали Союзморниипроект и ЦНИИГАиК. В результате переговоров с картографическими органами заинтересованных государств были минимизированы разногласия в названиях ряда объектов. В частности, Советский Союз признал приоритет английских и американских названий на Южных Шетландских островах³ (их русские названия указаны в Атласе в скобках) (Дубовской, 1966).

Масштабы и проекции. Для карт Антарктики и Антарктиды континентального охвата (масштабы 1 : 10 000 000 и мельче) в Атласе использовалась азимутальная равнопромежуточная проекция с сохранением масштаба по параллели 70° ю.ш. Её выбор связан с тем, что большинство природных явлений и процессов в Антарктике имеет циркумполярное распространение, изменяясь по свойствам и интенсивности от полюса к северу. Постоянство линейного масштаба по меридианам позволило нагляднее передать закономерности пространственного распределения характеристик картографируемых явлений и процессов (Гулюк и др., 1966).

Для региональных общегеографических карт масштаба 1 : 5 000 000 и региональных тематических карт масштабов от 1 : 3 000 000 до 1 : 7 000 000 использовалась коническая равноугольная проекция. Для региональных общегеографических и тематических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 1 500 000 применялась видоизмененная поликоническая (международная) проекция. Для топографических и тематических карт масштабов крупнее 1 : 1 000 000 использовалась проекция Гаусса—Крюгера.

Для карт секторов и морей Южного океана (масштабы от 1 : 2 500 000 до 1 : 40 000 000) применялась коническая равноугольная проекция, кроме навигационных карт моря Дейвиса и рейда Мирного (масштабы от 1 : 750 000 до 1 : 15 000), для которых использовалась прямая цилиндрическая равноугольная проекция Меркатора.

Особенности общегеографических и топографических карт. Часть карт Атласа составлялась по изданным ранее советским топографическим картам Антарктиды, которые, в свою очередь, были созданы на основе результатов аэрофотосъёмки. К ним относятся карты Восточной Антарктиды от Земли Королевы Мод на западе до Земли Уилкса на востоке. Для составления карт территорий, изученных иностранными экспедициями (Земли Адели, Виктории, Мэри Бэрд, Элсуэрта и Антарктический полуостров), использовались зарубежные карты. Многие из них по содержанию значительно беднее советских (например, на них менее точно изображён рельеф). Поэтому общегеографические и топографические карты Атласа различаются по точности (Кельнер, Ефименко, 1963; Дубовской, 1966).

Специфика ландшафтов Антарктиды вызвала необходимость применения новых условных знаков и обозначений. Их разработали Союзморниипроект, ЦНИИГАиК и фабрика № 2 ГУГК. В частности, различным цветом были показаны три типа ледников: континентальный ледниковый покров (фиолетовый), шельфовые ледники (серый), выводные и сквозные ледники (зеленоватый) (рис. 2 и 3). Были применены новые обозначения ледниковой береговой линии, передающие высоту и расчленённость берега; для учёта его динамики вдоль его участков были указаны месяц и год съёмки (рис. 4). Новые обозначения были введены для мест скопления айсбергов (относительно постоянны из-за постоянства течений), ледниковых трещин, колоний пингвинов, лежбищ тюленей и др. (рис. 4). Помимо горизонталей, для изображения рельефа использовалась отмывка (рис. 2 и 3), что повысило информативность карт: отмывкой передавались детали поверхности ледников, не фиксируемые горизонталями, но видимые на аэроснимках (Кельнер, Ефименко, 1963; Дубовской, 1966).

В целом Атлас отличается высоким уровнем картосоставительских и издательских работ (удачные цветовые решения, качественная многоцветная печать, читаемость карт и пр.), выполненных в лучших традициях отечественной школы атласной картографии.

Издание и реакция научного сообщества. Первоначально предполагалось издать Атлас отдельными листами, вкладывающимися в папку. Идея

³ Поэтому участвовавшие призывы “вернуть” русские названия объектам Южных Шетландских островов говорят о некомпетентности.

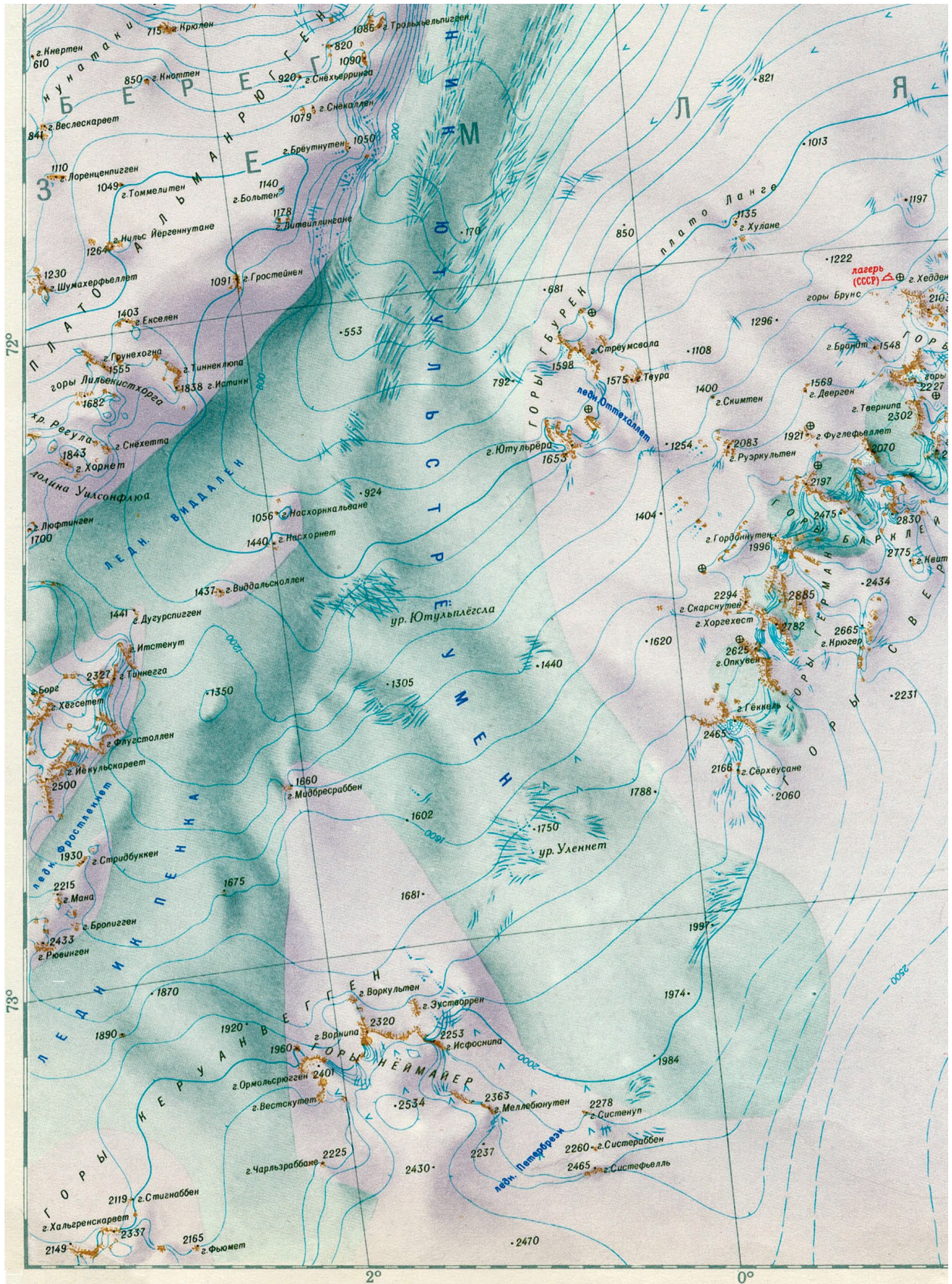


Рис. 3. Фрагмент карты центральной части Земли Королевы Мод (масштаб 1 : 1 000 000) (Атлас Антарктики, 1966)
 Fig. 3. A section of a map of the central part of Queen Maud Land (scale 1 : 1 000 000) (Atlas Antarktiki, 1966)



Рис. 4. Фрагмент карты Берега Правды (масштаб 1 : 500 000) (Атлас Антарктики, 1966)
 Fig. 4. A section of a map of the Pravda Coast (scale 1 : 500 000) (Atlas Antarktiki, 1966)

разборного атласа была связана со слабой изученностью Антарктиды. Учитывая размах её исследований в те годы, предполагалось, что вскоре после издания Атласа возникнет необходимость обновления его карт. Кроме того, разборный атлас позволил бы использовать изданные листы, не дожидаясь подготовки всех карт (Кельнер, Ефименко, 1963; Короткевич, Кельнер, 1965). Чтобы обеспечить возможность раздельного использования карт, для каждого листа или тематического блока листов была выделена титульная страница, на которой указывались справочные сведения. В итоге Атлас был издан в виде настольного атласа формата 60 × 38 см, но часть тиража была выпущена отдельными листами (Гулюк и др., 1966).

I том Атласа Антарктики стал первым в истории комплексным физико-географическим научно-справочным атласом южной полярной области. Значение его издания для науки тех лет трудно переоценить: Атлас обобщил и представил в традиционной форме результаты многолетних отечественных и зарубежных исследований. Реакция отечественных учёных на выход Атласа отразилась в серии положительных рецензий (Кельнер, 1966; Кручинин и др., 1967; Петросянец, 1967; Аверьянов, 1968; Карташов, 1971). О востребованности Атласа международным научным сообществом говорит тот факт, что вся текстовая информация I тома была оперативно переведена на английский язык глав-

ным конкурентом – Американским географическим обществом (AGS) (см. раздел *Комплексные атласы*) – и опубликована в виде спецвыпуска журнала *Soviet Geography: Review & Translation* (Atlas of Antarctica, 1967). В дальнейшем за рубежом Атлас обычно распространялся в комплекте с этим переводом.

Через три года вышел II том Атласа Антарктики (1969). Он имеет аналогичную I тому структуру: состоит из девяти текстовых разделов, которые включают обобщающие сведения по физической географии, истории исследований, аэрономии, геофизике, геологии, геоморфологии, климату, гляциологии, гидрологии, биологии и ландшафтам Антарктики. Этот том – самостоятельная коллективная монография.

Постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР № 815 от 5.11.1971 двенадцать членов редколлегии и авторов карт удостоены Государственной премии СССР в области науки и техники за Атлас Антарктики в двух томах.

Сегодня I том Атласа Антарктики обладает, в основном, исторической и культурной ценностью как картографический памятник эпохе освоения шестого континента первым поколением советских исследователей Антарктиды. Выпущенный тиражом 3000 экземпляров, Атлас стал библиографической редкостью.

Создание советского комплексного Атласа Антарктики во многом определило основные направления атласного картографирования и геоинформационного моделирования южной полярной области. Далее рассматриваются существующие комплексные и тематические атласы, геоportалы, базы геоданных, ЦМР, а также цифровые каталоги и коллекции карт Антарктики.

КОМПЛЕКСНЫЕ АТЛАСЫ

Самым ранним комплексным справочным атласом южной полярной области является, видимо, *Атлас Антарктиды и Южного океана*, подготовленный сотрудниками Норвежской географической службы и изданный 90 лет назад Норвежской ассоциацией страхования китобоев (*Atlas over Antarktis...*, 1936). Атлас формата 42 × 35 см объединяет 15 цветных мелкомасштабных карт Антарктики в полярной стереографической проекции (масштаб не указан). Тематика карт охватывает маршруты норвежских и иностранных антарктических экспедиций, глубины океана, геологическое строение, распределение пакового льда, ветры и температуру воздуха, места размножения птиц и тюленей, растительность, мхи, а также районы китобойного промысла и их продуктивность в разные месяцы разных лет. В атлас включены две таблицы, посвящённые антарктической и субантарктической флоре и фауне. В задний карман обложки атласа вложены 4 листа навигационных карт Южного океана между 50° и 73° ю.ш. масштаба 1 : 5 000 000 в равноугольной цилиндрической проекции Меркатора с 15 картами-врезками островов Субантарктики.

В 1962 г., при поддержке Национального научного фонда США, AGS начало работы над проектом разборного *Комплексного научно-справочного атласа Антарктики* (*Antarctic Map Folio...*, 1964–1975). Атлас публиковался в течение 12 лет, с 1964 по 1975 г. Он состоит из 19 тематических томов-папок: 1. *Аэрономия*; 2. *Характеристики ледникового щита*; 3. *Картографическая изученность и исследования 1900–1964 гг.*; 4. *Климат тропосферы и нижней стратосферы*; 5. *Наземная биота*; 6. *Структура антарктических вод*; 7. *Ледники*; 8. *Приповерхностный климат*; 9. *Магнитное и гравитационное поле*; 10. *Первичная продуктивность и донные морские водоросли*; 11. *Морские беспозвоночные*; 12. *Геология*; 13. *Циркумполярные характеристики антарктических вод*; 14. *Птицы*; 15. *Прибрежные и глубоководные донные рыбы*; 16. *Рельеф*; 17. *Морские отложения*; 18. *Млекопи-*

тающие; 19. *История исследований*. В 19 папках формата 44 × 29 см находится 237 отдельных сложенных листов с картами, графиками, профилями, рисунками, фотографиями, таблицами и пояснительным текстом, а также 19 пояснительных записок (230 страниц с текстом, таблицами, рисунками, фотографиями, картами и библиографией). В атласе представлено 714 карт масштаба от 1 : 500 000 до 1 : 75 000 000; большая часть карт дана в полярной стереографической проекции. Атлас отличается минимализм цветового оформления. Отметим, что к 1966 г. вышли в свет лишь четыре первых папки этого атласа.

Комплексный справочный *Атлас Антарктики*, разработанный Гидрографической и океанографической службой Военно-морского флота Чили (*Atlas Antártico*, 1993), имеет формат 37 × 26 см и состоит из трёх частей. Первая часть посвящена истории открытия и освоения шестого континента, его правовому статусу и Договору об Антарктике. Вторая часть атласа включает разделы о геологии, рельефе, климате, ледниковом покрове, водах Южного океана, фауне и флоре, рыболовных и минеральных ресурсах, научных станциях, транспорте и охране окружающей среды. Третья часть посвящена территориям, на которые претендует Чили (Антарктический п-ов, Южные Шетландские острова, Земля Александра I, восточная часть Земли Элсуэрта и западная часть Земли Королевы Елизаветы). Атлас включает 55 карт континентального охвата (масштабы от 1 : 31 500 000 до 1 : 75 000 000), 39 региональных карт (масштабы от 1 : 5 000 000 до 1 : 23 000 000), а также фотографии, рисунки и пояснительный текст. Карты представлены, в основном, в азимутальной равновеликой проекции Ламберта.

Аргентинский антарктический энциклопедический атлас (*Atlas Enciclopédico...*, 1984) разработан Национальным управлением Антарктики и Военно-географическим институтом Министерства обороны Аргентины. Атлас формата 33 × 47 см состоит из трёх частей. В первой части представлены общие сведения по физической географии, природным условиям и истории освоения Антарктики, приведена мелкомасштабная карта Антарктиды континентального охвата. Во второй части атласа рассматриваются территории Антарктики и Субантарктики, на которые претендует Аргентина: Антарктический п-ов, Земли Александра I и Королевы Елизаветы, Южные Шетландские, Фолклендские (Мальвинские), Южные Оркнейские и Южные

Сандвичевы о-ва, а также о. Южная Георгия (Сан Педро). Для этих территорий приведены 25 общегеографических карт масштабов от 1 : 100 000 до 1 : 10 000 000 в полярной стереографической проекции и равноугольной цилиндрической проекции Меркатора. Карты отличаются оригинальным изображением рельефа, выполненное методом отмывки в жёлтых и оранжевых тонах. Третья, самая обширная часть (половина объёма атласа), посвящена аргентинским полярным станциям. Она содержит их подробное текстовое описание, планы, фотографии инфраструктуры и ландшафтов. Атлас выдержал три издания: 1978, 1981 и 1984 гг.

Комплексный справочный *Атлас полярных регионов* Центрального разведывательного управления США (Polar Regions, 1978) формата 37 × 25 см предназначен для чиновников. Вторая часть этого атласа включает 15 разделов об Антарктике: общая информация, климат, морские льды, ранние исследования, МГГ, территориальные претензии, Договор об Антарктике, научные программы, станции, транспорт, защита окружающей среды, тюлений и китовый промыслы, рыбные ресурсы, криль и минеральные ресурсы. Каждый раздел содержит несколько мелкомасштабных картосхем Антарктики (всего их 34), пояснительный текст, а также графики и рисунки. Атлас переиздавался коммерческими издательствами (Atlas of the Polar Regions, 1985).

Через 40 лет после выхода советского комплексного атласа, в серии *Атлас океанов* вышел российский комплексный научно-справочный атлас Антарктики (Атлас океанов..., 2005). Он обобщил результаты исследований и картографирования Антарктики за 50 лет. Была соблюдена научно-методологическая преемственность: одним из его главных редакторов стал Е.С. Короткевич, заместитель главного редактора советского атласа.

Это издание представляет собой настольный атлас формата 49 × 36 см. Он содержит 916 карт широкого диапазона масштабов (от 1 : 10 000 до 1 : 250 000 000), 420 графиков, 126 разрезов и профилей, 52 диаграммы, 11 схем, 8 таблиц, 75 рисунков и 4 фотографии. Структура атласа близка к структуре его предшественника, он включает 12 разделов: *Введение, История исследования, Батиметрические и общегеографические карты, Геомагнетизм и аэрономия, Физика литосферы, Атмосфера, Оледенение, Воды суши, Воды и льды Южного океана, Флора и фауна, Экология и Фи-*

зико-географическое районирование. Однако содержание атласа было кардинально обновлено, а в его состав были включены новые разделы (*Воды суши и Экология*) и новые темы: *Переменное магнитное поле, Атмосферное электрическое поле, Мощность осадочных отложений, Терригенная, биогенная и вулканогенная седиментация, Минералогия, Геохимия, Влажность воздуха, Облачность, Ветер, Промысловые рыбы* и др. На картах повысилась детальность и точность изображения рельефа.

Работы над атласом велись в сложное время, когда финансирование российской антарктической программы было обрезано до минимума, объём сезонных и зимовочных работ резко сокращён, а станции Молодёжная, Ленинградская и Русская законсервированы (Саватюгин, 2004). Тем не менее, авторскому коллективу удалось создать фундаментальное картографическое произведение, вошедшее в число лучших отечественных атласов. Хотя с момента его выхода в свет прошло уже 20 лет, он остаётся единственным в мире актуальным комплексным научно-справочным атласом Антарктики. Напечатанный тиражом 500 экземпляров, этот атлас стал библиографической редкостью.

Комплексный учебный интерактивный *Атлас полярных регионов* для настольного компьютера, подготовленный в Орегонском университете (Atlas of the Polar Regions, 2015), включает 24 раздела об Антарктике: общегеографические сведения, часовые пояса, циклы полярного дня и ночи, история исследований, территориальные претензии, научные станции, население, подледный рельеф, мощность ледникового щита, морской лёд, айсберги, батиметрия Южного океана, климат, озонная дыра, океанические течения, ветры, фауна (альбатросы, тюлени и пингвины), изменение климата и ресурсы (туризм, криль и полезные ископаемые). В каждом разделе приводится одна мелкомасштабная картосхема Антарктики и адаптированный пояснительный текст.

Комплексный *Научно-популярный атлас Антарктики*, автором которого является известный британский полярник Питер Фретвелл (Fretwell, 2020), имеет формат 31 × 23 см и включает 9 разделов, разбитых на 70 глав. В них кратко рассмотрены различные аспекты географии Антарктики, её ледникового покрова, геологического строения, рельефа, климата, морских вод, животного мира, а также жизнь на полярных стан-

циях, история освоения и будущее шестого континента. Атлас иллюстрирован спутниковыми фотографиями, текст написан простым языком. 60 мелкомасштабных картосхем сильно упрощены, часто отсутствуют сетки или не указан масштаб. Атлас получил восторженные рецензии; вышел его французский перевод (Fretwell, 2023).

ТЕМАТИЧЕСКИЕ АТЛАСЫ

Тематические атласы южной полярной области охватывают проблематику топографии, гидрографии, гляциологии, геофизики, геоморфологии и биогеографии.

Топография. Как и первый комплексный атлас (см. раздел *Комплексные атласы*), первый тематический атлас Антарктики был создан в Норвегии 80 лет назад. *Атлас части прибрежных территорий Антарктиды* (Hansen, Luncke, 1946) содержит рекогносцировочные топографические карты, составленные по результатам аэрофотосъёмки экспедиции Ларса Кристенсена 1936–1937 гг. в Восточной Антарктиде. Разборный атлас-папка формата 34 × 23 см содержит 12 отдельных сложенных крупноформатных карт масштабов 1 : 250 000 и 1 : 500 000, 16 панорамных аэрофотоснимков и 8 страниц пояснительного текста. Покрытие карт охватывает Берег Принцессы Рагнхиль и залив Лютцов-Хольм на Земле Королевы Мод, а также прибрежные территории от Земли Эндерби на западе до Земли Вильгельма II на востоке. Рельеф описан горизонталями и отметками высот. Проекция не указана.

Гидрография. Гидрографические атласы Антарктики можно разделить на два типа. Атласы первого типа основное внимание уделяют характеристикам океана, определяющим возможности судоходства, и прежде всего — ледовой обстановке. В атласах второго типа детально рассматриваются физико-химические свойства вод океана.

Океанографический атлас полярных морей, первая часть которого посвящена Антарктике, был подготовлен и издан Гидрографическим управлением Военно-морских сил США (*Oceanographic Atlas...*, 1957). Атлас формата 41 × 32 см, состоит из 7 разделов и содержит 66 мелкомасштабных, преимущественно изолинейных карт различных характеристик Южного океана (приливы, течения, температура, солёность и плотность воды, распределение пакового льда и айсбергов, ветры, донные осадки, и пр.). Ан-

тарктида на большинстве карт обозначена белым контуром, поверх которого расположены легенды. Интерес представляет крупноформатная сложенная карта рельефа Антарктики, на которой рельеф Антарктиды изображен отмывкой в голубых тонах, а рельеф дна Южного океана — изобатами и отмывкой в зеленых тонах; глубины указаны в морских саженях. Масштабы и проекции карт в атласе не указаны.

Отрядом военно-морского океанографического командования США был подготовлен трёхтомный *Климатический атлас морского льда*, первый том которого посвящён южной полярной области (Sea Ice..., 1985). Атлас формата 43 × 56 см включает 120 мелкомасштабных карт Антарктики в полярной стереографической проекции (масштаб не указан), 13 таблиц и 6 графиков. В атласе содержится информация о характеристиках морского льда, полученных на основе еженедельного анализа спутниковых данных пассивных микроволновых радиометров, который проводился Объединённым ледовым центром ВМФ/НОАА с 1973 по 1982 г. (521 набор данных). Монохромные изолинейные карты с послойной штриховой заливкой показывают вероятность наличия льда, его среднюю сплочённость, максимальную, среднюю и минимальную толщину и др. Антарктида на картах изображается чёрным контуром.

Спутниковый атлас морского льда Восточной Антарктиды был разработан Антарктическим центром совместных исследований Университета Тасмании (Michael, Hill, 2003a). Атлас опубликован на компакт-диске и основан на подборке спутниковых изображений AVHRR для пяти участков побережья Восточной Антарктиды, прилегающих к станциям Моусон, Дэвис, Кейси, Дюмон-д'Юрвиль и Марио Дзукелли. Для каждого участка представлен набор ежемесячных снимков с 1992 по 1999 г., схемы их дешифрирования (открытая вода, морской лёд, облака, суша и т.д.) и текстовая интерпретация. Для летних месяцев приведены изображения, в основном, в видимом диапазоне, а для зимних месяцев — в тепловом. 480 снимков с разрешением 1.1 км даны в полярной стереографической проекции, на них нанесена координатная сетка и береговая линия. Снимки доступны в формате PNG (Michael, Hill, 2003b).

Три следующих атласа обобщают знания о физико-химических характеристиках антарктических вод на рубежах 1980-х, 1990-х и 2000-х гг.

и демонстрируют прогресс южнополярной гидрографии как в плане охвата исходных данных, так и в подходах к их картографированию.

В *Атласе Южного океана*, созданном океанографами Колумбийского университета (Gordon et al., 1982), представлены результаты картографирования физико-химических гидрографических характеристик. Рассмотрены потенциальная температура, солёность, потенциальная плотность при заданной температуре, содержание силикатов, кислорода, фосфатов и нитратов для стандартных горизонтов наблюдений к югу от 30° ю.ш. Исходными данными служили измерения в 6313 океанографических станциях с 1900 по 1975 г. (NODC..., 1984). Атлас формата 32 × 45 см включает 248 листов карт, разрезов и диаграмм, пояснительный текст и 42 микрофиши с дополнительной информацией. Изолинейные карты имеют разрешение 1° по широте и 2° по долготе, получены методом объективной интерполяции и представлены в масштабе около 1 : 50 000 000 в полярной стереографической проекции. Имеется переиздание атласа (Gordon et al., 1986).

Гидрографический атлас Южного океана является совместным проектом ААНИИ и Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера (Olbers et al., 1992a). Атлас формата 62 × 45 см включает 82 карты четырех параметров — потенциальной температуры, солёности, потенциальной плотности и содержания кислорода — для акватории океана к югу от 30° ю.ш. Карты этих параметров представлены для 23-х уровней, включая 13 стандартных океанографических глубин и 4 изопикнические поверхности. Исходными данными для картографирования служили измерения в 38 749 океанографических станциях с 1901 по 1990 г. (Olbers et al., 1992b). Карты имеют разрешение 1° и получены методом объективной интерполяции. Атлас содержит пояснительный текст, 8 карт расположения станций для разных уровней и сезонов, 64 гидрологических разреза для 16-ти зональных и меридиональных профилей, а также набор из 23-х отдельных прозрачных карт ошибок интерполяции для каждого уровня, с помощью которых можно оценивать надежность рассчитанных карт. Карты представлены в полярной стереографической проекции (масштабы не указаны).

Гидрографический атлас Южного океана был подготовлен в Техасском университете A&M (Orsi, Whitworth, 2005) в рамках международного эксперимента по изучению циркуляции Мирового океана (WOCE). В атласе рассматриваются 14 физико-хи-

мических характеристик вод океана от береговой линии Антарктиды на юге до 25° ю.ш. на севере: потенциальная температура, солёность, нейтральная плотность, потенциальная плотность, кислород, нитраты, фосфаты, силикаты, фреон, общий CO₂, щелочность, δ³He, тритий и δ¹⁴C. Атлас формата 33 × 46 состоит из двух частей. В первой, для 15 профилей, равномерно расположенных вокруг Антарктиды и включающих от 17 до 176 океанографических станций, представлен 181 гидрологический разрез указанных характеристик. Для каждого профиля даны также 149 диаграмм рассеяния, которые отображают зависимость той или иной характеристики от потенциальной температуры. Вторая часть атласа содержит 73 мелкомасштабные карты указанных характеристик для 7-ми уровней глубины и 5-ти изопикнических поверхностей. В основе карт лежат измерения, полученные на около 94 000 станциях. Карты имеют панантарктическое покрытие, построены в полярной стереографической проекции (масштабы не указаны). Обращает внимание продуманный выбор эффективных цветовых схем карт и разрезов.

Особняком стоит *Атлас Южного океана FRAM*, изданный британским Советом по исследованиям окружающей среды при участии Института океанографических наук (Webb et al., 1991). В отличие от трех рассмотренных выше атласов, в нем представлены результаты не морских измерений, а компьютерного моделирования циркуляции, формирования водных масс и изменчивости Южного океана с использованием численной модели FRAM. В ее основе лежат уравнение движения для расчета океанических течений и уравнения адвекции/диффузии для расчета температуры и солёности. Расчеты проводились на сетке, покрывающей океан к югу от 24° ю.ш., с горизонтальным шагом около 27 км и 32-мя вертикальными уровнями. Атлас формата 43 × 61 см состоит из двух частей. В первой представлены карты моделируемых характеристик для семи глубин (10, 120, 394, 888, 1726, 2617 и 3990 м) и двух изопикнических поверхностей (1031.9 и 1041.48 кг/м³). Для каждого уровня приведены 4 карты — потенциальной температуры, солёности, скорости течения и давления. Карты построены в полярной стереографической проекции (масштабы не указаны). Во второй части даны 30 гидрологических разрезов, на которых показано распределение рассчитанной температуры, солёности и скорости течения.

Гляциология. Атлас снимков ледников Антарктики был подготовлен Геологической службой США

(USGS) и издан как отдельный том серии спутниковых атласов ледников мира (Swithinbank, 1988). Атлас имеет формат 29×23 см и содержит 62 снимка Landsat и 38 перспективных аэрофотоснимков. Атлас разделен на пять частей: Трансантарктические горы в районе моря Росса, индийский сектор Южного океана (система ледника Ламберта и шельфового ледника Эймери, ледник Ширасе и горы Ямато), атлантический сектор (Берега Принцессы Рагнхилль и Принцессы Астрид, хр. Шеклтона, шельфовые ледники Рисер-Ларсена, Фильхнера и др.), тихоокеанский сектор (Земли Элсуэрта и Мэри Бэрд) и Антарктический п-ов. Для каждого аннотированного снимка представлены краткое описание ледника и интерпретации особенностей изображения.

В *Атласе рельефа Антарктиды*, который был разработан известным специалистом в области дистанционного зондирования Уте Херцфельд и опубликован в издательстве Шпрингер (Herzfeld, 2004), представлены результаты обработки и анализа данных радиолокационной альтиметрии спутников Geosat и ERS-1. Атлас формата 28×20 см включает 100 карт рельефа ледниковой поверхности масштаба $1 : 5\,000\,000$ для территории от 63° до $81,5^\circ$ ю.ш. Карты даны в универсальной поперечной проекции Меркатора (UTM), рельеф изображен горизонталями с ахроматической послойной окраской. Каждая карта сопровождается географической и гляциологической характеристикой территории. В атласе имеется справочная информация о спутниковой радиолокационной альтиметрии и методах обработки данных. Отдельный раздел посвящен анализу динамики рельефа 16-ти выводных и шельфовых ледников.

Геофизика. *Гляциологический и геофизический атлас Антарктиды*, созданный Институтом полярных исследований им. Р.Ф. Скотта (Antarctica: Glaciological..., 1983), представляет собой разборный атлас формата 57×40 см с кольцевым переплетом. Атлас включает 13 отдельных сложенных крупноформатных карт в полярной стереографической проекции (масштабы от $1 : 6\,000\,000$ до $1 : 30\,000\,000$). На картах представлены результаты многолетних работ по авиационному радиолокационному профилированию и аэромагнитной съемке: рельеф ледникового покрова и ледникового ложа, мощность ледникового покрова, остаточное магнитное поле и др.

Морской геолого-геофизический атлас Антарктики (Marine Geological..., 1991) был подготовлен группой американских геологов и геофизи-

ков при поддержке Отдела полярных программ Национального научного фонда США. Издание представляет собой разборный атлас-папку формата 28×21 см с обширной пояснительной запиской и вспомогательной информацией на микрофишах. Атлас содержит 7 отдельных сложенных крупноформатных карт — рельефа дна океана, гравитационного поля, структуры земной коры, магнитных аномалий, мощности осадочных пород, океанических осадков и тектоники. Карты масштаба $1 : 11\,674\,000$ в полярной стереографической проекции охватывают акватории Южного Океана и юга Атлантического, Индийского и Тихого океанов, от побережья Антарктиды на юге до 30° ю.ш. на севере.

Атлас гравитационного поля Южного океана был разработан в Национальном управлении океанических и атмосферных исследований США (Marks, McAdoo, 1992). Атлас формата 28×22 см содержит серию карт, рассчитанных по данным спутниковой радиолокационной альтиметрии Geosat. Для картографирования Южный океан был разделен на шесть 60° -градусных секторов, ограниченных с севера 60° ю.ш., а с юга — либо 72° ю.ш., либо береговой линией Антарктиды. Для каждого сектора представлены карты уклонения отвесной линии, карты гравитационных аномалий, а также вспомогательные материалы: батиметрические изолинейные карты, построенные по ЦМР ETOPO5, и карты траекторий движения спутника Geosat. Для каждого сектора дается краткая текстовая геологическая интерпретация выявляемых на картах гравитационных аномалий. Карты даны в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции, масштабы не указаны.

Атлас акустических изображений ледниковых континентальных окраин — результат работы международного коллектива, включавшего 88 исследователей из 40 организаций 10 стран мира (Glaciated Continental..., 1997). В этом атласе формата 22×30 см прибрежным районам Антарктики посвящены 22 раздела (четверть объема атласа). Рассмотрены континентальные шельфы морей Росса и Уэдделла, континентальная окраина Антарктического п-ова, шельфы Земель Мак-Робертсона и Уилкса, зал. Прюдс. Для форм ледникового рельефа морского дна (ледниковые борозды, поля друмлинов и др.) приведены мелкомасштабные батиметрические карты, карты рельефа дна, полученные с помощью многолучевого эхолотирования и сонаров бокового сканирования, сейсмические разрезы и пояснительный текст.

Атлас глубинного строения Антарктики, созданный группой киевских геофизиков (Greku et al., 2009), содержит результаты моделирования плотностных неоднородностей литосферы методом гравиметрической томографии. В качестве исходных данных использовалась глобальная модель геоида EGM96. В атласе формата 21 × 29 см представлены изображения рельефа геоида, 10 мелкомасштабных изображений и картосхем латеральных разрезов литосферы Антарктики на различных глубинах, 27 вертикальных разрезов и пояснительный текст.

Атлас гравитационного поля Антарктиды был разработан группой чешских геодезистов и опубликован в издательстве Шпрингер (Klokočník et al., 2017). Атлас формата 24 × 16 см посвящен анализу характеристик гравитационного поля южной полярной области. Рассмотрены аномалии в свободном воздухе и семь величин возмущающего геопотенциала: тензор Марусси, гравитационные инварианты, угол простираения, виртуальная деформация и др. Расчеты проведены по континентальной модели гравитационного поля RET14 с разрешением около 10 км. Для рассчитанных характеристик представлено 13 серий карт: 7 карт континентального охвата и по 9 карт для 12-ти региональных 30-градусных широтно-долготных сегментов, ограниченных с севера 60° ю.ш. Для отдельных участков даны более детальные карты. В каждой серии карт приводится карта подледного рельефа по ЦМР Bedmap (см. раздел *Цифровые модели рельефа*). Карты представлены в полярной стереографической проекции, масштабы не указаны. Текстовая часть атласа содержит справку по теории физической геодезии.

Геоморфология. *Геоморфологический атлас Антарктики* был разработан на кафедре геоморфологии Санкт-Петербургского государственного университета (Антарктика. Геоморфологический..., 2011). Атлас формата 36 × 26 см содержит более 60-ти морфологических и морфометрических карт подледно-подводного рельефа Антарктиды (масштабы 1 : 25 000 000 и 1 : 40 000 000) и двух ее районов — озера Восток и грабена Ламберта (масштабы от 1 : 1 500 000 до 1 : 3 200 000) в полярной стереографической проекции. Представлены карты ледниковой, подледно-подводной, полибазисной и поливершинной поверхностей, их разностей и др. В качестве исходных данных использовалась ранняя версия Bedmap (см. раздел *Цифровые модели рельефа*). Значительный объем занимают фотографии, текстовые пояснения к картам и их интерпретации, в основе которых лежит неоднозначная

геоморфологическая парадигма. Опубликована сокращенная версия этого атласа на английском языке (The Antarctic. Geomorphologic..., 2013).

В Институте прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, под руководством автора данного обзора начаты работы над *Геоморфометрическим атласом перигляциальной зоны Антарктики* (Флоринский, 2024). Для свободных от оледенения территорий по ЦМР Reference Elevation Model of Antarctica (REMA) (см. раздел *Цифровые модели рельефа*) рассчитываются и картографируются 11 фундаментальных морфометрических характеристик: крутизна, экспозиция, горизонтальная, вертикальная, минимальная и максимальная кривизны, водосборная площадь, топографический индекс влажности, индекс мощности потоков, общая инсоляция и индекс ветрового воздействия. По мере выполнения, серии карт публикуются в статьях и препринтах. Используется проекция UTM и масштабы от 1 : 25 000 до 1 : 125 000. К настоящему времени отработана 31 территория из 194, опубликовано 625 карт.

Биогеография. *Биогеографический атлас Южного океана* создан большим международным коллективом (140 авторов) под эгидой Научного комитета по антарктическим исследованиям (SCAR) (Biogeographic Atlas..., 2014). Атлас формата 37 × 28 см обобщает современные знания о морской биоте Антарктики. В нём представлена обширная информация о пространственном распределении 9064 антарктических морских видов — бентоса, пелагических организмов, морской ледовой биоты, рыб, птиц и млекопитающих. В 66 главах представлено 820 мелкомасштабных карт Антарктики и сопредельных областей Южного полушария (до 45°–35° ю.ш.), преимущественно в полярной стереографической проекции (масштабы не указаны). Карты составлены на основе 1.07 млн записей, полученных в 434 000 пунктах наблюдений или сбора образцов. Атлас включает текстовые справки, фотографии, графики, профили, таблицы и библиографию.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОПОРТАЛЫ И БАЗЫ ГЕОДАНЫХ

Геопортал *Антарктическая цифровая база данных* (Antarctic Digital..., 2020–2026) предоставляет доступ к базе топографических данных по Антарктике ADD. Ее ранние версии, созданные на основе оцифровки более чем 200 карт различных масштабов и спутниковых снимков, публиковались SCAR на компакт-дисках (Thom-

son, Cooper, 1993; Antarctic Digital Database, 2000). Текущая версия ADD поддерживается Британской антарктической службой и включает базовый набор геоинформационных слоев, в числе которых: береговая линия, горизонталы, скальные обнажения, озера, ручьи, научные станции и др. Геопортал позволяет проводить интерактивную разномасштабную визуализацию этих данных (для изображения высот ледникового щита используются данные REMA). Векторные слои доступны в виде шейп-файлов. Близкий по содержанию и функционалу геопортал — *Антарктический исследовательский атлас* (Antarctic Research..., 1999–2026), ведёт USGS, однако качество визуализации оставляет желать лучшего. В особенности это касается отображения и привязки географических названий.

База геоданных *Quantarctica* (Matsuoka et al., 2021) разработана в Норвежском полярном институте. Она представляет собой обширную коллекцию данных и моделей Антарктиды, опубликованных в разные годы исследователями из различных организаций различных стран. Представлены около 80-ти наборов векторных и растровых данных по двенадцати направлениям: атмосфера, биология, контроль окружающей среды, геология, геофизика, гляциология, морские льды, океанология, рельеф, космоснимки и история. *Quantarctica* доступна в виде файлов проекта для QGIS (*Quantarctica*, 2013–2021).

Национальным географическим институтом Аргентины разрабатывается геопортал *Аргентинский атлас Антарктики* (*Atlas de la Antártida...*, 2020–2026). К настоящему времени созданы три естественно-научных раздела — геоморфология, океанография, гляциология и гидрология, которые включают 19 мелкомасштабных интерактивных карт континентального охвата с пояснительным текстом и многочисленными схемами, рисунками и фотографиями. Графика отличается высоким качеством, но стиль представления информации громоздок и неудобен.

Геопортал *REMA Explorer* (2022–2026), созданный и поддерживаемый Полярным геопространственным центром Университета Миннесоты, предназначен для интерактивной разномасштабной визуализации и работы с космическими снимками Антарктиды и морфометрическими слоями, рассчитанными по ЦМР REMA (см. раздел *Цифровые модели рельефа*). Морфометрия представлена высотой (гипсометрия и горизонталы), отмывкой рельефа с регулируемыми па-

раметрами, крутизной и экспозицией. Отметим высокое качество визуализации.

В рассмотренных геоинформационных продуктах при визуализации данных используется полярная стереографическая проекция.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ГЕОПОРТАЛЫ И БАЗЫ ГЕОДАНЫХ

Тематические геоинформационные продукты охватывают проблематику топонимики, гляциологии, криологии, геологии, геофизики, гидрографии и биогеографии.

Топонимика. База геоданных *Сводный газетир SCAR* (Cervellati et al., 2000) содержит более 39 000 географических названий около 19 000 объектов Антарктики, зарегистрированных в национальных газетирах 23 стран. Для каждого объекта приводятся его тип, координаты, варианты названий в разных газетирах и краткая информация об объекте. Веб-сервис обеспечивает визуализацию местоположения объекта на интерактивной базовой карте GEBCO в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции. Однако для значительной части объектов точность указанных координат низкая, так как они определялись и заносились в газетиры десятилетия назад и затем не уточнялись. Газетир доступен в форматах CSV и KML (*SCAR Composite...*, 2000–2014).

Гляциология. Группой китайских специалистов разработана модель классификации поверхности Антарктиды *AntarcticaLC2000* (Hui et al., 2017a). В качестве исходных данных использовались снимки Landsat-7 ETM+, полученные в летние периоды 1999–2003 гг. и охватывающие территорию к северу от 82,5° ю.ш. и мозаики MODIS, полученные летом 2003–2004 гг. для территории к югу от 82,5° ю.ш. Выделены три типа земного покрова: свободные от оледенения участки, голубой лёд и снег/фирн (0.537, 1.656 и 97.807 % общего покрытия). Минимальный размер полигона составляет 175 × 175 м, что соответствует точности картографирования в масштабе 1 : 100 000. Классификация представлена в виде базы геоданных в системе WGS84, в полярной стереографической проекции и доступна в виде набора файлов для работы в ArcGIS (Hui et al., 2017b).

База геоданных *MEaSURES ITS_LIVE*, разработанная в Лаборатории реактивного движения НАСА, описывает ежемесячные изменения вы-

соты ледникового покрова Антарктиды за 36 лет (с 04.1985 по 12.2020 г.) (Nilsson et al., 2022). Данные получены в результате обработки измерений семи миссий радиолокационной и лазерной спутниковой альтиметрии (Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, CryoSat-2, ICESat и ICESat-2). Пространственно-временной ряд – серия разновременных цифровых моделей изменения высоты ледникового покрова с шагом один месяц – представлен в системе WGS84, в полярной стереографической проекции, с шагом сетки 1920 м. Данные доступны в формате netCDF (Nilsson et al., 2021).

Криология. Для свободных от оледенения районов Антарктиды и островов Субантарктики международным коллективом мерзлотоведов создана модель среднегодовой температуры приповерхностной многолетней мерзлоты (Obu et al., 2020). Моделирование проводилось на основе спутниковых данных MODIS и масштабированных данных климатического реанализа ERA-Interim. Результаты моделирования проверены по данным полевых измерений температуры в 40 скважинах; среднеквадратичная ошибка модели составила 1.9 °C. Модель представлена в системе WGS84, в полярной стереографической проекции, с шагом сетки 1000 м и доступна в формате GeoTIFF (Obu et al., 2019).

Геология. База геоданных *GeoMAP*, созданная одноимённой рабочей группой SCAR и новозеландским Институтом геологических и ядерных исследований, содержит информацию об обнажениях коренных пород и поверхностных отложениях Антарктиды (Cox et al., 2023a). *GeoMAP* создана на основе оцифровки 589 геологических карт. При гармонизации данных была использована смешанная хроно- и литостратиграфическая классификация. *GeoMAP* включает 99 080 полигонов, что обеспечивает точность геологического картографирования в масштабе 1 : 250 000. Кроме того, *GeoMAP* содержит информацию о 1784 разломах (линейные объекты), для которых указаны тип разлома, активность, ориентация и направление движения и др. Интерес представляет оригинальная хронопространственная легенда. При её использовании стандартные цветовые обозначения геохронологической шкалы располагаются вдоль меридианов, на которых обнажаются коренные породы данного возраста. Такой подход помогает анализировать пространственное распределение разновозрастных обнажений при геологических реконструкциях. *GeoMAP* представлена в системе WGS84, в полярной стереографической проек-

ции и доступна в виде набора файлов для работы в ArcGIS и QGIS (Cox et al., 2023b). Интерактивная визуализация моделей *GeoMAP* возможна с помощью картографического веб-сервиса Antarctic Explorer на геопортале *GeoMAP* (2023).

Геофизика. База геоданных *ADMAP*, разработанная одноимённой группой экспертов SCAR, содержит информацию о магнитных аномалиях Антарктики к югу от 60° ю.ш. и включает две модели: *ADMAP2B* (Golynsky et al., 2018) и *ADMAP2S* (Kim et al., 2022). *ADMAP2B* построена на основе более 3.5 млн погонных километров приповерхностных измерений многолетних аэро- и морских магнитных съёмки, но содержит обширные площадные лакуны. В *ADMAP2S* они заполнены данными спутниковых магнитных измерений миссии Swarm. Модели *ADMAP2B* и *ADMAP2S* представлены в системе WGS84, в полярной стереографической проекции, с шагом сетки 1500 м и 5000 м соответственно, а также в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции с шагом сетки 1' и 2.7' соответственно. Модели доступны в форматах GeoTIFF и netCDF (Eagles et al., 2024).

База геоданных *AntGG*, созданная членами подкомиссии “Гравитация и геоид в Антарктиде” Международной ассоциации геодезии, содержит информацию о характеристиках гравитационного поля Антарктики к югу от 60° ю.ш. (Scheinert et al., 2021). *AntGG* построена на основе более 13 млн наземных, авиационных и морских гравиметрических измерений. Для заполнения лакун применена модель гравитационного поля SATOP1, основанная на спутниковой модели GOCO05s и топографической модели EARTH2014. Набор данных *AntGG* включает модели гравитационных аномалий, аномалий Буге, гравитационных возмущений, высотных аномалий и др. Модели представлены в системе WGS84, в полярной стереографической проекции, с шагом сетки 5 км и доступны в формате netCDF (Scheinert et al., 2024).

Гидрография. В Норвежском полярном институте создана *Международная база данных айсбергов SCAR* (Orheim et al., 2023). База данных содержит информацию о распределении, движении и размерах 374 142 айсбергов в Южном океане, полученную в результате 34 662 наблюдений с бортов научно-исследовательских судов в летние сезоны 1984/85–2010/11 гг. Особенность базы данных – большой массив систематических наблюдений, выполненных по единому протоколу, до начала использования для этих целей данных дистан-

ционного зондирования. База данных доступна в формате CSV (Orheim et al., 2021).

База геоданных *OCEAN ICE Mooring Compilation* разработана большим международным коллективом океанографов (Zhou et al., 2025a). База включает 521 временной ряд данных о температуре, солёности и скорости течений в Южном океане от побережья Антарктиды до 60° ю.ш. Данные получены с 470 закоренных измерительных аппаратов в период с 1975 по 2022 г. База геоданных позволяет проводить изучение динамики водных масс и связности шельфа в масштабах всей Антарктики, а также взаимодействия между плотными шельфовыми водами и пресной водой на шельфе. Данные доступны в формате NetCDF (Zhou et al., 2025b).

Геопортал *SOOSmap* – пользовательский инструмент Системы наблюдений за Южным океаном (SOOS), международный проект SCAR и Научного комитета по океанографическим исследованиям (Тен Ноорен et al., 2025). *SOOSmap* предназначен для работы с физическими, биогеохимическими и биологическими циркумполярными океанографическими данными из различных международных исследовательских центров и хранилищ. *SOOSmap* содержит более 50 массивов данных различных характеристик (около 50 000 измерений и наблюдений), в том числе: температура и солёность воды, растворённые кислород и органические вещества, волны, ветер, течения, уровень моря, зоопланктон, микропластик и пр. Наборы данных доступны в форматах CSV, netCDF и JSON. Веб-сервис обеспечивает интерактивную визуализацию данных в полярной стереографической проекции (*SOOSmap*, 2017–2026).

Биогеография. Международным коллективом экологов разработана *Иерархическая классификация наземных экосистем перигляциальной зоны Антарктиды* (Tóth et al., 2025a). Построенная с использованием факторного анализа, она включает три уровня: девять основных экологических единиц, отражающих вариабельность абиотических факторов окружающей среды; 33 комплекса местообитаний, отражающих значимые различия в пригодности местообитаний для таксонов растений и животных; 269 региональных типов экосистем, отражающих региональную изменчивость комплексов местообитаний. Классификация представлена в виде базы данных и карт в системе WGS84, в полярной стереографической проекции, с шагом сетки 100 м в форматах DBF и GeoTIFF (Tóth et al., 2025b).

База данных биоразнообразия свободной от оледенения Антарктики (Terauds et al., 2025a) создана международным коллективом биологов на основе части Базы данных биоразнообразия SCAR (SCAR Biodiversity..., 2006–2013), дополненной информацией из других источников за весь период наблюдений по 2019 г. Это наиболее полная сводка о распределении биоты в перигляциальной зоне Антарктиды: база данных содержит 35 654 записи о 1890 видах. Данные доступны в формате CSV (Terauds et al., 2025b).

Портал антарктического биоразнообразия SCAR, созданный при поддержке Бельгийского научного фонда (Gan et al., 2019), предоставляет единую точку доступа к 8.87 млн записей, относящихся к биоте Южного океана и Антарктиды, из 2450 баз данных Глобальной информационной системы по биоразнообразию (GBIF). Обеспечена интерактивная визуализация точек наблюдений или сбора морских и наземных организмов в полярной стереографической проекции (SCAR Antarctic..., 2019–2026).

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

В отличие от узкоспециальных тематических баз геоданных, рассмотренные ниже ЦМР могут применяться в широком спектре разномасштабных исследований в области геологии, геоморфологии, гляциологии, океанологии, климатологии и геофизики.

ЦМР Антарктиды *REMA*, созданная группой специалистов из Университетов Огайо, Миннесоты и Вашингтона (Howat et al., 2019), описывает рельеф ледникового покрова и свободных от оледенения территорий. *REMA* включает в себя два блока ЦМР: полосовые (около 440 тыс. моделей) и мозаичные (около 7300 моделей). Полосовые ЦМР построены путём фотограмметрической обработки снимков космических аппаратов WorldView-1, -2 и -3 субметрового разрешения (0.32–0.5 м), полученных в летние сезоны 2009–2024 гг. Для одной и той же территории может существовать несколько таких ЦМР, построенных по стереопарам разных сезонов и лет. Полосовые ЦМР имеют ширину 13–17 км, длину 110–120 км и шаг сетки 2 м. Мозаичные ЦМР собраны из полосовых ЦМР и представлены в виде тайлов 100 × 100 км с шагом сетки 2, 8, 10 и 32 м. Кроме того, доступны континентальные мозаичные ЦМР с шагом 100, 200, 500 и 1000 м. *REMA* откалибрована по данным Cryosat-2 и ICESat и представляет собой наиболее детальную и точную ЦМР Антарктиды: на большей

части покрытия абсолютная ошибка по высоте составляет около 1 м, а относительная – дециметры. REMA построена в системе WGS84, в полярной стереографической проекции и доступна в формате GeoTIFF (REMA, 2018–2024).

Кроме REMA существуют три ЦМР Антарктиды, которые построены по другим данным и имеют меньшее разрешение и точность. ЦМР *ICESat-2 DEM* с шагом сетки 500 м (Shen et al., 2022) создана сотрудниками Нанкинского университета с использованием 4.69 млрд измерений лазерного альтиметра ICESat-2. В основе ЦМР *TanDEM-X PolarDEM* с шагом сетки 90 м, разработанной группой немецких специалистов (Wessel et al., 2021), лежит коммерческая квазиглобальная ЦМР, полученная в рамках проекта TanDEM-X и откалиброванная по данным ICESat-2. ЦМР *Gapless-REMA100* с шагом сетки 100 м (Dong et al., 2022a) создана сотрудниками китайских университетов на базе REMA с её последующим редактированием: имеющиеся фотограмметрические лакуны заполнены данными из ICESat-2 DEM, TanDEM-X PolarDEM и CryoSat-2 DEM. Рассмотренные модели построены в системе WGS84, в полярной стереографической проекции и доступны в формате GeoTIFF (Shen et al., 2021; TanDEM-X..., 2020; Dong et al., 2022b).

Комплект цифровых моделей Антарктиды *Bedmap*, разработанный одноимённой рабочей группой SCAR (Pritchard et al., 2025), включает ЦМР ледникового покрова, цифровую модель мощности ледникового покрова и ЦМР ледникового ложа. В текущей версии *Bedmap3* ледниковый покров описывает ЦМР *Gapless-REMA100*. Модель мощности ледникового покрова создана с помощью контролируемой интерполяции 82 млн измерений толщины льда, полученных в ходе многолетних работ по наземному и авиационному радиолокационному профилированию, а также сейсмическому зондированию. Модель подлёдного рельефа получена как разность ЦМР ледникового покрова и цифровой модели мощности ледникового покрова. *Bedmap* построена в полярной стереографической проекции, шаг сетки моделей 500 м, горизонтальной системой координат служит WGS84, а вертикальной системой отсчёта – средний уровень моря (геоид g104c). *Bedmap* доступна в формате GeoTIFF и netCDF (Pritchard et al., 2024).

Созданный международным коллективом, комплект цифровых моделей *BedMachine Antarctica* (Morlighem et al., 2020) является альтернативой

Bedmap. Различие заключается в том, что при моделировании мощности ледникового покрова использована гибридная схема интерполяции измерений толщины льда, в которой учитываются данные спутниковой интерферометрии о скорости течения льда. В областях с быстрым течением (скорость >50 м/год) для расчёта мощности применялся метод сохранения масс, а в областях с медленным течением – метод диффузии линий тока. Кроме того, для описания ледникового покрова использована ЦМР REMA. *BedMachine Antarctica* представлена в полярной стереографической проекции, шаг сетки моделей 500 м, горизонтальной системой координат служит WGS84, а вертикальной системой отсчёта – средний уровень моря (геоид EIGEN-6C4). *BedMachine Antarctica* доступна в формате netCDF (Morlighem, 2026). Интерактивная визуализация *BedMachine* ver. 1 возможна с помощью картографического веб-сервиса Antarctic Explorer (GeoMAP, 2023).

Батиметрическая ЦМР *International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO)*, разработанная международным коллективом в рамках проекта картографирования дна Мирового океана GEBCO Seabed 2030, описывает рельеф дна Южного океана (Dorschel et al., 2022a). IBSCO построена в основном по результатам многолучевого и однолучевого эхолотирования (464 и 766 наборов данных соответственно). Текущая версия IBSCO охватывает 77 млн км² морского дна от береговой линии Антарктиды до 50° ю.ш. Доступны два варианта IBSCO: в одном материк описан высотами ледниковой поверхности, а в другом – высотами подлёдного рельефа (оба массива данных выделены из *BedMachine Antarctica*). IBSCO дана в полярной стереографической проекции, шаг сетки 500 м, горизонтальная система координат – WGS84, вертикальная система отсчёта – средний уровень моря. IBSCO доступна в форматах GeoTIFF и netCDF (Dorschel et al., 2022b).

ЦИФРОВЫЕ КАТАЛОГИ И КОЛЛЕКЦИИ КАРТ

Каталог карт SCAR, составленный и поддерживаемый Австралийским антарктическим центром данных (SCAR Map Catalogue, 2000–2026), содержит информацию о более 5800 картах Антарктики, составленных и изданных в 26 странах с 1845 по 2025 гг. Библиографическое описание каждой карты включает сведения о её названии, покрытии, масштабе, проекции, годе и месте издания, наличии цифровой копии и др., а описания более 2600 карт – их цифровые миниатюры.

Веб-сервис обеспечивает визуализацию границ покрытия карты на интерактивной базовой карте GEBCO в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции. Поиск в каталоге возможен по слову в названии карты, её описанию, году и стране издания, масштабу, району покрытия и др. Около 1000 карт доступны в форматах PDF, JPEG, TIFF.

Коллекция Полярного геопространственного центра Университета Миннесоты (Antarctica Maps, 2017–2026) включает 1850 карт Антарктики, созданных в период с 1905 по 2025 гг. в 50 организациях разных стран. Карты хранятся в форматах PDF, JPEG, TIFF и GeoTIFF. Однако значительная часть этой коллекции имеет ограниченный доступ и требует получения разрешения для копирования. Наибольший интерес представляют 274 карты USGS и 205 карт AGS, которые доступны без ограничений. В частности, в коллекции имеется 97 топографических карт масштаба 1 : 250 000, составленных в равноугольной конической проекции Ламберта или полярной стереографической проекции (в зависимости от широты региона) и изданных USGS в 1962–2000 гг. Покрытие этих карт охватывает Трансантарктические горы и горные массивы Западной Антарктиды. Массив карт AGS включает 169 из 237 листов разборного атласа Антарктики (Antarctic Map Folio..., 1964–1975), рассмотренного в разделе *Комплексные атласы*.

Австралийский каталог карт Антарктики создан Австралийским антарктическим центром данных (Australian Antarctic..., 2000–2026) и содержит все карты южной полярной области, изданные в Австралии. Карты отсканированы в высоком разрешении и доступны для копирования. Основное внимание в коллекции уделяется Австралийской антарктической территории – крупнейшему сектору Восточной Антарктиды, ограниченному 44°38′ в.д. и 160° в.д., от Земли Эндерби до Земли Виктории. Наибольший интерес представляют 22 топографические карты прибрежной зоны этой территории масштаба 1 : 1 000 000 в равноугольной конической проекции Ламберта (изданы в 2023 г.), 21 топографическая карта Земли Эндерби масштаба 1 : 250 000 в проекции UTM (составлены и изданы в 1960–70-е годы), а также несколько десятков топографических карт, фотокарт и планов антарктических оазисов масштабов от 1 : 5 000 до 1 : 200 000 в проекции UTM (составлены и изданы с 2005 по 2023 г.).

Архив карт Норвежского полярного центра данных (Map Archive, 2015–2026) содержит кар-

ты Антарктики различного покрытия и масштаба, созданные в Норвегии. Значительная часть этой коллекции посвящена Норвежской антарктической территории – Земле Королевы Мод, обширному сектору Восточной Антарктиды, ограниченному 20° з.д. и 44°38′ в.д. Наибольший интерес представляют 32 топографические карты горных систем этой территории масштаба 1 : 250 000 (составлены и изданы Норвежским полярным институтом в 1950–90-е годы, проекция не указана). Карты отсканированы в высоком разрешении и доступны для копирования.

На веб-сайте *Геопространственные данные Антарктики* Управления геопространственной информации Японии (Antarctic Geospatial..., 2020–2022) представлена коллекция японских карт Антарктиды, в том числе прибрежных и горных территорий восточной части Земли Королевы Мод, которые систематически изучаются Японской антарктической экспедицией. Интерес представляют 37 топографических карт масштаба 1 : 25 000, составленных и изданных в 1959–1983 гг. (проекция UTM), 38 топографических карт масштаба 1 : 50 000, созданных после 2014 г. (проекция UTM), а также две топографические карты масштаба 1 : 250 000 и общегеографическая карта масштаба 1 : 1 000 000, составленные в равноугольной конической проекции Ламберта в 1980–90-е годы. Карты доступны в форматах SHAPI, KML, GML, PDF и TIFF.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Советский рывок в Антарктиду в середине 1950-х годов – внезапный для стороннего наблюдателя – необходимо рассматривать в общем контексте развития страны. Прошло лишь 10 лет с момента окончания самой разрушительной в истории войны, но, одновременно с восстановлением народного хозяйства, создавался ядерный щит и велись работы над космической программой. Стремительный прогресс в научно-техническом развитии был связан не только с особенностями мобилизационной модели экономики. Так проявился краткий период в истории всего человечества, не более двух десятилетий, когда наука была духовным стержнем жизни всего общества (Молчанов, 2001).

Создатели советского комплексного атласа Антарктики, многие из которых обладали широким кругозором и энциклопедичностью знаний, задали высокий стандарт атласного картографирования южной полярной области. Из других изданий этому уровню соответствует лишь российский комплексный атлас Антарктики (Атлас океанов..., 2005).

К основным недостаткам опубликованных атласов можно отнести следующие. Во многих атласах систематически не указываются масштабы карт. Часто используются примитивные цветовые решения, а многоцветная печать и бумага – невысокого качества. Для мелкомасштабных карт континентального охвата применяется полярная стереографическая проекция, хотя для корректного отображения циркумполярных явлений и процессов целесообразно использовать азимутальную равнопромежуточную проекцию (см. раздел *Масштабы и проекции*). Снижение качества атласов вызвано рядом причин, к которым относятся упадок школ атласной картографии, узость научного мышления, тяга к утилитарности и упрощению, потакание вкусам и запросам потребителей, а также финансово-экономические соображения.

Недостатком рассмотренных комплексных геопорталов является их тематическая ограниченность: обычно в них представлены не более десяти тематических слоёв общегеографического характера. Решением могло бы стать создание междисциплинарного геопортала с единой точкой доступа ко всем базам геоданных Антарктики. Поскольку их тематика соответствует значительной части актуальных направлений антарктических исследований, такой геопортал мог бы стать прототипом современного интерактивного комплексного научно-справочного атласа.

ЦМР REMA представляет собой универсальный геоинформационный продукт. Он может обеспечить потребности геоморфологических, геологических, экологических и гляциологических исследований различной направленности и широкого диапазона масштабов. Особый интерес представляют разновременные полосовые ЦМР REMA как источник данных для анализа динамики выводных ледников Антарктиды. При этом пользователь должен понимать, что любая ЦМР всегда содержит ошибки и артефакты фотограмметрической обработки снимков, интерполяции и др. Проблема артефактов, полученных в результате интерполяции разреженных, полученных по трансектам данных, особенно остро стоит в моделях подлёдного и подводного рельефа Vedmar и IBCSO.

12 лет назад SCAR провёл опрос антарктического научного сообщества, в результате которого были сформулированы 80 наиболее важных проблем и направлений антарктических иссле-

дований в различных областях знания на период до 2034 г. (Kennicutt et al., 2015). Значительная часть этих проблем имеет пространственное измерение, а данные для исследований являются геопространственными (базы геоданных, топографические и тематические карты, ЦМР, данные дистанционного зондирования и пр.). Тематика и содержание рассмотренных в обзоре атласов и геоинформационных продуктов охватывают широкий круг антарктических исследований в области гляциологии, климатологии, метеорологии, геофизики, геологии, мерзловедения, экологии, океанологии, биогеографии, геоморфологии и пр. Атласы, геопорталы, базы геоданных, ЦМР и цифровые коллекции карт Антарктики, концентрируя результаты работ нескольких поколений исследователей, представляют собой незаменимые и взаимодополняющие источники информации. Их необходимо знать и уметь применять при изучении отдалённых, суровых и труднодоступных районов Антарктиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.Г.* Советский Атлас Антарктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 1968. Вып. 28. С. 148–155.
- Алейнер А.З.* Картография Антарктики. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Л.: АНИИ, 1950. 545 с.
- Антарктика. Геоморфологический атлас / Глав. ред. А.Н. Ласточкин. СПб.: Карта, 2011. 256 с.
- Атлас Антарктики, Т. I / Глав. ред. Е.И. Толстиков. М.–Л.: ГУГК, 1966. 323 с.
- Атлас Антарктики, Т. II / Глав. ред. Толстиков Л.: Гидрометеиздат, 1969. 598 с.
- Атлас океанов. Антарктика / Гл. ред. Е.И. Короткевич, В.Д. Фомченко, Б.С. Фридман. СПб.: ГУНиО МО РФ, 2005. 280 с.
- Гулюк Г.И., Кельнер Ю.Г., Свирина А.В.* Из опыта работы по созданию Атласа Антарктики // Геодезия и картография. 1966. № 8. С. 53–57.
- Дубовской Б.В.* Картографические исследования СССР в Антарктиде за 10 лет // Антарктика: Доклады Комиссии 1965. М.: Наука, 1966. С. 130–167.
- Карташов С.Н.* Атлас Антарктики // Антарктика: Доклады Комиссии 1968. М.: Наука, 1971. С. 177–179.
- Кельнер Ю.Г.* Атлас Антарктики // Геодезия и картография. 1966. № 8. С. 50–53.
- Кельнер Ю.Г., Ефименко Е. И.* О проекте Атласа Антарктики // Геодезия и картография. 1963. № 8. С. 55–58.

- Кобленц Я.П.* Современное состояние картографирования Антарктики / Тр. Советской антарктической экспедиции, Т. 31. М.—Л.: Транспорт, 1964. 137 с.
- Короткевич Е.С.* Атлас Антарктики // Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1962. № 35. С. 56–58.
- Короткевич Е.С., Кельнер Ю.Г.* Создание атласа Антарктики — важный этап в антарктических исследованиях // Доклады Научно-технической конференции по картографии (12, 13 мая 1964 г.). Л., 1965. С. 102–110.
- Кручинин Ю.А., Оль А.И., Шнайхер А.О.* Атлас Антарктики // Информ. бюлл. Советской Антарктической экспедиции. 1967. № 65. С. 150–156.
- Лебедев В.Л.* Антарктика. М.: Географгиз, 1957. 192 с.
- Лукин В.В.* Географическое, историческое и правовое значение открытия Антарктиды в контексте развития советской и российской деятельности в этом регионе // Вопросы географии. 2020. Сб. 150. С. 16–74.
- Марков К.К.* Советский атлас Антарктики // Современные проблемы географии: Научные сообщения советских географов по программе XX Международного географического конгресса (Лондон, 1964). М.: Наука, 1964. С. 383–385.
- Молчанов А.М.* Целостное мировоззрение // М.В. Келдыш: Творческий портрет по воспоминаниям современников. М.: Наука, 2001. С. 346–350.
- Петросяц М.А.* “Атлас Антарктики”, том I. Изд. Главного управления геодезии и картографии МГ СССР, М.—Л., 1966 // Метеорология и гидрология. 1967. № 1. С. 55–57.
- Реестр зарегистрированных в разделе 2 АГКГН наименований географических объектов континентального шельфа и исключительной экономической зоны Российской Федерации, географических объектов, открытых или выделенных российскими исследователями в пределах Открытого моря и Антарктики по состоянию на 29.12.2025. М.: Росреестр, 2025, 164 с.
- Саватюгин Л.М.* Российские научные исследования в Антарктике (1956–2003 гг.). Дис. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. СПб.: ААНИИ, 2004. 420 с.
- Толстиков Е.И.* Десять лет в Антарктиде // Антарктика: Доклады Комиссии 1965. М.: Наука, 1966. С. 7–16.
- Флоринский И.В.* Проект геоморфометрического атласа свободных от оледенения территорий Антарктики // ИнтерКарто ИнтерГИС. 2024. Т. 30. № 2. С. 53–79. <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2024-2-30-53-79>
- Antarctic Digital Database, Version 3.0: Manual and Bibliography. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research, 2000. 93 p.
- Antarctic Digital Database. Cambridge: British Antarctic Survey, 2020–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://add.scar.org> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Antarctic Geospatial Data. Tsukuba: Geospatial Information Authority of Japan, 2020–2022 // Электронный ресурс. URL: <https://www.gsi.go.jp/antarctic/index-e.html> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Antarctic Map Folio Series, 19 vols. / Ed. Bushnell V. C. New York: American Geographical Society, 1964–1975. 230 p. + 237 map sheets.
- Antarctic Research Atlas. US Geological Survey, 1999–2026 // Электронный ресурс. URL: https://lima.usgs.gov/antarctic_research_atlas/ (Дата обращения: 04.03.2026).
- Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio / Ed. Drewry D.J. Cambridge: Scott Polar Research Institute, University of Cambridge. 1983. 18 p. + 13 map sheets.
- Antarctica Maps. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2017–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://maps.apps.pgc.umn.edu/antarctica> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Atlas Antártico. Santiago: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, 1993. 86 p.
- Atlas de la Antártida Argentina. Buenos Aires: Instituto Geográfico Nacional, 2020–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://antartida-anida.ign.gov.ar> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Atlas Enciclopédico Antártico Argentino. 3rd ed. Buenos Aires: Ministerio de Defensa, Dirección Nacional del Antártico, 1984. 128 p.
- Atlas of Antarctica, Vol. I, Moscow, 1966 // Soviet Geography: Review & Translation. 1967. V. 8. No. 5–6. P. 261–507.
- Atlas of the Polar Regions / Darbyshire J.E., Stephen D.M., Hooper S.M., Baldrice-Franklin G., Barde C.H., Bohannon J.S. et al. Corvallis: Oregon State University. 2015. 64 p.
- Atlas of the Polar Regions. Boston: Jones and Bartlett, 1985. 66 p.
- Atlas over Antarktis og Sydishavet / Ed. H.E. Hansen. Oslo: Hvalfangernon Assuranceforening, 1936. 17 s. + 4 map sheets.
- Australian Antarctic Map Catalogue. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://data.aad.gov.au/map-catalogue> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Biogeographic Atlas of the Southern Ocean / Eds. De Broyer C., Koubbi P. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research, 2014. 498 p.
- Cervellati R., Ramorino C., Sievers J., Thomson J., Clarke D.* A composite gazetteer of Antarctica // Polar Record.

2000. V. 36. № 198. P. 278–285.
<https://doi.org/10.1017/S0032247400016739>
- Cox S.C., Smith Lyttle B., Elkind S., Smith Siddoway C., Morin P., Capponi G. et al. A continent-wide detailed geological map dataset of Antarctica // *Scientific Data*. 2023a. V. 10. 250.
<https://doi.org/10.1038/s41597-023-02152-9>
- Cox S.C., Smith Lyttle B., Elkind S., Smith Siddoway C., Morin P., Capponi G. et al. The GeoMAP (v.2022-08) continent-wide detailed geological dataset of Antarctica. PANGAEA, 2023b // Электронный ресурс. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.951482> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Dong Y., Zhao J., Li C., Liao M. Gapless-REMA100: a gapless 100-m reference elevation model of Antarctica with voids filled by multi-source DEMs // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2022a. V. 186. P. 70–82.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2022.01.024>
- Dong Y., Zhao J., Li C., Liao M. Gapless-REMA100: a gapless 100-m Reference Elevation Model of Antarctica with voids filled by multi-source DEMs. Figshare, 2022b // Электронный ресурс.
<https://doi.org/10.6084/m9.figshare.19122212> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Dorschel B., Hehemann L., Viquerat S., Warnke F., Dreutter S., Schulze Tenberge Y. et al. The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean Version 2 // *Scientific Data*. 2022a. V. 9. 275 p.
<https://doi.org/10.1038/s41597-022-01366-7>
- Dorschel B., Hehemann L., Viquerat S., Warnke F., Dreutter S., Schulze Tenberge Y. et al. The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean Version 2 (IBCSO v2). PANGAEA, 2022b // Электронный ресурс.
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.937574> (Дата обращения: 4.3.2026).
- Eagles G., Golynsky A.V., Kim H.R., Paxman G.J.G., Ferraccioli F. ADMAP's Antarctic magnetic anomaly grids transformed for use with open source software. PANGAEA, 2024 // Электронный ресурс.
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.965433> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Fretwell P. *Antarctic Atlas: New Maps and Graphics That Tell the Story of a Continent*. London: Particular Books, 2020. 208 p.
- Fretwell P. *Atlas de l'Antarctique*. Paris: Armand Colin, 2023. 220 p.
- Gan Y.-M., Sweetlove M., Van de Putte A. The Antarctic Biodiversity Portal, an online ecosystem for linking, integrating and disseminating antarctic biodiversity information // *Biodiversity Information Science and Standards*. 2019. V. 3. e37182.
<https://doi.org/10.3897/biss.3.37182>
- GeoMAP: A digital dataset of the Antarctic geosphere. SCAR GeoMAP Action Group, GNS Science, 2023 // Электронный ресурс. URL:
https://data.gns.cri.nz/ata_geomap/index.html (Дата обращения: 04.03.2026).
- Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images / Eds. Davies T.A., Bell T., Cooper A.K., Josenhans H., Polyak L., Solheim A. et al. London: Chapman & Hall, 1997. 315 p.
<https://doi.org/10.1007/978-94-011-5820-6>
- Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K., Golynsky D.A., von Frese R.R.B., Young D.A. et al. New magnetic anomaly map of the Antarctic // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. № 13. P. 6437–6449.
<https://doi.org/10.1029/2018GL078153>
- Gordon A.L., Baker T.N., Molinelli E.J. *Southern Ocean Atlas*. New York: Columbia University Press, 1982. 34 p. + 248 plates + 42 microfiches.
- Gordon A.L., Baker T.N., Molinelli E.J. *Southern Ocean Atlas*. Rotterdam: Balkema, 1986. 34 p. + 248 plates + 42 microfiches.
- Greku R.K., Gozhik P.F., Litvinov V.A., Usenko V.P., Greku T.R. *Atlas of the Antarctic Deep Structure with the Gravimetric Tomography*. Kiev: Geographika, 2009. 67 p.
- Hansen H.E., Luncke B. *Atlas over dele av det antarktiske kystland*. Oslo: Grøndahl, 1946. 8 s. + 12 map sheets.
- Herzfeld U.C. *Atlas of Antarctica: Topographic Maps From Geostatistical Analysis of Satellite Radar Altimeter Data*. Berlin: Springer, 2004. 364 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-18515-1>
- Howat I.M., Porter C., Smith B.E., Noh M.-J., Morin P. The Reference Elevation Model of Antarctica // *Cryosphere*. 2019. V. 13. № 2. P. 665–674.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-665-2019>
- Hui F.M., Kang J., Liu Y., Cheng X., Gong P., Wang F. et al. AntarcticaLC2000: the new Antarctic land cover database for the year 2000 // *Science China – Earth Sciences*. 2017a. V. 60. № 4. P. 686–696.
<https://doi.org/10.1007/s11430-016-0029-2>
- Hui F.M., Kang J., Liu Y., Cheng X., Gong P., Wang F. et al. AntarcticaLC2000: the new Antarctic land cover database for the year 2000. Zenodo, 2017b // Электронный ресурс.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.826032> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Kennicutt II M.C., Chown S.L., Cassano J.J., Liggett D., Peck L.S., Massom R. et al. A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond // *Antarctic Science*. 2015. V. 27. № 1. P. 3–18. <https://doi.org/10.1017/S0954102014000674>
- Kim H.R., Golynsky A.V., Golynsky D.A., Yu H., von Frese R.R.B., Hong J.K. New magnetic anomaly constraints on the Antarctic crust // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 3. e2021JB023329
<https://doi.org/10.1029/2021JB023329>
- Klokočník J., Kostelecký J., Bezděk A. *Gravitational Atlas of Antarctica*. Cham: Springer, 2017. 113 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-56639-9>

- Map Archive. Tromsø: Norwegian Polar Data Centre, Norwegian Polar Institute, 2015–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://data.npolar.no/map/archive> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Marine Geological and Geophysical Atlas of the Circum-Antarctic to 30°S / Ed. Hayes D.E. Washington: American Geophysical Union, 1991. 56 p. + 7 map sheets + 4 microfiches. <https://doi.org/10.1029/AR054>
- Marks K.M., McAdoo D.C. Gravity atlas of the Southern Ocean. Rockville: National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, 1992. 55 p.
- Matsuoka K., Skoglund A., Roth G., de Pomereu J., Griffiths H., Headland R. et al. Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands // Environmental Modelling & Software. 2021. V. 140. 105015. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105015>
- Michael K.J., Hill K. Sea Ice Atlas, East Antarctica: AVHRR Imagery 1992–1999, 2 vols. Hobart: Antarctic Cooperative Research Centre, University of Tasmania, 2003a. CD-ROM.
- Michael K., Hill K. Sea Ice Atlas from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery 1992–1999. Australian Antarctic Data Centre, 2003b // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.26179/0gw3-d267> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Morlighem M. MEaSUREs BedMachine Antarctica, Version 4. Boulder: National Snow and Ice Data Center, University of Colorado Boulder, 2026 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.5067/POJQI54A45HX> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G. et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // Nature Geoscience. 2020. V. 13. P. 132–137. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8>
- Nilsson J., Gardner A.S., Paolo F.S. MEaSUREs ITS_LIVE Antarctic grounded ice sheet elevation change, Version 1. Boulder: National Snow and Ice Data Center, University of Colorado Boulder, 2021 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.5067/L3LSVDZS15ZV> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Nilsson J., Gardner A.S., Paolo F.S. Elevation change of the Antarctic Ice Sheet: 1985 to 2020 // Earth System Science Data. 2022. V. 14. № 8. P. 3573–3598. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3573-2022>
- NODC Southern Ocean Atlas Observations and Analyses, by Gordon and Molinelli. NSF National Center for Atmospheric Research, Division of Ocean and Climate Physics, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, National Oceanographic Data Center, 1984 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.5065/GEVJ-KD16> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Obu J., Westermann S., Käüb A., Bartsch A. Ground temperature map, 2000–2017, Antarctic. PANGAEA, 2019 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.902576> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Obu J., Westermann S., Vieira G., Abramov A., Balks M.R., Bartsch A. et al. Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale // Cryosphere. 2020. V. 14. № 2. P. 497–519. <https://doi.org/10.5194/tc-14-497-2020>
- Oceanographic Atlas of the Polar Seas. Pt. I: Antarctic. Hydrographic Office Publication № 705. Washington: US Navy Hydrographic Office, 1957. 70 p.
- Olbers D., Gouretsky V., Seiß G., Schröter J. Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Bremerhaven: Alfred Wegener Institute, 1992a. 17 p. + 82 plates + 23 transparency maps in pocket.
- Olbers D., Gouretsky V., Seiß G., Schröter J. Primary data sets of the hydrographic atlas of the Southern Ocean. PANGAEA, 1992b // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.715004> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Orheim O., Giles B., Moholdt G., Jacka J., Bjørdal A. The SCAR International Iceberg Database. Tromsø: Norwegian Polar Institute, 2021 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.21334/npolar.2021.e4b9a604> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Orheim O., Giles B., Moholdt G., Jacka J., Bjørdal A. Antarctic iceberg distribution revealed through three decades of systematic ship-based observations in the SCAR International Iceberg Database // Journal of Glaciology. 2023. V. 69. № 275, P. 551–565. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.84>
- Orsi A.H., Whitworth T. III. Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Vol. 1: Southern Ocean. Southampton: International WOCE Project Office, 2005. 233 p. <https://doi.org/10.21976/C6BC78>
- Polar Regions: Atlas. Washington: Central Intelligence Agency, 1978. 66 p.
- Pritchard H.D., Fretwell P.T., Fremant A.C., Bodart J.A., Kirkham J.D., Aitken A. et al. BEDMAP3 – ice thickness, bed and surface elevation for Antarctica – gridding products (Version 1.0). Cambridge: NERC EDS UK Polar Data Centre, 2024 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.5285/2d0e4791-8e20-46a3-80e4-f5f6716025d2> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Pritchard H.D., Fretwell P.T., Fremant A.C., Bodart J.A., Kirkham J.D., Aitken A. et al. Bedmap3 updated ice bed, surface and thickness gridded datasets for Antarctica // Scientific Data. 2025. V. 12. 414. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04672-y>
- Quantarctica / Ed. Matsuoka K. Tromsø: Norwegian Polar Institute, 2013–2021 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.21334/NPOLAR.2018.8516E961> (Дата обращения: 04.03.2026).

- REMA. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2018–2024 // Электронный ресурс. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/rema/> (Дата обращения: 04.3.2026).
- REMA Explorer. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2022–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://rema.apps.pgc.umn.edu> (Дата обращения: 04.03.2026).
- SCAR Antarctic Biodiversity Portal. Brussels: Scientific Committee on Antarctic Research, 2019–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://www.biodiversity.aq/> (Дата обращения: 04.03.2026).
- SCAR Biodiversity Database. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2006–2013 // Электронный ресурс. URL: <https://data.aad.gov.au/aadc/biodiversity/index.cfm> (Дата обращения: 04.03.2026).
- SCAR Composite Gazetteer of Antarctica. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2014 // Электронный ресурс. URL: <https://data.aad.gov.au/aadc/gaz/scar/> (Дата обращения: 04.03.2026).
- SCAR Map Catalogue. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://data.aad.gov.au/aadc/mapcat> (Дата обращения: 04.3.2026).
- Scheinert M., Zingerle P., Schaller T., Pail R., Willberg M.* Towards an updated, enhanced regional gravity field solution for Antarctica // EGU General Assembly 2021, 19–30 April 2021, EGU21-9873. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-9873>
- Scheinert M., Zingerle P., Schaller T., Pail R.* Antarctic gravity anomaly and height anomaly grids (AntGG2021). PANGAEA, 2024 // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.971238> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Sea Ice Climatic Atlas. Vol. I: Antarctic. Ashville: Naval Oceanography Command Detachment, 1985. 132 p.
- Shen X., Ke C.-Q., Fan Y.* A digital elevation model of Antarctica derived from ICESat-2. Beijing: National Tibetan Plateau Data Center, Third Pole Environment Data Center, 2021 // Электронный ресурс. <https://data.tpdc.ac.cn/en/data/9427069c-117e-4ff8-96e0-4b18eb7782cb/> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Shen X., Ke C.-Q., Fan Y., Drolma L.* A new digital elevation model (DEM) dataset of the entire Antarctic continent derived from ICESat-2 // Earth System Science Data. 2022. V. 14. № 7. P. 3075–3089. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3075-2022>
- SOOSmap. Hobart: Institute for Marine and Antarctic Studies, University of Tasmania, 2017–2026 // Электронный ресурс. URL: <https://www.soosmap.aq/> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Swithinbank C.* Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Antarctica. USGS Professional Paper 1386-B. Washington: US Government Printing Office, 1988. 278 p.
- TanDEM-X PolarDEM 90m of Antarctica. Earth Observation Center, German Aerospace Center, 2020 // Электронный ресурс. URL: <https://geoservice.dlr.de/web/maps> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Ten Hoopen P., Novellino A., Hancock A.M., Bricher P., De Pooter D., Felden J. et al.* SOOSmap: your gateway to Antarctic data discovery // Elementa: Science of the Anthropocene. 2025. V. 13. № 1. 00099. <https://doi.org/10.1525/elementa.2024.00099>
- Terauds A., Lee J.R., Wauchope H.S., Raymond B., Bergstrom D.M., Convey P. et al.* The biodiversity of ice-free Antarctica database // Ecology. 2025a. V. 106. № 1. e70000. <https://esajournals.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ecy.70000>
- Terauds A., Lee J.R., Wauchope H.S., Raymond B., Bergstrom D.M., Convey P. et al.* The Biodiversity of Ice-free Antarctica Database, Ver. 5. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2025b // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.4225/15/59100ba9157f7> (Дата обращения: 04.03.2026).
- The Antarctic. Geomorphologic Atlas / Ed. Lastochkin A. Saint Petersburg: Karta, 2013. 168 p.
- Thomson J.W., Cooper A.P.R.* The SCAR Antarctic digital topographic database // Antarctic Science. 1993. V. 5. № 3. P. 239–244. <https://doi.org/10.1017/S095410209300032X>
- Tóth A.B., Terauds A., Chown S.L., Hughes K.A., Convey P., Hodgson D.A. et al.* A dataset of Antarctic ecosystems in ice-free lands: classification, descriptions, and maps // Scientific Data. 2025a. V. 12. 133. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04424-y>
- Tóth A.B., Terauds A., Chown S.L., Hughes K.A., Convey P., Hodgson D.A. et al.* The Antarctic Ecosystem Inventory: a classification, descriptions and maps of Antarctica's ice-free terrestrial ecosystems, Ver. 1. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2025b // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.26179/rwz3-6059> (Дата обращения: 04.03.2026).
- Webb D.J., Killworth P.D., Coward A.C., Thompson S.R.* The FRAM Atlas of the Southern Ocean. Swindon: Natural Environment Research Council, 1991. 67 p.
- Wessel B., Huber M., Wohlfart C., Bertram A., Osterkamp N., Marschalk U. et al.* TanDEM-X PolarDEM 90 m of Antarctica: generation and error characterization // Cryosphere. 2021. V. 15. № 11. P. 5241–5260. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5241-2021>
- Zhou S., Dutrieux P., Giulivi C.F., Jenkins A., Silvano A., Auckland C. et al.* The OCEAN ICE mooring compilation: a standardised, pan-Antarctic database of ocean hydrography and current time series // Earth System Science Data. 2025a. V. 17. № 10. P. 5693–5706. <https://doi.org/10.5194/essd-17-5693-2025>
- Zhou S., Dutrieux P., Giulivi C., Silvano A., Auckland C., Abrahamsen P. et al.* Southern Ocean moored time series (south of 60°S) (OCEAN ICE DI.1). SEANOE, 2025b // Электронный ресурс. <https://doi.org/10.17882/99922> (Дата обращения: 04.03.2026).

Citation: *Florinsky I.V. Antarctic Atlases, Geoportals, Geodatabases, and Digital Elevation Models. Led i Sneg. Ice and Snow. 2026, 66 (2): 397–425. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526020124*

Antarctic Atlases, Geoportals, Geodatabases, and Digital Elevation Models

© 2026 I. V. Florinsky

*Institute of Mathematical Problems of Biology, Keldysh Institute of Applied Mathematics,
Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow Region, Russia
e-mail: iflor@mail.ru*

Received January 15, 2026; revised March 19, 2026; accepted March 23, 2026

Three interrelated anniversaries are celebrated in 2026: 70 years ago, the first Soviet Antarctic expedition began its activity in Antarctica; 70 years ago, Soviet geodetic and cartographic studies began in Antarctica; and 60 years ago, the first volume of the Soviet complex atlas of the Antarctic was published. We provide a general overview of the first decade of Soviet Antarctic research, describe the history of the atlas's creation, its authors, structure, and content, the characteristics of the scales and projections used, the specific features of physiographic and topographic maps, as well as the reaction of the domestic and international scientific communities to the atlas's publication. The authors of the atlas have set high standards in the field of cartography of the Southern Polar Region. Its creation largely shaped the main directions of atlas cartography and geoinformation modeling for this region of the planet for decades to come. In this regard, this article reviews other comprehensive and thematic atlases, geoportals, geodatabases, digital catalogs and map collections, as well as digital elevation models of the Antarctic with a subcontinental, continental, and pan-Antarctic coverage. A total of 27 atlases and 29 geoinformation products are examined. Their topics and content cover a wide range of Antarctic research in the fields of glaciology, climatology, meteorology, geophysics, geology, permafrost science, oceanography, biogeography, geomorphology, and others. Atlases, geoportals, geodatabases, digital map collections, and digital elevation models of the Antarctic — which bring together the findings of several generations of researchers — are indispensable and complementary sources of information. It is essential to be familiar with them and know how to use them when studying the remote, harsh, and inaccessible regions of Antarctica.

Keywords: atlas, geoportal, geodatabase, digital elevation model, Antarctica

REFERENCES

- Aver'yanov V.G.* Soviet Atlas of the Antarctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 1968, 28: 148–155 [In Russian].
- Aleiner A.Z.* *Kartografiya Antarktiki*. Cartography of the Antarctic. Ph.D. Leningrad: Arctic Research Institute, 1950: 545 p. [In Russian].
- Antarktika. Geomorfologicheskii atlas*. The Antarctic. Geomorphologic Atlas. Saint Petersburg: Karta, 2011: 256 p. [In Russian].
- Atlas Antarktiki, T. I.* Atlas of the Antarctic, V. I. Moscow–Leningrad: Main Directorate of Geodesy and Cartography, 1966: 241 p. [In Russian].
- Atlas Antarktiki, T. II.* Atlas of the Antarctic, V. II. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 598 p. [In Russian].
- Atlas okeanov. Antarktika*. Atlas of the Oceans. The Antarctic. Saint Petersburg: Department of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defense of the Russian Federation, 2005: 280 p. [In Russian].
- Gulyuk G.I., Kel'ner Y.G., Svirina A.V.* From the experience of creating the Atlas of the Antarctic. *Geodezia i Kartografiya*. Geodesy and Cartography. 1966, 8: 53–57 [In Russian].
- Dubovskoi B.V.* Soviet cartographic research in Antarctica over 10 years. *Antarktika: Doklady Komissii 1965*. The Antarctic: The Committee Reports 1965. Moscow: Nauka, 1966: 130–167 [In Russian].
- Kartashov S.N.* Atlas of the Antarctic. *Antarktika: Doklady Komissii 1968*. The Antarctic: The Committee Reports 1968. Moscow: Nauka, 1971: 177–179 [In Russian].
- Kel'ner Y.G.* Atlas of the Antarctic. *Geodezia i Kartografiya*. Geodesy and Cartography. 1966, 8: 50–53 [In Russian].
- Kel'ner Y.G., Efimenko E.I.* On the project of the Atlas of the Antarctic. *Geodezia i Kartografiya*. Geodesy and Cartography. 1963, 8: 55–58 [In Russian].
- Koblentz Y.P.* *Sovremennoe sostoyanie kartografirovaniya Antarktiki. Trudy Sovetskoi antarkticheskoi ekspeditsii, T. 31*. Current state of the Antarctic mapping. Proceedings of the Soviet Antarctic Expedition, V. 31. Moscow–Leningrad: Transport, 1964: 137 p. [In Russian].

- Korotkevich E.S. Atlas of the Antarctic. *Informatsionnyi Byulleten' Sovetskoi antarkticheskoi ekspeditsii*. Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1962, 35: 56–58 [In Russian].
- Korotkevich E.S., Kel'ner Y.G. Creating the Atlas of the Antarctic as an important stage in Antarctic exploration. *Doklady Nauchno-tekhnicheskoi konferentsii po kartografii (12, 13 maya 1964 g.)*. Proceedings of the Scientific and Technical Conference on Cartography (May 12, 13, 1964). Leningrad, 1965: 102–110 [In Russian].
- Kruchinin Y.A., Ol' A.I., Shpaikher A.O. Atlas of the Antarctic. *Informatsionnyi Byulleten' Sovetskoi antarkticheskoi ekspeditsii*. Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1967, 65: 150–156 [In Russian].
- Lebedev V.L. *Antarktika*. The Antarctic. Moscow: Geografiz, 1957: 192 p. [In Russian].
- Lukin V.V. The geographical, historical and legal significance of the discovery of Antarctica in the context of the development of Soviet and Russian activities in this region. *Voprosy Geografii*. Problems of Geography. 2020, 150: 16–74 [In Russian].
- Markov K.K. Soviet Atlas of the Antarctic. *Sovremennyye problemy geografii: nauchnye soobshcheniya sovetskikh geografov po programme XX Mezhdunarodnogo geograficheskogo kongressa (London, 1964)*. Contemporary problems of geography: scientific reports of Soviet geographers on the program of the XX International Geographical Congress (London, 1964). Moscow: Nauka, 1964: 383–385 [In Russian].
- Molchanov A.M. A holistic worldview. *M. V. Keldysh: Tvorcheskii portret po vospominaniyam sovremennikov*. M.V. Keldysh: A Creative Portrait Based on the Memories of Contemporaries. Moscow: Nauka, 2001: 346–350. [In Russian].
- Petrovskiy M.A. “Atlas of the Antarctic”, Volume I. Published by the Main Directorate of Geodesy and Cartography of the USSR, Ministry of Geology, Moscow–Leningrad, 1966. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1967, 1: 55–57 [In Russian].
- Reestr zaregistrirrovannykh v razdele 2 AGKGN naimenovaniy geograficheskikh ob"ektov kontinental'nogo shel'fa i islyuchitel'noi ekonomicheskoi zony Rossiiskoi Federatsii, geograficheskikh ob"ektov, otkrytykh ili vydelennykh rossiiskimi issledovatelyami v predelakh Otkrytogo morya i Antarktiki po sostoyaniyu na 29.12.2025. Register of names of geographical features of the continental shelf and exclusive economic zone of the Russian Federation registered in Section 2 of the Automated State Catalog of Geographical Names of Russia: geographical features discovered or identified by Russian researchers within the Open Sea and the Antarctic. Moscow: Rosreestr, 2025: 164 p. [In Russian].
- Savatyugin L.M. *Rossiyskie nauchnye issledovaniya v Antarktike (1956–2003 gg.)*. Russian scientific research in the Antarctic (1956–2003). PhD. Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2004: 420 p. [In Russian].
- Tolstikov E.I. Ten years in Antarctica. *Antarktika: Doklady Komissii 1965*. The Antarctic: The Committee Reports 1965. Moscow: Nauka, 1966: 7–16 [In Russian].
- Florinsky I.V. A project of a geomorphometric atlas of ice-free Antarctic territories. *InterKarto InterGIS*. InterCarto InterGIS. 2024, 30 (2): 53–79. <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2024-2-30-53-79> [In Russian].
- Antarctic Digital Database, Version 3.0: Manual and Bibliography. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research, 2000: 93 p.
- Antarctic Digital Database. Cambridge: British Antarctic Survey, 2020–2026. Retrieved from: <https://add.scar.org/> (Last access: March 4, 2026).
- Antarctic Geospatial Data. Tsukuba: Geospatial Information Authority of Japan, 2020–2022: Retrieved from: <https://www.gsi.go.jp/antarctic/index-e.html> (Last access: March 4, 2026).
- Antarctic Map Folio Series, 19 vols. / Ed. Bushnell V.C. New York: American Geographical Society, 1964–1975: 230 p., 237 map sheets.
- Antarctic Research Atlas. US Geological Survey, 1999–2026: Retrieved from: https://lima.usgs.gov/antarctic_research_atlas/ (Last access: March 4, 2026).
- Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio / Ed. Drewry D.J. Cambridge: Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, 1983: 18 p., 13 map sheets.
- Antarctica Maps. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2017–2026: Retrieved from: <https://maps.apps.pgc.umn.edu/antarctica> (Last access: March 4, 2026).
- Atlas Antártico. Santiago: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, 1993: 86 p.
- Atlas de la Antártida Argentina. Buenos Aires: Instituto Geográfico Nacional, 2020–2026: Retrieved from: <https://antartida-anida.ign.gob.ar> (Last access: March 4, 2026).
- Atlas Enciclopédico Antártico Argentino. 3rd ed. Buenos Aires: Ministerio de Defensa, Dirección Nacional del Antártico, 1984: 128 p.
- Atlas of Antarctica, Vol. I, Moscow, 1966. Soviet Geography: Review & Translation. 1967, 8 (5–6): 261–507.
- Atlas of the Polar Regions. Corvallis: Oregon State University, 2015: 64 p.
- Atlas of the Polar Region. Boston: Jones and Bartlett, 1985: 66 p.
- Atlas over Antarktis og Sydishavet. Oslo: Hvalfangernon Assuranceforening, 1936: 17 s. + 4 map sheets.
- Australian Antarctic Map Catalogue. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2026: Retrieved from: <https://data.aad.gov.au/map-catalogue> (Last access: March 4, 2026).

- Biogeographic Atlas of the Southern Ocean. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research, 2014: 498 p.
- Cervellati R., Ramorino C., Sievers J., Thomson J., Clarke D.* A composite gazetteer of Antarctica. *Polar Record*. 2000, 36 (198): 278–285.
<https://doi.org/10.1017/S0032247400016739>
- Cox S.C., Smith Lyttle B., Elkind S., Smith Siddoway C., Morin P., Capponi G. et al.* A continent-wide detailed geological map dataset of Antarctica. *Scientific Data*. 2023a, 10: 250.
<https://doi.org/10.1038/s41597-023-02152-9>
- Cox S.C., Smith Lyttle B., Elkind S., Smith Siddoway C., Morin P., Capponi G. et al.* The GeoMAP (v.2022-08) continent-wide detailed geological dataset of Antarctica. PANGAEA. 2023b. Retrieved from:
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.951482> (Last access: March 4, 2026).
- Dong Y., Zhao J., Li C., Liao M.* Gapless-REMA100: a gapless 100-m reference elevation model of Antarctica with voids filled by multi-source DEMs. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2022a, 186: 70–82.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2022.01.024>
- Dong Y., Zhao J., Li C., Liao M.* Gapless-REMA100: a gapless 100-m Reference Elevation Model of Antarctica with voids filled by multi-source DEMs. *Figshare*, 2022b. Retrieved from:
<https://doi.org/10.6084/m9.figshare.19122212> (Last access: March 4, 2026).
- Dorschel B., Hehemann L., Viquerat S., Warnke F., Dreutter S., Schulze Tenberge Y. et al.* The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean Version 2. *Scientific Data*. 2022a, 9: 275.
<https://doi.org/10.1038/s41597-022-01366-7>
- Dorschel B., Hehemann L., Viquerat S., Warnke F., Dreutter S., Schulze Tenberge Y. et al.* The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean Version 2 (IBCSO v2). PANGAEA, 2022b. Retrieved from:
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.937574> (Last access: March 4, 2026).
- Eagles G., Golynsky A.V., Kim H.R., Paxman G.J.G., Ferraccioli F.* ADMAP's Antarctic magnetic anomaly grids transformed for use with open source software. PANGAEA, 2024: Retrieved from:
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.965433> (Last access: March 4, 2026).
- Fretwell P.* Antarctic Atlas: New Maps and Graphics That Tell the Story of a Continent. London: Particular Books, 2020: 208 p.
- Fretwell P.* Atlas de l'Antarctique. Paris: Armand Colin, 2023: 220 p.
- Gan Y.-M., Sweetlove M., Van de Putte A.* The Antarctic Biodiversity Portal, an online ecosystem for linking, integrating and disseminating antarctic biodiversity information. *Biodiversity Information Science and Standards*. 2019, 3: e37182.
<https://doi.org/10.3897/biss.3.37182>
- GeoMAP: A digital dataset of the Antarctic geosphere. SCAR GeoMAP Action Group, GNS Science, 2023. Retrieved from:
https://data.gns.cri.nz/ata_geomap/index.html (Last access: March 4, 2026).
- Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images.* London: Chapman & Hall, 1997: 315 p.
<https://doi.org/10.1007/978-94-011-5820-6>
- Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K., Golynsky D.A., von Frese R.R.B., Young D.A. et al.* New magnetic anomaly map of the Antarctic. *Geophysical Research Letters*. 2018, 45 (13): 6437–6449.
<https://doi.org/10.1029/2018GL078153>
- Gordon A.L., Baker T.N., Molinelli E.J.* Southern Ocean Atlas. New York: Columbia University Press, 1982: 33 p. + 248 plates + 42 microfiches.
- Gordon A.L., Baker T.N., Molinelli E.J.* Southern Ocean Atlas. Rotterdam: Balkema, 1986: 33 p. + 248 plates + 42 microfiches.
- Greku R.K., Gozhik P.F., Litvinov V.A., Usenko V.P., Greku T.R.* Atlas of the Antarctic Deep Structure with the Gravimetric Tomography. Kiev: Geographika, 2009: 67 p.
- Hansen H.E., Luncke B.* Atlas over dele av det antarktiske kystland. Oslo: Grøndahl, 1946: 8 s. + 12 map sheets.
- Herzfeld U.C.* Atlas of Antarctica: Topographic Maps From Geostatistical Analysis of Satellite Radar Altimeter Data. Berlin: Springer, 2004: 364 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-18515-1>
- Howat I.M., Porter C., Smith B.E., Noh M.-J., Morin P.* The Reference Elevation Model of Antarctica. *Cryosphere*. 2019, 13 (2): 665–674.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-665-2019>
- Hui F.M., Kang J., Liu Y., Cheng X., Gong P., Wang F. et al.* AntarcticaLC2000: the new Antarctic land cover database for the year 2000. *Science China – Earth Sciences*. 2017a, 60 (4): 686–696.
<https://doi.org/10.1007/s11430-016-0029-2>
- Hui F.M., Kang J., Liu Y., Cheng X., Gong P., Wang F. et al.* AntarcticaLC2000: the new Antarctic land cover database for the year 2000. Zenodo, 2017b. Retrieved from:
<https://doi.org/10.5281/zenodo.826032> (Last access: March 4, 2026).
- Kennicutt II M.C., Chown S.L., Cassano J.J., Liggett D., Peck L.S., Massom R. et al.* A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond. *Antarctic Science*, 2015, 27 (1): 3–18.
<https://doi.org/10.1017/S0954102014000674>
- Kim H.R., Golynsky A.V., Golynsky D.A., Yu H., von Frese R.R.B., Hong J.K.* New magnetic anomaly constraints on the Antarctic crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022, 127 (3): e2021JB023329.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023329>
- Klokočník J., Kostecký J., Bezděk A.* Gravitational Atlas of Antarctica. Cham: Springer, 2017: 113 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-56639-9>

- Map Archive. Tromsø: Norwegian Polar Data Centre, Norwegian Polar Institute, 2015–2026. Retrieved from: <https://data.npolar.no/map/archive> (Last access: March 4, 2026).
- Marine Geological and Geophysical Atlas of the Circum-Antarctic to 30°S / Ed. Hayes D.E. Washington: American Geophysical Union, 1991: 56 p. + 7 map sheets + 4 microfiches. <https://doi.org/10.1029/AR054>
- Marks K.M., McAdoo D.C. Gravity atlas of the Southern Ocean. Rockville: National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, 1992: 55 p.
- Matsuoka K., Skoglund A., Roth G., de Pomereu J., Griffiths H., Headland R. et al. Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands. Environmental Modelling & Software. 2021, 140: 105015. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105015>
- Michael K.J., Hill K. Sea Ice Atlas, East Antarctica: AVHRR Imagery 1992–1999, 2 vols. Hobart: Antarctic Cooperative Research Centre, University of Tasmania, 2003, CD-ROM.
- Michael K., Hill K. Sea Ice Atlas from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery 1992–1999. Australian Antarctic Data Centre, 2003b. Retrieved from: <https://doi.org/10.26179/0gw3-d267> (Last access: March 4, 2026).
- Morlighem M. MEaSURES BedMachine Antarctica, Version 4. Boulder: National Snow and Ice Data Center, University of Colorado Boulder, 2026. Retrieved from: <https://doi.org/10.5067/POJQI54A45HX> (Last access: March 4, 2026).
- Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G. et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet. Nature Geoscience. 2020, 13: 132–137. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8>
- Nilsson J., Gardner A.S., Paolo F.S. MEaSURES ITS_LIVE Antarctic grounded ice sheet elevation change, Version 1. Boulder: National Snow and Ice Data Center, University of Colorado Boulder, 2021. Retrieved from: <https://doi.org/10.5067/L3LSVDZS15ZV> (Last access: March 4, 2026).
- Nilsson J., Gardner A.S., Paolo F.S. Elevation change of the Antarctic Ice Sheet: 1985 to 2020. Earth System Science Data. 2022, 14 (8): 3573–3598. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3573-2022>
- NODC Southern Ocean Atlas Observations and Analyses, by Gordon and Molinelli. NSF National Center for Atmospheric Research, Division of Ocean and Climate Physics, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, National Oceanographic Data Center, 1984: Retrieved from: <https://doi.org/10.5065/GEVJ-KD16> (Last access: March 4, 2026).
- Obu J., Westermann S., Käüb A., Bartsch A. Ground temperature map, 2000–2017, Antarctic. PANGAEA. 2019: Retrieved from: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.902576> (Last access: March 4, 2026).
- Obu J., Westermann S., Vieira G., Abramov A., Balks M.R., Bartsch A. et al. Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale. Cryosphere. 2020, 14 (2): 497–519. <https://doi.org/10.5194/tc-14-497-2020>
- Oceanographic Atlas of the Polar Seas. Pt. I: Antarctic. Hydrographic Office Publication No. 705. Washington: US Navy Hydrographic Office, 1957: 70 p.
- Olbers D., Gouretsky V., Seif G., Schröter J. Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Bremerhaven: Alfred Wegener Institute, 1992a: 17 p. + 82 plates + 23 transparency maps in pocket.
- Olbers D., Gouretsky V., Seif G., Schröter J. Primary data sets of the hydrographic atlas of the Southern Ocean. PANGAEA, 1992b. Retrieved from: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.715004> (Last access: March 4, 2026).
- Orheim O., Giles B., Moholdt G., Jacka J., Bjørdal A. The SCAR International Iceberg Database. Tromsø: Norwegian Polar Institute, 2021. Retrieved from: <https://doi.org/10.21334/npolar.2021.e4b9a604> (Last access: March 4, 2026).
- Orheim O., Giles B., Moholdt G., Jacka J., Bjørdal A. Antarctic iceberg distribution revealed through three decades of systematic ship-based observations in the SCAR International Iceberg Database. Journal of Glaciology, 2023, 69 (275): 551–565. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.84>
- Orsi A.H., Whitworth T. III. Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Vol. 1: Southern Ocean. Southampton: International WOCE Project Office, 2005: 233 p. <https://doi.org/10.21976/C6BC78>
- Polar Regions: Atlas. Washington: Central Intelligence Agency, 1978: 66 p.
- Pritchard H.D., Fretwell P.T., Fremant A.C., Bodart J.A., Kirkham J.D., Aitken A. et al. BEDMAP3 – ice thickness, bed and surface elevation for Antarctica – gridding products (Version 1.0). Cambridge: NERC EDS UK Polar Data Centre, 2024. Retrieved from: <https://doi.org/10.5285/2d0e4791-8e20-46a3-80e4-f5f6716025d2> (Last access: March 4, 2026).
- Pritchard H.D., Fretwell P.T., Fremant A.C., Bodart J.A., Kirkham J.D., Aitken A. et al. Bedmap3 updated ice bed, surface and thickness gridded datasets for Antarctica. Scientific Data. 2025, 12: 414. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04672-y>
- Quantarctica / Ed. Matsuoka K. Tromsø: Norwegian Polar Institute, 2013–2021. Retrieved from: <https://doi.org/10.21334/NPOLAR.2018.8516E961> (Last access: March 4, 2026).
- REMA. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2018–2024. Retrieved from: <https://www.pgc.umn.edu/data/rema/> (Last access: March 4, 2026).

- REMA Explorer. Saint Paul: Polar Geospatial Center, University of Minnesota, 2022–2026. Retrieved from: <https://rema.apps.pgc.umn.edu> (Last access: March 4, 2026).
- SCAR Antarctic Biodiversity Portal. Brussels: Scientific Committee on Antarctic Research, 2019–2026. Retrieved from: <https://www.biodiversity.aq> (Last access: March 4, 2026).
- SCAR Biodiversity Database. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2006–2013. Retrieved from: <https://data.aad.gov.au/aadc/biodiversity/index.cfm> (Last access: March 4, 2026).
- SCAR Composite Gazetteer of Antarctica. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2014. Retrieved from: <https://data.aad.gov.au/aadc/gaz/scar> (Last access: March 4, 2026).
- SCAR Map Catalogue. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2000–2026. Retrieved from: <https://data.aad.gov.au/aadc/mapcat> (Last access: March 4, 2026).
- Scheinert M., Zingerle P., Schaller T., Pail R., Willberg M.* Towards an updated, enhanced regional gravity field solution for Antarctica. EGU General Assembly 2021, 19–30 April 2021, EGU21-9873. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-9873>
- Scheinert M., Zingerle P., Schaller T., Pail R.* Antarctic gravity anomaly and height anomaly grids (AntGG2021). PANGAEA, 2024. Retrieved from: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.971238> (Last access: March 4, 2026).
- Sea Ice Climatic Atlas. V. I: Antarctic. Ashville: Naval Oceanography Command Detachment, 1985: 132 p.
- Shen X., Ke C.-Q., Fan Y.* A digital elevation model of Antarctica derived from ICESat-2. Beijing: National Tibetan Plateau Data Center, Third Pole Environment Data Center, 2021. Retrieved from: <https://doi.org/10.11888/Geogra.tpdc.271448> (Last access: March 4, 2026).
- Shen X., Ke C.-Q., Fan Y., Drolma L.* A new digital elevation model (DEM) dataset of the entire Antarctic continent derived from ICESat-2. Earth System Science Data. 2022, 14 (7): 3075–3089. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3075-2022>
- SOOSmap. Hobart: Institute for Marine and Antarctic Studies, University of Tasmania, 2017–2026. Retrieved from: <https://www.soosmap.aq> (Last access: March 4, 2026).
- Swithinbank C.* Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Antarctica. USGS Professional Paper 1386-B. Washington: US Government Printing Office, 1988: 278 p.
- TanDEM-X PolarDEM 90m of Antarctica. Earth Observation Center, German Aerospace Center, 2020. Retrieved from: <https://geoservice.dlr.de/web/maps> (Last access: March 4, 2026).
- Ten Hoopen P., Novellino A., Hancock A.M., Bricher P., De Pooter D., Felden J. et al.* SOOSmap: your gateway to Antarctic data discovery. Elementa: Science of the Anthropocene, 2025, 13 (1): 00099. <https://doi.org/10.1525/elementa.2024.00099>
- Terauds A., Lee J.R., Wauchope H.S., Raymond B., Bergstrom D.M., Convey P. et al.* The biodiversity of ice-free Antarctica database. Ecology. 2025a, 106 (1): e70000. <https://doi.org/10.1002/ecy.70000>
- Terauds A., Lee J.R., Wauchope H.S., Raymond B., Bergstrom D.M., Convey P. et al.* The Biodiversity of Ice-free Antarctica Database, Ver. 5. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2025b. Retrieved from: <https://doi.org/10.4225/15/59100ba9157f7> (Last access: March 4, 2026).
- The Antarctic. Geomorphologic Atlas / Ed. Lastochkin A. St. Petersburg: Karta, 2013: 168 p.
- Thomson J.W., Cooper A.P.R.* The SCAR Antarctic digital topographic database. Antarctic Science. 1993, 5 (3): 239–244. <https://doi.org/10.1017/S095410209300032X>
- Tóth A.B., Terauds A., Chown S.L., Hughes K.A., Convey P., Hodgson D.A. et al.* A dataset of Antarctic ecosystems in ice-free lands: classification, descriptions, and maps. Scientific Data. 2025a, 12: 133. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04424-y>
- Tóth A.B., Terauds A., Chown S. L., Hughes K.A., Convey P., Hodgson D.A. et al.* The Antarctic Ecosystem Inventory: a classification, descriptions and maps of Antarctica's ice-free terrestrial ecosystems, Ver. 1. Kingston: Australian Antarctic Data Centre, 2025b. Retrieved from: <https://doi.org/10.26179/rwz3-6059> (Last access: March 4, 2026).
- Webb D.J., Killworth P.D., Coward A.C., Thompson S.R.* The FRAM Atlas of the Southern Ocean. Swindon: Natural Environment Research Council, 1991: 67 p.
- Wessel B., Huber M., Wohlfart C., Bertram A., Osterkamp N., Marschalk U., et al.* TanDEM-X PolarDEM 90 m of Antarctica: generation and error characterization. Cryosphere. 2021, 15 (11): 5241–5260. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5241-2021>
- Zhou S., Dutrieux P., Giulivi C.F., Jenkins A., Silvano A., Auckland C. et al.* The OCEAN ICE mooring compilation: a standardised, pan-Antarctic database of ocean hydrography and current time series. Earth System Science Data. 2025a, 17 (10): 5693–5706. <https://doi.org/10.5194/essd-17-5693-2025>
- Zhou S., Dutrieux P., Giulivi C., Silvano A., Auckland C., Abrahamsen P. et al.* Southern Ocean moored time series (south of 60°S) (OCEAN ICE D1.1). SEANOE, 2025b. Retrieved from: <https://doi.org/10.17882/99922> (Last access: March 4, 2026).

